حوادث دگرگونی و ماگمایی در منطقه معدنی طلای موته - شمال خاوری گلپایگان

نوشته : دکتر نعمت اله رشید نژاد عمران * ، دکتر محمدهاشم امامی ** ، دکتر مسیب سبزه یی **
دکتر آلن پیکه ***، دکتر ابراهیم راستاد ***، دکتر هروه بلون ***، دکتر تیری ژوتو ***

Metamorphic and Magmatic Events of the Muteh Gold Mine (Northeast Golpayegan)

By: Dr.N.Rashid Nezhad Omran*, Dr.M.H.Emami**, Dr.M.Sabzehei**, Dr.A.Pique
Dr.E.Rastad*, Dr.H.Bellon***, Dr.T.Juteau***

چکیده:

نوار دگرگونی - ماگمایی منطقه موته، در بخش شمال‌باختری زون سنندج - سیرجان و شمال‌خاوری گلپایگان واقع‌شده و شامل ردیفی از سنگهای رسوبی، ولکانیکی(بازیک و اسیدی) و آتشفشانی - رسوبی دگرگونه و چین‌خورده است. این نوار از دیدگاه لیتولوژی، رخساره‌های دگرگونی وحتی‌شیوه دگریختی، از قدیم به جدید، به سه کمپلکس گنایسی(زیرین)، شیست سبز(میانی) و اسلیتی(بالایی) قابل تفکیک است.

کمپلکس‌های دگرگونه، در منطقه موته، چند حادثه دگرگونی و دگریختی را، بصورت پیشرونده، تا رخساره آمفیبولیت تجربه کرده‌اند و ویژگی های پلی‌متامورفیک را ارائه می‌کنند. در منطقه موته حوادث مربوط به رخدادهای سیمرین پسین و لارامید وپلوتونیسم اسیدی پیامد آنها، همه حوادث پیشین را تحت تاثیر قرارداده است. اما، در بخشهای جنوب‌خاوری زون سنندج - سیرجان ، رخداد کوهزایی سیمرین‌پیشین ، توسط محققین مختلف ، بعنوان مهمترین حادثه دگرگونی و دگریختی ، مورد تاکید قرارگرفته است. داده های سنی جدید، از نمونه‌های منطقه موته، حاکی‌از آن است که توده‌های گرانیتوییدی در دوره‌های کرتاسه میانی، پالئوسن پایانی و پالئوسن - ائوسن، جایگزین شده‌اند.

واژه های کلیدی: حوادث دگرگونی، ماگماتیسم، دگریختی، سنندج - سیرجان، موته، ایران.

Abstract

Muteh Metamorphic- Magmatic belt, in the northwestern part of Sanandaj- Sirjan zone and the NE of Golpaygan, is composed of metamorphosed deformed sequences of sedimentary, volcanic (basic and acid) and volcano-sedimentary rocks. This belt consists of three separatable complexes including gneiss complex, green-schist complex and slate complex, from bottom to top, based on lithology, metamorphic facies and even the style of deformation.

Metamorphic complexes of Muteh region have undergone progressively three metamorphic-deformation events to amphibolite facies, therefore, represent a Poly-metamorphic character. The effects of Late Cimmerian and Laramian orogenies and their related acidic plutonism, have partly obliterated all the previous events in this region, but the Early Cimmerian orogenic phase is considered as the most important metamorphic deformation event in the southeastern part of Sanandaj-Sirjan zone by various geologists. Dating on various samples of the region indicates the granitoid bodies were emplaced of Middle to Late Cretaceous, Late Paleocene and Paleocene-Eocene.

Key words: Metamorphic events , Magmatism , Deformation , Sanandaj-Sirjan , Muteh , Iran.

مقدمه

منطقه موته، در بخش شمال‌باختری زون سنندج ـ سیرجان (Stockline,1968) و درشمال‌خاوری گلپایگان واقع شده است(شکل ۱). این زون در گذشته، به نامهای کمربند کوهزایی رضائیه ـ اسفندقه (Takin,1972)، زون اسفندقه ـ مریوان(نبوی،۱۳۵۵) ومریوان ـ منوجان (Hushmandzadeh, 1977) نیز نامیده شد. افتخارنژاد(۱۳۵۹) بخش شمال‌باختری آن را زون همدان ـ ارومیه نام نهاده است.

زون دگرگونی ـ ماگمایی سنندج ـ سیرجان، باروندNW-SE، بیش‌از ۱۵۰۰ کیلومتر طول و ۲۰۰-۱۵۰ کیلومتر پهنا دارد و بین نوارماگمایی ارومیه ـ دختر(درشمال‌خاوری) و کمربند چین‌خورده ـ راندگی زاگرس(در جنوب‌باختری) قرارگرفته‌است. این زون، از نظر تکتونیکی، یک اولاکوژنوسنکلینال (Sabzehei,1974 و سبزه‌ئی، ۱۳۷۵) و بخشی‌از کوهزاد زاگرس(Alavi,1991,1994) معرفی شده‌است و از فعال‌ترین زونهای ساختمانی ایران است که تا سنوزوئیک، فازهای دگرگونی و ماگمایی مهمی را متحمل شده‌است (نبوی، ۱۳۵۵؛ Berberian & King,1981؛ Sabzehei,1974 و سبزه‌ئی،۱۳۷۵؛ درویش زاده، ۱۳۷۰؛Mohajjel,1997). Sabzehei(1974) و سبزه‌ئی(۱۳۷۵) کمپلکس‌های مافیک ـ اولترامافیک و دگرگونه‌های قدیمی، در زیرترین بخش این زون، را به پرکامبرین بالایی ـ کامبرین زیرین نسبت داده‌است. کمپلکس‌های دگرگونه زون سنندج ـ سیرجان به پرکامبرین (Thiele et al.1968) و مزوزوئیک (Mohajjel,1997) هم نسبت داده شده‌اند.

این مقاله، با استناد به مطالعات و داده های جدید، به بررسی حوادث دگرگونی و فازهای مهم ماگمایی، در منطقه موته، پرداخته است.

زمین شناسی

پروتزدهای منطقه موته، شامل ردیفی از مجموعه‌های دگرگونه و چین‌خورده پالئوزوئیک و نهشته‌های دگرگون نشده مزوزوئیک و ترشیری هستند. مجموعه های دگرگونه، ردیفی از سنگهای رسوبی(آواری، پلیتی و آرژیلی، شیمیایی و بیوشیمیایی)، ماگمایی (بازیک و اسیدی) و آتشفشانی ـ رسوبی را تشکیل می‌دهند که بصورت پیشرونده چند حادثه دگرگونی و دگرشکلی را تا رخساره آمفیبولیت زیرین تا بالائی تجربه کرده‌اند. در این منطقه، توده‌های نفوذی بازیک و اسیدی، طی چند حادثه، در مجموعه‌های دگرگونه تزریق و جایگزین شده‌اند(شکل۲). در این بررسی، کمپلکس‌های دگرگونه، ازنظرلیتولوژی، رخساره دگرگونی و حتی شیوه دگریختی، به سه مجموعه اصلی تقسیم شده‌اند که با یک ناپیوستگی همشیب، ناشی‌از حرکات هورست و گرابن، و یا با همبری گسله، در زیر واحد کربناته پرمین قرارگرفته‌اند(شکل۳).

کمپلکس گنایسی، دربخش‌زیرین، از شمال ورزنه تا شمال گلپایگان، گسترش دارد و شامل تناوبی از گنایس چشمی ونواری، میکاشیست، آمفیبولیت، میکا-گارنت شیست، مرمر، وکوارتزیت است. گنایس نواری، از نوارهای مستقل غنی‌از بیوتیت قهوه‌ای رنگ و نوارهای غنی از کوارتز و فلدسپات، با بافت لپیدوگرانوبلاستیک، تشکیل شده‌است و بتدریج به میکا شیستهای درجه‌بالا می‌پیوندد. گنایس چشمی یا گرانیتی، فابریکهای میلونیتی و برشی را بخوبی نشان می‌دهد. آمفیبولیت‌ها، اساسا بصورت گدازه بازیک و یا سیل میکروگابرویی و بندرت بشکل دایک دیابازیک ظاهرشدند و بافت نماتوبلاستیک و رنگ سبزتیره تا سیاه دارند. در جنوب‌باختری منطقه، میکا ـ گارنت شیست‌ها، گسترش زیادی دارند. در این شیستها، دو نسل گارنت وجوددارد. یکی مربوط به قبل از تشکیل فولیاسیون سنگ، بصورت پورفیروبلاستهای درشت تجزیه شده و محصور در فولیاسیون سیگموییدال میکاها است که در یک حادثه دگرگونی‌ناحیه‌ای، شکل گرفته‌است. این گارنتها ازنوع pre-syntectonic garnet هستند.نسل دیگر، بشکل گارنت‌های ریز و نسبتاً سالم، که بر فولیاسیون چین‌خورده سنگ سوار شده وازنوع Post-tectonic garnet است. در بعضی از این شیستها، پورفیروبلاستهای درشت استروتید وگاه تیغه‌های کلریتوئید که فولیاسیون سنگ را قطع می‌کند، دیده شده‌است. پورفیرهای استروتید، همچون گارنت‌های نسل اول، درون فولیاسیون میکاها محصور شده‌اند. مرمرها، در میکا-گارنت شیستها محدود شده‌اند. در مقیاسهای محلی، در شمال‌باختری ورزنه، بین مرمرها، چرتهای دگرگونه و شیستها یک ارتباط بین انگشتی و تبدیل تدریجی دیده می‌شود.

کمپلکس شیست سبز، دربخش‌میانی، شامل تناوبی‌از شیست سبز، میکاشیست، کوارتزیت، شیست سیاه رنگ و متاریولیت است. در این مجموعه، برتری حجمی، با سنگهای ماگمایی دگرگونه است. در بالاترین قسمت این مجموعه، یک افق کالک شیستی وجود دارد که در واقع یک واحد آهک دولومیتی نازک لایه، چرتی و چین‌خورده است. در این واحد

کربناته، آثاری از آلگ *girvanella* دیده می‌شود (پرتوآذر، سازمان زمین‌شناسی، تماس شخصی) که به دونین بالایی (Famennian) منتسب است. کمپلکس شیست سبز، میزبان کانسارهای طلای منطقه موته است.

کمپلکس اسلیتی، در بالاترین بخش از کمپلکس‌های دگرگونه منطقه و در زیر واحد کربناته پرمین قرار دارد و شامل تناوبی از نازک لایه های اسلیت، اسلیت ماسه‌ای و ماسه سنگ دگرگونه است. دراین مجموعه، سیل‌های دیابازی تا میکروگابرویی، به ستبرای ۲ تا ۵ متر، بطورمکرر، تزریق شده‌اند. این مجموعه، فولیاسیون خفیفی(کلیواژاسلیتی)را نشان‌می‌دهد که با پهن شدن و کشیدگی بلورهای کوارتز و رشته‌های اپاک مشخص می‌شود. اما، دربخشهای‌زیرین، باوفورنسبی میکاها، شیستوزیته نمود بهتری می‌یابد. سیلهای بازیک نیز کمی دگرگونه هستند و ساخت و بافت ماگمایی‌اولیه را تا حدودی حفظ کرده‌اند.

واحد کربناته پرمین، با یک قاعده کوارتزیتی وبا ماسه سنگی، بصورت تدریجی با ناپیوستگی همشیب و گهگاه گسله، بر روی واحدهای قدیمی‌تر واقع شده‌است. به اعتقاد Alavi Naini(1972) و نبوی(۱۳۵۵)، سیستم پرمین، در سراسر ایران، کم و بیش با رخساره ماسه سنگی شروع می‌شود و در همه جا میتوان ناپیوستگی همشیب را در زیر آن مشاهده نمود. Stampfli(1978) این ناپیوستگی همشیب را به فاز خشکی‌زایی Sudet (ویزین - نامورین) و حرکات هورست و گرابن در این فاز، نسبت داده‌است. بخش قاعده‌ای پرمین در شمال موته، شامل چند متر کوارتزیت روشن و تناوب کوارتزیت، چرت و دولومیت قهوه‌ای رنگ چرتی است که بر روی آن دولومیت‌های قهوه ای رنگ ستبرلایه، به همراه میان لایه های آهکی خاکستری تیره، قرار دارند. گرچه، فرآیند تبلورمجدد و فشارهای دینامیکی، غالبا آثار فسیلی را محو نموده، ولی‌در میان لایه‌های آهکی این واحد، درچند نقطه ازبال شمالی، فسیلهایی‌از فوزولین و بازوپایان دیده شد که انتساب آنرا به پرمین محرز کرده‌است.

Thiele et al.(1968) مجموعه‌های دگرگونه منطقه را به پرکامبرین نسبت‌داده‌اند وکمپلکس اسلیتی و واحدکربناته روی آنرا، بترتیب هم‌ارز سنی سازندهای کهر و سلطانیه، ذکرکرده‌اند. این پژوهشگران، به وجودیک دگرشیبی‌زاویه‌ای، درشمال موته، بین کهر و واحد کربناته روی آن اشاره نمودند. Stockline(1968) ضمن اشاره به ناپیوستگی شدید بین پرمین و رسوبات قدیمی‌تر، آنرا به حرکات هورستی‌آسینتیک نسبت داده‌است. اوخاطرنشان می‌کند که دگرشیبی زاویه‌ای مورد بحث Thiele et al. (1968) در نواحی مجاور موته و ایران مرکزی دیده نشده‌است. ازسوی دیگر، کمپلکسهای زیرین و میانی منطقه موته، باهمتافتهای ۱و۲ بخش‌جنوبی سنندج - سیرجان(سبزه‌یی، ۱۳۷۵وسبزه‌یی و همکاران،۱۳۷۳)، که به پرکامبرین‌بالایی تا اردوویسین نسبت داده‌شدند، مشابهت زیادی دارند. همچنین، این‌محقق، یک واحد کالک‌شیستی را تحت عنوان همتافت۳، به‌دونین - کربونیفرزیرین منتسب کرده که در موقعیت مشابه کالک‌شیستهای منطقه موته(بالاترین واحدکمپلکس شیست سبز) واقع شده‌است. بنابراین، بنظرمی‌رسد که بتوان دوکمپلکس دگرگونه گنایسی و شیست سبز را به محدوده سنی پرکامبرین‌بالایی - پالیوزوییک‌زیرین(دونین و قدیمی‌تر)، وکمپلکس اسلیتی رابه کربونیفرزیرین - پرمین‌زیرین محدودکرد.

توده‌های نفوذی

زون سنندج - سیرجان، در ادوار مختلف زمین‌شناسی، مورد هجوم و تزریق توده‌های متعدد گابرویی و گرانیتوئیدی بوده‌است(Thiele et al.1968؛ سبزه‌یی، ۱۹۷٤ و ۱۳۷۵؛ Berthier et al 1974، Valizadeh and Cantagrei,1975؛ نبوی، ۱۳۵۵؛ درویش زاده، ۱۳۷۰؛ هادی پورجهرمی، ۱۳۷۳). در منطقه موته، توده‌های گابرویی به شکل سیل و توده‌های گرانیتوئیدی بصورت استوک و باتولیت، ظاهرشده‌اند.توده‌های گرانیتوییدی، بویژه، درگستره‌ای وسیع‌تر برونزد یافته‌اند و شامل طیفی از گرانیتهای آلکالن، مونزو- سینوگرانیت و سینیت هستند.

در شمال گلپایگان، توده کوارتز- مونزودیوریتی تا سینیتی گسترش وسیعی‌دارد. این توده، بطور مکرر، تحت هجوم و تزریق دایکهای دیابازیک، آندزیت پورفیری، گرانیتی و رگه های آپلیتی تا پگماتیتی مسکویت - تورمالین‌دار قرارگرفته‌است. در دره اسفجرد- قیدو، شمال گلپایگان، نیز یک توده مونزوگرانیتی روشن و گروتادار برونزد دارد که در آن رگه‌های میکروگرانیتی، آپلیتی و کوارتز - تورمالین‌دار، به وفور دیده می‌شود. فولیاسیون حاشیه این توده، به موازات فولیاسیون سنگ میزبان میکا - گارنت شیست میباشد، یعنی یک گرانیت ازنوع Syntectonic است.

توده‌های گرانیتی، درنیمه شمال‌خاوری منطقه، گسترش وسیعی دارند. در شمال ورزنه، توده‌های کوچک گرانیتی روشن و سفیدرنگ، در نهشته‌های دگرگون نشده ژوراسیک زیرین تزریق شده‌اند. Thiele et al.(1968) این توده‌های گرانیتی سفیدرنگ را به ژوراسیک پایانی یا کرتاسه آغازی، و توده‌های گرانیتی شمال موته را به پرکامبرین نسبت داده‌اند.

ساختار منطقه

توار دگرگونی- ماگمایی منطقه موته، در اثر حرکت گسلهائی در دو یال جنوبی و شمالی، در راستای NE-SW ، بصورت یک فرازمین (Uplift) بالا آمده و تحت اثر فرسایش شدید قرار گرفته است؛ به گونه‌ای که حجم زیادی از توده‌های گرانیتی، در سطح زمین فرصت برونزد یافته‌اند. این نوار، تاقدیس گونه‌ای (Antiform) است که روند سطح محوری آن NE-SW ، و شیب آن بسوی شمال‌باختری است. یال جنوبی این ساختمان، در اثر کارکرد گسلها، گسیخته و در مواردی حذف شده است؛ بنحوی که دولومیت‌های پرمین در این یال بصورت برونزدهای ناپیوسته، گسیخته و برشی‌شده، ظاهر شده‌اند.

دراین‌منطقه، تزریق و جایگزینی توده‌های گرانیتی، بوسیله گسله‌هایی با روند NW-SE و NE-SW کنترل شده‌است. در مناطق معدنی، مانند چاه خاتون، قروم- قروم، سنجده و چاه باغ، گسله‌های کششی، عموما با روند N35W ، و شیب بسوی خاور، معابر مناسبی را برای تخلیه سیالات سیلیسی کانه‌دار و تمرکز کانه‌سازی طلا، فراهم کرده‌اند.

متامورفیسم

کمپلکس‌های دگرگونه، در منطقه موته، تحت تاثیر حوادث مختلف دگرگونی و دگریختی، بطور پیرونده تا رخساره آمفیبولیت دگرگون ودگریخت شده‌اند. تزریق و جایگزینی مکرر توده‌های نفوذی بازیک و اسیدی، بویژه جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی در حجم‌های وسیع، درون مجموعه‌های دگرگونه، ضمن ایجاد دگرگونی مجاورتی و گسهگاه تشکیل پاراژنزهای جدید و یا تبلور و آرایش جدید، موجب محو آثار و ساختارهای مربوط به حوادث پیشین نیز شده‌است . در واقع، نوار دگرگونی- ماگمایی منطقه موته ، یک مجموعه پلی متامورفیک و پیچیده را نشان می دهد که، بر اثر سوارشدن چند حادثه پایی بر روی هم، شکل گرفته است .

پاراژنزهای دگرگونی

در منطقه موته ، لیتولوژیهای مختلف از پروتولیت آذرین بازیک و اسیدی، رسوبی پلیتی و آرژیلی و کربناتی، و آتشفشانی -رسوبی دگرگونه ، در رخساره‌های مختلف، پاراژنز کانی‌شناختی مشخص و متفاوتی را نشان می‌دهند (جدول ۱) که با توجه به آنها ، رخساره‌های دگرگونی ، از هم متمایز می‌شوند.

در سنگهای بازیک دگرگونه ، حضور مجموعه کانیهای هورنبلند(سبزوقهوه‌ای)+ پلاژیوکلاز +گارنت + بیوتیت قهوه‌ای + کوارتز + ایلمنیت + مانیتیت + اسفن و در سنگهای رسوبی پلیتی و آرژیلی دگرگونه همراهی کوارتز+ بیوتیت+ مسکویت + گارنت + استروتید+ کلریت + ایلمنیت + روتیل، معرف رخساره آمفیبولیت هستند. از سوی دیگر، حضور مجموعه کانیهای هورنبلند سبز + پلاژیوکلاز + فلدسپات آلکالن+ اکتینولیت + کلریت + اپیدوت + بیوتیت سبز+ کوارتز+کلسیت + ایلمنیت + مانیتیت، در سنگهای مافیک (Green-mafic schists) و ظهور همپایند کانیهای بیوتیت سبز+ مسکویت + کوارتز+ پلاژیوکلازسدیک + فلدسپات آلکالن+ کلریت + اپیدوت + روتیل+ ایلمنیت + اسفن در سنگهای اسیدی (Felsic schists)، نماینده رخساره شیست سبز می‌باشند.

در سنگهای با دگرگونی خفیف (کمپلکس اسلیتی) کلیواژ اسلیتی با پهن شدن و کشیدگی بلورهای کوارتز و رشته‌های اپاک مشخص می‌شود و در مواردی، دربخشهای‌زیرین، با حضور بیوتیت و کانیهای رسی، شیستوزیته خفیفی را نشان می‌دهد.

ظهور بیوتیت قهوه‌ای رنگ و فلدسپات آلکالن در سنگهای مافیک دگرگونه، شاید تا حدودی، در اثر فرآیند متاسوماتیسم آلکالن و پتاسیک است که طی آن بخشی از آمفیبول به بیوتیت و پلاژیوکلاز به فلدسپات آلکالن، تبدیل شده است. پدیده پرتیتی شدن فلدسپات‌ها در سنگهای فلسیک و در گرانیتها نیز ظاهرا از پیامدهای این فرآیند می‌باشد.

در شیست‌های پلیتی جنوب باختری منطقه، کانی استروتید و دو نسل گارنت دیده شده‌است. گارنت‌های نسل اول، که در یک رخداد دگرگونی ناحیه‌ای، پیش از حوادث کوهزایی موجد فولیاسیون سیگموئیدال میکاها، شکل گرفته‌اند، بصورت پورفیروبلاستهای درشت و تجزیه ، و در فولیاسیون چین‌خورده میکاها، محصور شده‌اند. اما، گارنت های نسل‌دوم، ریزدانه و به نسبت سالم هستند و بر فولیاسیون سنگ سوار شده‌اند. استروتید، یک سازنده عادی دگرگونی درجه متوسط در رسوبات آرژیلی دگرگونه است و در خلال دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده این نهشته ها، عموما پیش از کیانیت تشکیل می‌شود (Deer et al.1991). در شیست‌های منطقه، این کانی بصورت پورفیروبلاستهایی در فولیاسیون سیگموئیدال میکاها محصور شده و همچون گارنت‌های نسل اول فابریک C/S را، با حرکت راست بر، نشان می‌دهد.

در کمپلکس شیست سبز، بلورهای درشت کلریت، بیوتیت و اکتینولیت، که

در فاز D2 و یا تحت تاثیر حادثه ترمیک بعدی تشکیل شده‌اند؛ فولیاسیون سنگ میزبان را قطع کرده‌اند و در مواردی ژئومتری بلورهای کوارتز و فلدسپات و حتی کانیهای کدر را در یک رژیم خمیری، تحت تاثیر قرارداده‌اند.

داده های جدید از سن مطلق

در این بررسی، تعدادی از نمونه‌های سنگی دگرگونه و نفوذی منطقه، به روش K-Ar تعیین سن شده‌اند (جدول ۲). در این روش، کانیهای آمفیبول، بیوتیت و فلدسپات از سنگها جدا شده و یا اینکه، در مواردی، نمونه بصورت سنگ کل، سن سنجی شده است. این نمونه‌ها، در دانشگاه تربیت مدرس و دانشگاه تهران آماده سازی شدند و در دانشگاه برتانی غربی (برست - فرانسه) مورد آنالیز قرار گرفتند. البته، نمونه‌های دیگری از منطقه، در فرانسه در دست بررسی هستند.

داده‌های این بررسی، گویای آن است که رویدادهای دگرگونی و دگریختی و به دنبال آن جایگزینی توده‌های نفوذی، با رخدادهای سیمرین پسین، اوسترین و لارامید در ارتباط هستند. آمفیبولهایی که از سنگهای دگرگونه استخراج شده‌اند، با تشکیل فولیاسیون سنگ و خطواره کانی همزمان بوده و سن‌های بین ۱۷۴ و ۱۵۰ میلیون سال را بدست داده‌اند؛ که با ژوراسیک زیرین تا پسین مطابقت دارند. در واقع، این سن‌ها، زمان سرد شدن و بسته شدن سیستم کانی و ذخیره شدن Ar را نشان میدهند. این آمفیبول‌ها، مربوط به سنگهای آمفیبولیت، متاگابروی پگماتوئیدی و شیست سبز(جدول ۲) هستند. در صورتیکه، سن‌هایی که از بیوتیت‌ها و فلدسپات‌ها بدست آمدند، جوانتر از سن آمفیبول‌ها می باشند. این امر، یعنی جوان‌گرائی فلدسپات‌ها، نه تنها در نمونه‌های مختلف، بلکه در یک نمونه نیز دیده شده است. در نمونهRM359 سنهای ۱٦٤ و ۱٦۲ میلیون سال از روی آمفیبول و ۹۹ و ۹۸ میلیون سال از پلاژیوکلاز بدست آمده است. همینطور، در نمونه RM365 ارقام ۱۵٦ و ۱۵۰ میلیون سال و ۱۰۹ میلیون سال بترتیب از آمفیبول و پلاژیوکلاز نتیجه شده‌اند. سن بیوتیت در نمونه‌های RM428 و RM300 بترتیب ۸٤-۸۵ و ۷٦ میلیون سال بدست آمد. اینکه ، سن بدست آمده از روی پلاژیوکلاز جوانتر از سن آمفیبول در یک نمونه است، شاید بخاطر تاثیر فرآیند متاسوماتیسم آلکالن باشد که طی آن بخشی از پلاژیوکلاز به فلدسپات آلکالن تبدیل شده است. به عبارت دیگر، سیستم پلاژیوکلاز نسبت به کانی آمفیبول در برابر این فرآیند، بازتر عمل کرده و آرگون ذخیره شده در آن، طی مشارکت در تبادلات یونی، آرایش جدیدی یافته است. از سوی دیگر، دمای سرد شدن پلاژیوکلاز و بیوتیت کمتر از دمای سرد شدن آمفیبول می باشد. اما، به هر حالت این سنها، نماینده ذخیره شدن آرگون طی آخرین فرآیند یا رخدادی است که سنگها را متاثر کرده است و برابر داده‌های جدول ۲ این فرآیند می‌تواند از پیامدهای رخدادی باشد که در خلال کرتاسه میانی تا پسین بوقوع پیوسته و طی آن توده‌های گرانیتی شمال‌خاوری منطقه در مجموعه تزریق و جایگزین شده‌اند. گرانیت چاه خاتون، در شمال موته، سنهای ۱۲۸ و ۱۲٤ میلیون سال را برای سنگ کل بدست داده است که معرف حادثه‌ای در کرتاسه میانی می‌باشد. اما، سن سنجی بر روی بیوتیت، ارقام ٦۹ و ٦۷ میلیون سال را نشان می‌دهد که به مراتب جوانتر از سن سنگ کل آن است وبه تبلور این کانی در پایانه کرتاسه پسین مربوط میشود. سن سنجی بر روی گرانیت دره اسفجرد- قیدو، رگه آپلیتی و رگه میکروگرانیتی قطع کننده این گرانیت، بر روی کانی بیوتیت و یا سنگ کل، بترتیب ۵۸، ۵۷ و ۵٦ میلیون سال را آشکار ساخت که نماینده حوادث پیاپی در پریود زمانی پالئوسن - ائوسن هستند. گنایس گرانیتی آدربا، در شمال ورزنه نیز از روی بیوتیت سن ٦۰ میلیون سال (پالئوسن) را نشان داد.

در هر صورت، حضور سنگهای بازیک و اسیدی دگرگونه و توده‌های گرانیتی، حاکی از فعال بودن منطقه است؛ بطوریکه این حوادث طی مزوزوئیک و از ژوراسیک به بعد، تاثیر خود را به اشکال گوناگون، نشان داده‌اند. جوانترین این حوادث، بصورت پلوتونیسم اسیدی در دور پالئوسن- ائوسن و در پی رخداد لارامید، ظاهر شده است.

بحث

حضور مکرر سنگهای ماگمایی دگرگونه شامل آمفیبولیت، شیست سبز و متابازیت از یک سو، و فلیک شیست، متاریولیت و دگرگونه‌های ولکانوسدیمنتری از دیگر سو، در تناوب با شیست‌های پلیتی و آرژیلی، شیست‌های سیاه کربن‌دار ، مرمر و کوارتزیت، یادآور چند مساله است:

الف - منطقه موته، از نظر ماگماتیسم بسیار فعال بوده، بنحوی که فرآورده‌های ماگمایی از گوشته بالایی، به دفعات، روانه حوضه رسوبی کهن منطقه شده‌است. این ماگماتیسم بازالتی، از جریان حرارتی بالا و بالا بودن مرز آستنوسفر و لیتوسفر در منطقه حکایت می کند.

ب - ذوب سازنده‌های پوسته، در بخشهای زیرین، تحت تاثیر جریان حرارتی بالای گوشته‌ای، موجب ظهور مذابهای اسیدی شده که در مواردی با مذابهای گوشته‌ای در آمیخته‌اند. محصولات تبلور و تفریق این مذاب‌ها به اشکال گوناگون، چه بصورت فورانهای آتشفشانی در حوضه و چه پس از آن بصورت تزریق و جایگزینی توده‌های

جدول (۱) – پاراژنز کانی شناختی در خلال فازهای مختلف دگرگونی و دگرریختی در سنگهای بازیک و فلسیک دگرگونه (منطقه موته)

کانی	آمفیبولیت، شیست‌سبز، متابازیت				گنایس، متاریولیت، متاولکانوسدیمنتری			
		D1	D2	D3		D1	D2	D3
کوارتز	———	———	———	———	———	———	———	———
پلاژیوکلاز	———	———	———	———	———	———	———	———
ارتوکلاز					———	———	———	———
میکروکلین					———			
پرتیت	———				———	———		
بیوتیت سبز	———	———	———	———	———	———		
بیوتیت قهوه‌ای	———	———			———	———		
مسکویت	———	———			———	———		
آمفیبول سبز	———	———	———	———				
آمفیبول قهوای	———	———	———					
کلینوپیروکسن	———	———						
گارنت	———	———						
مانیتیت	———	———	———		———	———		
ایلمنیت	———	———	———		———	———		
اسفن	———	———	———					
کلریت	———	———	———		———	———	———	
اپیدوت	———	———	———		———	———		
اکتینولیت	———	———	———					
کلسیت	———	———	———		———	———	———	

جدول (۲) – سن سنجی به روش K- Ar بر روی کانیها و یا سنگ کُل از نمونه‌های موته(دانشگاه برتانی غربی، فرانسه)

ردیف	شماره نمونه	نوع سنگ	موقعیت	کانی یا سنگ کُل	سن (میلیون‌سال)	پریود زمانی حادثه
۱	RM469C	رگه میکروگرانیتی	در گرانیت RM469b	سنگ کُل	۵۶،۱ ± ۰،۹	پالئوسن ـ ائوسن
۲	RM469a	رگه آپلیتی	در گرانیت RM469b	سنگ کُل	۵۷،۱ ± ۰،۹ ۵۷،۲ ± ۰،۹	پالئوسن ـ ائوسن
۳	RM469b	گرانیت گارنت دار	شمال‌شرق گلپایگان	بیوتیت	۵۸،٤ ± ۰،۹	پالئوسن ـ ائوسن
٤	RM477	گنایس چشمی	شمال ورزنه	بیوتیت	٦۰ ± ۰،۹	پالئوسن پایانی
۵	RM473	دایک دیابازیک	در کوارتز دیوریت شمال‌شرق گلپایگان	سنگ کُل	٦٤،۲ ± ۱،۲	کرتاسه ـ پالئوسن
٦	RM461	گرانیت چاه خاتون	شمال موته	بیوتیت	٦۷،۵ ± ۱ ٦۸،۹ ± ۱	کرتاسه ـ پالئوسن
۷	RM300	متا بازیت	شمال‌شرق موته	بیوتیت و آمفیبول	۷٦،۱ ± ۱،۲	کرتاسه پسین
۸	RM428	تجمع متامورفیکی بیوتیت	شمال موته	بیوتیت	۸٤،٤ ± ۱،۳ ۸۵ ± ۱،۳	کرتاسه پسین
۹	RM323	گرانیت چاه خاتون	شمال موته	سنگ کُل	۱۲٤،٤ ± ٤،٤ ۱۲۸،۳± ٤،۷	کرتاسه میانی
۱۰	RM365	شیست سبز	کمپلکس شیست سبز	پلاژیوکلاز آمفیبول	۱۰۹ ± ۹،۲ ۱۵٦،۱ ± ۱۳،۵ ۱۵۰،۹ ± ۱۱،٦	کرتاسه میانی ژوراسیک فوقانی
۱۱	RM359	متاگابروی پگماتوئیدی	کمپلکس شیست سبز	پلاژیوکلاز آمفیبول	۹۸ ± ۵،۹ ۹۹،٤± ٤،۷ ۱٦۲،۷ ± ۸،٦ ۱٦٤،٦٦ ± ۸،۷	کرتاسه میانی ژوراسیک میانی
۱۲	RM478b	آمفیبولیت	کمپلکس گنایسی	آمفیبول	۱۷٤،۵ ± ۲،۹	ژوراسیک میانی

گرانیتوئیدی از انواع S-type, I-type و حتی H-type در کمپلکسهای دگرگونه، ظاهر شده‌اند.

ج - سنگهای ماگمایی منطقه، در واقع، ماهیت دو هنجاری (Bimodal) بازیک و اسیدی، را نشان می‌دهند.

ویژگیهای مذکور، در حوضه باریک موته - گلپایگان، بر مشخصات یک حوضه کافتی نارس یا اولاکوژن منطبق است که سابقا توسط سبزه‌یی(۱۹۷٤ و ۱۳۷۵) برای زون سنندج- سیرجان ذکر شده است. این نوع کافت‌ها که در حاشیه کراتونهای پایدار و یا پلاتفرم ها تشکیل می شوند و به گسیختگی کامل لیتوسفری منجر نشده‌اند(Milanovsky,1992)، از نوع لیتوسفر فعال شده یا Passive (Burchfiel,1980) هستند و امکان دارد، در اثر باز شدن و بالا آمدن آستنوسفر، همچون منطقه موته، بصورت کافتهای فعال ظاهر شوند(Kearey and Vine,1990).

این بررسی نشان داد که، دگرگونه‌های منطقه موته بخشی از پوسته قاره‌ای هستند که بطور پیرونده سه فاز دگریختی D1 تا D3 را متحمل شده‌اند. مطالعه پدیده‌ها و مظاهر مربوط به دگریختی حاکی از آن است که شیوه تشکیل و توسعه تدریجی و پیرونده ساختارها، از تشکیل فولیاسیون حین دگرگونی و ظهور جین‌های تخت و همشیب تا فابریکهای میلونیتی و ساختارهای کاتاکلاستیک، بترتیب کاهش عمق، بر رژیمهای خمیری(ductile)، تا شکننده(Brittle) و کاتاکلاز(Cataclasis) در ترازهای بالاتر، منطبق است. صبا (۱۳۷۹) ظهور فازهای دگریختی D1 تا D3را در شمال ورزنه، به ترتیب به وقوع حوادثی در ژوراسیک پایانی، کرتاسه پایانی و سنوزوئیک نسبت داده و صدیق(۱۳۷۸) با تحلیل الگوی انتظام عناصر صفحه‌ای و خطی در منطقه موته، یک رژیم امتدادی - فشارشی را با مولفه غالب امتدادی، توصیه کرده است.

سن شروع و تشکیل کافت(حوضه اولاکوژن) و پروتولیت مجموعه های دگرگونه و توسعه دگریختی‌ها، هنوز محل بحث است. Thiele et al.(1968) به وجود دگرشیبی زاویه‌ای در زیر پرمین موته اشاره دارند. درحالیکه، از دیدگاه Stockline(1968) این دگرشیبی در مناطق مجاور و ایران مرکزی دیده نشده است. داده‌های چینه شناختی در منطقه موته و تشابه و مقایسه آن با کمپلکس‌های دگرگونه بخشهای جنوب‌خاوری زون سنندج - سیرجان، حاکی ازآن است که سن پروتولیت دگرگونه‌های منطقه به پالئوزوئیک و حتی پرکامبرین پسین برمی گردد. به نظر نبوی (۱۳۵۵) همزمان با ایجاد خشکی کالدونی ایران، در سیلورین، فاز کششی مربوطه در خاور، شمال‌خاوری و قسمتی‌از مرکز ایران، موجب تشکیل شکافهایی با روند NE-SW شده است. به نظر نامبرده ، در اثر جنبشهای کالدونی در ناحیه جنوب‌خاوری سنندج - سیرجان، نواحی اسفندقه و حاجی آباد و اقلید، یک حوضه رسوبی کم ژرفا با روند NW-SE شکل گرفته است. نبوی(۱۳۵۵)، اشاره می کند که در نواحی محلات (شمال منطقه مورد بحث) و زردکوه بختیاری، سنگهای پرمین، بر روی نهشته های کامبرین - اردوویسین قرار گرفته‌اند و به هیچوجه نمی‌توان بستگی آنرا به رخداد کالدونی نادیده گرفت. چرا که نواحی مذکور در ادامه برجستگی علی آباد - سمنان (روند NE-SW) قرار دارند و این روند به احتمال قوی، در پی جنبشهای کالدونی بوجود آمده است. فاز پایانی این جنبشها در دونین پسین صورت گرفته که با فعالیت آتشفشانی محلی همراه بوده‌است(نبوی ۱۳۵۵).

Alrik and Virlogeux (1977) وجود کافت(Rift) را در حوضه پالئوزوئیک (پیش از دونین) منطقه ده بید و بوانات(شرق اقلید) خاطرنشان کرده‌اند. Stampfli(1978) حرکات خشکی‌زایی کالدونین ایران را با تشدید حالات فرازمین و فروزمین ، گاه همراه با فورانهای آتشفشانی در محل فروزمین ها، توصیف می کند و این حرکات را نشانه بالازدگی قبل از شروع کافت ، احتمال می‌دهد. در پالئوزوئیک میانی، وقوع فازهای خشکی‌زایی همراه با ولکانیسم بازیک و تشکیل فروزمین های متعدد در ایران (Gansser,1955 ، Asserto,1963 ، Stocklin,1968,1977) نشانه آن است که در این زمان، در سکوی ایران کافتهای قاره‌ای درحال تشکیل بوده‌اند. هوشمندزاده و سهیلی(۱۳۶۹) ضمن شرح سنگهای ماگمایی پالئوزوئیک (اردوویسین- سیلورین) منطقه اقلید (آمفیولیتها و شیستهای سبز) که اساسا بصورت سیل، دایک و گدازه در بین رسوبها جای گرفته‌اند، خاطرنشان کرده‌اند که این ماگماتیسم در حوضه‌ای فرونشسته و در حال کشش بین ایران مرکزی و زاگرس بوقوع پیوسته و از شکافتن پوسته قاره‌ای در این منطقه حکایت دارد. ماگماتیسم مزبور در دونین بالایی - کربونیفرزیرین به اوج خود رسیده‌است. به نظر Milanovsky(1992) در پروتروزوئیک پسین و پالئوزوئیک، کافتن درون کراتونی قاره‌ای بشکل اولاکوژن و توسعه زونهای اولاکوژنوسنکلینال است و در پالئوزوئیک نخستین زونهای کافتی خشکی زایی اپیروژنیک پس از کوهزایی، در درون کمربندهای چین‌خورده اپی‌ژئوسنکلینال ظاهر شده‌اند.

دراین بررسی اشاره شد که واحد کالک شیستی در بالاترین بخش همتافت شیست سبز، احتمالا سن دونین بالائی(Famennian) دارد. سبزه‌یی(۱۳۷۵) نیز افق کالک شیستی مشابهی را در بخش جنوب‌خاوری سنندج - سیرجان، به دونین - کربونیفرزیرین منتسب کرده‌است. از این رو، همتافت اسلیتی که

در زیر کربناتهای پرمین، با تبلور مجدد، قرار گرفته، می‌تواند به دور زمانی کربونیفرآغازی-پرمین زیرین محدود باشد. این همتافت در بخش زیرین بر واحد کالک شیستی مذکور تکیه دارد. از سوی دیگر، به اعتقاد سبزه‌یی(۱۳۷۵) کهن ترین دگرگونه‌های سنندج-سیرجان به سن پرکامبرین پسین - کامبرین زیرین هستند. براین پایه ، همتافت گنایسی در زیرترین بخش دگرگونه‌های منطقه موته، به جهت شباهت آن با همتافت های (۱) و (۲) بخش جنوب‌خاوری سنندج - سیرجان (سبزه‌یی، ۱۳۷۵) می‌تواند به پریود زمان کامبرین - اردوویسین نسبت داده شود. در آن صورت همتافت شیست سبز، احتمالا به سیلورین - دونین محدود خواهد شد.

در مورد سن دگرگونی و دگریختی در سنندج - سیرجان، داده‌های از پیش موجود، با دانسته‌های این پژوهش (جدول ۲) همخوانی دارد. سن نمونه‌ای از آمفیبولیت واحد بره کشان در مجموعه دگرگونه حاجی‌آباد (Berberian,1977; Berberian & Nogol,1974) به روش K-Ar و بر روی کانی آمفیبول ۸±۱۷۰ میلیون سال (دوگرمیانی) بدست آمد. به همین ترتیب، نمونه‌ای از گارنت آمفیبولیت کوه چاه‌بند (بخش جنوب‌خاوری سنندج - سیرجان) نیز ۸±۱۷۰میلیون سال گزارش شده است (Sabzehei et al.1970) و سبزه‌یی، ۱۳۷۵). قاسمی (۱۳۷۹) نمونه‌ای از آمفیبولیت مجموعه سیخوران و احمدی پور (۱۳۷۹) نمونه‌ای از آمفیبولیت مجموعه صوفان را، به روش K-Ar و بر روی کانی آمفیبول بترتیب ۲/٤± ١٦٤ و۱۷/۵±۱٦۵/۷ میلیون سال (زوراسیک میانی) ذکر کرده‌اند.

مهمترین رخداد دگریختی، که فولیاسیون صفحه محوری و چین‌های تخت همشیب را مشخص می‌سازد (D2) تمامی مجموعه‌های دگرگونه را در زون سنندج - سیرجان تحت تاثیر قرار داد و می‌توان بطور قطع این دگریختی را به فاز کوهزایی سیمرین آغازی نسبت داد (سبزه‌یی، ۱۳۷۵). به نظر این پژوهشگر، شدت دگرگونی و دگریختی، در پی رخدادهای سیمرین پسین و لارامید، دربخشهای شمال‌باختری زون سنندج - سیرجان، مناطق بین بروجرد تا سنندج(از جمله منطقه معدنی موته)، آنچنان زیاد است که به زحمت می‌توان از آثار دگرگونی فاز سیمرین آغازی و یا قدیمی‌تر، اثری بدست آورد. ظهور توده‌های گرانیتوئیدی متعدد، بویژه در منطقه مورد بحث نیز این پیچیدگی را بیشتر کرده است. جایگزینی توده گرانیتی شمال موته (جدول ۲) می‌تواند به یک فاز کششی پیامد حادثه فشارشی سیمرین پسین مربوط باشد. در پایان کرتاسه، رخداد فشارشی لارامید بخشهای شمالی و مرکزی ایران را متاثر کرده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). در منطقه موته، این رخداد با ساختارهای شکننده (Brittle) و غالبا فشاری ظهور کرده که به آسانی از چین‌های درحالت شکل‌پذیر و خمیری(Ductile) قابل تمیز است و در پی آن، توده‌های نفوذی شمال‌خاوری گلپایگان در فازهای پالئوسن پایانی و یا پالئوسن - ائوسن، جایگزین شده‌اند. Masoudy(1997) نیز ردیف سنی حدود ۱۳۰ تا ٦۰ میلیون سال را، به روش Rb-Sr ، برای توده‌های نفوذی منطقه اراک ،گزارش کرده‌است که با داده‌های این پژوهش(جدول۲) هماهنگ است. در منطقه موته، دو فاز اساسی تزریق و جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی، یکی درحدود ۱۲۸ و دیگری ۵۸ میلیون سال قابل ذکر هستند.

نتیجه گیری

۱) نوار باریک و دگرگونی - ماگمایی منطقه معدنی موته، جزیی از زون سنندج - سیرجان است که پدیده‌ها و ساختارهای مربوط به رویدادهای مزوزوئیک این زون را نشان می‌دهد، اما روند محلی NE-SW در این نوار یک روند قدیمی است که در مزوزوئیک و ترشیری دوباره فعال شده است.

۲) داده‌های موجود گویای آن است که کافت نافرجام (اولاکوژنوسنکلینال) منطقه در پالئوزوئیک باز شده و از نوع اپیروژنیک پس از کوهزایی بوده است.

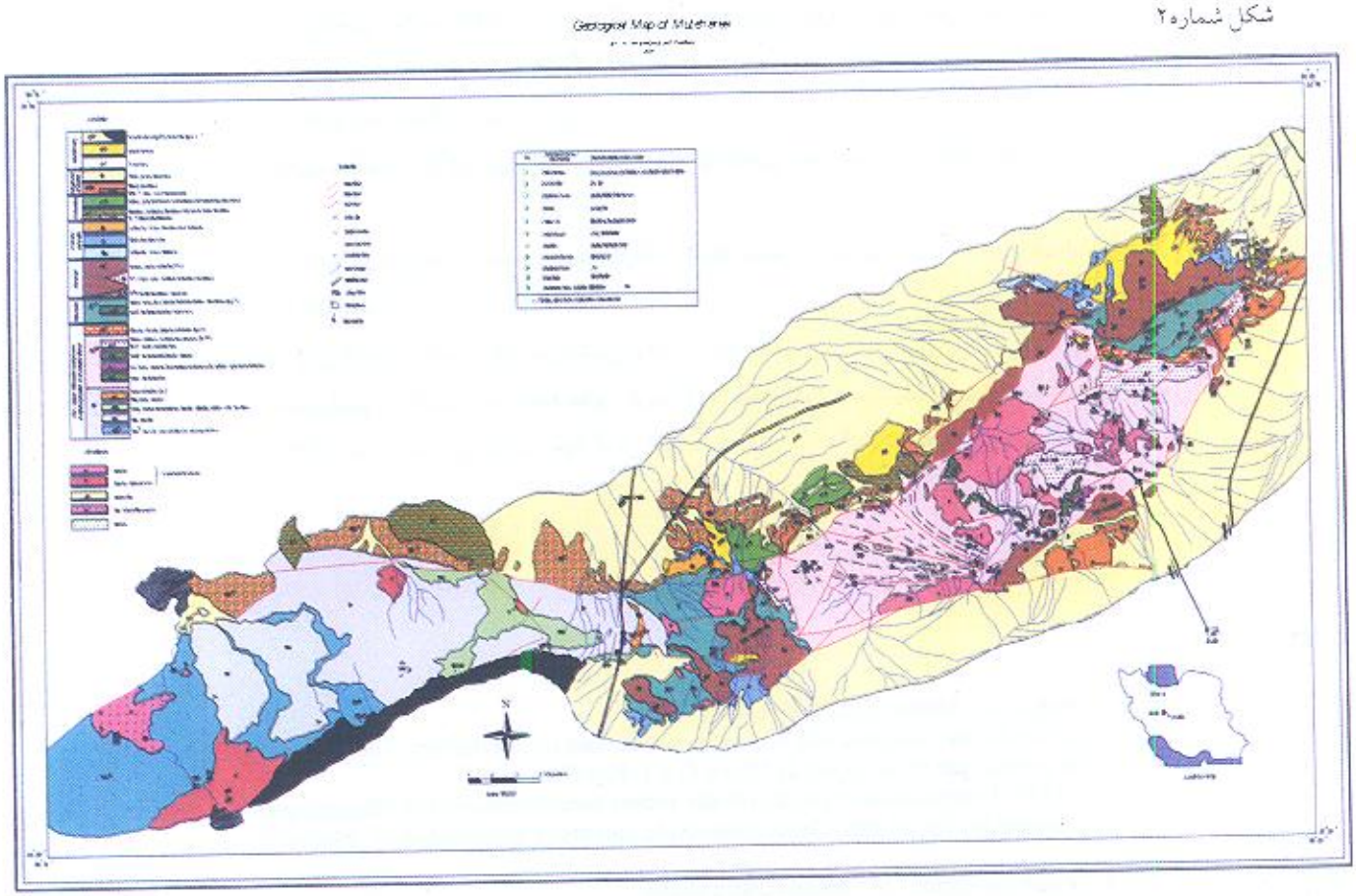
۳) سنگهای ماگمایی در این منطقه، ماهیت دو هنجاری(Bimodal) دارند و مجموعه‌های دگرگونه رسوبی، ماگمایی، آتشفشانی - رسوبی (پالئوزوئیک) تا رخساره آمفیبولیت زیرین تا بالائی دگرگون و دگریخت شده‌اند.

٤) پدیده‌های مربوط به رخدادهای کوهزایی‌سیمرین پسین، اوسترین و لارامید در منطقه بصورت دگرگونی، دگریختی و پلوتونیسم مورد بررسی قرارگرفته، اما شدت و تکرار پلوتونیسم اسیدی، رویدادهای کهن تر را تحت‌الشعاع قرار داده‌است.

۵) توده‌های گرانیتی شمال موته (کرتاسه میانی) پیش از توده‌های نفوذی شمال‌خاوری گلپایگان(پالئوسن - ائوسن) در منطقه جایگزین شده‌اند. اما سیل‌های گابرویی که دگرگونی خفیفی را، احتمالا در کرتاسه پسین، متحمل شده‌اند، از توده‌های اسیدی قدیمی‌تر هستند و گمان میرود به ژوراسیک تعلق دارند. اما، علیرغم اینکه تاثیر فازهای کوهزایی سیمرین‌پسین، اوسترین و لارامید، بواسطه مطالعات سن یابی به روش پرتوسنجی در این بررسی مشخص‌شده است، باید موکدا خاطرنشان نمود که: (۱) این مطالعات صرفا به روش پتاسیم- آرگون انجام شده، که نسبت به رویدادهای جدید بسیار حساس و تاثیرپذیر

است. لذا، لازم است که این داده‌ها، با روش Ar-Ar نیز مورد تایید قرار گیرد. در مورد سنگهای بازیک بهتراست از روشهایی مانند Sm-Nd بهره گرفته‌شود.(۲) بااینکه هنوز یک دلیل مشخص صحرایی یا سن یابی به روش پرتوسنجی درجهت تقویت ویا اثبات رویدادهای سیمرین آغازی، هرسینین و کالدونین یافت نشده، ولی گمان میرود در اینگونه کمربندهای دگرگونه بسیار محتمل است که رویدادهای جدید، بسیاری از نشانه‌ها و ردپاهای رویدادهای قدیمی را ازبین ببرند. لذا، پی گردی و پژوهش دراین مورد هنوز توجیه معقولی دارد. به ویژه اینکه اخیرا شواهد زیادی دال بر وجود فازهای هرسینین و کالدونین درمحدوده‌های شمال‌باختری SSZ دیده شده‌است(سبزه‌یی، مذاکرات شفاهی) و اینکه شواهد به نسبت محکمی دال بر رخداد سیمرین آغازی، دربخش جنوبی SSZ گزارش شده‌است.

شکل شماره ۲



سپاسگزاری

این پژوهش با همکاری صمیمانه هیات علمی فرانسوی (دانشگاه برتانی غربی - برست)، دانشگاه تربیت مدرس و سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به انجام رسید. از این رو، از مقامات مسئول در این دستگاهها و همکاران صمیمی آنان، که امکانات لازم برای انجام این تحقیق را فراهم ساخته‌اند، تشکر می‌کنیم. همچنین از همکاری و مساعدت بخش ژئوشیمی دانشگاه تهران، به خاطر امکان جدایش کانیها، قدردانی می‌نمائیم.

کتابنگاری:

احمدی‌پور، ح.، ۱۳۷۹- پترولوژی و ژئوشیمی کمپلکسهای اولترامافیک-مافیک صوغان و آبدشت، شمال‌باختری دولت‌آباد بافت. پایان‌نامه دکتری پترولوژی، دانشکده علوم‌پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ٤٨٥صفحه.

افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹- تفکیک بخش‌های مختلف ایران، ازنظر وضع ساختمانی،درارتباط با حوضه‌های رسوبی. نشریه انجمن نفت، شماره۸۲، ص۲۸-۱۹.

درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰- زمین‌شناسی ایران، انتشارات نشر دانش‌امروز، امیرکبیر، ۹۰۱صفحه.

سبزه‌یی، م.، ۱۳۷۵- درآمدی بر ویژگیهای عمومی زمین‌شناختی مجموعه‌های دگرگونی زون سنندج- سیرجان جنوبی. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، زیر چاپ.

سبزه‌یی، م.، پورلطیفی، ع.، بهروزی ، ا.، جعفری‌صدر، ع.، ۱۳۷۳ - پدیده‌های تفریق در ماگماهای اولترابازیک: برداشتهایی از گدازه‌های لایه‌ای اولترامافیک-مافیک اولاکوژنهای پالیوزوییک ایرانزمین. خلاصه مقالات سیزدهمین گردهمایی علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، ص۷۹-٦٥.

صبا، ع.، ۱۳۷۹- تحلیل ساختاری توده‌های نفوذی همزمان‌با دگرشکلی در شمال ورزنه(شمال خاوری گلپایگان). پایان نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی(تکتونیک)، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس.

صدیق، م.، ۱۳۷۸- تحلیل ساختاری سنگهای دگرگونه در ناحیه موته. پایان نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی(تکتونیک)، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس.

قاسمی، ح.، ۱۳۷۹- پترولوژی، ژئوشیمی و منابع معدنی مجموعه اولترامافیک- مافیک سیخوران(جنوب‌شرق اسفندقه). پایان نامه دکتری پترولوژی، دانشکده علوم‌پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ۳۸٦صفحه.

نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵ -دیباچه‌ای‌بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۰۹صفحه.

هادی‌پور جهرمی، م.، ۱۳۷۳- متامورفیسم و ماگماتیسم در منطقه ملایر- تویسرکان- همدان.پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.

هوشمندزاده، ع.، سهیلی، م.، ۱۳٦۹- شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش اقلید در مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره۱۵۷،Gl0صفحه.

References:

Alavi, M. 1991a-Tectonic Map of the Middle East(1:2900000), G.S.I.

Alavi, M. 1994 -Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics 229, 211-238.

Alavi -Naini, M. 1972-Etude geologique de la region de Djam, G.S.I.,Rep.No.23.

Alrik, G. and Virlogeux, D. 1977- Petrographie et geochimie des roches metamorphiques et Magmatiques de la region de Deh Bid-Bavanat,chaine de Sanandadj-Sirjan,Iran. These 3eme cycle,universite Scientifique et Medicale de Grenoble, France,239p.

Asserto, R. 1963 - The paleozoic formations in Central Elborz (Iran).
Riv. Ital. Paleont. Strat., v.69,P.503-543.

Berberian, M.& Nogol,M.A.1974 - Preliminary explanatory text of the geology of Deh Sard and Khabr maps with some remarks on the metamorphic complexes and the tectonics of the area (two geological maps, 1:100000, from the Hadjiabad quadrangle map). G.S.I., int. rep.,60p.

Berberian N, M. 1977- Three phases of metamorphism in Hadjiabad quadrangle (SE extremity of Sanandaj-Sirjan structural zone). In contribution to the seismotectonics of Iran (part 3).Edited by M.Berberian, G.S.I., No.40, pp.239-260.

Berberian, M. and King, G.C.P.1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Can. Jour. of Earth Sciences, vol.18,No.2, pp.210-265.

Berthier, F. ; Billault,J.P. ;Halbronn,B.; Maurizot,P.1974 - Etude Stratigraphique, Petrologique et Structurale de la region de Khorramabad (Zagros, Iran). These 3eme Cycle, Grenoble, 282p.

Burchfiel, B.C. 1980 - Tectonics of non-collisional regims; the modern Andes and the Mesozoic Cordilleran orogen of the Western United States. In Burchfiel , B.C. (ed.) Continental Tectonics. pp. 65-72. National Academy of Science.

Deer,R, F.R.S.; Howie, R.A.; Zussman, J. 1991- An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Longman Scientific & Technical.528p.

Gansser, A. 1955 - New aspects of the geology in Central Iran. Proc. 4th World Petrol. Congr. Rome, sect. I /A /5. Paper .

Hushmandzadeh, A. 1977 - Ophiolites of south Iran and their genetic problems. G.S.I., internal report, 89p.

Kearey, P. and Vine, F.J. 1990 - Global Tectonics. Blackwell scientific pub. , 302p.

Masoudy, F. 1997- Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran. Ph.D. thesis , Univ. of Leeds , UK

Milanovsky, E.E. 1992 - Aulacogens and aulacogeosynclines: Regularities in setting and evolution. Tectonophysics, vol.215, No.1-2, pp.55-68.

Mohajjel, M. 1997- Structure and tectonic evolution of Paleozoic-Mesozoic rocks,Sanandaj-Sirjan zone,western Iran. Ph.D.thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia.

Sabzehei, M.; Majidi, B.; Aavi-Tehrani, N. and Etminan, H. 1970 - Preliminary Report, geology and petrography of the metamorphic and igneous complex of the central part of Neyriz quadrangle. G.S.I., int. report.

Sabzehei , M. 1974 - Les melange ophiolitiques de la region d,Esfandagheh (Iran meridional); Etude petrologique et structurale, interpretation dans le cadre iranien. These, universite de Grenoble, 205p.

Stampfli, G.M. 1978 - Etude geologique generale de l,Elbourz Oriental au Sud de Gonbad-e-Qabus Iran. These, Geneve, 329p.

Stocklin, J.1968 - Structural history and tectonics of Iran; a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52(7), pp.1229-1258.

Takin, M. 1972 - Iranian geology and continental drift in the Middle East. Nature, 235(5334) pp.147-150.

Thiele, O.; Alavi, M.; Assefi, R.; Hushmandzadeh, A.; Seyed-Emami, K. and Zahedi, M. 1968 - Explanatory text of the Golpaygan quadrangle map, 1:250000. G S.I. , No. E7, 24p.

Valizadeh, M.V. and Cantagrei, J. M. 1975 - Premieres donnees radiometriques (K-Ar et Rb-Sr) sur les micas du complexe magmatique du Mont Alvand, pres Hamadan (Iran occidental). C.R.A.S. Paris, serie D, 281, pp. 1083-1086.

* دانشگاه تربیت مدرس ، دانشکده علوم پایه ، گروه زمین شناسی
** سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
***دانشگاه برتانی غربی (برست – فرانسه)

* Geology Department, Faculty of Sience, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran
**Geological Survey of Iran
***Universite de Bretagne Occidentale, Brest, France