چند نقطه عطف در تاریخچه تکتونوماگمائی ایران

نوشته: دکتر حسین معین وزیری*

Some Turning points on Tectonomagmatic History of Iran

By: Dr. H. Moine Vaziri*

چکیده

این نوشتار جمع بندی داده‌های تکتونوماگمائی ایران است که در آن به موقعیت و حرکات بلوکها در گذشته، بـه پـی آمـد هـای شکسـته شـد ن پوسـتهٔ اقیانوسـی نئوتتیس درکرتاسهٔ بالائی، به ماگماتیسم حاصل از فرارانش پوسته وگوشتهٔ قاره‌ای داغ برروی ورقه‌های افیولیتی سرپانتینیزه و به تداخل دو رژیم تکتونیکـی (بـرای مثال انطباق زونـهای فرورانش و برخورد بر تیغه‌های حرارتی قدیمی که در گذشته عامل تشکیل ریفتهای نارس درون قاره‌ای بوده‌اند) توجه شده است. از این جمع بندی چنین استنباط می‌شود کـه اقیانوس نئوتتیس بیش از آنچه که تصور می‌رود دارای وسعت وگسترش بوده و این گستردگی در حدی بوده که پوستهٔ اقیانوسی آن در مدتی طولانی، ابتدا به علت جبران مقدار تولید شده و سپس به علت حرکت آفریقا به طرف شمال خاور ، به زیر ایران مرکزی (و زون سنندج-سیرجان که به گمان در آن زمان یک سری جزایر قوسی بوده)، فرورانش کرده باشد. انطباق زونهای فرورانش و برخورد بر تیغه‌های حرارتی قدیمی که در مزوزوئیک ریفتهای درون قاره ای بوجود آورده بودند، می‌توانسته موجب بهم خوردگی نظم کلاسیک ماگماتیسم در محیطهای تکتونیکی نامبرده شده باشد. شکسته شدن پوستهٔ اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسهٔ بالائی این امکان را فراهم کرده تا بخـش فـرو رفته و متوقـف شدهٔ این پوسته، بطور یکنواخت گرم شده، سبب ولکانیسم شدید و همزمان ائوسن گردد. این پدیده در سایر دوره‌های ترسیر نیز به صـورت خفیـف ادامـه داشته است. غـالب توده‌های پلوتونیک و ساب ولکانیک ترسیر ایران با ولکانیسم ائوسن هم ماگما بوده و حاصل تخلیهٔ فشاری مخازن ماگمائی ژرف زیر آتشفشانهای ائوسن در دوره‌های کوهزائی پیرنئن و استیرین می‌باشند. همچنین بعضی از فعالیتهای ماگمائی درون نوارهای افیولیتی در مناطق تصادم قاره‌ای شدید که میلیونها سال پس از فرارانش پوستهٔ اقیانوسی صـورت گرفته، نتیجهٔ ذوب بخشی گوشته و پوستهٔ قاره‌ای فرا رانده بر روی ورقه‌های افیولیتی سرپانتینیزه هستند.

واژه‌های کلیدی: ماگماتیسم ، تکتونوماگماتیسم ، فرورانش، برخورد ، ایران

Abstract

This article presents the interpretation of tectonomagmatic data of Iran, including the locations and movements of blocks in the past, the consequences of the breakage of the Neothetys oceanic crust in Upper Cretaceous, the magmatism originated from the obduction of crust and hot continental mantle over the serpentinized ophiolitic sheets, and the intereference of the two tectonic regimes such as the superposition of subduction and collision zones on the paleo hot spots which were already the agent for the formation of immature rifts within continents.

It is inferred that the extension of Neothetys ocean was much more than that it was believed. Furthermore, its long time subduction beneath the Central Iran (and the Sannadaj-Sirjan zone, probably a series of island arcs at that time) was due to the northeastward movement of Africa, as well as a compensation for the oceanic crust generation.

Superposition of the subduction and collision zones on paleo hot spots that created intracontinental rifts in Mesozoic, might have complicated the order of classical magmatism in those tectonic settings. The breakage of the Neothetys ocean in the Upper Cretaceous provided a situation that the collapsed and halted segments of this crust to be homogeneously heated up, causing intense and contemporaneous volcanism of the Eocene. This phenomenon then continued slightly during the Tertiary. Most of the Tertiary plutonic and subvolcanic bodies of Iran are comagmatic with the Eocene volcanism and resulted from the filter pressing of the deep magma chambers beneath the Eocene volcanoes during the Pyrenean and Styrian orogenics.

Some of the magmatic activities occuring in the ophiolitic belts in hyper-collision zones millions of years after the obduction of oceanic crust might be the consequence of partial melting of mantle and the continental crust obducted over the sepentinized ophiolite slices.

Keywords: magmatism, tectonomagmatism, subduction, collision, Iran

مقدمه

آنچه که در این مقاله ارائه می گردد بیشتر طرح مسائل است نه حل مسائل و هدف مطرح کردن چند نکتهٔ مهم از تاریخچهٔ تکتونیک، ماگماتیسم، و متامرفیسم ایران است که نادیده گرفته شده و شاید علل اصلی بعضی پیچیدگیهای ژئوشیمیائی و آرایش نا منظم سریهای ماگمائی ایران، در مقایسه با محیطهای تکتونیکی کلا سیک جهان، باشند. در این نوشته سعی شده تا متکی بر اصول و با اشاره به آنچه که امروز در برخی از نقاط جهان می گذرد، تحولات تکتونیکی و فعالیتهای ماگمائی ایران با دید دیگری مطرح و مورد بررسی قرار گیرد . در این مقاله، نظریه‌های مختلف در مورد منشاء ماگماتیسم در ایران مطرح نشده زیرا در بسیاری از کتابها و مقالات قابل دسترسی است. در صورت نیاز به اطلاعات فوق به فصل اول و پنجم کتاب دیباچه‌ای بر ماگماتیسم در ایران که در لیست مآخذ این مقاله آمده است، مراجعه فرمایند.

نئوتتیس : پیدایش، گسترش و بسته شدن آن

روابط هندسی بلوکها ایجاب می‌کند که برای بسته شدن یک اقیانوس، باید حداقل یکی از بلوکهای قاره‌ای بطرف بلوک قاره‌ای دیگر حرکت کند. در طول بسته شدن پالئوتتیس اصلی در شمال ورقه توران، اقیانوس دیگری در جنوب آن بنام پارائتیس یا پالئوتتیس دوم (Stoklin 1985)، افتخارنژاد و همکاران، ۱۳۷۱) که از شمال افغانستان، مشهد، جنوب دریای خزر و اسالم- شاندرمن می گذشته، بوجود آمده است. از آنجا که پالئوتتیس دوم در اواخر تریاس بسته شده (افتخارنژاد و همکاران، ۱۳۷۱)، لذا باید در همین زمان شکاف دیگری (نئوتتیس) در قارهٔ گندوانا و در جنوب پاراتتیس ایجاد شود تا موجبات حرکت بلوک ایران به طرف شمال، فراهم گردد . تحقیقات(1980) Soffel and Forster و Soffel et al.(1990) نشان داده که ایران در تریاس، پس از بسته شدن پالئوتتیس دوم، در زیر خط استوا (۰/۲ تا ۱۰ درجه) قرار داشته است . از دیدگاه S tampfli (1978) و Dercourt et al.(1986) در تریاس بالائی که بلوک ایران-افغان به بلوک توران یا اورازی ملحق شده، بین ساحل خاوری عربستان (در ۱۰ درجه جنوب خط استوا) وحاشیهٔ جنوب باختری ایران (در ۲۵ تا ۳۰ درجه شمال خط استوا) اقیانوس وسیعی بوجود آمده است. بنابراین، قوانین ژئودینامیک و روابط هندسی بلوکها حکم می کند که اقیانوس نئوتتیس در پایان تریاس به حداکثر وسعت خود رسیده باشد. این فاصله را که تا قبل از برخورد ایران و آفریقا وجود داشته، یک پوستهٔ اقیانوسی پر می‌کرده است زیرا یک پوستهٔ قاره ای نمی‌تواند با این وسعت به درون گوشته فرورود اما یک پوستهٔ اقیانوسی ممکن است به هراندازه و به طور مداوم، دوباره به گوشته برگردد. حداکثر فشردگی پوستهٔ قاره ای در هیمالیا صورت گرفته که در آنجا ستبرای پوسته به ۷۰ کیلومتر می رسد. در این منطقه ستبرای ۷۰ کیلومتر (دوبرابر ستبرای معمولی پوستهٔ قاره ای)، در مساحتی به پهنای ۵۰۰ کیلومتر، بعلت درهم رفتن و کوتاه شدگی حدود ۱۰۰۰ کیلومتر از پوستهٔ قاره ای، تحقق یافته است(Pamerol and Renard 1989) . ستبرای متوسط پوستهٔ قاره‌ای ایران از خلیج فارس تا ترکمنستان (به پهنای ۱۵۰۰ کیلومتر) حدود ٤٤ کیلومتراست (Dehghani and Makris 1983). میانگین ضخامت اضافی این بخش، نسبت به قاره‌های پایدار، که حدود ۱۰ کیلومتر است می تواند از فشرده شدن و درهم رفتن ۲۲۵۰ کیلومتر پوستهٔ قاره‌ای تامین بشود و این همان مقدار حرکتی است (Falcon 1968) که از میوسن تا کواترنر از سوی عربستان انجام گرفته (۷۲۰ کیلومتر) ، ولی ما در اینجا از هزارها کیلومتر مادهٔ ناپدید شده صحبت می کنیم که از ژوراسیک (شروع حرکت آفریقا بطرف اوراسیا) تا زمان برخورد عربستان با ایران (کرتاسهٔبالائی یا دیرتر) فاصلهٔ بین ایران و آفریقا را پر می کرده است. چون برخورد واقعی دو بلوک قاره‌ای ایران و عربستان در کرتاسهٔ بالائی (Braud and Ricou 1971, Stocklin 1968)، یا به احتمال زیاد، دیرتر (Berberian and Berberian 1981 و Dercourt et al. 1986) تحقق یافته است، نمی‌توان نسبت به میزان جابجائی قارهٔ آفریقا به طرف آسیا که از ژوراسیک میانی (۱٦٥ میلیون سال قبل) صورت پذیرفته، بی‌توجه بود. فاصلهٔ زمانی بین ژوراسیک میانی و کرتاسهٔ بالائی حداقل ۹۵ میلیون سال بوده که اگر هر ساله حداقل ۳ سانتی متر آفریقا به طرف اوراسیا حرکت کرده باشد (درحال حاضر سرعت حرکت آفریقا به طرف ایران ۲/۷ سانتی متر در سال است اما در کرتاسه بیشتر از امروز بوده) از ژوراسیک تا کرتاسهٔ بالائی، آفریقا حداقل ۳۰۰۰ کیلومتر به ایران نزدیک شده است. در صورتی که با در نظر گرفتن موقعیت جغرافیائی ایران و آفریقا بر پایه پژوهش‌های پارینه مغناطیسی (Soffel and Forster 1980 و Soffel et al. 1996) این فاصله بیشتر از این خواهد شد زیرا ۳۰ درجه عرض جغرافیائی بین ایران و گندوانا تقریبا برابر با ۳۳۰۰ کیلومتر است. اکنون این سوآل مطرح می‌شود، که در الحاق آفریقا (عربستان) به ایران این پوستهٔ اقیانوسی وسیع (۳۰۰۰ تا ۳۳۰۰ کیلومتر) کجا رفته است؟

تفاوت آشکار تاریخچهٔ زمین شناسی ایران مرکزی (و زون سنندج- سیرجان) با زاگرس از لحاظ فازهای کوهزائی، ماگماتیسم و متامرفیسم و

حضور ورقه‌های افیولیت در زون راندگی، همه گواه بر دوری بلوک عربستان از ایران در طول مزوزوئیک و به گمان ائوسن هستند و این فاصله را به طور لزوم پوسته‌ای اقیانوسی پر می‌کرده است. از آنجا که اثرات ماگماتیسم ومتامرفیسم مزوزوئیک فقط در سطح ایران دیده می‌شود و نیز ایران بشدت تحت تاثیر فازهای کوهزائی قرارگرفته ، لذا وقوع یک فرورانش بین پوستهٔ اقیانوسی وسیع نئوتتیس و ایران در مزوزوئیک، یک امر منطقی است.

تاثیر شکسته شدن پوستهٔ اقیانوسی فرورو

به سبب شکسته شدن پوستهٔ اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسهٔ بالائی، عمل فرورانش از این زمان متوقف شده و نظم کلا سیک آن بهم خورده است . شکسته شدن پوستهٔ اقیانوسی وتوقف آن موجب می‌شود تا ایزوترمهای دور گرفته از سطح بالای پوستهٔ اقیانوسی کم کم به حالت عادی برگردند و دوباره تعادل حرارتی درگوشته و در پوستهٔ اقیانوسی متوقف شده، برقرار گردد. این تعادل حرارتی سبب می‌شود تا پوستهٔ اقیانوسی به طور یکنواخت (از ژرفای کم تا ژرفای زیاد) گرم شده، در سراسر سطح خود آب آزاد سازد و به طور همزمان در سطحی وسیع (از نزدیک گودال تا مناطق دور از گودال) موجب ماگماتیسم گردد (شکل ۱). در این صورت نباید انتظار داشت که فعالیتهای آتشفشانی ایران در ائوسن دارای پلاریتهٔ سنی باشد. این ساز و کار می‌توانسته در دوره‌های بعد از ائوسن نیز به صورت خفیف و پراکنده موجب ماگماتیسم همزمان در سطح ایران بشود.

تداخل دو یا چند رژیم تکتونیکی

الف- تشکیل یک زون برخورد بر روی یک تیغهٔ حرارتی

در بعضی مواقع یک کافت درون قاره‌ای که تحت تاثیر یک تیغهٔ حرارتی ضعیف بوجود آمده، قبل از تشکیل یک پوستهٔ اقیانوسی وسیع، بسته می‌شود. علت بسته شدن کافت درون قاره‌ای نه بخاطر این است که تیغهٔ حرارتی خاموش شده بلکه بسته شدن کافت درون قاره‌ای بعلت رانده شدن یکی از بلوکهای قاره‌ای به طرف کافت درون قاره‌ای است که توسط یک کافت اقیانوسی قوی‌تر، در نقطهٔ دیگری از سطح زمین، کنترل می‌شود (شکل ۲).

بسته شدن کافت درون قاره‌ای و برخورد دو بلوک قاره‌ای در محل کافت ضعیف، سبب می‌شود تا پوستهٔ اقیانوسی کم وسعتی که در گذشته تشکیل شده بود، بر روی قارهٔ پیشرونده رانده شود، رسوبات جالهٔ کافتی چین بخورند، یک محور کوهزائی در محل کافت تشکیل گردد و در امتداد این محور عدم تعادل ایزوستازی و حرارتی بوجود آید. در این محور، پوستهٔ قاره‌ای ستبرتر می‌شود، بنابراین اتلاف گرما کمتر صورت می‌گیرد (بعلت فاصله گرفتن گرانیت از سطح زمین) و در نتیجه در پوستهٔ گرانیتی انرژی گرمائی بیشتری، نسبت به مناطق غیر کوهزائی، ذخیره می‌گردد. این ساز وکار در نهایت به ذوب پوستهٔ قاره‌ای و تشکیل ماگماهای گرانیتی، اغلب از نوع S، منجر می‌گردد. در صورتیکه این فرآیند به ذوب بخشی توده‌های آذرین پوسته‌ای منتهی گردد، ماگماهای گرانیتی نوع I نیز بوجود خواهند آمد. تا اینجا ماگماتیسم مربوط به برخورد دو بلوک قاره‌ای است و گرانیتوئیدها ، گرانیتوئیدهای زون برخوردی نامیده می‌شوند که بیشتر از نوع S و گاهی ازنوع I هستند. اما اگر تیغهٔ حرارتی ضعیفی که در گذشته در حال ایجاد کافت قاره‌ای بود، در زیر زون برخورد، همچنان فعال و یا نیمه فعال باقی مانده باشد، به گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد حجمهای بزرگی از ماگماهای بازیک و اسیدی از نوع M نیز اضافه خواهد شد که در این صورت ماگماتیسم منطقه به ماگماتیسم بعد از برخورد نیز شباهت پیدا خواهد کرد.

اکنون این سوآل مطرح می‌گردد: آیا تیغه‌های حرارتی که در ایران کافت‌های درون قاره‌ای پاراتتیس و مزوتتیس را بوجود آورده بودند، پس از برخورد بلوکها و بسته شدن کافت‌های درون قاره‌ای، باز هم بطور خفیف به فعالیت خود ادامه نداده‌اند؟ جواب این سوآل در خصوص بسته شدن پاراتتیس مثبت است زیرا در شمال بلوک لوت- طبس، حوضهٔ اقیانوسی پالئوتتیس دوم که در تریاس بالائی بسته شده بود (افتخارنژاد و همکاران، ۱۳۷۱)، بار دیگر شکافته شده بطوریکه دوباره در کرتاسهٔ بالائی بسته شده است (Noghreyan 1982).

ب - قرارگرفتن یک زون فرورانش برروی یک تیغهٔ حرارتی

کافت اقیانوس اطلس سبب شده تا آمریکا به طرف باختر و آفریقا به سمت شمال خاور حرکت کند (شکل ۳ - الف و ب). اروپا کم و بیش ثابت است زیرا ولکانیسم گرابن « ماسیف سانترال-رن » ، در طول زمان، هیچگونه جابجائی به طرف باخترنشان نمی‌دهد(Aubouin et al. 1975). به علت ثابت ماندن اروپا، سرعت حرکت آمریکای شمالی به طرف باختر بیشتر از آمریکای جنوبی است، در نتیجه، آمریکای شمالی از ژوراسیک تا کنون آنقدر بر روی پوستهٔ اقیانوسی اقیانوس آرام پیش رفته تا کافت اقیانوس آرام را زیر گرفته است (شکل ۳ - ج). امروز کافت اقیانوس آرام از خلیج کالیفرنیا می‌گذرد و بخشی از حاشیهٔ باختری آمریکای شمالی را

می‌شکافد. دراین منطقه انطباق دو رژیم تکتونیکی، یکی فرورانش و دیگری کافت قاره ای، آرایش فضائی و نظم ژئوشیمیائی سنگهای آتشفشانی را دچار آشفتگی کرده بطوریکه محققین برای بررسی فرآیندهای فرورانش در حواشی فعال قاره‌ها، به آمریکای جنوبی رو می‌آورند. در باختر آمریکای شمالی و نیز در مکزیک، سنگهای کالکوآلکالن بهمراه سنگهای قویاً آلکالن و حتی لامپروفیرها، دیده می‌شوند (Hall 1991& Wilson 1989) که یک پیچیدگی ژئوشیمیائی، در مقایسه با ماگماتیسم زونهای فرورانش، بوجود آورده است. اکنون این سوآل مطرح میگردد: آیا تیغه‌های حرارتی که کافت‌های نئوتتیس و مزوتتیس را در ایران بوجود آورده بودند، در زمان فرورانش پوستهٔ اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران همچنان فعال نبوده اند؟ زیرا علت بسته شدن یک اقیانوس به خاطر غیر فعال شدن پشتهٔ میان اقیانوسی آن اقیانوس نیست بلکه به سبب حرکت همگرای دو بلوک قاره ای است که از سوی یک کافت اقیانوسی قوی‌تر به یکی از بلوکها ی قاره‌ای ، تحمیل می گردد. در چنین مواردی سنگهای ماگمائی می‌توانند دارای منشاءهای زیر باشند:

- ماگماهای حاصل از فرورانش
  - ذوب گوه، گوشته ای
  - ذوب پوسته قاره ای
  - ماگماهای آلایش یافته و هیبرید
  - ذوب گوشته، زیر صفحه، اقیانوسی
  - ذوب پوسته، اقیانوس فررو
- ماگماهای حاصل از تیغه حرارتی
  - ذوب گوه ، گوشته ای
  - ذوب پوسته، قاره ای
  - ماگماهای چند رگه

نقش فشارهای کوهزائی در ماگماتیسم ایران

الف- ایجاد مناطق کششی محلی

وجود سه سری شکستگی اصلی در ایران شامل گسلهای زاگرس با امتداد شمال باختر - جنوب خاور ؛ البرز با روند تقریبا خاوری- باختری و گسلهای خاور ایران با جهت شمالی - جنوبی، موقعیتی تکتونیکی غیر از آنچه که در یک زون فرورانش ساده وجود دارد، به ایران بخشیده است. صرفنظر از اینکه سه سری شکستگی فوق زخمهای التیام یافتهٔ پوسته‌های قاره‌ای هستند و می‌توانند به عنوان مرز ایالات پوسته‌ای در این منطقه به حساب آیند، فشارهای وارد شده از جنوب باختر، شمال و خاور ایران، پس از این التیام، سبب شده تا این ساختمانهای تکتونیکی دوباره فعال بشوند و نیز گسلهای فرعی زیادی در منطقه بوجود آیند. همچنین تاثیر نیروهای فشاری از سه جهت موجب شده تا خرده قاره‌ها متحمل حرکات چرخشی بشوند و در امتداد گسلها حرکات کششی که سبب ایجاد کشش‌های محلی فرع بر فشارش می‌شود، صورت گیرد. این ساختمانهای خرد شده می‌توانند به طور چشمگیر سبب تنوع ژئوشیمیائی سنگهای ماگمائی گردند: بدین ترتیب که در مناطق فشارشی، ذوب بخشی پوسته صورت گیرد و سنگهای آذرین همزمان با کوهزائی بوجود آیند و در مناطق کششی، ماگماتیسم آلکالن منشاء گوشته‌ای اتفاق افتد و به حساب کافت قاره‌ای گذاشته شود. فوزان همزمان گدازه‌های لوسیت بازانیت تا لوسیت فنولیت همراه با تراکیت در آتشفشان سرای به سن ۷ تا ۸ میلیون سال در خاور دریاچهٔ ارومیه (فرونشست آذربایجان)، گدازه های داسیتی پلیوسن در باختر این دریاچهٔ و روانه های آندزیتی تا داسیتی کالکوآلکالن سهند و آذرشهر (جنوب خاوری دریاچه) به سن ۱۲ تا ۰/۱۳ میلیون سال ، با هیچیک از محیطهای تکتونیکی سادهٔ جهان قابل مقایسه نیست مگر اینکه این تنوع همزمان را به فشارشی‌ها وکششهای محلی نسبت داد ویا اینکه به انطباق دو یا چند رژیم تکتونیکی مربوط دانست

ب - جا بجا شدن مخازن ماگمائی مناطق آتشفشان

ب - ۱- مخازن منجمدشده: نفوذ توده‌های گرانیتوئید درمحور بروجرد — همدان — قروه (زون سنندج — سیرجان) ازحدود ۱۳۰ میلیون سال قبل شروع شده و تا ۵۵ میلیون سال قبل ادامه داشته است (Masoudi 1997) . این فاز طولانی پلوتونیک که حدود ۶۰ میلیون سال قبل از لارامین آغاز گشته، نمی‌توانسته ناشی از این کوهزائی بوده باشد. همچنین این پلوتونیسم که ۹۰ میلیون سال پس از کوهزائی کیمرین پسین ادامه داشته نمی تواند به حساب کوهزائی مذکور گذاشته شود. چنین بنظر می‌رسد که فازهای کوهزایی و فعالیتهای پلوتونیک در زون سنندج- سیرجان، هر دو معلول فرورانش بوده باشند. ضمنا این سوآل نیز مطرح است که آیا توده‌های نفوذی زون سنندج — سیرجان، مخازن ماگمائی آتشفشانهای ژوراسیک و کرتاسه نبوده‌اند که پس از انجماد کامل توسط فازهای کوهزائی در معرض فرسایش قرارگرفته و در سطح زمین رخنمون یافته باشند (شکل ٤)؟ آیا می‌توان باور کرد، زنجیری از توده‌های عظیم بازیک تا اسیدی بطول بیش از ۱۸۰ کیلومتر، در ژرفای کمتر از ۵ کیلومتر (براساس رسوبات ژوراسیک و کرتاسه)، که حدود ۷۵ میلیون سال دورهٔ جایگزینی آنها به درازا کشیده، درسطح زمین بدون تظاهرات آتشفشانی بوده باشند؟ ناگفته نماند که در باختر این توده‌های نفوذی، سنگهای آتشفشانی تکتونیزه به صورت بین چینه‌ای با رسوبات کرتاسه یافت

می‌شوند که از لحاظ شیمیائی به گرانیتوئیدهای الوند و بروجرد شباهت دارند (یوسف زاده، ۱۳۸۱) . آیا این سنگها تظاهرات آتشفشانی توده‌های نفوذی منطقه در دورهٔ کرتاسه نیستند که از فرسایش به دور مانده‌اند؟ به احتمال زیاد، بسیاری از توده‌های نفوذی زونهای کوهزائی که از نوع M هستند ، مخازن ماگمائی آتشفشانهای قبل از کوهزائی بوده‌اند که پس از انجماد کامل، همراه با سنگهای دگرگونی اطراف خود، در نتیجهٔ فشارش بالا آمده، پس‌از تحمل یک دورهٔ فرسایش ، در سطح زمین ظاهر گشته‌اند.

ب ـ ۲ ـ مخازن نیمه منجمد: در صورتیکه مخازن ماگمائی در پوستهٔ قاره‌ای تحتانی یا بخش زیرین پوستهٔ فوقانی تشکیل گردند، به علت گرمای به نسبت بالای سنگهای درونگیر، دیرتر سرد می‌شوند بطوریکه بعد از ۱۰ تا ۲۰ میلیون سال ممکن است هنوز مقداری ماگمای تفریق یافته از ماگمای بازیک گوشته‌ای همچنان به صورت مذاب در مخزن باقی مانده باشد. در این صورت یک نیروی کوهزائی می‌تواند مذاب باقیمانده را از مخزن خارج کرده و به افقهای بالا منتقل نمایند (شکل ۵) . این نفوذیها اغلب ساب ولکانیک بوده، فقط در محدودهٔ آتشفشانی یافت می‌شوند و جایگزینی آنها همزمان با یک فاز کوهزائی است. ماگماهای این نفوذیها بیشتر از نوع M (بهمراه مختصری H یا I) بوده و با سنگهای آتشفشانی ما قبل خود قرابت ژنتیکی نشان می‌دهند. بیشتر گرانیتوئیدهائی که به مناطق آتشفشانی ائوسن در محور ارومیه- بزمان و البرز تزریق شده‌اند ماگماهای باقی مانده در مخازن ژرف زیر آتشفشانهای ائوسن بوده‌اند که در یک فاز فشاری (پیرنئن یا استیرین) به افقهای بالا و کم فشار منتقل گشته‌اند.

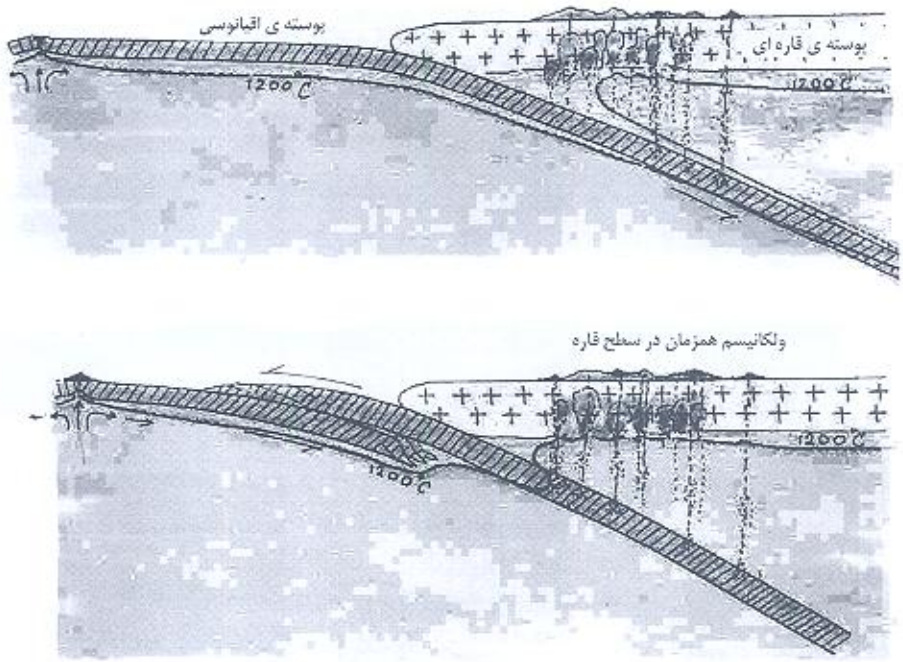
ماگماتیسم ناشی از دگرگونی معکوس

نوعی از ماگماتیسم که در زمان عملکرد نیروهای فشاری، در زونهای برخورد رخ می‌دهد، ماگماتیسم حاصل از دگرگونی معکوس پوستهٔ اقیانوسی سرپانتینیزه است. در این فرآیند پوسته و گوشتهٔ قاره‌ای داغ بر روی ورقه‌های افیولیتی سرپانتینیزه، رانده می‌شوند و این عمل موجب آبگیری از سرپانتین می‌گردد. این پدیده سبب ذوب بخشی در گوشتهٔ قاره‌ای و قارهٔ فرارانده و حتی در خود ورقه‌های افیولیتی سرپانتینیزه می‌شود. نتیجهٔ این ماگماتیسم تشکیل توده‌های نفوذی بازیک حدواسط و اسیدی با منشاءهای متفاوت در زون تکتونیزه و در بالای ورقه‌های افیولیتی است که همزمان یا پس از برخورد بلوکهای قاره ای، اما میلیونها سال پس از فرارانش پوستهٔ اقیانوسی، تزریق می‌شوند. مثال روشن این پدیده، نفوذ توده‌های گابروی توله‌ایتی، دیوریت توله‌ایتی و کالکوآلکالن و نیز گرانیت آلکالن و کالکوآلکالن به میان ورقه‌های افیولیتی و آهکهای کرتاسه در محور «صحنه- مریوان» است . این نفوذیها کم و بیش ۲۵ میلیون سال پس از جایگزینی افیولیتها تزریق شده و در مجاورت خود رسوبات کرتاسه و ائوسن را دگرگون کرده‌اند (معین وزیری ؛ ۱۳۴۹، آرین، ۱۳۷۷). فرایند مذکور به این ترتیب بوده که در کرتاسهٔ بالائی، بخش « همدان- قروه» از زون « سنندج – سیرجان» با داشتن گرادیان زمین گرمائی بین ۴۲ تا ۵۷ درجهٔ سانتیگراد بر کیلومتر (بهاری‌فر، ۱۳۷۶) ، بر روی ورقه‌های افیولیتی سرپانتینیزه رانده شده و موجب دگرگونی معکوس افیولیت و رسوبات همراه آن شده است (آرین، ۱۳۷۷؛ آرین و معین وزیری، ۱۳۷۷). در سطح زمین شدت دگرگونی درحد آمفیبولیت است اما در ژرفا ، تا آناتکسی پوسته و ذوب گوشتهٔ لیتوسفری نیز پیش رفته است. بنظر می‌رسد بعضی از فعالیتهای ماگمائی در زونهای برخورد که مدتها بعد از فرارانش پوستهٔ اقیانوسی و همزمان یا کمی بعد از فازهای فشاری انجام گرفته ، نتیجهٔ این فرایند بوده باشند.

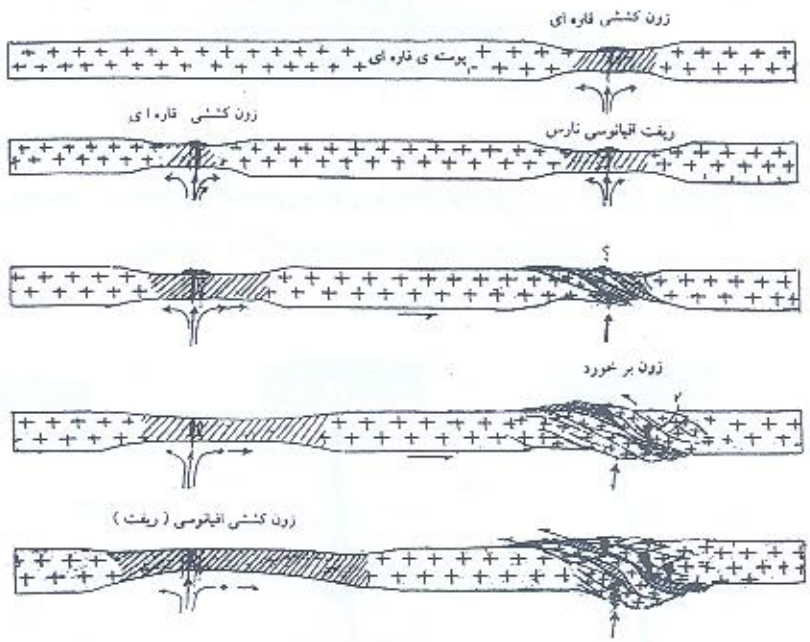
نتیجه گیری

از جمع بندی آنچه که گذشت چنین نتیجه گرفته می شود که :

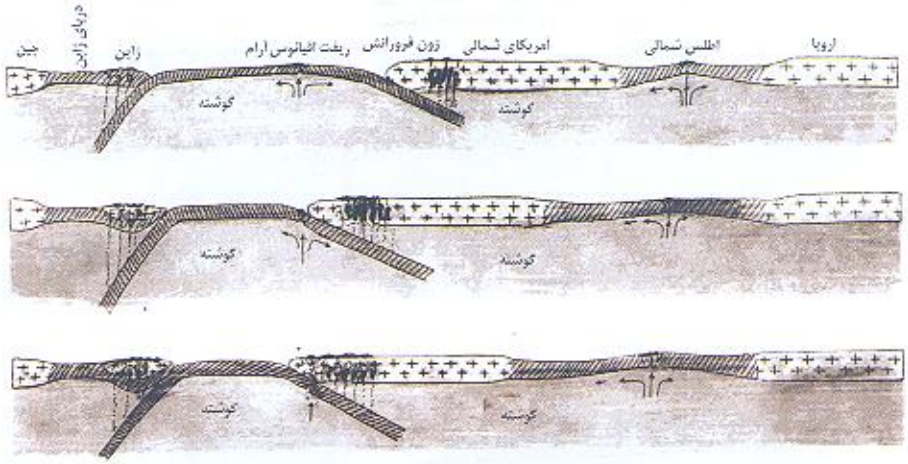
- منشاء ماگماتیسم، متامرفیسم و دوره های کوهزائی ایران در مزوزوئیک به یک رژیم فرورانش از جنوب باختر به سوی شمال خاور مطابقت دارد.
- ولکانیسم شدید و گستردهٔ ائوسن و ادامهٔ آن بصورت خفیف در دوره‌های بعد، با تعادل حرارتی در پوستهٔ اقیانوسی شکسته شده در کرتاسهٔ بالائی، قابل توجیه‌تر است.
- پلوتونیسم ترسیر بیشتر از تخلیهٔ فشاری و فیلترپرسینگ مخازن ماگمائی ژرف ائوسن سرچشمه گرفته که با ذوب بخشی پوستهٔ قاره‌ای نیز همراه بوده است.
- تداخل رژیمهای تکتونیکی و حضور باقیمانده‌های تیغه‌های حرارتی نیمه فعال قدیمی که درتشکیل کافت‌های درون قاره‌ای این منطقه نقش داشته‌اند، موضوع قابل توجه است.



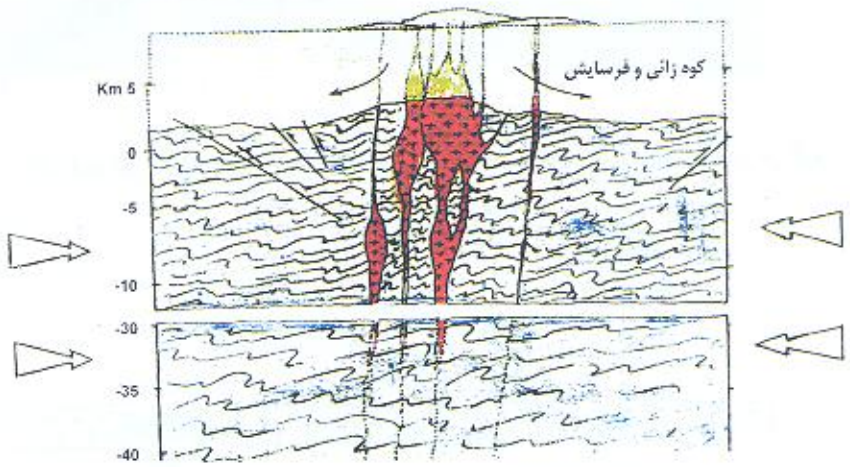
شکل ۱- توقف فرورانش به علت شکسته شدن صفحهء اقیانوسی و در نتیجه ء ایجاد تعادل حرارتی در گووهء گوشته‌ای و صفحه ء اقیانوسی فرورو.



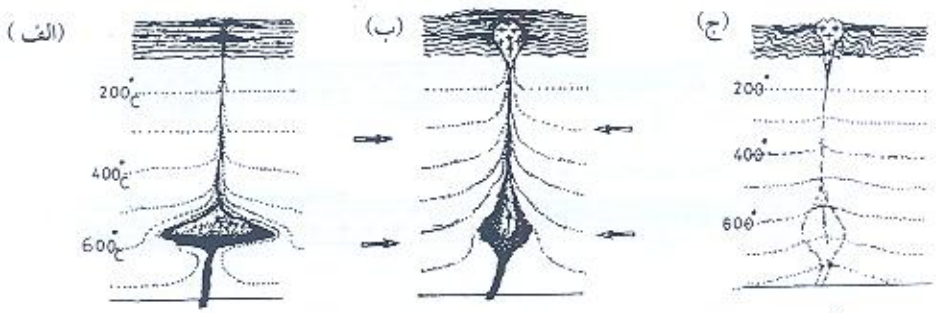
شکل ۲- تشکیل یک زون برخورد قاره – قاره بر روی یک تیغهء حرارتی: در این زون مجموعه‌ای از سریهای آلکالن و تحولی حاشیهء قدیمی قاره، سنگهای توله‌ایتی زمان تشکیل پوستهء اقیانوسی، گرانیتوئیدهای برخوردی به همراه ماگماتیسم حاصل از دگرگونی معکوس، ممکن است یافت شود.



شکل ۳- پیشروی یک زون فرورانش به طرف ریفت اقیانوسی به علت فشارهای وارد شده از طرف یک زون کششی قوی‌تر. مثال: حرکت قارهء آمریکای شمالی برروی شاخهء شمالی ریفت اقیانوسی اقیانوس آرام.



شکل ٤- بالا آمدن مخازن ماگمائی منجمد شدهء یک زون آتشفشانی به علت حرکات کوهزائی، سپس فرسایش سنگهای آتشفشانی به همراه سنگهای پوششی توده‌ها ، و آنگاه ، نمایان شدن توده‌ها در سطح زمین .



شکل ٥- بعد از ولکانیسم ائوسن، ماگماهای منجمد نشده و کم و بیش تفریق یافتهء مخازن عمیق آتشفشانهای ائوسن توسط نیروهای کوهزائی پیرنئن یا استیرین بالا آورده شده و به افقهای کم فشارو سست تزریق شده‌اند(ب و ج).

کتابنگاری:

آرین، م.ع. ۱۳۷۷- پتروگرافی و پترولوژی توده‌های آذرین محور سنقر – مریوان.رسالهٔ دکترا، دانشگاه آزاد، ۲۲۱ صفحه.

آرین، م.ع. و معین وزیری، ح. ۱۳۷۷- مطالعهٔ پتروگرافی ، ژئوشیمی و پتروژنز توده های نفوذی زون تراست زاگروس در محور سنقر- مریوان . مجموعه مقالات دومین همایش انجمن زمین شناسی ایران ، مشهد .

افتخارنژاد، ج. ، اسدیان، ع. و راستگار میرزائی، ع. ر. ۱۳۷۱ – سن مجموعهٔ دگرگونه‌ها و افیولیتهای شاندرمن – ایالم و ارتباط ژئودینامیکی آنها با پالئوتتیس و پوستهٔ شبه اقیانوسی دریای خزر. نشریهٔ علوم زمین، سال اول، شمارهٔ ۳.

بهاری فر، ع.ا. ۱۳۷۶- نگرشی نو بر پتروژنز سنگهای دگرگونهٔناحیه‌ای منطقهٔ همدان. پایان نامهٔ کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت معلم تهران. ۲۰۲ صفحه.

درویش‌زاده، ع. ۱۳۷۰- زمین شناسی ایران. انتشارات امیرکبیر (نشر دانش امروز)، ۹۰۱ صفحه.

معین وزیری، ح. ۱۳۴۹- تحقیق سنگ شناسی و کانی شناسی سنگهای آذرین منطقهٔ مروارید (بین سنندج و کرمانشاه). رسالهٔ فوق لیسانس، دانشکدهٔ علوم

معین وزیری، ح . ۱۳۷۷- دیباچه‌ای بر ماگماتیسم در ایران. انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران، ٤٤٠ صفحه .

یوسف زاده ، م. ۱۳۸۲- پتروگرافی ، ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای آتشفشانی کرتاسه در منطقه نهاوند . رساله فوق لیسانس، دانشگاه تربیت معلم.

References

Aubouin, J., Broysse, R. Et Lehman, J.P., 1975- Précis de géologie, Tome 1, Pétrologie, 2eme édi. Dunod Univ. Paris. pp.717.

Berberian, F., and Berberian,M., 1981-Tectono-Plutonic episodes in Iran. Amer. Geophysical Union. Geodynamics series,Vol.3 ,p. 5-32 .

Braud, J. et Ricou, L. E., 1975- Elements de continuite entre Zagros et la Turqui du Sud-Est.Bull. Sco. Geol. France , 7,XVII,No 6, pp. 1015-1023 .

Dehghani,G.A.,and Makris, J., 1983- The gravity field and crustal structure of Iran. In geodinamic project (Geotraverse) in Iran, Geol. Surv. Iran, Report no 51,pp. 51- 68

Dercourt, J. et al.,1986- Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics,123,pp.241-315.

Falcon, N.L., 1968-The geology of the northeast margin of the Arabian basement shield . Advancement of science. P.31-42.

Hall, A., 1991- Kimberlites and Ultapotassic igneous rocks. Igneous petrology. Longman scientific and Technical.

Haynes, S. J. & MC Quillan, H., 1974- Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran.Amer. Bull.,V.85, pp.739-744.

Masoudi , F., 1997- Contact mtamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak . Iran , Ph. D. Thesis, Univ. of Leeds .

Noghreyan, M. K., 1982- Evolution géochimique, minéralogique et structurale d' un édifice ophiolitique singulier: Le massif de Sabzevar (partie centrale),NE de l'Iran. Thèse es Sci.Univ.de Nancy, France. 239 p.

Nowroozi, A., 1971- Seismo-Tectonic of the Persian plateau, Estern Turkey, Caucasus and Hindu-Kush Region. Bull. seism. Soci Am.Vol.61, p.317-341.

Pomerol, C. et Renard, M., 1989- Eléments de géologie. 9ème edi. Armand Colin. P. 615 .

Soffel, H. C., Davoudzadeh, M. and olf, C., 1996- New Paleomagnetic data from Central Iran and a Triassic Palcoreconstruction . International Journal of Earth Sciences, V. 85/2, p.293-301.

Soffel, H.C.,and Forster, H.G., 1980- Apparent polar wander path of Central Iran and it,s Geotectonic interpretation . J. Geomag. Geoelect. 32 ,supplem. 3 , S3 , 117 , S3 ,135.

Stampfli, G. M., 1978- Etude géologique générale de l Elbourz oriental au sud de Gonbad-e- Qabus, Iran NE.Thèse Genève, 328 p .

Stocklin, J.,1968- Structural history and tectonic of Iran : a review . Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bulletin,52(7), pp.1229-1258.

Stocklin, J., 1985- Orogeny and Tethys Evolution in the Middel East: an apprassal of current concepts. 27 th. IGC. Reports 5 (Tectonique of Asia,7-67).

Wilson, M., 1989- Igneous Petrogenesis, UNWIN, HYMAN, London .

* گروه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران

* Dep. of Geology, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran