ژئوکرونولوژی و چینه نگاری مجازی مجموعه افیولیتی کهنوج

نوشته : علی کنعانیان*، دکتر علی درویش زاده**، دکتر مسیب سبزه ئی***

دکتر تیری ژوتو**** و دکتر اروه بلون****

Geochronology and Pseudostratigraphy of Kahnuj Ophiolitic Complex

By:A.Kananian * , Dr.A. Darvishzadeh **, Dr. M. Sabzehei ***, Dr.T.Juteau **** and Dr.H.Bellon****

چکیده:

مجموعه افیولیتی کهنوج از قاعده به سمت بالا از گابروهای لایه‌ای، گابروهای ایزوتروپ، سنگهای حدواسط تا اسیدی شامل دیوریت تا پلاژیوگرانیت، دایکهای ورقه‌ای، گدازه‌های بالشی و بالاخره آهکهای پلاژیک با فسیلهایی به سن ژوراسیک بالا – کرتاسه زیرین تشکیل شده است. نمونه‌های آمفیبول تعیین سن شده از بخشهای مختلف افیولیت کهنوج به روش K-Ar، سن ایزوتوپی ۱۳۶ تا ۱۶۵ میلیون سال (دوگر– نئوکومین) را نشان می‌دهند که این سن با نتایج مطالعات فسیل‌شناسی کاملاً هماهنگ است، در حالیکه اغلب پلاژیوکلازها و نمونه‌های سنگ اصلی سنگهای مبهم و قدیمی و یا جوانشدگی نشان می‌دهند. واحدهای مختلف این مجموعه افیولیتی پس از تشکیل و احتمالاً در زمان جایگزینی، مورد هجوم یک توده گرانیت پتاسیک جوانتر قرار گرفته‌اند.

واژه‌های کلیدی : افیولیت، کهنوج، سنهای ایزوتوپی K-Ar، گرانیت پتاسیک

Abstract

The Kahnuj Ophiolite Complex is mainly comprised of layered gabbros, isotropic gabbros, intermediate to acidic rocks such as diorite or plagiogranite, sheeted dyke, pillow lava, and pelagic limestone. Some fossils of Late Jurassic to Early Cretaceous age are observed in the limestone. The isotopic age determination for amphiboles, using K-Ar method, fairly correlates with that of paleontological studies. These studies reflect 136 to 165 my. (Dogger- Neocomian) for the amphiboles, whereas the ages for whole rocks and some of the plagioclases due to rejuvenation are usually younger than amphiboles. Some of the plagioclase crystals are doubtfully much older (Precambrian).

A younger potassic granite that is probably contemporaneous to the complex emplacement intrudes all the constituents of the complex.

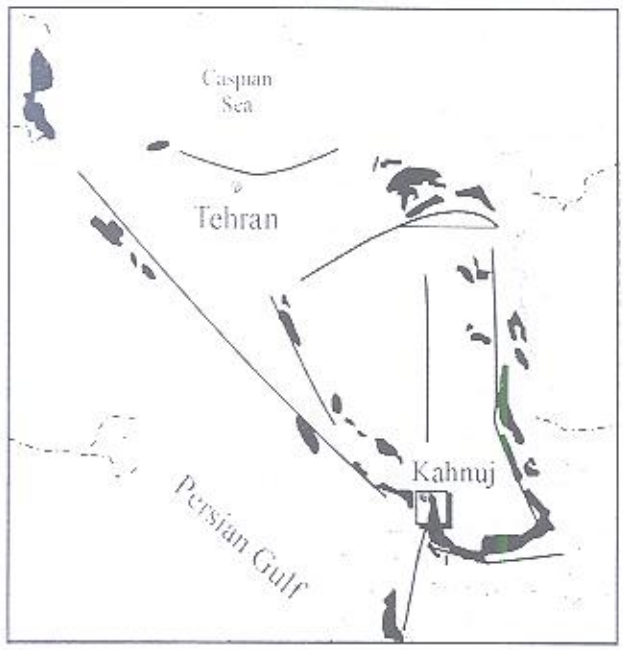
Key Words: Ophiolite, Kahnuj, K-Ar isotopic ages, Potassic granites

۱- مقدمه

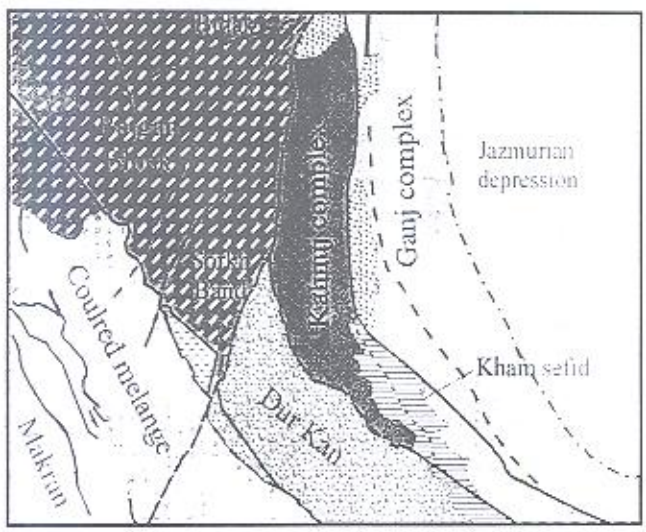
مجموعه افیولیتی کهنوج در فاصله ۵ کیلومتری جنوب خاوری شهرستان کهنوج، بین طولهای جغرافیایی " ۳۰ ' ۳۷ ° ۵۷ تا " ۱۲ ' ۵۱ ° ۵۷ خاوری و عرضهای جغرافیایی " ۳۰ ' ۳۰ ° ۲۷ تا " ۵ ' ۵۵ ° ۲۷ شمالی واقع است. این مجموعه تقریباً به صورت یک توده عدسی شکل کشیده با روند شمالی - جنوبی بین دو سیستم گسلی اصلی شمالی- جنوبی به نام گسل جیرفت در خاور و گسل سبزواران در باختر محاط شده است. افیولیت کهنوج با رخنمون بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع یکی از بزرگترین مجموعه‌های افیولیتی ایران بوده و از لحاظ سنگشناسی یکی از کاملترین توالیهای پوسته‌ای را دارا است. از آنجا که مرز زیرین این مجموعه گسلی است، سنگهای پریدوتیتی و اولترابازیک در منطقه رخنمون چندانی ندارند و صرفاً به صورت توده‌های کوچک و پراکنده فلدسپاتیک ورلیت و دونیت در داخل گابروهای جنوب منطقه، به ویژه در بین گابروهای لایه‌ای یافت می‌شوند. تاکنون از لحاظ کمی و کیفی پژوهشهای متعددی در قالب تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور(Mc Call 1985)، گزارشهای زمین‌شناسی و معدنی (به عنوان مثال سبزهئی و همکاران ۱۳۷۲)، مطالعات ژئوشیمیایی و ایزوتوپی (حسنی‌پاک و همکاران، ۱۹۹۶؛ Wampler et al 1996, Wallace et al 1997,) و بررسیهای پترولوژیکی (بعنوان نمونه حسینی‌پور، ۱۳۷۶؛ قدمی، ۱۳۷۷) بر روی مجموعه افیولیتی کهنوج انجام شده است که با توجه به ابهامات مطرح شده در این پژوهشها بخصوص در مورد سن شکل‌گیری مجموعه افیولیتی کهنوج و وجود یا عدم وجود ارتباط ژنتیکی بین واحدهای مختلف آن، ضرورت انجام مطالعات سن سنجی ایزوتوپی و فسیل‌شناسی برپایه بررسیهای دقیق زمین‌شناسی احساس گردید و به همین دلیل در پژوهش حاضر سعی شده تا با تکیه برمطالعات صحرایی و بررسی روابط سنگشناسی بین واحدهای مختلف سنگی و همچنین مطالعات جدید سن‌سنجی ایزوتوپی به روش K-Ar که در آزمایشگاه ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی گروه علوم زمین دانشگاه UBO شهر برست در کشور فرانسه انجام شده است، ارتباط ژنتیکی بین واحدهای مختلف این مجموعه مورد تحقیق و کنکاش بیشتر قرار گیرد.

۲- زمین‌شناسی منطقه

مجموعه افیولیتی کهنوج واقع در منتهی‌الیه باختری زون مکران و باختر گودال جازموریان (شکل ۱)، در حقیقت همان چیزی است که اولین بار Mc Call (1985) در گزارش زمین‌شناسی نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش میناب آن را با اسامی کمپلکس بند زیارت (برای واحد پلوتونیک)، کمپلکس دایک دیابازی (برای واحد دایکهای ورقه‌ای) و کمپلکس ره‌انار (برای واحد آتشفشانی و پوشش رسوبی آن) نامگذاری نمود. در این مقاله بخاطر



شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه پراکندگی افیولیتها و سنگهای اولترامافیک ایران.



شکل ۲: نقشه شماتیک ارتباط بین مجموعه افیولیتی کهنوج با کمپلکسهای زمین‌شناسی همجوار آن (با کمی تغییر از Mc Call, 1985).

وجود ارتباط انکارناپذیر و پیوستگی ساختاری بین سه کمپلکس فوق، نام مجموعه افیولیتی کهنوج را برای آن پیشنهاد می‌نمائیم.

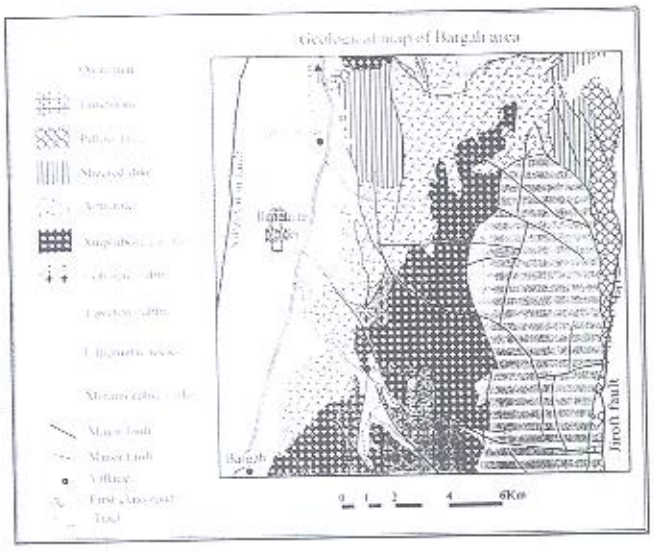
مجموعه افیولیتی کهنوج از قاعده به سمت بالا به ترتیب از گابروهای لایه‌ای، گابروهای ایزوتروپ، نفوذیهای دیوریتی تا پلاژیوگرانیتی، دایکهای دیابازی ورقه‌ای، گدازه‌های بالشی و آهکهای پلاژیک تشکیل شده است که مجموعاً یک توالی پوسته‌ای نمونه افیولیتی را به نمایش می‌گذارند. این مجموعه از لحاظ سنگ‌شناسی قرابت تولئیتی نشان می‌دهد. لازم به ذکر است که بخشهای مختلف مجموعه فوق بخصوص قسمتهای مرکزی آن تحت تأثیر نفوذ دایکها، رگچه‌ها و لکه‌های گرانیت پتاسیک با ماهیت کالک آلکالن قرار گرفته است و در این راستا تبادلات متاسوماتیکی قابل توجهی در محل همبری گرانیتها و گابروهای منطقه رخ داده است.

همانگونه که در شکل ۲ دیده می‌شود، مجموعه افیولیتی کهنوج از سمت خاور به واسطه عملکرد گسل شمالی- جنوبی جیرفت با کمپلکس گنج همجوار است. کمپلکس گنج مجموعه افیولیتی دیگری است که برخلاف افیولیت کهنوج ماهیّت کالک آلکالن دارد. قسمت اعظم این کمپلکس شامل دایکهای ورقه‌ای با ترکیب اسید و تا حدی دیابازی است که در زیر یک واحد ضخیم گدازه بالشی و توده‌ای قرار گرفته‌اند (Mc Call 1985). دنباله خاوری این کمپلکس در زیر رسوبهای کوداد جازموریان مدفون شده است و فاقد رخنمون می‌باشد. گدازه‌های بازالتی گنج با همبری عادی در زیر یک واحد آهک پلاژیک گلوبوتر ونکانادار به سن کامپانین – ماستریشتین قرار گرفته وبه همین دلیل سن شکل‌گیری این مجموعه افیولیتی، کرتاسه بالایی تعیین شده است (Mc call 1985).

افیولیت کهنوج از باختر با همبری گسلی در جوار کمپلکس دگرگونی باجگان قرار دارد.این کمپلکس که از سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره آمفیبولیت و شیست سبز تشکیل شده است در حقیقت دنباله جنوبی دوار دگرگونی سنندج – سیرجان محسوب می‌شود و بطور عمده از آمفیبولیت، میکاشیست و مرمر به سن احتمالی دونین تشکیل شده است. آخرین فاز دگرگونی این کمپلکس پلی‌متامورفیک مربوط به اواخر کرتاسه است. کمپلکس باجگان به سمت جنوب با شیبی ملایم در زیر کمپلکس دورکان قرار می‌گیرد. کمپلکس دورکان از رسوبهای چین‌خورده و سکوی قاره‌ای میانه‌زیستی شامل ماسه‌سنگ، آرژیلیت، آهکهای کم‌عمق با بین‌لایه‌هایی از گدازه و نفوذیهای کم حجم بازیک تشکیل شده است. کمپلکس باجگان و دورکان به طرف باختر و جنوب باختری به یک مجموعه آمیزه رنگین ختم می‌شوند که به عقیده Mc Call (1985) در یک کوداد اقیانوسی عمیق تشکیل شده‌اند.

۳- چینه‌نگاری دروغین (Pseudostratigraphy) مجموعه افیولیتی کهنوج

مجموعه افیولیتی کهنوج یک توالی پوسته‌ای افیولیتی نمونه است که علیرغم تحمل دگرشکلهای متعدد خمیری و شکننده، هنوز روابط بین واحدهای مختلف آن بخوبی حفظ شده و از قاعده به سمت بالا شامل گابروهای لایه‌ای، گابروهای ایزوتوپ، دیوریت تا ترونجمیت، دایکهای ورقه‌ای، گدازه‌های بالشی و آهکهای پلاژیک به شرح زیر میباشد (شکل ۳):



شکل ۳: نقشه زمین‌شناسی ساده شده بخش مرکزی افیولیت کهنوج (منطقه بارگاه).

۳-۱- گابروهای لایه‌ای

این واحد در قاعده توالی پوسته‌ای افیولیت کهنوج گسترش بسیار زیادی دارد و ستبرای آن به چند کیلومتر می‌رسد ولی ارزیابی دقیق ستبرا، بدلیل تکتونیک فعال منطقه و تحمل تغییرشکلهای زیاد مقدور نمی‌باشد. همبری زیرین این واحد گسله است و به همین دلیل سنگهای اولترامافیک در قاعده آن رخنمون چندانی نشان نمی‌دهند و صرفاً شامل دایکها و سیلها و نفوذیهای کوچک دونیتی و ورلیتی درداخل گابروهای لایه‌ای و ایزوتروپ می‌شوند.

عمده‌ترین سنگهای سازنده این واحد شامل ملاتروکتولیت، لوکوتروکتولیت، ملاگابرو، آنورتوزیت، اولیوین گابرو مقدار کمی نوریت و فروگابرو می‌باشد که به تدریج به طرف رأس این واحد یعنی از جنوب به سمت شمال و باختر از میزان ملاتروکتولیت و ملاگابرو کاسته شده و به

مقدار اولیوین گابرو، فروگابرو و دوریتها افزوده می‌شود.

لایه‌بندی گابروها در قسمتهای جنوبی منطقه بطور عمده خاوری – باختری است و با شیب حدود ۴۰ درجه به سمت شمال قرار دارند. در حالی که در قسمتهای شمالی منطقه لایه‌بندی گابروها تدریجاً تغییرکرده و بجای خاوری– باختری در امتداد شمال – شمال باختری، جنوب– جنوب خاوری قرار می‌گیرند و با شیب زیاد (حدود ۷۰ درجه) به طرف خاور متمایل می‌شوند.

گابروهای این واحد تقریباً در تمامی قسمتهای منطقه در امتداد پهنه‌های برشی شمالی – جنوبی تحت تاثیر دگرشکلی پلاستیک حرارت بالا واقع شده و با حفظ پاراژنز کانی‌شناسی اولیه، فولیاسیون و لینه‌آسیون پیدا کرده‌اند. فولیاسیون این سنگها معمولاً شمالی – جنوبی است و در قسمتهای شمالی منطقه به موازات لایه‌بندی گابروها قرار دارد. اما در قسمتهای جنوبی منطقه که فولیاسیون نسبت به لایه‌بندی به حالت متقاطع قرار دارد، شدت دگرشکلی پلاستیک به حدی بالا است که معمولاً فولیاسیون بر لایه‌بندی غلبه نموده و در اکثر موارد لایه‌بندی اولیه را محو نموده است، بطوری که در نگاه نخست، این سنگها متورق‌اند تا لایه لایه. لازم به ذکراست که آرایش سیگموئیدال کانی‌ها در سطح فولیاسیون و عمود بر لینه‌آسیون در این سنگها حاکی از دگرشکلی آنها در امتداد پهنه‌های برشی شمالی – جنوبی چپ گرد می‌باشد. گسترش این پهنه‌های برشی بسیار زیاد است بطوری که طول آنها به چند کیلومتر و عرض آنها به چند صد متر بالغ می‌شود. محصول دگرشکلی پلاستیک حرارت بالای گابروهای مزبور در امتداد زونهای برشی بسته به حضور سیال و یاعدم حضور سیال در محیط دگرشکلی به ترتیب ارتوآمفیبولیت و گابروهای متورق بوده است.

۲-۳- گابروهای ایزوتروپ

این گابروها معمولاً دانه درشت تا پگماتوئیدی هستند و بطور عمده از کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز ± اولیوین ± ایلمنیت تشکیل شده‌اند. این سنگها اصولاً در بخشهای فوقانی گابروهای لایه‌ای گسترش یافته‌اند و گاهی نیز به صورت دایک و نفوذیهای کوچک در داخل گابروهای لایه‌ای یافت می‌شوند. گابروهای ایزوتروپ در محل همبری با گابروهای فولیه لایه‌ای در امتداد فولیاسیون آنها نفوذ نموده و به صورت متناوب با آنها دیده می‌شوند. حضور انکلاوهای کوچک و بزرگ گابروهای لایه‌ای در داخل انواع ایزوتروپ امری متداول است که خود حاکی از تقدم آنها نسبت به نوع اخیراست. بااینکه مشاهدات صحرایی یکی از نویسندگان (کنعانیان) دلالت برهم زمانی تقریبی تکوین گابروهای ایزوتروپ با گابروهای لایه‌ای دارد اما سیزمئی اعتقاد دارد که هجوم گابروی ایزوتروپیک در زمانی بسیار دورتر از زمان تکوین گابروهای لایه‌ای اتفاق افتاده است. گابروهای ایزوتروپ گاهی نظیر گابروهای لایه‌ای در امتداد زونهای برشی شمالی – جنوبی متحمل تغییرشکل پلاستیک شده و به گابروهای برش یافته و یا حتی ارتوآمفیبولیت تبدیل شده‌اند.

از لحاظ کانی شناسی معمولاًاز قاعده به سمت رأس و به عبارتی از جنوب به شمال و شمال باختری منطقه، تدریجاً به میزان کانی ایلمنیت در گابروهای ایزوتروپ افزوده می‌شود به طوری که در محل کوه کلوچه و دره گز براثرافزایش تمرکز این کانی، گابروهای مزبور به ایلمنیت گابرو تبدیل می‌شوند که کانسار سنگ مادر ایلمنیتهای پلاسری منطقه محسوب می‌شوند.

این گابروها در راستای شمالی – جنوبی توسط دایکهای دلریتی متعددی با شیب حدود 70° به سمت خاور مورد هجوم قرار گرفته‌اند. از جنوب به طرف شمال بر تراکم این دایکها افزوده و واحد گابروی ایزوتروپ به طرف شمال یعنی به سمت رأس توالی تدریجاً به مجموعه گابرو دایک و سپس به واحد دایک ورقه‌ای تبدیل می‌شود.

علاوه براین گابروهای مزبور در قسمتهای میانی و به ویژه فوقانی، میزبان رگه‌ها، رگچه‌ها و نفوذیهای کوچک دیوریت تا پلاژیوگرانیت می‌باشند که به صورت شبکه‌ای درهم در جهات مختلف به داخل گابروها نفوذ نموده‌اند.

۳-۳- واحد پلاژیوگرانیت – دیوریت:

این سنگها به صورت دایک و رگچه در داخل گابروهای منطقه و آمفیبولیتهای حاصل از دگرشکلی آنها و همچنین به صورت تودههای نفوذی کوچک و کشیده در حاشیه دشت کهنوج و بالاخره باحجم نسبتاً زیادی در قاعده واحد دایک ورقه‌ای تشکیل شده‌اند. ترکیب این سنگها از ترونجمیت تا دیوریت متغییر است و از نظر کانی‌شناسی بطور عمده از آلبیت تا اولیگوکلاز، کوارتز و به مقدار بسیار کم از بیوتیت و آمفیبول تشکیل شده‌اند. گسترش این سنگهای حد واسط و اسید از قاعده به سمت بالای سکانس تدریجاً افزایش یافته و در محل رأس گابروهای ایزوتروپ و قاعده دایکهای ورقه‌ای به بیشترین حد خود می‌رسد، به نحوی که دراین مناطق منظره اگماتیتی قطعات زاویه‌دار و گرد شده دایکهای دلریتی و به مقدار کمتر گابروها به صورت برشهای ماگمایی در زمینه‌ای از دیوریت تا پلاژیوگرانیت دیده می‌شوند.

۳-۴- واحد یک ورقه‌ای:

این واحد منحصراً از دایکهای دیابازی ورقه‌ای تشکیل شده است که اغلب با حاشیه انجماد سریع نامتقارن و گاهی نیز متقارن در راستای شمالی- جنوبی در یکدیگر نفوذ نموده‌اند. امتداد این دایکها همگی شمالی- جنوبی است و شیب آنها حدود ۷۰ درجه به سمت خاور می‌باشد.

در انواع با حاشیه انجماد سریع نامتقارن معمولاً لبه انجماد سریع دایک در پهلوی باختری آن واقع شده است. این امر نشان می‌دهد که محور پشته تغذیه کننده دایکها احتمالاً در سمت خاور واحد دایک ورقه‌ای قرار داشته است. این واحد به سمت رأس توالی یعنی به طرف شمال منطقه تدریجاً به واحد دایک + گدازه بالشی و سپس به واحد گدازه بالشی تبدیل می‌شود. اپیدوتی و پروپیلیتی شدن از دگرسانی‌های هیدروترمال معمول در دایکهای ورقه‌ای است که معمولاً در امتداد زونهای برشی شکننده و همراه با میلونیتی شدن در راستای شمالی- جنوبی براین واحد اثر نموده است.

۳-۵- واحد گدازه بالشی :

این واحد با همبری تدریجی و به واسطه ضخامت زیاد دایک + گدازه برروی دایکهای ورقه‌ای قرار گرفته است. امتداد طبقات گدازه در این واحد اصولاً خاوری - باختری است و شیبی حدود ۴۰ درجه به سمت شمال دارند. ترکیب گدازه‌ها بطور عمده بازالتی تا آندزیتی و به مقدار کمتر تراکیتی است. گدازه‌های مزبور نیزهمانند واحد دایک ورقه‌ای در امتداد زونهای برشی بطورعمده شمالی- جنوبی، بطور محلی دستخوش تغییرشکلهای شکننده شده و براثر دگرسانی هیدروترمال بستر دریا در حد رخساره شیست سبز اپیدوتی و کلریتی شده‌اند. گدازه‌های این واحد در افقهای بالاتر حاوی بین لایه‌های نازک و ضخیم آهکهای میکریتی پلاژیک به سن اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه زیرین می‌باشند.

۳-۶- آهکهای پلاژیک :

این آهکها دقیقاً به موازات لایه‌بندی گدازه‌ها یعنی در امتداد خاوری - باختری و با شیب حدود ۴۰ درجه به سمت شمال، و پس از حدود ۴۰ متر تناوب آهک و گدازه، با همبری تدریجی برروی گدازه‌های بالشی و توده‌ای مجموعه افیولیتی کهنوج قرار گرفته‌اند. این آهکها عموماً به صورت بیومیکرایت و گل‌سنگ در منطقه یافت می‌شوند و به مقدار فراوان دارای ذرات تخریبی کوارتز دانه‌ریز می‌باشند. بررسیهای اولیه فسیل‌شناسی براین آهکها نشان داد که سن آهکهای مزبور برخلاف گزارش Mc Call (1985)، کرتاسه بالا نبوده بلکه به احتمال قوی متعلق به ژوراسیک بالا- کرتاسه زیرین می‌باشند که این سن با سنهای ایزوتوپی به دست آمده از مجموعه افیولیتی کهنوج نیز کاملاً انطباق دارد.

۴- گرانیتهای پتاسیک:

این گرانیتها در داخل قسمتهای مختلف افیولیت کهنوج نفوذ نموده‌اند، لذا از تمام واحدهای این مجموعه افیولیتی جوانتر می‌باشند و از لحاظ سنگ‌شناسی نیز تفاوتهای زیادی با پلاژیوگرانیتهای افیولیتی دارند. گرانیتهای مزبور به واسطه داشتن بیوتیت و بخصوص ارتوز زیاد به راحتی از پلاژیوگرانیتهای سفیدرنگ مجموعه افیولیتی کهنوج قابل تشخیص هستند.

از دید کانی‌شناسی اصولاً از کوارتز، اُرتوز، آلبیت و بیوتیت تشکیل شده‌اند و اکثراً به صورت دایک، رگه و گرهکهای کوچک به رنگ صورتی کم‌رنگ و بافت پگماتوئیدی تا دانه ریز در منطقه یافت می‌شوند. همبری آنها با سنگهای در برگیرنده‌شان نفوذی است و تبادلات متاسوماتیک قابل توجهی در محل همبری دیده می‌شود. گرانیتهای پتاسیک در مقایسه با سنگهای افیولیتی کهنوج حجم بسیار اندکی دارند و بیشتر در داخل گابروهای ایزوتروپ و واحد اگماتیتی گسترش یافته‌اند ولی در عین حال آثار نفوذ آنها در سایر قسمتهای افیولیت کهنوج از گابروهای لایه‌ای گرفته تا گدازه‌های بالشی قابل پیگیری است. باتوجه به اینکه این گرانیت قسمتهای مختلف مجموعه افیولیتی کهنوج را قطع نموده‌اند و از لحاظ سنگ‌شناسی نیز برخلاف سنگهای افیولیتی کهنوج قرابت تولئیتی نشان نمی‌دهد، به احتمال بسیار زیاد پس از تکوین این مجموعهٔ افیولیتی و در زمان جایگزینی آن تشکیل شده است.

۵- سن‌سنجی ایزوتوپی به روش K-Ar :

از بین حدود ۴۰۰ نمونه از سنگهای ماگمایی مجموعه افیولیتی کهنوج که دقیقاً مورد مطالعه سنگ‌شناسی قرار گرفته‌اند، تعداد ۲۰ نمونه برای تعیین سن به روش K-Ar انتخاب گردید و در آزمایشگاه سن‌سنجی دانشگاه UBO کشور فرانسه زیر نظر پروفسور بلون مورد تعیین سن قرار گرفت. روش انجام مطالعه در Steiger and Juger (1977), Mahood and Drake (1982), Bellon et al (1981)

تشریح شده است. نتایج آزمایشهای زمان‌سنجی در جدول ۱ درج شده است و همانگونه که براین جدول دیده می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه علیرغم داشتن دامنه سنی زیاد، به چهار گروه قابل تقسیم هستند:

شماره نمونه	واحد سنگ شناسی	ماده مورد سنجش	سن (میلیون سال)	وزن نمونه (گرم)	K_2O (wt%)	^{40}Ar R (%)	^{40}Ar R $e\text{-}^{7}cm^{3}/g$
KA ۵۴	دایک ورقه ای	سنگ کل	۶۵/۴ ± ۵/۴	۰/۸۰۵۰	۰/۱۶	۳۲/۳	۳۴۳
KA ۶ f	دایک آمفیبول گابرویی	پلاژیوکلاز	۷۲/۶ ± ۳/۹	۰/۵۰۰۰	۰/۴۳	۴۳/۵	۱۰/۱
KA ۸۱ f	ایلمنیت گابرو	پلاژیوکلاز	۸۰/۳ ± ۲/۲	۰/۴۰۵۱	۰/۵۶	۵۳/۴	۲۹/۲۳
KA ۵۷	دایک ورقه ای	سنگ کل	۹۱/۶ ± ۴/۸	۰/۶۳۱۳	۰/۲۹	۶۰/۳	۸/۷۹
KA ۲۱۷ f	دیوریت (آگماتیت)	پلاژیوکلاز	۱۱۱/۶ ± ۲/۵	۰/۴۰۱۰	۰/۳۲	۴۷/۷	۱۱/۹
KA ۶	دایک آمفیبول گابرویی	سنگ کل	۱۱۲/۶ ± ۶/۵	۰/۲۰۲۶	۰/۳۲	۴۳/۵	۱۲
KA ۵۰۵ f	دیوریت (آگماتیت)	پلاژیوکلاز	۱۱۵/۸ ± ۲/۹	۰/۲۵۰۸	۰/۶	۵۹/۸	۲۳/۱
KA ۳۰۱	دایک پلاژیوگرانیت	سنگ کل	۱۱۸/۲ ± ۶/۹	۰/۲۵۷۰	۰/۱۷	۳۲/۳	۶۷
KA ۲۱۷ Chl	دیوریت (آگماتیت)	کلریت	۱۲۱/۴ ± ۲/۱	۰/۱۰۰۷	۰/۶	۶۴/۵	۲۴/۳
KA ۲۱۷ a	دیوریت (آگماتیت)	آمفیبول	۱۲۴/۷ ± ۶/۴	۰/۲۰۲۶	۰/۴۳	۷۲/۰	۱۷/۹
KA ۵۰۵ Chl	دیوریت (آگماتیت)	کلریت	۱۲۶/۵ ± ۲	۰/۱۵۴۰	۲/۷۶	۸۵/۴	۱۱۶/۶
KA ۵۰۵ Chl	دیوریت (آگماتیت)	کلریت	۱۲۸/۷ ± ۲/۱	۰/۱۲۰۹	۲/۷۶	۷۱/۴	۱۱۸/۸
KA ۶	دایک آمفیبول گابرویی	آمفیبول	۱۳۶/۶ ± ۷/۴	۰/۳۵۳۱	۰/۲۸	۴۵/۹	۱۲/۸
KA ۱۳۹ a	رگه آمفیبول گابروپگماتوئیدی	آمفیبول	۱۴۳/۵ ± ۳/۹	۰/۴۰۲۷	۰/۳۴	۵۱/۷	۱۶/۴
KA ۱۴۴ a	آمفیبول گابرو	آمفیبول	۱۴۴/۴ ± ۴	۰/۲۵۱۲	۰/۲۲	۴۹/۴	۱۰/۷
KA ۳۲۸ a	رگه آمفیبول گابروپگماتوئیدی	آمفیبول	۱۵۶/۵ ± ۸	۰/۵۹۹۵	۰/۳۷	۸۳/۵	۱۹/۵
KA ۴۳۵ f	گابرو گلومروپورفیری	پلاژیوکلاز	۱۶۸ ± ۱۳/۸	۰/۵۰۱۴	۰/۰۵۴	۳۱/۰	۳۰
KA ۶۵ f	اولیوین گابرو خرد	پلاژیوکلاز	۴۳۸/۲ ± ۳۵/۵	۰/۵۰۰۸	۰/۰۷۵	۳۳/۶	۱۲۷۹
KA ۳۲۸ f	رگه آمفیبول گابروپگماتوئیدی	پلاژیوکلاز	۴۳۹/۳ ± ۳۷	۰/۵۰۰۷	۰/۱۲۵	۲۷/۷	۲۰۸۵
KA ۳۰۲ f	گابرو ایزوتروپ پگماتوئیدی	پلاژیوکلاز	۵۱۷/۱ ± ۲۹	۰/۴۵۲۲	۰/۱۲۵	۳۷/۹	۲۴/۱
KA ۳۰۶ f	پیروکسن گابرو خرد	پلاژیوکلاز	۵۱۹/۴ ± ۴۰/۴	۰/۵۰۳۲	۰/۰۶۵	۴۶/۸	۱۳۵۸

جدول ۱ : نتایج سن سنجی ایزوتوپی نمونه سنگها و کانیهای موجود در مجموعه افیولیتی کهنوج به روش K- Ar.

- گروه نخست نمونه‌هایی هستند که قدمت بیش از ۴۳۸ میلیون سال نشان می‌دهند و سن آنها بین ۴۳۸ تا ۵۱۹ میلیون سال یعنی در محدوده کامبرین – اردویسین قرار می‌گیرد. این نمونه‌ها متعلق به گابروهای لایه‌ای و ایزوتروپ جنوب منطقه می‌باشند که در قاعده توالی افیولیتی کهنوج رخنمون دارند. از آنجا که گابروهای مذکور اساساً از پلاژیوکلاز، پیروکسن و اولیوین تشکیل شده‌اند و از بین این کانیها تنها کانی نسبتاً مناسب برای تعیین سن به روش K- Ar، کانی پلاژیوکلاز می‌باشد، لذا آزمایشهای سن سنجی ایزوتوپی فقط روی این کانی متمرکز شده است. ولی چون در پلاژیوکلازهای مورد آزمایش، آنورتیت درصد بالایی دارند و از پتاسیم فقیر می‌باشند، بایستی اعتراف نمود که سنگهای بدست آمده اصولاً قابل اعتماد نیستند و ممکن است از نظر زمین‌شناسی بی‌معنا باشند. به عبارت دیگر بالا بودن سن نمونه‌ها ممکن است ناشی از تمرکز آرگون اضافی (excess ^{40}Ar) در داخل شبکه پلاژیوکلازها به هنگام تبلور آنها از ماگما باشد که در این صورت سن واقعی نمونه‌ها کمتر از سنهای اندازه‌گیری شده خواهد بود به عنوان مثال Funkhouser et al (1968), Seidemann(1977). ضمناً اختلاف سن دو کانی آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمونه سنگ شماره KA۳۲۸ موید مطلب فوق است. همانگونه که در جدول ۱ ملاحظه می‌شود نمونه پلاژیوکلاز KA۳۲۸f نسبت به آمفیبول همزیست خود یعنی نمونه KA۳۲۸a، سن بسیار زیادتری دارد که این امر به احتمال زیاد ناشی از تمرکز آرگون اضافی از منشاء ماگمایی در داخل شبکه پلاژیوکلاز می‌باشد. چرا که اگر بخواهیم اختلاف سن این دو کانی را ناشی از تاثیر فرآیندهای ثانوی (نظیر چرخش سیالات هیدروترمال، دگرسانی و . . .) قلمداد کنیم، باید عکس این حالت اتفاق می‌افتاد یعنی سن آمفیبول بیشتر از پلاژیوکلاز می‌شد

زیرا شبکه آمفیبول‌ها در برابر فرآیندهای ثانوی بسیار مقاومتر از شبکه پلاژیوکلاز می‌باشد (به عنوان مثال Seidemann 1977, Hart 1964). بنابراین سن نمونه آمفیبول در سنگ KA ۳۲۸ نسبت به سن پلاژیوکلاز، بواسطه بالاتر بودن میزان پتاسیم آمفیبول و همچنین زیاد بودن مقاومت شبکه آن در برابر خروج آرگون، قابل اعتمادتر و مستندتر می‌باشد.

از طرفی مشابه بودن سن نمونه‌های KA۶۵ و KA۳۲۸f و همچنین نمونه‌های KA۳۰۲ و KA۳۰۶ که به ترتیب در محدوده کامبرین و اردویسین قرار گرفته‌اند، احتمال معنی‌دار بودن این سنها رامطرح و تقویت می‌کند. بهرحال داده‌های موجود برای تصمیم‌گیری نهایی درمورد معنی‌دار بودن یا بی‌معنی بودن سنهای تعیین شده، کافی نیستند و به همین دلیل اظهارنظر قطعی در مورد سن تشکیل گابروهای لایه‌ای و ایزوتروپ قاعده توالی را موکول به تکمیل آزمایشهای ایزوتوپی به روش Ar-Ar و Sm-Nd می‌کنیم که در حال حاضر در کشور فرانسه در دست اجرا است.

- گروه دوم

نمونه‌هایی هستند که در محدوده زمانی ۱۳۷ تا ۱۶۸ میلیون سال قرار می‌گیرند و سنی معادل با اواخر ژوراسیک پایانی تا اوایل کرتاسه زیرین نشان می‌دهند. این سنها که همگی بجز یک نمونه از روی آنالیز آمفیبولها بدست آمده‌اند (جدول ۱)، اصولاً قابل اعتمادند و زمان تبلور آمفیبولها را عرضه می‌کنند. چون این نمونه‌ها از بخشهای مختلف افیولیت کهنوج برداشت شده‌اند، سن آنها می‌تواند معرف زمان تبلور پیکره اصلی افیولیت کهنوج باشد.

نمونه شماره KA ۳۳۵ یک گابروی ایزوتروپ با بافت گلومروپورفیری است که نظیر نمونه شماره KA ۳۰۲ از بخشهای تحتانی گابروهای ایزوتروپ برداشت شده است ولی برخلاف آن سن بسیار جوانتری نشان می‌دهد. سن این نمونه قابل مقایسه با سن آمفیبول موجود در رگه‌های پگماتوئیدی قطع کننده این سنگها است.

نمونه KA ۳۲۸a یک رگه پگماتوئیدی به عرض کمتر از یک متر است که در داخل گابروهای لایه‌ای جنوب منطقه تزریق شده و تقریباً به طور کامل از بلورهای چند سانتی‌متری پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل شده است. همانگونه که در بخش ۱-۵ اشاره شد، پلاژیوکلازهای این رگه یعنی نمونه KA۳۲۸f نظیر پلاژیوکلازهای سنگهای دربرگیرنده خود (نمونه‌های گروه اول) سن قدیمی اردویسین را نشان می‌دهند که این موضوع می‌تواند شاهدی بر همزاد بودن و هم ماگما بودن پگماتوئیدها با سنگهای دربرگیرنده‌شان باشد. به عبارت دیگر ممکن است پگماتوئیدها محصول تفریق و تبلور ماگمای سازنده گابروها باشند که به علت سیالیت زیادشان در امتداد شکافهای ناشی از انجماد و کاهش حجم این سنگها تزریق شده‌اند. دراین صورت می‌توان سن آمفیبول موجود در پگماتوئیدها را به سن سنگهای میزبان پگماتوئیدها که اصولاً فاقد آمفیبول هستند، تعمیم داد.

نمونه KA۳۱۹ نیز نظیر KA۳۲۸ یک رگه پگماتوئیدی آمفیبول گابرو است که از لحاظ کانی‌شناسی دقیقاً شبیه به نمونه KA۳۲۸ می‌باشد ولی بجای گابروهای لایه‌ای، در داخل گابروهای ایزوتروپ منطقه تزریق شده است. با استدلالی نظیر آنچه که برای نمونه KA۳۲۸ بیان شد، سن این نمونه نیز قابل تعمیم به سن سنگهای میزبان آن می‌باشد.

نمونه KA۶ یک دایک گابرویی آمفیبول‌دار است که به موازات بقیه دایکهای منطقه در امتداد شمالی- جنوبی، در داخل گابروهای ایزوتروپ تزریق شده است. این نمونه در قسمتهای فوقانی گابروهای ایزوتروپ و دقیقاً در بخش پرایلمنیت آن یعنی در داخل ایلمنیت گابروها نفوذ نموده است. از این دایک سه نمونه شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز و سنگ کل مورد آزمایش قرار گرفته است که پلاژیوکلاز و سنگ کل نسبت به آمفیبول جوان شدگی نشان می‌دهند (جدول ۱). اما سن آمفیبول قابل اعتماد به نظر می‌رسد و معرف زمان تزریق و تبلور دایک می‌باشد. سن تعیین شده برای این دایک (حدود ۱۳۷ میلیون سال) با مطالعات فسیل‌شناسی انجام شده بر روی آهکهای پلاژیک پوشاننده گدازه‌ها و دایکها، کاملاً هماهنگ است. بنابراین با قاطعیت می‌توان بیان داشت که قسمتهای فوقانی سکانس افیولیتی کهنوج در اواخر ژوراسیک بالا تا اوایل کرتاسه زیرین تشکیل شده است.

- گروه سوم

سنگهای حد واسط و اسید با ترکیب دیوریت تا پلاژیوگرانیت هستند که با اختلاف سنی نه چندان زیاد از گروه دوم، در محدوده زمانی ۱۲۸- ۱۲۱ میلیون سال قرار گرفته‌اند این سنگها بیشتر در بخشهای میانی سکانس افیولیتی کهنوج، به صورت اگماتیت در قاعده دایکهای ورقه‌ای و سقف گابروهای ایزوتروپ گسترش دارند ولی آثار آنها به صورت دایک و رگه در بخشهای دیگر نیز یافت می‌شود. از این گروه از مجموع سه سنگ با ترکیب کوارتز دیوریت و پلاژیوگرانیت تعداد هفت نمونه شامل آمفیبول، بیوتیتهای کلریتی شده، پلاژیوکلاز و سنگ کل مورد آزمایش قرار گرفت که نمونه‌های کلریت و آمفیبول سنهای کم و بیش یکسان در محدوده ۱۲۱ تا ۱۲۸ میلیون سال دارند ولی نمونه‌های سنگ کل و پلاژیوکلاز نسبت به کلریت و آمفیبول جوان شدگی نشان می‌دهند.

نمونه‌های آمفیبول، کلریت و فلدسپات شماره KA۲۱۷a، KA۲۱۷chl و

KA۲۱۷f از یک سنگ دانه ریز کوارتز دیوریتی که متعلق به واحد اگماتیت قاعده دایکهای ورقه‌ای است، جداسازی و مورد تعیین سن قرار گرفته‌اند. سن بدست آمده برای آمفیبول نسبت به سن بیوتیتهای کلریتی شده و پلاژیوکلاز، کمی بیشتراست ولی نسبت به سن سایر آمفیبولهای مجموعه افیولیتی کهنوج کمتر می‌باشد. این امر به احتمال زیاد ناشی از دگرسانی هیدروترمال دیوریتها و توزیع مجدد پتاسیم در آنهااست که آثار آن به صورت کلریتی شدن بیوتیتها، اکتینولیتی شدن هورنبلند و پیروکسنها و سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها در سنگ مشهود است. به بیان دیگر سنهای تعیین شده، مبین زمان کلریتی شدن بیوتیتها، اکتینولیتی شدن هورنبلند و پیروکسن‌ها و دگرسانی پلاژیوکلازها است نه زمان تبلور آنها از ماگما. به همین جهت تصور می‌شود که سن این نمونه‌ها اندکی بیشتر و با نمونه‌های گروه دوم کم و بیش همسن باشند.

نمونه‌های شماره KA۵۰۵Chl و KA۵۰۵f نیز همانند نمونه‌های شماره KA۲۱۷ از سنگهای کوارتزدیوریتی واحد اگماتیت جداسازی شده‌اند ولی نسبت به نمونه KA۲۱۷ از بخشهای تحتانی‌تر واحد اگماتیت برداشت شده‌اند. کلریتهای موجود در این دیوریت نیز همانند نمونه KA۲۱۷Chl محصول تجزیه بیوتیت می‌باشند و نسبت به پلاژیوکلاز همزیست خود سن بیشتری دارند. با استدلالی نظیر آنچه که برای نمونه KA۲۱۷ ذکر گردید می‌توان اظهار داشت که این دیوریت نیز تا حدی دچار جوان شدگی شده و احتمالاً سن آن نزدیک و یا منطبق با سن آمفیبولهای گروه دوم می‌باشد.

نمونه KA۳۰۱ یک سنگ پلاژیوگرانیتی است که مطابق جدول ۱ سنی حدود ۱۱۸ میلیون سال دارد. این سنگ بسیار دانه‌ریز و متراکم است و به صورت دایک با ضخامت حدود یک متر در داخل گابروهای ایزوتروپ جنوب منطقه تزریق شده است. کانیهای سازنده آن بطور عمده آلبیت، کوارتز و کمی آمفیبول می‌باشد که به دلیل دانه‌ریز بودن قابل جداسازی و تعیین سن نبودند. این نمونه نیز نظیر دیوریتهای معادل خود جوان شدگی نشان می‌دهد.

- گروه چهارم نمونه‌هایی هستند که به نسبتهای مختلف دچار جوان شدگی شده‌اند. جوان شدگی تعدادی از این نمونه‌ها از قبیل نمونه KA۲۱۷f در بخشهای قبلی مورد بحث قرار گرفت و دو نمونه باقیمانده یعنی نمونه‌های سنگ کل دایکهای ورقه‌ای شماره KA۵۴ و KA۵۷ نیز با توجه به روابط زمین‌شناسی حاکم بر واحدها و نتایج مطالعات فسیل‌شناسی آهکهای پلاژیک رأس توالی، بدون تردید دچار جوان شدگی شده‌اند. زیرا سن دایکهای ورقه‌ای که از روی نمونه‌سنگ کل این دایکها به دست‌آمده است، با نتایج مطالعات فسیل‌شناسی در تضاد است. همانگونه که در مباحث قبل ذکر گردید، دایکهای ورقه‌ای با همبری تدریجی در زیر گدازه‌های بالشی قرار گرفته‌اند و گدازه‌های بالشی رأس توالی نیز با آهکهای پلاژیک به سن اواخر ژوراسیک بالا تا اوایل کرتاسه زیرین بصورت بین‌لایه‌ای قرار دارند. بنابراین قطعات آهک، گدازه‌ها و دایکهای ورقه‌ای رأس سکانس با هم همسن و متعلق به اواخر ژوراسیک – اوایل کرتاسه می‌باشند. جوان شدگی دایکهابه احتمال زیاد ناشی از چرخش سیالات هیدروترمال بستر دریا در بخش فوقانی توالی افیولیتی می‌باشد که علاوه بر جوان شدگی نمونه‌ها، باعث دگرسانی آنها در حد رخساره شیست سبز شده است.

۶- بحث و نتیجه‌گیری :

اکثریژوهشگران در مورد نحوه تشکیل و جایگزینی افیولیتهای ایران زمین بر این باورند که افیولیتها بقایای فسیل شده لیتوسفرهای اقیانوسی قدیمی هستند که در مناطق تحت کشش، در امتداد ریفتهای اقیانوسی تشکیل و سپس در مناطق فرورانش و یا در نزدیکی آنها (به عنوان نمونه در حوضه‌های پشت کمانی) به جای بازگشت به اعماق در حاشیه قاره‌ها قرارانده شده‌اند Gansser and Stocklin 1968، Stocklin al 1972، Ricou 1971، داودزاده ۱۹۷۲، Gansser 1974، علوی تهرانی، ۱۹۷۷ و گوشته، ۱۹۸۰، Lensch et al 1977، Desmons 1977،1982، Farhoudi and Garig 1977، مجیدی ۱۹۷۸، Haynes and Reznolds 1980، Dalalaye and Desmons 1980، Berberian and King 1981، Lanphere and Pamic 1983، Noghreyan 1982، Mc Call and Kidd 1981، Diefenbach et al 1986، Senghor 1988، Mc Call 1985، 1985، Sarkarinezhad 1994، Glennie et al 1990، Senghor 1988، Arvin and Rebinson 1994، Ricou 1994، Juteau and Maury (1999)، قاضی و حسنی‌پاک، ۱۹۹۵، حسنی پاک و قاضی، ۱۹۹۶، Arvin and Shokri 1997، علوی ۱۹۹۱، ۱۹۹۴، این متخصصین اکثر مجموعه‌های افیولیتی را از لحاظ سنی به دو گروه: الف) وابسته به ریفت‌زایی پالئوتتیس (پالئوزوئیک) و ریفت‌زایی نئوتتیس (مزوزوئیک) تقسیم نموده‌اند. اما سبزعلی (۱۹۷۴، ۱۹۷۸، ۱۳۷۴، ۱۳۷۵و ۱۹۹۵) با ارائه دیدگاهی جدید، این مجموعه‌ها را چند زاد معرفی می‌کند و معتقد است که بخشهای مختلف هر مجموعه در زمانهای متفاوت تشکیل شده‌اند و لزوماً با هم همسن و همزاد نیستند. مجموعه افیولیتی کهنوج توسط پژوهشگران هر دو مکتب مورد مطالعه قرار گرفته و بالطبع نظریات متفاوتی نسبت به نحوه تکوین و سن اجزاء سازنده آن ارائه شده است. Mc Call(1985)، حسنی پاک

و همکاران (۱۹۶۶)، قاضی و حسینی‌پاک (۱۹۵۵)، Wampler et al (1996) Wallace et al (1977)، با اعتقاد به همزاد بودن بخشهای مختلف مجموعه افیولیتی کهنوج، زمان تشکیل آن را کرتاسه تا پالئوسن ذکر کرده‌اند. بنا به نظر Mc Call (1985)، کمپلکس باجگان و پوشش رسوبی آن یعنی کمپلکس دورکان بخشی از یک پوسته قاره‌ای باریک و کشیده بوده‌اند که از کرتاسه (یا حداکثر از پرمین) تا پالئوسن، رسوبهای سکوی قاره‌ای ژرفایی بر روی آن نهشته می‌شده است. در صورتیکه در طرفین این خرده قاره برآمده، رسوبهای آبهای ژرف برجا مانده است. وی متعقد است که آمیزه رنگین جنوب باختری این خرده قاره در حاشیه یک گودال عمیق اقیانوسی که با یک فرورانش مرتبط بوده و تا پالئوسن زیرین فعالیت می‌کرده، شکل گرفته‌اند. به عقیده این پژوهشگر مجموعه افیولیتی کهنوج در امتداد یک کافت (Rift) اقیانوسی واگرا در یک حوضه حاشیه‌ای، از نئوکومین تا پالئوسن زیرین تشکیل شده است. اما سبزعلی و همکاران (۱۳۷۲) معتقدند که کمپلکس افیولیتی کهنوج یک مجموعه چند زادی است که از سه توالی ماگمایی مجزا و یک مجموعه میلونیتی و سوسوریتی به شرح زیر تشکیل شده است:

۱- گابروهای لایه‌ای و کومولای به سن پرکامبرین - پالئوزوئیک زیرین متشکل از تروکتولیت، آلیوالیت، آنورتوزیت، فلدسپاریریدوتیت و ملاگابرو در قاعده که به طرف بالا به اولیوین دیالاژ گابرو، نوریت و فروگابرو تبدیل می‌شوند.

۲- یک سری نیمه عمیق و آتشفشانی به سن کرتاسه فوقانی که شامل کمپلکس دایک ورقه‌ای دیابازی، گدازه‌های بالشی بازالتی و آهکهای پلاژیک به سن کرتاسه فوقانی می‌باشد. به عقیده وی این واحد به داخل مجموعه گابروهای لایه‌ای نفوذ نموده و باعث نوب بخشی و تجدید تبلور آنها به گابروهای آمفیبول دار دانه درشت شده است.

۳- یک مجموعه پلاژیوگرانیتی سنیک به سن پالئوسن فوقانی - ائوسن به داخل کلیه واحدهای فوق‌الذکر نفوذ نموده است. سبزعلی معتقد است که این پلاژیوگرانیتها محصول آناتکسی گابروهای هیدراته قدیمی می‌باشند.

۴- یک مجموعه سوسوریتی و میلونیتی جوان متعلق به اوایل ترشیری محصول چرخش سهالات گرمابی و دگرشکلی سنگهای ماگمایی قبلی در امتداد زونهای گسلی منطقه قلمداد شده‌اند.

سبزعلی با تاکید بر ماهیت تولئیتی و کم پتاسیم بودن کلیه سریهای ماگمایی فوق‌الذکر، تئوری وارونگی تکتونیکی را برای توضیح نحوه تشکیل این سنگها مطرح می‌نماید و معتقد است که در طی حالته ریفتزایی کرتاسه فوقانی سنگهای آتشفشانی و نیمه‌عمیق منطقه بربستری از سنگهای گابرویی قدیمی تشکیل شده‌اند و سپس در طی رخداد لارامین در پالئوسن فوقانی، بدنبال برعکس شدن رژیم تکتونیکی، دچار چین‌خوردگی گردیده‌اند.

نتایج پژوهش حاضر ضمن تائید برخی از فرضیه‌های فوق‌الذکر، لزوم تجدیدنظر بر روی برخی دیگر را به شرح زیر مطرح می‌نماید:

۱- کلیه پلاژیوکلازهای جدا شده از گابروهای لایه‌ای و ایزوتروپ قاعده سکانس افیولیتی کهنوج سنهای مبهم و قدیمی در حد کامبرین تا اردویسین زیرین عرضه می‌کنند که این سنها ممکن است طبق نظریه سبزعلی و همکاران (۱۳۷۲) مربوط به حالته ماگمایی تشکیل دهنده این گابروها باشد و یا اینکه از نظر زمین‌شناسی بی‌معنی و ناشی از تمرکز آرگون اضافی در شبکه پلاژیوکلازها باشد. بهرحال بدلیل فقیر بودن این پلاژیوکلازها از پتاسیم و زیاد بودن احتمال ورود Ar اضافی بداخل شبکه آنها سنهای تعیین شده اصولاً قابل اعتماد نمی‌باشند و لذا اظهارنظر قطعی در مورد سن تشکیل گابروهای لایه‌ای و ایزوتروپ قاعده سکانس را موکول به تکمیل آزمایشهای ایزوتوپی به روشهای Ar-Ar و Sm-Nd می‌نماید.

۲- تمامی آمفیبولهای جدا شده از گابروهای آمفیبول دار، رگه‌های پگماتوئیدی موجود در گابروهای لایه‌ای و ایزوتروپ و دایکهای دلریتی منطقه، سنهای نزدیک به هم دارند و در محدوده سنی ۱۳۹ تا ۱۵۶ میلیون سال یعنی در طی دوگر - نئوکومین تشکیل شده‌اند. حتی نمونه‌های دیوریت - پلاژیوگرانیت واحد اگماتیتی با سنهایی بین ۱۲۱ تا ۱۲۸ میلیون سال، علی‌رغم جوانشدگی جزئی نسبت به گابروهای آمفیبول دار، همگی در محدوده زمانی نئوکومین قرار می‌گیرند. این سنها با نتایج پژوهشهای قبلی Mc Call 1985، حسینی‌پاک و همکاران (۱۹۹۶)، Wallace et al 1997) (Wampler et al 1996, که بااستفاده از روش K-Ar، اعداد ۱۳۴ تا ۱۴۶ میلیون سال برای گابروهای تحتانی و ۱۲۱ تا ۱۳۰ میلیون سال برای گابروهای فوقانی و با استفاده از روش Ar-Ar سنهای ۱۴۰ و ۱۶۶ میلیون سال برای نمونه‌های آمفیبول گابرو ارائه نموده‌اند، هماهنگی بسیار خوبی دارد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که قسمت اعظم سنگهای موجود در مجموعه افیولیتی کهنوج در طی دوگرتا نئوکومین تشکیل شده‌اند و با هم همزاد می‌باشند.

۳- مطالعات فسیل‌شناسی بر روی آهکهایی که در رأس توالی به صورت بین لایه‌ای با گدازه‌های بالشی وجود دارند حاکی از آن است که آهکها یقیناً از کرتاسه بالایی قدیمی‌ترند و به احتمال قریب به یقین متعلق به اواخر ژوراسیک بالا تا اوایل کرتاسه زیرین می‌باشند. بنابراین کاملاً با نتایج سن‌سنجی ایزوتوپی هماهنگ بوده و سنهای بدست آمده را تائید می‌کند.

۴- تعدادی از نمونه‌ها بخصوص نمونه‌های سنگ کل و پلاژیوکلازهای انتخاب شده از قسمتهای فوقانی، توالی نسبت به آمفیبولها و حتی کلریتهای همزیست خود، سنهای جوانتری عرضه می‌کنند و تا حد زیادی متحمل جوان شدگی شده‌اند که این امر احتمالاً ناشی از چرخش سیالات گرمابی در ترازهای بالایی توالی و توزیع مجدد پتاسیم و آرگون در این سنگها است.

۵- گرانیتهای پتاسیک منطقه که به صورت دایک، رگچه و گرهک در بخشهای مختلف سکانس افیولیتی کهنوج نفوذ نموده‌اند، اولاً از نظر سنی جوانتر از سکانس افیولیتی کهنوج‌اند و به احتمال زیاد همزمان با جایگزینی این افیولیت در اواخر کرتاسه تشکیل شده‌اند، ثانیاً از نظر سنگشناسی با سنگهای افیولیتی کهنوج اختلافات فاحشی دارند که با در نظر گرفتن این گرانیتها در کنار توالی افیولیتی کهنوج می‌توان مجموعه مزبور را چندزاد و یا پلی ژنتیک نامید.

تشکر و قدردانی

این پژوهش در چهارچوب همکاری دوجانبه ایران و فرانسه در رشته زمین‌شناسی و با حمایتهای مالی وزارت امور خارجه فرانسه، دفتر فرهنگی سفارت فرانسه در تهران، شورای پژوهشهای علمی کشور، دانشگاه تربیت مدرس و سازمان زمین‌شناسی کشور به انجام رسیده است که بدینوسیله از مسئولین ذیربط قدردانی و سپاسگزاری می‌نماید.

کتاب‌نگاری

حسینی‌پور، حسین؛ محمدی، عباس- ۱۳۷۶ پترولوژی و ژئوشیمی کمپلکس افیولیتی کهنوج (بخش آتشفشانی و دیمه عمیق)، رساله کارشناسی ارشد، بخش زمین‌شناسی دانشکده علوم دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۹۴ صفحه.

نوریش زاده، علی- ۱۳۷۰ زمین‌شناسی ایران. نشر دانش امروز(ندا)، ۹۰۱ صفحه

سبزه‌یی، مسیب- ۱۳۷۴ ماگمای افیولیتی و نقش آن در تکوین افیولیتهای ایران؛ برداشتهایی از گدازه‌های الترامافیک - مافیک با گرایش کوماتئیتی. مجموعه مقالات چهاردهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.

سبزه‌یی، مسیب- ۱۳۷۵ پترولوژی افیولیتهای ایران، زیرچاپ.

سبزه‌یی، مسیب؛ اشراقی، صفرعلی؛ روشن‌روان، جمال؛ غیاثی، مجید- ۱۳۷۲ گزارش زمین‌شناسی و بررسی منابع معدنی کانه‌های تیتانیوم مجموعه افیولیتی کوهستان بند زیارت کهنوج (استان کرمان)؛ مهندسان مشاور معدن کاو؛ گزارش داخلی طرح تجهیز معدن و احداث کارخانه فرآوری تیتانیم کهنوج، وزارت معادن و فلزات، ۱۹۲ صفحه.

قدمی، غلامرضا- ۱۳۷۷ پترولوژی و ژئوشیمی گابروهای افیولیت کهنوج، رساله کارشناسی ارشد، بخش زمین‌شناسی دانشکده علوم دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۴۰ صفحه.

References

Alavi, M., 1991- Sedimentary and Structural characteristtics of the paleotethys remnants in northeastern Iran. Geol. Soc. Amer. Bull. 103, 983-992.

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

Alavi- Tehrani, N., 1977- Ophiolitic rocks of Sabzevar region. Proc. Second Geol. Sym. of Iran. N.O.I.C. Tehran, pp 42-62.

Alavi- Tehrani, N., 1980- The distribution of ophiolites in Iran and their significance.Ofioliti, 2, 315-334.

Arvin, M. and Robinson, P.T., 1994- The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft Ophiolitic Melange, Southwest of Kerman, Iran. Can. J. earth Sci. 31, 824-834.

Arvin, M. and Shokri, E., 1997- Genesis and eruptive environment of basalts from the Gogher ophiolitic melange, Southwest of Kerman, Iran. Can. J. Earth Sci. 31, 824-834.

Berberian M., King G.C.P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian journal of Science, 18, 210-265.

Davoudzadeh, M., 1972- Geology and petrography of the area north of Nain, Central Iran. Geol. Surv. Reprt. No 14.

Desmons, J., Beccaluva, L., 1982- Mid-Ocean ridge and island-arc affinities in ophiolites from Iran: Paleotectonic implication(abstract). Ofioliti, 7(213), 233.

Difenbach, W., Davoudzadeh, M., Alavi- Tehrani, N. and Lensch, G., 1986- Paleozoic ophiolites in Iran: Geology, Geochemistry and Geodynamic implication. Ofioliti, 11(3), 305-338.

Farhoudi G., Karig D.E., 1977- Makran of Iran as an active arc system. Geology, 5, 664-668.

Funkhouser, J.G., Fisher, D.E. and Bonatti, E., 1968- Excess argon in deep-sea rocks: Earth and Planetary Sci. Letters, 5, 95-100.

Gansser, A., 1974- The opholite melanges, a world-wide problem on Tethyan examples. Eclogae. Geol. Helvetiae. 67, 479-507.

Ghazi A.M., Hassanipak A.A., 1995- Petrogenesis and tectonic setting of the Band Ziarat ophiolite, southern Iran. Geol. Soc. Amer., Abstracts with Programs, 27 4325.

Glennie K.W., Haghes Clarke M.W., Boeuf M.G.A., Pilaar W.F.H., Reinhardt B.M., 1990- Inter-relationship of Makran-Oman Mountains belts of convergence. in: Robertson, A.H.F., Searle M.P., Ries A.C. (Eds.), The Geology and Tectonics of the Oman region. Spec. Publ. Geol. Soc. 49, 773-786.

Hart, S.R., 1964- The petrology and isotopic-mineral age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado. J. geol., 72, 493-525.

Hassanipak A.A., Chazi A.M., Wampler J.M., 1996- Rare earth element characterisrics and K-Ar ages of the Band Ziarat ophiolite complex, southeastern Iran. Can.J. Earth Sci. 33, 1534-1542.

Haynes S.J., Reynolds P.H., 1980- Early development of Tethys and Jurassic ophiolite displacement. Nature, 283, 561-563.

Juteau, T. and Maury, R., 1999- The Oceanic Crust, from Accretion to Mantle recyling. Springer, 390p.

Lanphere M.A., Pamic J., 1983- 40Ar/39 Ar ages and tectonic setting of ophiolite from the Neyriz area, southeast Zagros Range, Iran. Tectonophysics, 96, 245-256.

Lensch, G., Mihm, A., Alavi-Tehrani, N., 1977- Petrography and geology of the ophiolite belt north of Sabzevar/Khorasan (Iran). NJb. Miner. Abh. 133, 156-178.

Mahood G.A., Drake R.E., 1982- K-Ar dating young rhyolitic rocks: A case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. Geological Society of America bulletin, 93, 1232-1241.

Majidi, B., 1978- Etude petrostructurale de la region de Mashad, N-E Iran. These, Univ. Grenoble, France. 277p.

McCall G.J.H., 1985- Explanatory text of the Minab quadrangle map: 1:250000. No. J13, Geological Survey of Iran, Tehran.

Mc Call G.J.H., Kidd R.G.W., 1981- The Makran, southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to present. In: Legett J. (Eds.), Trench-Fore arc geology, Spec. Publ. Geol. Soc. London, 10, 387-397.

McCall G.J.H., 1997- The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 15, 517-531.

Noghreyan, M.K., 1982- Evolution geochimique, mineralogique et structurale d'un edifice ophiolitique singulier: Le massif de Sabzevar (partie centrale) NE de L'Iran. These, Uni. Nancy, France, 239p.

Ricou L.E.,1994- Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia. Geodinamica Acta, 169-218.

Ricou, L.E., 1971- Le croissant ophiolique peri-arabe. Une ceinture de naooes mises en place au creatace superieur. Rev. Geeogr. Phys. Geol. Dyn., 13, 327-350.

Sabzehei, M., 1974- Les melanges ophiolitiques de la region d'Esfandagheh (Iran meridional) Etude petrologique et structurale, Interpretation dans le cadre iranien. These, Uni. Grenoble, 205p.

Sabzehei, M., 1995- Layered ultramafic-mafic komatiitic lava flows and their bearing on the genesis of Iranian ophiolites. 30 th Inter. Geol. Vongr. Beijing China Abstract.

Sarkarinejad, K., 1985- The geology and tectonic setting of ophiolites and associated rocks in the Neyriz area, Southeast Iran. PhD thesis Univ. Wales.

Sarkarinejad, K., 1994- Petrology and tectonic setting of Neyriz Ophiolite, southeast Iran. In Circum- Pacific Ophiolites Proc. 29 th inter. Geol. Congr., 221-234.

Seidemann, D.E., 1977- Effects of submarine alteration on K- Ar dating of deep igneous rocks. Geological Society of America Bulletin, 88, 1660- 1666.

Senghor A.M.C., Altiner D., Cin A., Ustaosmer T., Hsu K., 1988- Origin and assembly of the Tethside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. in: Audley-charles M.G., Hallam A. (Eds.), Gondwana and Tethys, Spec. Publ. Geol. Soc. London, 37, 119-181.

Steiger R. H., Juger E., 1977- Subcommission of geochronology: Convention on the use of decay constanis in geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters, 36, 359-362.

Stocklin J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review.Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull. 52, 1229-1258.

Stocklin J., 1974- Possible ancient continental margin in Iran. in: burk C.A., Grake C.L. (Eds.), geology of continental margins, Springer, New York, pp. 873-887.

Stocklin J., Eftekhar Nezhad, J., Hushmandzadeh, A., 1972- Central Lut reconnaissance. Geol. Surv. Iran.Rept. 22, 62p.

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

Wallace K., Ghazi A.M., Hassanipak A.A., Mahoney J.J., Duncan R.A., Hogen L.G., 1997- 40Ar/39 Ar ages, preliminary isotopic analyses and REE concentrations of the Band Ziarat Ophiolite Complex, southeastern Iran. EOS, Trans. Amer. Geophys. Union, 79, T21C-20, p.654.

Wampler J.M., Mahoney J., Ghazi A.M. and Hassanipak A.A., 1996- REE characteristics, K/Ar ages and preliminary isotopic analyses of the Band Ziarat ophiolite complex, southeastern Iran. EOS, Trans. Amer. Geophys. Union, 78V541B-4, p.836.

* Doctoral student of Geology, Faculty of Science, Tarbiat-e-Moddares University, Tehran, Iran

** Department of geology, Faculty of Science, University of Tehran, Iran

*** Geological Survey of Iran

**** IUEM, universite de Bretagne Occidentale, 29285, Brest Cedex, France

* دانشجوی دکتری زمین‌شناسی دانشکده علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس

** گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم دانشگاه تهران

*** سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

**** IUEM, Universite de Bretagne Occidentale, 29285 Brest Cedex, France