Archive of SID

سن پرتوسنجی بخش‌های مافیک و دگرگونی‌های میزبان مجموعه اولترامافیک ـ مافیک سیخوران، جنوب خاوری ایران

نوشته : دکتر حبیب الله قاسمی *، دکتر مسیب سبزه ئی **، دکتر تیری ژوتو ***،
دکتر اروه بلون **** و دکتر محمد هاشم امامی ****

Radiometric Age of Mafic Parts and Metamorphic Hosts of Sikhoran Ultramafic-Mafic Complex, Southeastern Iran

By: Dr. H. Ghasemi*, Dr. M. Sabzehei**, Dr. T. Juteau***,
Dr. H. Bellon*** & Dr.M.H. Emamei****

چکیده

مجموعه اولترامافیک ـ مافیک سیخوران در جنوب خاوری ایران با مرز نفوذی در دگرگونی های پالئوزوییک و با مرز گسلی در زیر آمیزه های رنگین مزوزوییک قرار دارد. پیش از این، این مجموعه به همراه دیگر مجموعههای مشابه در ناحیه اسفندقه، صرفا بر اساس روابط چینه شناختی به پالئوزوییک نسبت داده شده بود. مطالعات دقیق صحرایی، آزمایشگاهی و به ویژه زمین شیمی ایزوتوپی، نه تنها سن دقیق بخشهای مختلف این مجموعه، بلکه مسئلهأی مهمتر یعنی طبیعت چندزادی آن را آشکار ساخت . اندازه گیری سن مطلق به روش K-Ar برروی کانیها و کل سنگ در بخشهای مختلف این مجموعه نشان میدهد که سن بیوتیت های موجود در گنیس های دگرگونی های پالئوزوییک میزبان، ۷ ± ۳۰۵ میلیون سال (کربنیفر پسین)، سن مسکوویتهای موجود در گرانیتهای آناتکتیک درون آنها، ۸ ± ۳۳۰ میلیون سال (کربنیفر پسین)، سن آمفیبولهای میان لایه های آمفیبولیتی همراه گنیسها ۱۷ ± ۳۲۵ میلیون سال (کربنیفر پسین)، سن آمفیبولهای دایکهای گابرو ـ پگماتوییدی که توالی کومولاهای اولترامافیک ـ مافیک لایه ای را قطع میکنند، از ۲۸۰ تا ۲۵۰ میلیون سال (پرمین)، سن آمفیبولها و پلاژیوکلازهای برخی دایکهای گابروپگماتوییدی و میگماتیتهای بازی حاصل از ذوب آمفیبولیتها در حاشیه گابروی ایزوتروپ و سن آمفیبولهای آمفیبولیتهای میزبان، ۱۸۴ تا ۲۲۰ میلیون سال (تریاس میانی ـ پسین، سن تزریق توده گابروی ایزوتروپ)، سن نمونههای کل سنگ دایکهای دیابازی که مجموعه اولترامافیک ـ مافیک، دگرگونی های پالئوزوییک و گابروهای ایزوتروپ را قطع میکند، به طور عمده در محدودهء ۱۶۰ تا۱۳۴میلیون سال (ژوراسیک میانی ـ پسین) و یک نمونه حدود۸۱ میلیون سال (کرتاسه پسین) و بالاخره، سن مسکوویتهای فنژیتی گارنت میکاشیستهای آمیزه های رنگین کوه آشین، حدود ۸۰ میلیون سال (کرتاسه پسین) است.

واژه های کلیدی: سیخوران، اولترامافیک – مافیک ، آناتکتیک ، کربونیفر، پرمین ، کومولا- یگماتوید، ایزوتروپ ، فنژیت، آشین

Abstract

Sikhoran Ultramafic-Mafic Complex, in southeastern Iran, has intruded into the Palaeozoic metamorphic rocks and is overlain by Mesozoic colored mélanges with fault boundary. The age of the complex and other similar complexes have Stratigraphically been supposed to be Palaeozoic. Detailed field and laboratory studies particularly, isotope geochemistry, not only revealed the age of different parts of the complex, but more significantley also showed its polygenetic nature.

Radiometric age determinations by K-Ar method on minerals and whole rocks of different parts of the complex show 305±7 Ma for biotite of host Palaeozoic gneiss, 330±8 Ma for muscovite of anatectic granite intrusions in host Palaeozoic gneiss, 325±17 Ma for amphibole of host Palaeozoic amphibolites (Middle-Late Carboniferous), 250-280 Ma for amphibole of gabbro-pegmatoid dykes cutting the ultramafic-mafic cumulates (Permian), 184-220 Ma for amphibole and plagioclase of some gabbro-pegmatoid dykes and basic migmatites resulted form amphibolite anatexis in the contact of isotropic gabbros with Paleozoic metamorphic rocks of host amphibolites (Middle-Late Triassic, the age of isotropic gabbro emplacement), 81-

www.SID.ir

Archive of SID

160 Ma for whole rock samples of diabasic dykes (Middle Jurassic-Upper Cretaceous) and finally 81±2 Ma for phengitic muscovite of Ashin colored mélange mica schists.

Kayword: Sikhoran, Ultramafic, Mafic,-Anatectic, Carboniferous, Permian Kumulate, Pegmatoid, Isotrop, Phengite, Ashin

مقدمه

پیکره های سنگی اولترامافیک- مافیک ایران زمین را به پیروی از زمین شناسانی پیشگام همچون Gansser (1974)، Stocklin (1974,1968)، Ricu (1971) و ...، به نام افیولیت، افیولیت ملانژ و آمیزه رنگین خوانده و بیشتر هم آنها را به دو گروه وابسته به اقیانوس زایی دیرینه تتیس (پالئوزوییک) و وابسته به اقیانوس زایی نوتتیس(مزوزوییک) تقسیم کرده اند(علوی تهرانی،۱۹۷۷ ، ۱۹۸۰؛ Lensch. et al, 1977، Desmon 1977,1982 ، مجیدی، ۱۹۷۸، Delaloye and Desmons, 1980 ، بربریان و کینگ ۱۹۸۱، نقره ئیان،۱۹۸۲، Desmons and Delaloye 1983 ، سرکاری نژاد،۱۹۸۵، Diefenbach. et al, 1986 ، Glennie et al, 1990، Arvin and Robinson 1994). به رغم مطالعات گسترده صحرایی و گاه سنگ شناختی ، مطالعات ایزوتوپی چندانی برروی این پیکرهها صورت نگرفته است.

مجموعه سیخوران نخستین بار توسط سبزه ئی(۱۹۷۴) مطالعه و صرفا براساس روابط چینه شناختی به پالئوزوییک نسبت داده شد. به رغم وضعیت زمین شناسی بسیار جالب توجه آن، به دلیل موقعیت جغرافیایی خاص، پس از آن نیز هیچ مطالعه دقیقی برروی آن صورت نگرفت و همچون گذشته در زمره مجموعه های افیولیتی پالئوزوییک قرار داده شد. قاسمی(۱۳۷۹) با همکاری یک گروه پژوهشگر فرانسوی به سرپرستی پروفسور ژوتو از دانشگاه برتان غربی، این مجموعه را مورد مطالعه صحرایی و آزمایشگاهی قرار داده است. بخشهایی از نتایج این مطالعه در نوشتارهایی به چاپ رسیده و بقیه نیز به تدریج انتشار خواهند یافت. در این مقاله ، به بیان و تفسیر نتایج حاصل از سن پرتوسنجی پرداخته می شود.

زمین شناسی منطقه

در منطقه سیخوران، رخنمونهایی از سه مجموعه سنگی آذرین، دگرگونی و رسوبی دیده می شود (شکل۱). پیکره آذرین را مجموعهای چندزادی از یک توالی به هم پیوسته اولترامافیک ـ مافیک به سن پیش از پرمین(مجموعه سیخوران)، گابروهای ایزوتروپ به سن تریاس میانی ـ پسین (گابروهای آبشور) و دایکهای پراکنده دیابازی با سنهای مختلف از ژوراسیک تا کرتاسه تشکیل داده اند. پیکره دگرگونی شامل دو مجموعه متفاوت از دگرگونیهای پالئوزوییک و آمیزه های رنگین مزوزوییک وپیکره رسوبی مشتمل بر نهشته های نوع فلیشی ژوراسیک زیرین، آهکهای ژوراسیک بالایی ـ کرتاسه و آبرفتهای کواترنر است (قاسمی، ۱۳۷۹).

سن پیکره های مختلف سنگی منطقه

اگرچه امروزه مطالعات سن سنجی ایزوتوپی بخش مهمی از سنگ شناسی به شمار می آید اما در انجام و همچنین استفاده از نتایج آنها باید احتیاطهای لازم را به کار گرفت. آنچه بیش از همه اهمیت دارد، انجام مطالعات دقیق صحرایی و تعیین روابط میان واحدهای مختلف سنگی است. اصولا، انجام دقیقترین آزمایشهای سن سنجی ایزوتوپی بدون تکیه بر مطالعات دقیق صحرایی، بی فایده خواهند بود. از این رو، در این مقاله، نخست به شرح روابط صحرایی و سن نسبی پیکره های مختلف سنگی منطقه و به ویژه توده اولترامافیک ـ مافیک پرداخته می شود و سپس با شرح روش سن سنجی ایزوتوپی K-Ar ، نتایج حاصل از این روش برروی نمونههای مختلف سنگی منطقه ارائه و تفسیر میشود.

سن نسبی

پیکره های سنگی منطقه سیخوران را سه مجموعه آذرین، رسوبی و دگرگونی تشکیل می دهند. در نگاه نخست، تنها در باره مجموعه رسوبی می توان به صراحت اعلام کرد که سن بخش شیلی ـ ماسه سنگی قاعده آن ژوراسیک زیرین و سن بخش آهکی روی آن، ژوراسیک بالایی است. این سن را همهء پژوهشگران (Hubber 1955 , Harrison 1930 ، سبزهئی و بربریان،۱۹۷۲ ؛ سبزه ئی، ۱۹۷۸،۱۹۷۵،۱۹۷۴،۱۹۷۲، ۱۹۸۷) تأیید کردهاند. از آنجا که رسوبات ژوراسیک زیرین با ناپیوستگی زاویهدار و کنگلومرای قاعدهای، مجموعه های دگرگونی زیرین را می پوشاند، بنابراین، سن مجموعههای دگرگونی بدون شک پیش از ژوراسیک زیرین است. این پژوهشگران، سنگ مادر این مجموعهها را به پالئوزوییک زیرین – میانی و دگرگونی آنها را به پالئوزوییک پسین و تریاس پسین نسبت داده اند.

نخستین بار Hubber (1955) دگرگونیهای منطقه را سازند سرگز نامید. سبزه یی (۱۹۷۴) آنها را به دو بخش سنگهای دگرگونی پالئوزوییک (مجموعه های سرگز ـ آبشور) و دگرگونیهای زون آمیزه رنگین تقسیم کرد. به نظر می رسد که مواد اولیه دگرگونیهای سرگز، متعلق به دونین ـ کربنیفر باشد. سبزه یی و بربریان (۱۹۷۲) در سنگ آهکهای درون

www.SID.ir

Archive of SID

میکاشیستها و شیستهای سبز مجموعه سرگز، بقایای بازوپایان ، لاملی برانشها و کرینوییدها را یافتند. در ناحیه ده سرد در نزدیکی همین منطقه، هوشمندزاده و بربریان(۱۹۷۲)در مجموعه ای قابل مقایسه با مجموعه سرگز ـ آبشور، دانه های گرده ای را یافتند که کیمیایی(۱۹۷۲)، آنها را متعلق به دونین تشخیص داد. به هرحال، سن مواد اولیه مجموعه آبشور، پیش از دونین و سن مواد اولیه مجموعه سرگز، دونین ـ کربنیفر است. سن دگرگونی مجموعه سرگز نیز بدون شک پیش از ژوراسیک پیشین است ، چرا که با ناپیوستگی زاویه‌دار و کنگلومرای قاعده ای توسط رسوبات ژوراسیک زیرین پوشیده می شود(سبزه یی،۱۹۷۴).

مجموعه به هم پیوسته اولترامافیک ـ مافیک از یک بخش پریدوتیت پسمانده گوشته ای و یک بخش کومولاهای اولترامافیک ـ مافیک لایه ای تشکیل شده است. این مجموعه توسط دایکهای متعدد گابروپگماتوییدی (سری ۱)، گابرویی(سری ۲)، توده گابروی ایزوتروپ آبشور(سری ۳) و دایکهای دیابازی(سری ۴) بریده شده‌اند. دایکهای گابروپگماتوییدی سری ۱ توسط دایکهای گابرویی و گابروپگماتوییدی سری ۲ بریده شده‌اند. دایکهای سری ۲ توسط دایکهای گابرویی و گابروهای ایزوتروپ سری ۳ قطع می شوند. بالاخره، دایکهای دیابازی سری ۴ همه‌ء دایکهای قبلی، توده گابروی ایزوتروپ و دگرگونیهای پالئوزوییک را قطع می‌کنند. این روابط صحرایی نشان میدهد که توالی به هم پیوسته اولترامافیک – مافیک باید قدیمی تر و یا دست کم هم سن باشند(قاسمی،۱۳۷۹).

گابروهای ایزوتروپ، کل توالی اولترامافیک ـ مافیک را قطع کرده، میان بارهای فراوانی از آن را با خود بالا آورده و در دگرگونیهای پالئوزوییک، دگرگونی همبری شدیدی ایجاد کردهاند (قاسمی، ۱۳۷۹). از آنجا که این گابروها بر نهشته های ژوراسیک زیرین اثری نگذاشته اند، بنابراین، به یقین به پیش از ژوراسیک زیرین و پس از دونین ـ کربنیفر تعلق دارند. سبزه یی(۱۹۷۴) بدون تعیین سن مطلق و صرفا براساس روابط چینه شناختی، سن این گابرو را به تریاس میانی ـ پسین نسبت داد که با داده های سن سنجی ایزوتوپی این پژوهش، تأیید میشود. افزون براین، این روابط صحرایی نشان می دهند که توالی به هم پیوسته اولترامافیک ـ مافیک باید قدیمیتر از تریاس میانی ـ پسین باشد.

زون آمیزه رنگین نیز شامل مخلوطی زمین ساختی ازگلوکوفان شیستها، سرپانتینیتها، رسوبات فلیشی، رادیولاریت، گدازه های بالشی، هیالوکلاستیتها، کراتوفیر، داسیت، ریولیت، آهکهای پلاژیک و آهکهای گلوبوترونکانادار است که با مرز گسلی بر روی پیکره های اولترامافیک ـ مافیک قرار دارند. با توجه به اینکه در منطقه اسفندقه و حاجی آباد مرحلهء کافتش از تریاس پسین آغاز شده و حوضه های ته نشست فلیش و سنگهای آتشفشانی در لبه زاگرس از این زمان شکل گرفته اند، لذا می‌توان این مجموعه گلوکوفان شیست را هم ارز توربیدایتهای تریاس بالا ـ کرتاسه بالای پیشاکون در نیریز دانست (سبزه ئی،۱۹۷۴). مطالعات پژوهشگران مختلف برروی مجموعه های افیولیتی نقاط مختلف ایران نشان داده است که مواد اولیه این آمیزه های رنگین به مزوزوییک تعلق داشته، در زمان کرتاسه پسین ـ ائوسن، به دنبال بسته شدن و نابودی حوضه‌های اقیانوسی تشکیل افیولیتها، متحمل دگرگونی فشار بالا ـ دما پایین شده اند.

سن سنجی سنگها و کانیهای مجموعه به روش پتاسیم ــ آرگن

عنصر پتاسیم یکی از هشت عنصر فراوان پوسته زمین و سازنده اصلی کانیهای پتاسیمدار مانند میکاها، فلدسپارهای قلیایی، فلدسپاتوییدها، کانیهای رسی و برخی کانیهای تبخیری است. افزون بر این، در ساختمان برخی کانیهای دیگر مانند پلاژیوکلازها و آمفیبولها نیز کم و بیش وجود دارد.

به منظور بررسی دقیق سن مجموعه اولترامافیک ـ مافیک سیخوران و با توجه به فراهم شدن امکانات این امر، حدود ۲۰ نمونه از بخشهای گابرویی، دایکهای گابرو ـ پگماتوییدی، دایکهای دیابازی و مجموعه دگرگونی اطراف توده انتخاب و در دانشگاه برتان غربی در شهر برست فرانسه به روش K-Ar تعیین سن گردید. از آنجا که انجام این روش نیازمند وجود مقداری پتاسیم در سنگها یا کانیهای مورد آزمایش است، و با توجه به نبود پتاسیم در سنگها و کانیهای مجموعه کومولایی، بنابراین تعیین سن دقیق این بخش از مجموعه اولترامافیک ـ مافیک ممکن نشد. بدین منظور، لازم است سن این بخش از مجموعه به روش ساماریم ـ نئودیمیم برروی پیروکسنها تعیین گردد.

آماده سازی و تجزیه در آزمایشگاه زمین گاه شماری دانشگاه برتان غربی، برست، فرانسه

الف) آماده سازی

در این آزمایشگاه، سن پرتوسنجی تنها به روش پتاسیم – آرگن و اصولاً به دو روش کل سنگ و کانی جدا شده صورت می گیرد. ابتدا پس از انتخاب بهترین و سالمترین نمونه، آن‌ها را با دست‌گاه برش سنگ به برشهایی به ضخامت۵ میلیمتر درآورده تا آثار هوازدگی را بتوان به آسانی در آن تشخیص داد. سپس، برشهای مزبور شسته و کاملا خشک می شوند. در مرحله بعد، بخشهای حاشیه ای و یا هر بخش دیگری را که دارای آثار هوازدگی باشد، با چکش دستی از نمونه جدا کرده، بخشهای سالم در بوته هایی از جنس آگات خرد شده و پس از عبور از الک،

www.SID.ir

Archive of SID

بخش زیر الک ۳۰۰ و روی الک ۱۵۰میکرون برای تجزیه ایزوتوپی انتخاب می‌شوند. بخش پایینتر، به طورعمده محصول هوازدگی بوده و برای سن سنجی مناسب نیست.

نمونه با اندازهء دانه ۱۵۰تا ۳۰۰ میکرون را۲تا۳ بار با آب معمولی و یک بار با آب مقطر شستشو داده و سپس در اتوکلاو قرار می دهند تا کاملا خشک شود. اگر هدف انجام آنالیز روی کانیهای جدا شده باشد، باید در این مرحله به هر روش ممکن (مانند مایعات سنگین و دستگاه فرانس)کانیهای مورد نظر را جدا کرد.

مقدار وزن مورد نیاز از هر نمونه، به میزان K_2O آن بستگی دارد. برای نمونه های فقیر از پتاسیم مانند نمونههای کل سنگ کل و کانیهایی همچون آمفیبول و پلاژیوکلاز، حدود دو گرم و برای نمونه های سرشار از پتاسیم مانند مسکوویت، بیوتیت و ارتوز حدود یک گرم کافی است.

در اندازه گیری نسبت آرگون نمونه ها، از همین دانه بندی استفاده میشود اما برای اندازه گیری مقدار پتاسیم باید بخشی از نمونه را پودر کرد. برای این امر در نمونه های سرشار از پتاسیم حدود نیم گرم و در نمونه های فقیر از پتاسیم حدود یک گرم از نمونه را در آسیاب آگات الکتریکی، پودر می شود.

ب) اندازه گیری عیار K2O نمونه ها با طیف سنجی جذب اتمی

مقدار K_2O نمونه ها با دستگاه طیف سنجی جذب اتمی اندازه گیری شده است. برای نمونه های غنی از پتاسیم مانند ارتوکلاز، بیوتیت و مسکوویت، دو مقدار یکی حدود ۳۰ میلی گرم و دیگری حدود ۴۰میلی گرم و برای نمونه های فقیر از پتاسیم مانند نمونه های کل سنگ، آمفیبول و پلاژیوکلاز دو مقدار یکی حدود ۲۵۰ و دیگری حدود ۳۰۰ میلی گرم از نمونه را به دقت وزن کرده، در بطریهای محکم پلی پروپیلن ریخته و ۴ cc HF به آنها اضافه می شود. سپس نمونه های را به مدت۱۲ ساعت در دمای ۶۰ تا ۷۰ درجه سانتیگراد در اتوکلاو قرار می دهند.

در مرحله بعد، باید دو محلول به نامهای محلول مادر و محلول دختر تهیه نمود.

برای تهیه محلول مادر باید ۹۶ cc محلول تامپون را که شامل۴ گرم در لیتر سزیم کلرید ($CsCl$)، ۲۰ گرم در لیتر بوریک اسید (H_3BO_3) و بقیه آب مقطر سه بار تقطیر شده است، به ۴cc محلول قبلی اضافه می‌شود تا حجم کل آن به ۱۰۰cc برسد، این محلول را محلول مادر میگویند. برای تهیه محلول دختر، ۲ cc از محلول مادر را با ۲cc محلول سزیم کلرید و ۴۶cc آب مقطر سه بار تقطیر شده مخلوط کرده تا ۵۰cc محلول دختر به دست آید.

اکنون میزانK_2O محلول دختر را با دستگاه طیف سنج جذب اتمی و با کمک استانداردهای از پیش تهیه شده، اندازه گیری می کنند.

ج) اندازه گیری نسبتهای ایزوتوپی آرگون نمونه ها با طیف سنج جرمی

برای اندازه گیری نسبتهای ایزوتوپی آرگون نمونه ها نیز بسته به میزان K_2O ، وزن مورد نیاز نمونه ها متفاوت است. در نمونه های سرشار از K_2O مانند بیوتیت، مسکوویت و ارتوکلاز، حدود ۱۰۰ میلی گرم و در نمونه های فقیر از آن مانندآمفیبول، پلاژیوکلاز و کل سنگ حدود ۸۰۰ میلی گرم از نمونه مورد نیاز است.

ابتدا مقدار مورد نظر از نمونه را روی ورق آلومینیمی نازک مخصوص ریخته، به دقت وزن میکنند و سپس آن را به خوبی پیچیده و در لوله دستگاه که از جنس آگات و مولیبدن است، قرار می دهند. ظرفیت دستگاه حدود ۱۰ نمونه برای ۵ روز کاری هفته است. پس از جوش دادن اتصالات شیشه أی لوله ها، فشار داخل لوله ها را به 10^{-9}تا 10^{-10} اتمسفر (10^{-6} تا 10^{-7} پاسکال)کاهش می دهند تا تقریبا هیچ گازی در لوله ها باقی نماند. سپس دمای المنت را به ۱۵۰۰ درجه سانتیگراد رسانده تا نمونه کاملا ذوب و آرگون آن آزاد شود. برای خالص سازی گاز آرگون نمونه، لولهای دیگر در مسیر قرار دارد که حاوی دانه های ریز اسفنجی تیتانیم است. این لوله را تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد گرم کرده تا گازهای فعال آزاد شده از ذوب نمونه را جذب کند. آرگون به دلیل خنثی بودن جذب این دانه ها نمی شود. پس از حدود ۳۰ دقیقه، گاز آرگون درون این لوله ها را به درون مجموعه ای از لوله ها پمپ کرده و با قرار دادن نیتروژن مایع در اطراف این لوله ها، دمای آن را به ۱۹۶- درجه سانتیگراد می رسانند تا تمام گاز آرگون در آنها متمرکز شود(تمرکز حدود۹۵ تا ۹۷ درصد). سپس، پمپ مسیر بسته شده و نیتروژن مایع را برمی دارند تا دمای درون لولهها به دمای اتاق برسد. در این مرحله با دستگاه طیف سنج جرمی از نوع THOMSON CAMECA TSN 205 SE نسبت ایزوتوپهای مختلف آرگون اندازه‌گیری میشود.

نتایج حاصل از سن سنجی و تفسیر زمین شناختی آنها

شکل۱ پراکندگی نمونه های مورد استفاده برای سن سنجی را در نقشه زمین شناسی منطقه سیخوران و جدول۱ نتایج حاصل از سن سنجی آنها را نشان میدهد. شکی نیست که سنهای پرتو سنجی، تنها پس از تفسیر زمین شناختی ارزش و اعتبار می یابند. بر اساس این جدول، سن بیوتیتهای موجود در گنیسهای مجموعه دگرگونیهای پالئوزوییک ۷ ± ۳۰۵ میلیون سال و سن مسکوویتهای موجود در گرانیتهای آناتکتیک آنها ۸ ± ۳۳۰ میلیون سال به دست آمده است. براساس مشاهدات صحرایی، کاملا روشن است که مسکوویت گرانیتها از ذوب بخشی گنیسها حاصل شده اند و بنابراین باید جوانتر یا هم سن آنها باشند. در مقاطع میکروسکوپی، برخی از بیوتیتهای گنیسها اندکی کلریتی شده اند. همین

www.SID.ir

Archive of SID

مسئله سبب بروز اختلافی اندک در سن مطلق بیوتیت ها و مسکوویت ها شده است. از آنجا که در روش K-Ar مسکوویت در مقایسه با بیوتیت از درجه اطمینان بالاتری برخوردار است (فار ، ۱۹۸۶) پس سن به دست آمده برروی مسکوویت قابل قبولتر بوده و با نتیجه حاصل از سن آمفیبول آمفیبولیتها سازگاری دارد. در هرحال ، اگر گنیسها از گرانیتها قدیمیتر باشند، رخداد دگرگونی که گنیسها را ذوب کرده، سبب جوانگرایی آنها شده و آنها را با سن گرانیتها همسن کرده است. در درون این گنیسها، توده های کوچک فلدسپاتی پریدوتیتی و گابرویی نفوذ کرده و مسکوویت گرانیتها عمدتاً در اطراف این توده ها دیده می شوند (قاسمی، ۱۳۷۹). اگر این توده ها را زبانه هایی از مجموعه اولترامافیک ـ مافیک سیخوران بدانیم که در دگرگونی های پالئوزوییک نفوذ کرده باشند، می‌توان گفت که تشکیل بخش ماگمایی مجموعه اولترامافیک ـ مافیک سیخوران در طی رخداد کوهزایی و دگرگونی هرسینین (کربنیفر پسین ـ پرمین) صورت گرفته است. سن آمفیبولهای میان لایههای آمفیبولیتی همراه گنیسها نیز ۱۷± ۳۲۵ میلیون سال به دست آمده که مقاومت بیشتر آمفیبول در نگهداری آرگون در تحولات بعدی، دلیل محکمی بر درستی این نتایج است. بنابراین کاملا مشخص است که در زمان کربنیفر پسین ـ پرمین یک رخداد گرمایی عمده بر سنگهای منطقه اثر گذاشته که به نظر میرسد ناشی از تزریق توده اولترامافیک ـ مافیک باشد.

سن مطلق دایکهای گابرو ـ پگماتوییدی که توالی کومولاهای اولترامافیک ـ مافیک لایه ای را قطع می کنند، از ۲۸۰ تا ۲۵۰ میلیون سال (پرمین) به دست آمده است. از نمونه H.E.18 دو قطعه آمفیبول تعیین سن شده است. نمونه اول تاحدی هوازده و فاقد پتاسیم کافی بوده و بنابراین سن به دست آمده از آن (۲۸۰ میلیون سال) چندان مورد قبول نیست. نمونه دوم و نمونه H.S.107 که در فاصلهای دورتر برداشته شدهاند، هردو سن قابل قبول حدود ۲۵۰ میلیون سال را نشان میدهند. این سنها نشان می دهند که توالی لایهای به یقین به پرمین یا پیش از آن تعلق دارد. افزون بر این ، سن برخی دایکهای گابروپگماتوییدی و همچنین سن میگماتیتهای بازی که از ذوب آمفیبولیتها در حاشیه گابروی ایزوتروپ ایجاد شده اند، ۱۸۴ تا ۲۲۰ میلیون سال (تریاس میانی ـ پسین) به دست آمده است. شاید بتوان این سن را، سن رخداد دگرگونی سیمرین پیشین و جایگزینی توده عظیم گابروی ایزوتروپ آبشور دانست که با قطع مجموعه اولترامافیک ـ مافیک سیخوران در دگرگونی های پالئوزوییک متوقف شده است. همچنین، سن دو نمونه آمفیبولیت(H.S.207; 209)که به صورت میان لایه أی با مرمرهای دره آبشور و در فاصله یک تا دو کیلومتری از توده قرار دارند، حدود ۲۰۰ میلیون سال به دست آمده که این گفته را تأیید می‌کند. سبزه یی(۱۹۷۴) با استفاده از شواهد چینه شناختی، سن این گابرو را با احتمال، تریاس میانی اعلام کرده که با آنچه از این مطالعات به دست آمده، همخوانی بسیار نزدیکی دارد.

سن دایکهای دیابازی که مجموعه اولترامافیک ـ مافیک، دگرگونی های پالئوزوییک و گابروهای ایزوتروپ را قطع می‌کنند، عمدتا در محدوده ۱۶۰ تا۱۳۴میلیون سال (ژوراسیک میانی ـ پسین) و یک نمونه حدود۸۱ میلیون سال (کرتاسه پسین) به دست آمده است. سبزهئی(۱۹۷۴) ضمن اشاره به این دایکها، سن آنها را ژوراسیک میانی و آنها را مجاری تغذیه کننده آتشفشانی ژوراسیک میانی در منطقه می داند. آقانباتی(۱۳۷۱)گدازه های ژوراسیک میانی را به فاصله زمانی پس از لیاس و پیش از ژوراسیک بالا نسبت داده، آنها را ناشی از رخداد سیمرین میانی(ژوراسیک میانی)دانسته است.

بالاخره، سن مسکوویتهای فنژیتی گارنت میکاشیستهای آمیزه های رنگین کوه آشین حدود ۸۰ میلیون سال (کرتاسه پسین) به دست آمده که نشان دهنده سن بسته شدن حوضه های تشکیل این آمیزه است.

بحث و نتیجه گیری

مطالعات دقیق صحرایی جنبه های مختلفی از ماهیت پیچیده توده اولترامافیک ـ مافیک سیخوران را آشکار ساخته که در حد امکان، توسط مطالعات آزمایشگاهی نیز به اثبات رسیده است. یکی از مهمترین این جنبه‌ها، اثبات طبیعت چندزادی این توده بوده است. همان گونه که پیشتر نیز اشاره شد، مجموعه سیخوران دست کم از سه واحد آذرین کاملا مجزا مشتمل بر یک واحد به هم پیوسته اولترامافیک ـ مافیک، گابروهای ایزوتروپ و دایکهای پراکنده دیابازی تشکیل شده است(شکل ۲). توالی به هم پیوسته اولترامافیک ـ مافیک توسط دایکهای گابروپگماتوییدی، گابروهای ایزوتروپ و دایکهای دیابازی با سنهای مختلف بریده شده است. دایکهای گابروپگماتوییدی قطع کننده توالی لایه أی، سنهای مختلفی از پرمین تا تریاس میانی ـ پسین دارند. دایکهای تریاس میانی ـ پسین بدون شک با توده گابروی ایزوتروپ آبشور با همین سن ارتباط دارند. اما در باره دایکهای متعلق به پرمین دو نظر می توان ارائه داد. در نظر اول می توان گفت که با توجه به سن پرمین این دایکها، توالی لایه ای دربرگیرنده آنها به پیش از پرمین تعلق داشته و این دایکها دارای منشأی کاملا مجزای از منشأ توالی لایه ای دارند. در این صورت، منشأ این دایکها را باید در یک ماگماتیسم دیگر و کاملا مجزای از توالی کومولایی جستجو کرد. در نظر دوم که در این پژوهش بیشتر بر آن تأکید میشود، این دایکها در ارتباط مستقیم با توالی کومولایی در نظر گرفته می شوند. براساس این نظریه، همانگونه که در توده های گرانیتی، مایعات مراحل نهایی تبلور توده(مرحله پگماتیتی)در شکافها و شکستگیهای سقف آن به

www.SID.ir

Archive of SID

شکل دایکهای پگماتیتی و آپلیتی ظاهر می شوند و نمیتوان آنها را متعلق به زمانهای دورتر و کاملا جدای از توده اصلی برشمرد، در اینجا نیز، این دایکها را می توان مایعات تفریق یافته مراحل نهایی تبلور توالی کومولایی در نظر گرفت. حضور تودههای کوچک فلدسپاتی پریدوتیتی و گابرویی با ترکیب کانی شناختی و شیمیایی کلسنگ مشابه با توالی لایه ای در دگرگونی های مجاور توده و سن کربنیفر پسین برای آمفیبولیتها، گنیسها و گرانیتهای آناتکتیک مجاور آنها این نظریه را تأیید میکند. با این فرض، می توان جایگزینی توالی اولترامافیک ـ مافیک سیخوران را به کربنیفر پسین ـ پرمین و همزمان با ایجاد گسیختگی و کافت زایی در حوضه های نوتتیس زاگرس و سنندج ـ سیرجان نسبت داد. در هر حال، برای پرهیز از اظهار نظر قطعی و پیش از حصول نتایج سن سنجی پیروکسنهای توالی لایهای به روش ساماریم ـ نئودیمیم، سن آنها را فعلا به پیش از پرمین نسبت می دهیم.

دگرگونی های منطقه نیز شامل نهشتههای پالئوزوییک زیرین– میانی که در کربنیفر پسین- پرمین، تریاس میانی- پسین و ژوراسیک متحمل دگرگونی، دگرشکلی و تزریق ماگمایی شدهاند و همچنین نهشتههای مزوزوییک که در ژوراسیک میانی- پسین و کرتاسه پسین دگرگون شدهاند، می باشند. گابروهای ایزوتروپ به یقین در زمان تریاس میانی ـ پسین (حدود ۲۰۰ تا ۲۲۰ میلیون سال پیش) جایگزین شده اند. این سن، هم توسط روابط چینه شناختی و هم توسط داده های ایزوتوپی متعدد تأیید شده است. دایکهای دیابازی نیز با داشتن روابط صحرایی ناهمساز با همه اجزای مجموعه سیخوران، عمدتا به ژوراسیک میانی ـ پسین و برخی نیز به کرتاسه پسین تعلق دارند.

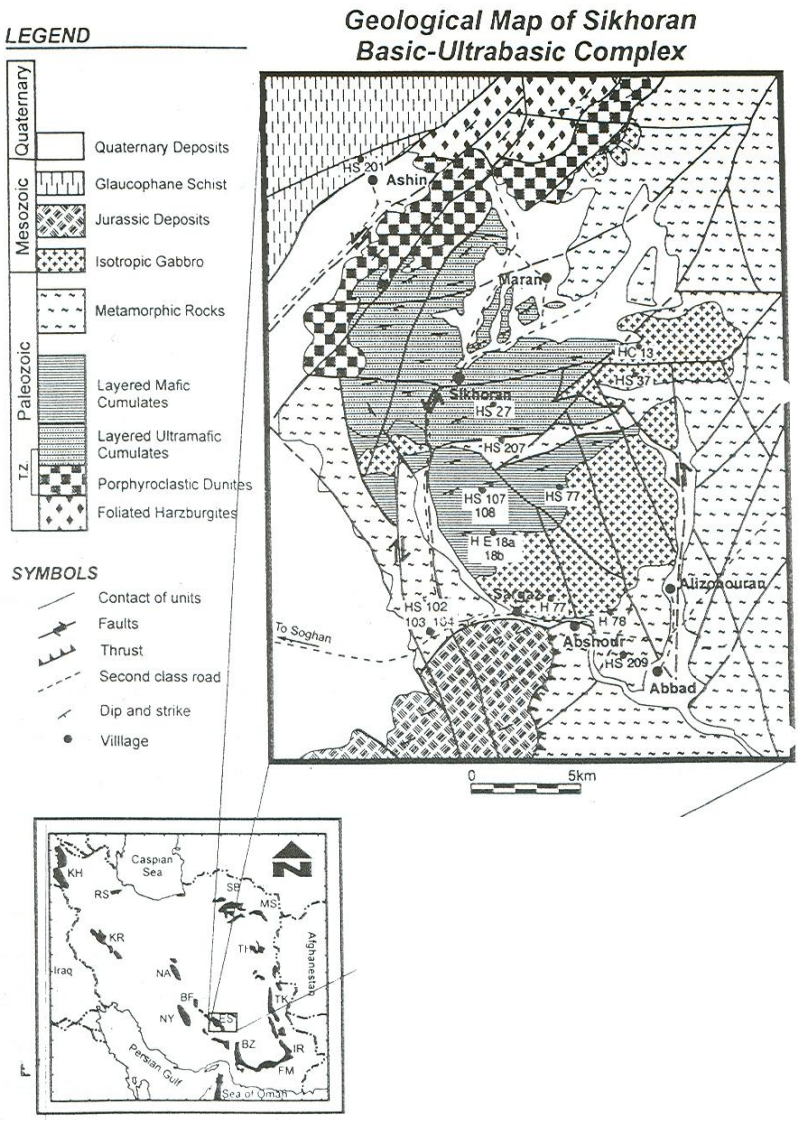
امروزه از نظر ژئودینامیکی، به خوبی ثابت شده است که سرزمینهای هندوچین، جنوب شرق آسیا، افغانستان و ایران، تا پالئوزوییک پسین در قلمرو سرزمین گندوانا بوده اند و در آغاز پرمین، توسط ایجاد یک کافت درون قارهای از گندوانا جدا شده و در جهت شمال به سوی اوراسیا حرکت کردهاند. پژوهشگران مختلف شواهد فراوانی بر خویشاوندی گندوانایی مجموعه های زیا و گیای این سرزمینها تا پالئوزوییک پسین (پرمین) و خویشاوندی اوراسیایی آنها پس از این زمان یافته اند (شانگیو و دیگران، ۱۹۹۰). برخورد و اتصال این ریز قاره ها به اوراسیا در زمانهای متفاوت از پرمین پسین تا تریاس میانی ـ پسین صورت گرفته است. برای نمونه، برخورد بلوک تاریم با قزاقستان در اوایل پرمین، برخورد بلوک سینو- کره به کمانهای مغولستان در انتهای پرمین (شانگیو و دیگران،۱۹۹۰) و برخورد بلوک ایران به توران در تریاس میانی ـ پسین (مجیدی،۱۹۷۸) صورت گرفته است. در الگوهای مختلف زمین ساختی، رخدادهای زمین شناسی شمال ایران به فازهای مختلف فرورانش و فرارانش پوسته اقیانوسی دیرینه تتیس به زیر صفحهء توران (حرکات فشارشی) در دونین، کربنیفر، پرمین و تریاس و برعکس رخدادهای زمین شناسی مرکز و جنوب ایران به بازشدگی و کافتش پوسته اقیانوسی نوتتیس(حرکات کششی) در حوضه زاگرس و سنندج ـ سیرجان در این زمانها، نسبت داده شده اند (مجیدی، ۱۹۷۸ ؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱ ؛ شنگور و دیگران،۱۹۹۱ ؛ حسینی، ۱۹۹۲). در گذشته، به رغم نبود دادهای سن مطلق، ریفت کافتش جنوب ایران را عمدتا به پرمین نسبت داده اند و سنگهای آتشفشانی کافت قاره ای پرمین، رسوبات آواری سیلیسی و کربناتهای نواحی ژرفای تریاس بالا را از شواهد این فرضیه به شمار آورده اند. در هر حال، مطالعه دقیق سنگهای افیولیتی مناطق اسفندقه در جنوب شرق ایران(قاسمی و دیگران، ۱۳۷۹ ؛ احمدی پور و دیگران، ۱۳۷۸) وقوع کشش، کافتش و دگرگونی وابسته به کافت حوضه سنندج ـ سیرجان و باز شدن حوضه زاگرس را در خلال کربنیفر پسین ـ پرمین تأیید می کند. افتخارنژاد و دیگران (۱۳۷۱) نیز افیولیتهای مشهد و اسالم ـ شاندرمن و توربیدایتهای دگرگونی همراه آنها را به کافت پرمو- کربنیفر حاشیه شمال خاوری سکوی آفریقایی ـ عربی از خشکی گندوانا نسبت داده اند.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از معاونت پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس تهران، سازمان زمین شناسی کشور، بخش فرهنگی سفارت فرانسه در تهران به ویژه آقایان Regnier و Thellier ، آقایان پروفسور Pique در گروه زمین شناسی و Philippe در آزمایشگاه ژئوکرونولوژی دانشگاه برتان غربی و آقای پروفسور Whitechurch در دانشگاه لوئی پاستور استراسبورگ تقدیر و تشکر می نمایند.

www.SID.ir

Archive of SID



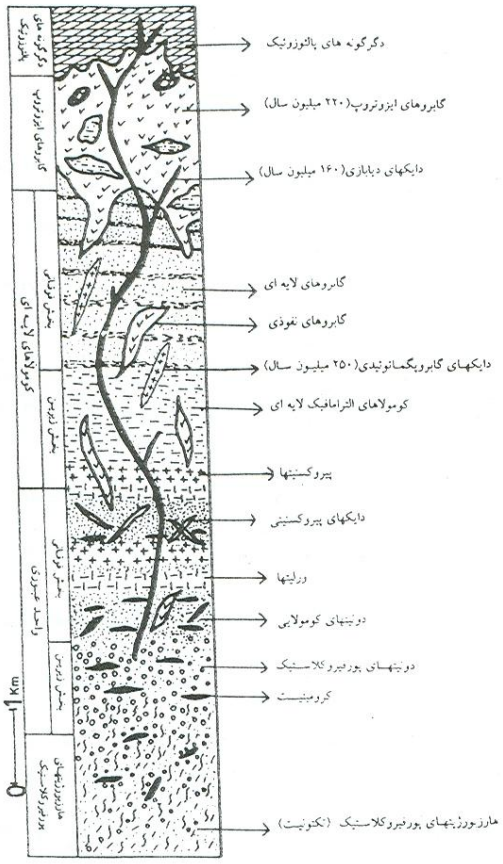
شکل ۱- موقعیت نمونه های مورد استفاده برای تعیین سن در نقشه زمین‌شناسی منطقه سیخوران

www.SID.ir

Archive of SID

شماره نمونه	واحد سنگی	نوع سنگ	نوع ماده مورد آنالیز	K_2O٪	سن نمونه به میلیون سال	زمان زمین شناسی
H.S.102	دگرگونیهای A_1	گنیس	بیوتیت	۵/۷	۳۰۴/۹ ± ۷	کربنیفر پسین
H.S.103		گرانیت	مسکوویت	۸/۳۳	۳۲۹/۶ ± ۷/۶	
H.S.206		آمفیولیت	آمفیول	/۳۵	۳۲۴/۶ ± ۱۶/۶	
H.S.207	دگرگونیهای A_2	آمفیولیت	آمفیول	/۴۹	۲۰۲/۱ ± ۱۰/۴	تریاس پسین
H.S.209		آمفیولیت	آمفیول	/۲۸	۱۹۹/۲ ± ۱۰/۷	
H.S.201	آمیزه رنگین	میکاشیست	فنژیت	۴/۹۰	۸۰/۷ ± ۱/۵	کرتاسه پسین
H.E.18a	دایکهای گابرویی درون توالی لایه‌ای	گابرو پگماتوئید	آمفیول	/۰۹	۳۲۹/۷ ±۱۷/۱	پرمین پیشین
H.E.18b		گابرو پگماتوئید	آمفیول	/۱۳۲	۲۵۵/۶ ± ۷/۵	پرمین پسین
H.S.107		گابرو پگماتوئید	آمفیول	/۱۲۵	۲۵۳ ± ۱۳/۸	
H.S.108		گابرو پگماتوئید	آمفیول	/۶۲	۱۸۴ ± ۵/۳	ژوراسیک پیشین
H.78	زون هورنفلس	پگماتوئید	آمفیول	/۱۴۳	۲۲۲/۶ ± ۸	تریاس پسین
H.78		پگماتونید	پلاژیوکلاز	/۰۹۳	۲۰۱ ± ۷/۵	
H.S.77	دایکهای دیابازی	دایک دیابازی	کل سنگ	/۰۷۷	۱۵۹/۳ ± ۱۲/۴	ژوراسیک میانی
H.77		دایک دیابازی	پلاژیوکلاز	/۰۴۱	۱۳۸/۳ ± ۱۲	ژوراسیک پسین
H.C.13		دایک دیابازی	کل سنگ	/۲	۱۳۶/۵ ± ۱۱/۷	
H.S.37		دایک دیابازی	کل سنگ	/۰۸	۱۳۳/۹ ± ۱۰/۹	
H.S.27		دایک دیابازی	کل سنگ	/۱۹	۸۱ ± ۶/۶	کرتاسه پسین

جدول ۱- نتایج حاصل از تعیین پرتوسنجی به روش پتاسیم – آرگون بر روی نمونه های مختلف مجموعه سیخوران



شکل ۲- نمایی طرح گونه توده اولترامافیک – مافیک سیخوران

www.SID.ir

Archive of SID

کتابنگاری

آقانباتی، ع. (۱۳۷۱)- معرفی رویداد زمین ساختی کیمرین میانی(ژوراسیک میانی). فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۶، صفحات۲ تا ۵.

احمدی پور، ح. ، سبزه ئی، م. ؛ وایت چرچ، ه. و ژوتو، ت.، ۱۳۷۸- هویت زمین شناختی کمپلکس اولترامافیک ـ مافیک صوغان در جنوب خاوری ایران. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۲۸ ـ ۲۷، صفحات ۵۳ ـ ۳۸.

افتخارنژاد، ج.، اسدیان، ع. ؛ راستگار میرزایی، ع.ر.، ۱۳۷۱- سن مجموعه دگرگونه ها و افیولیتهای اسالم ـ شاندرمن و ارتباط ژئودینامیکی آنها با پالئوتتیس و پوسته اقیانوسی دریای خزر. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۳، صفحات ۳۶ تا ۴۳.

قاسمی، ح ه ، سبزه ئی، م. و ژوتو، ت.، ۱۳۷۹- ماهیت زمین شناختی کمپلکس اولترامافیک ـ مافیک سیخوران در جنوب خاوری ایران، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۳۰ ـ ۲۹، صفحات ۴۵ ـ ۳۲.

قاسمی، ح . ۱۳۷۹- پترولوژی، ژئوشیمی و منشأ مواد معدنی مجموعه التراماfیک ـ مافیک سیخوران، جنوب شرقی ایران. پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.

References

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.; 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.

Berberian, M.; King, G. C. P.1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canad. J. Earth Sci. 18:210-265.

Desmons, J. 1977- Ophiolites and melange in the Maskutan-Fanuj area and southeast of Iranshahr(Eastern Baluchistan Iran). Geol. Surv. Iran. Inter. report. 25p.

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

Delaloye, M.; Desmons, J. 1980- Ophiolites and melange terranes in Iran:A geochemical study and its paleotectonic implications. Tectonophysics. 68:83- 111.

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

Faure, G.. 1986- Principles of isotope geology. 2 nd. New York, John Willey & Sons.

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

Glennie, K. W.; Hughes 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 A. H. F. robertson, M. P. Searle and A. C. Ries (eds) The geology and tectonics of the Oman region. Geol. Soc. London special publication. 49:773-786.

Harrison, J. V. 1930-The geology of some salt plug in laristen,south persia. Quart. J. Geol. Soc. London,86:463-522.

Huber, H. 1955 - Geological report on the Esfandagheh area. N. I. O. C. Geol. Rept. No,124,49p.

Hushmandzadeh, A.; Berberian, M. 1972- The geological observation in Khabr-Dehsard area. Geol. Surv. Iran. Internal Report.

Husseini, M. I. 1992- Upper palaeozoic tectono-sedimentary evolution of the Arabian and adjoining plates. J. Geol Soc. London,149:419-429.

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

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

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. 1971- Le metamorphisme au contact des peridotites de Neyriz(Zagros interne,Iran): developement de skarns a' pyroxene. Bull. Soc. Geol. Fr. 7(13):146-155.

Ricou, L. E. 1971- Le croissant ophiolique peri - arabe.Une ceinture de nappes mises en place au cretace superieur. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn. 13:327-350.

Ricou, L. E 1974 - L'etude geologique de la region de Neyriz(Zagros Iranien)et l'evolution structurale des Zagrides. These,Univ. Paris. 300p.

Sabzehei, M. Berberian, M. 1972- Preliminary note on the structural and metamorphic history of the area between Dowlatabad and Esfandagheh,southern central Iran. Geol. Surv. Iran. Internal report.

www.SID.ir

Archive of SID

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

Sabzehei, M. 1975- Esfandagheh Ophiolites,their petrological and structural evolution. In symp. project"Ophiolite". Geol. Surv. Iran. pp:1-20.

Sabzehei, M. 1978- Petrostructural evolution of paleozoic and Alpine ophiolites in Iran:A working hypothesis.G. S. I. inter. rept. 17p.

Sabzehei, M. 1987- On the age of Iranian ophiolites within the Sanandaj-Sirjan and Zagros crushed Zone. Proc. symp. Troodos. ophiolite and oceanic lithospher. Nicosia,Cyprus. pp158.

Sarkarinejad, K. 1985- The geology and tectonic setting of ophiolites and associated rocks in the Neyriz area,southeast Iran. PH. D.Thesis. Univ. Wales.

Sengor, A. M. C.; Altan, C.; Rowley, D. B.; Shangyou, N. 1991- Magmatic evolution of the Tethysides:a guide to reconstruction of collage history. Palaeogeography,Palaeoclimatology,Palaeoecology,87:411-440.

Shangyou, N.; Rowley, D. B.; Ziegler, A. M. 1990-Constraints on the locations of Asia microcontinents in palaeo-Tethys during the late palaeozoic. In McKerrow, W. S.; Scotese, C. R.(ed). Palaeozoic palaeogeography and Biogeography. Geological Society Memoir, No. 12,pp: 397-409.

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

Stocklin, J. 1974 - Possible ancient continental margins in Iran. In: C. A. Burk ; C. D. Drake(Editors) Geology of continental margins , Springer:873-887.

* گروه زمین شناسی دانشگاه شاهرود ، ایران

** پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین شناسی کشور

*** دانشگاه برتان غربی فرانسه

****سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

* Geology Dept. of Shahrood University

** Geological Survey of Iran, Research Instute for Earth Sciences

*** Universite de Bretagne Occidentale, Brest, France

**** Geological Survey of Iran.

www.SID.ir