بررسی اسکارن‌های موجود در افیولیت ملانژ شمال نائین (استان اصفهان، ایران)

قدرت ترابی[*]، شوجی آرایی[**]، نرگس شیردشت زاده[*]،
میکی شیراساکا[**]، عبدالرزاق جباری[*] و حسین ترابی[*]

[*]گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان
[**]بخش علوم زمین دانشگاه کانازاوا، ژاپن

چکیده

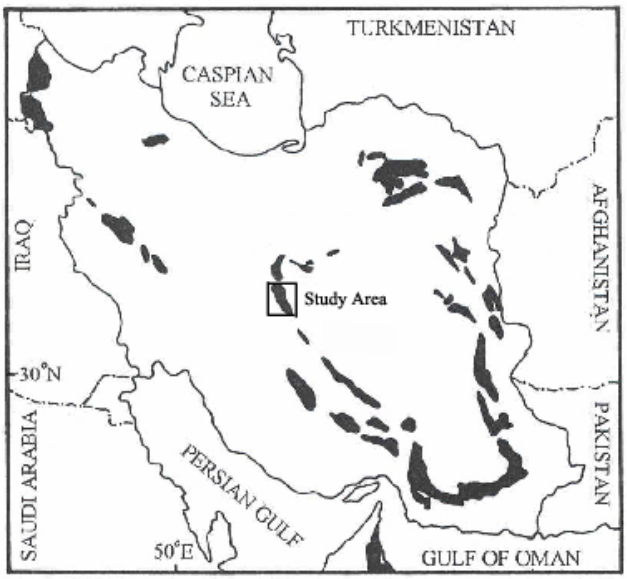
در بخش‌های مختلف افیولیت ملانژ نایین سنگ‌های دگرگون شامل دایک‌های آمفیبولیتی، آمفیبولیت، گرانیت دگرگون، اسکارن، متاچرت‌های نواری، شیست و مرمر وجود دارد. در این افیولیت ملانژ، اسکارن‌ها بصورت یک واحد سنگی روشن، بین بخش بالایی آمفیبولیت‌ها و بخش زیرین متاچرت‌های نواری دیده می‌شوند. بررسی‌های سنگ نگاری و ژئوشیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی این سنگ ها کربنات (کلسیت)، کلینوپیروکسن (سالیت) و در برخی موارد گارنت (گروسولار ـ آندرادیت) و ولاستونیت بوده و کانی‌های فرعی این سنگ‌ها نیز اسفن و اپیدوت است. اسکارن‌ها از دگرگونی بخش‌های کربناته چرت‌های نواری و سنگ آهک ها بوجود آمده‌اند و دارای برگوارگی موازی با آمفیبولیت‌ها هستند. مطالعه شیمی کانی‌ها و استفاده از ژئوترمومتر هورنبلند ـ پلاژیوکلاز نشان می‌دهد که آمفیبولیت‌ها و دایک‌های آمفیبولیتی از دگرگونی دایک‌های دیابازی و گدازه‌های بالشی در رخساره آمفیبولیت بوجود آمده‌اند. ژئوترمومتری اسکارن‌ها و گرانیت های دگرگون نیز نشان می‌دهد که در ارتباط با یکدیگر هستند. بررسی‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های دگرگونی موجود در این افیولیت، قطعات بیگانه‌ای نیستند، بلکه از جنس خود پوسته اقیانوسی بوده و حاصل دگرگونی پوسته اقیانوسی و سنگ های رسوبی روی آن (رسوبات سوپرا ـ افیولیت) هستند.

واژه‌های کلیدی: اسکارن، ملانژ افیولیتی، نایین، ایران.

مقدمه

افیولیت ملانژ نائین بخشی از افیولیت‌های حلقوی است که در شرق ایران مرکزی با سن مزوزوئیک بوده و در بخش‌های شمالی شهر نایین قرار دارد (شکل شماره۱). سنگ‌های این مجموعه افیولیتی عبارتند از: پریدوتیت‌ها و پریدوتیت های سرپانتینی شده گوشته ـ

Archive of SID
www.SID.ir



شکل شماره ۱- نقشه افیولیت های ایران و موقعیت منطقه مورد بررسی

گابرو ـ پیروکسنیت ـ دایک‌های دیابازی ـ کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای ـ بازالت‌ها ـ گدازه های بالشی ـ پلاژیوگرانیت ـ چرت‌های رادیولر ـ سنگ آهک‌های کرتاسه بالایی ـ رودینگیت‌ها ـ لیستونیت و سنگ‌های دگرگونی شامل آمفیبولیت، دایک آمفیبولیتی، گرانیت دگرگون، اسکارن، متاچرت‌های نواری، شیست و مرمر.

پریدوتیت‌های گوشته این افیولیت شامل هارزبورگیت، لرزولیت و دونیت هستند که در برخی مناطق به شدت سرپانتینی شده‌اند. این پریدوتیت‌ها، دگرشکلی‌های گوشته‌ای را از خود نشان نداده و بیشتر متعلق به زون انتقالی هستند. پیروکسنیت ها نیز در ارتباط با مذاب‌های صعود کننده هستند.

در این نوشته به بررسی اسکارن‌های موجود در این افیولیت ملانژ پرداخته خواهد شد.

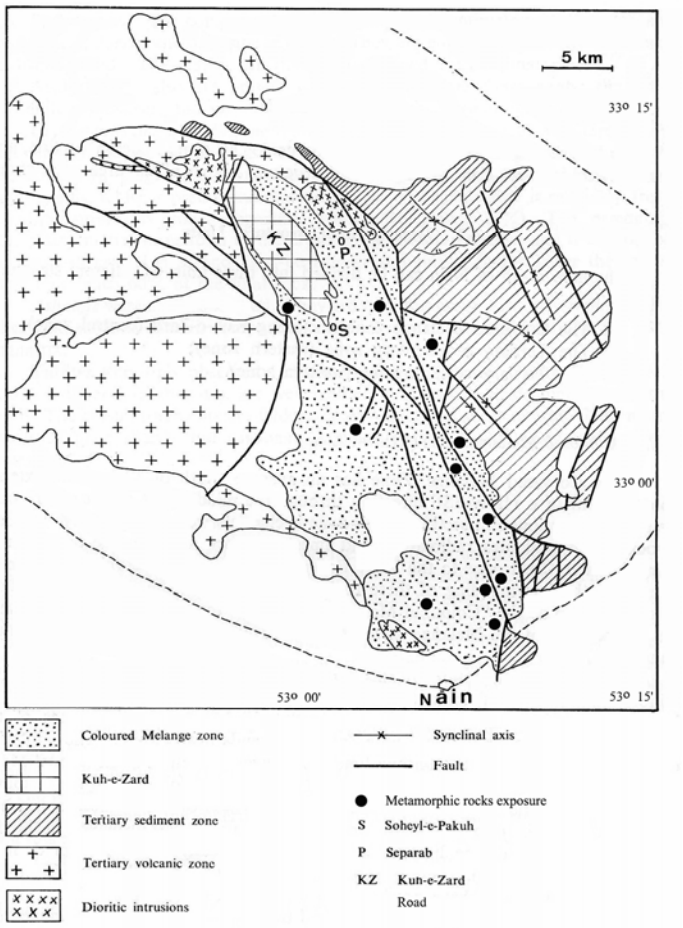
روش انجام کار

پس از بررسی‌های صحرایی و مطالعه رخنمون‌ها، از سنگ‌های دگرگونی نمونه برداری صورت گرفت. پس از تهیه مقاطع نازک صیقلی و مطالعات پتروگرافی، نمونه‌های مناسب جهت تعیین شیمی کانی‌ها انتخاب گردیدند. آنالیزهای نقطه ای کانی‌ها برای عناصر اصلی توسط دستگاه الکترون میکروپروب JEOL مدل JXA-8800 (WDS) با ولتاژ شتاب دهنده 20 kV و جریان 12 nA، در دانشگاه کانازاوا ژاپن انجام گردید. در تفکیک آهن II و III و محاسبه فرمول ساختمانی کانی‌ها از روش ارائه شده توسط [2, 4] استفاده گردید.

روابط صحرایی

سنگ‌های دگرگونی بصورت بلوک‌هایی بزرگ و کوچک در جای جای افیولیت ملانژ نایین بصورت پراکنده دیده می‌شوند. از مهمترین نقاطی که در آن رخنمون قابل توجهی از سنگ‌های دگرگون وجود دارد می‌توان به بخش‌های شمالی شهر نایین، دامنه‌های شمالی افیولیت ملانژ نایین و غرب سپرو اشاره نمود. در شکل

www.SID.ir



شکل شماره ۲-: نقشه تکتونیکی ساده شده شمال نایین ([1] با تغییرات). محل رخنمون سنگ های دگرگونی در افیولیت نایین با علامت دایره سیاه نشان داده شده است.

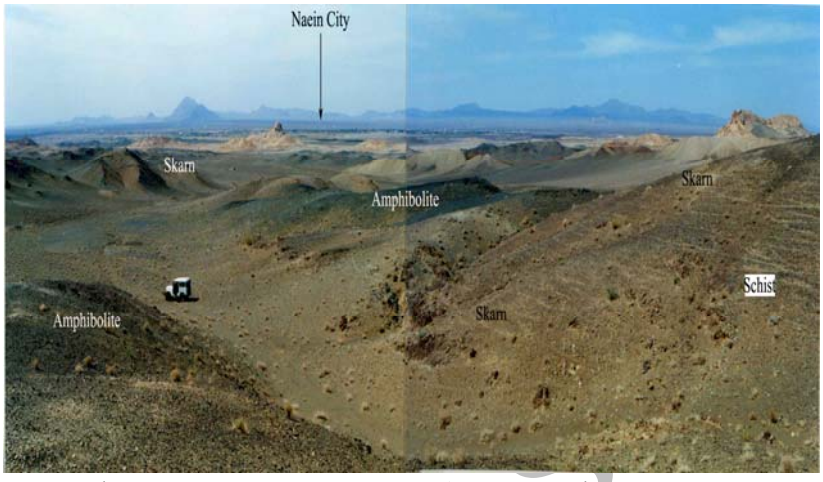
شماره ۲ محل‌های رخنمون سنگ‌های دگرگون در افیولیت ملانژ نایین آورده شده است. در سرتاسر ملانژ، سنگ‌های دگرگونی فقط با پریدوتیت‌های گوشته دارای همبری هستند.

رابطه صحرایی واحدهای مختلف سنگ های دگرگونی با یکدیگر و با سایر سنگ‌های ملانژ افیولیتی را اینچنین می‌توان بیان کرد که:

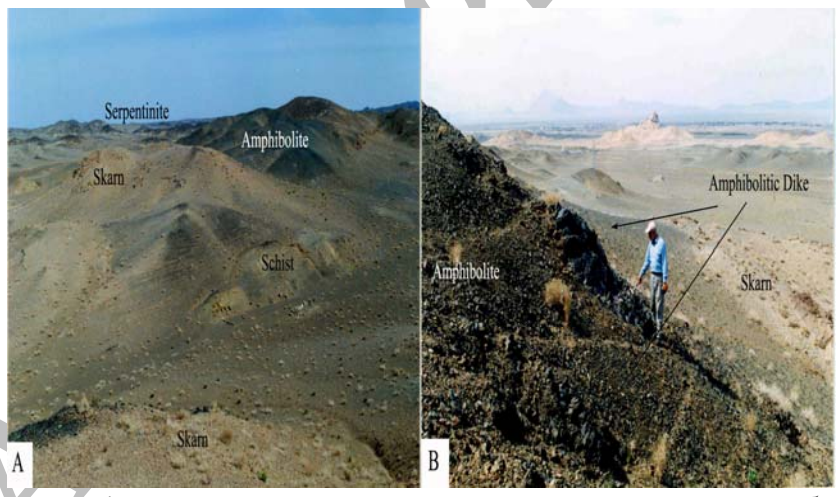
دایک‌های آمفیبولیتی در درون پریدوتیت های گوشته دیده شده و فقط با پریدوتیت‌های گوشته و آمفیبولیت‌ها همبری دارند. با تعقیب دایک‌های آمفیبولیتی که در درون پریدوتیت‌های گوشته وجود دارند، در چند نقطه دیده شده است که در نهایت به پیکره‌های آمفیبولیتی ختم شده و در آنها محو می شوند (بخش های شمالی شهر نایین، امیرآباد، کاظم آباد و جنوب سپرو). اسکارن‌ها بصورت یک لایه در قسمت بالای آمفیبولیت ها دیده می شوند. تناوب شیست‌ها و مرمر ها با واسطه چرت‌های نواری دگرگون شده، بر روی آمفیبولیت ها و اسکارن‌ها دیده می‌شوند.

در شکل‌های شماره ۳ و ۴، تصاویر صحرایی سنگ‌های دگرگون آورده شده است.

www.SID.ir



شکل شماره ۳- نمایی از سنگ‌های دگرگونی موجود در افیولیت شمال نایین (نگاه به جنوب)



شکل شماره ۴- (A) آمفیبولیت، اسکارن و شیستهای موجود در بخش‌های میانی افیولیت نایین (نگاه به شمال غرب) (B) وجود دایک‌های آمفیبولیتی در درون آمفیبولیت‌ها مشخص است (نگاه به جنوب)

اسکارن‌ها

اسکارن‌ها سنگ‌هایی هستند که از دگرسانی متازوماتیک یک سنگ (معمولا سنگ‌های غنی از کربنات) توسط نفوذ سیالات هیدروترمال، و یا انتشار[1] سازنده‌های شیمیایی[2] یک سنگ مشخص (توده نفوذی

1. Diffusion.
2. Chemical Constituents.

www.SID.ir

مجاور و یا میان لایه‌های سنگ‌های رسوبی) به درون سنگ‌های کربناته، از طریق یک سیال روزنه‌ای استاتیک بوجود می‌آیند. تشکیل اسکارن ها ممکن است توسط ترکیبی از این دو پدیده صورت پذیرد [4].

در چندین نقطه از این افیولیت، اسکارن ها بصورت یک واحد سنگی روشن دارای رخنمون هستند. این رخنمون‌ها بیشتر در همراهی گرانیت‌هایی هستند که دارای برگوارگی بوده و آنها را می‌توان گرانیت گنیس و یا میلونیت نامید. در مطالعات صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی بخوبی مشخص است که اسکارن‌ها دارای یک برگوارگی[1] به موازات برگوارگی آمفیبولیت‌ها، دایک‌های آمفیبولیتی و متاچرت‌های نواری هستند. بررسی‌های پتروگرافی و ژئوشیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی این سنگ‌ها کربنات (کلسیت)، کلینوپیروکسن (سالیت) و در برخی موارد گارنت (گروسولار – آندرادیت) و ولاستونیت بوده و کانی‌های فرعی این سنگ‌ها نیز اسفن و اپیدوت است. وجود میانبارهای کلینوپیروکسن و گارنت در درون ولاستونیت‌ها نشان از تبلور زودتر آنها نسبت به ولاستونیت دارد.

نتایج بررسی ژئوشیمی کانی‌های موجود در اسکارن‌های افیولیت ملانژ نائین به همراه محاسبه فرمول ساختمانی آنها و درصد اعضای نهایی در مورد کلینوپیروکسن‌ها و گارنت ها در جدول‌های شماره ۱، ۲ و ۳ آورده شده است. استفاده از ژئوترمومترهای دو فلدسپات برای گرانیت‌های دگرگون و گارنت ـ کلینوپیروکسن در مورد اسکارن‌ها نشان می‌دهد که دمای تبلور گرانیت با دمای تشکیل اسکارن‌ها به یکدیگر نزدیک بوده (حدود ۵۵۰ درجه سانتی گراد) و تشکیل اسکارن‌ها شاید در ارتباط با نفوذ گرانیت‌ها است. دلیل برگوارگی اسکارن‌ها و گرانیت‌ها نیز رخداد دگرگونی ناحیه‌ای بعد از دگرگونی مجاورتی است.

بررسی شیمی کانی‌های آمفیبولیت‌ها و دایک‌های آمفیبولیتی، و استفاده از ژئوترمومتر هورنبلند – پلاژیوکلاز حاکی از تشکیل این سنگ‌ها در بخش‌های بالایی رخساره آمفیبولیت است.

اسکارن‌ها سنگ‌هایی هموژن نیستند و حتی در یک نمونه دستی، تمرکز کانی‌های مختلف در بخش‌های مختلف آن متفاوت است. بخش‌هایی از متاچرت‌های نواری، دارای کانی شناسی شبیه اسکارن‌ها هستند، با این تفاوت که دانه ریزترند. متاچرت‌های نواری توسط ضخامت قابل توجهی از تناوب شیست و مرمر پوشانده شده است.

بحث و نتیجه گیری

بررسی‌ها نشان می‌دهد که دایک‌های آمفیبولیتی، آمفیبولیت‌ها، اسکارن‌ها، متاچرت‌های نواری، و تناوب شیست‌ها و مرمرها، بترتیب از دگرگونی ناحیه‌ای دایک‌های دیابازی قدیمی، بازالت‌ها و گدازه‌های بالشی، بخش آهکی چرت‌های نواری و سنگ آهک‌ها، چرت‌های نواری و تناوب شیل و آهک بدست آمده‌اند. سیستم تولید و گسترش پوسته اقیانوسی که افیولیت ملانژ نایین بخش از آن بوده، دارای دو فاز فعالیت بوده

1.Foliation.

Archive of SID

www.SID.ir

جدول ۱- میانگین نتایج آنالیز کانی‌های موجود در اسکارن‌های افیولیت ملانژ نایین

Sample	Rock type	Mineral Type	SiO_2%	TiO_2%	Al_2O_3%	Cr_2O_3%	FeO*%	MnO%	MgO%	CaO%	Na_2O%	K_2O%	Total%
۵۲۱	Skarn	۳ Cpx	۵۳,۱۱۲	۰,۰۱۲	۰,۲۷۰	۰,۰۵۱	۱۲,۹۱۳	۰,۳۶۶	۱۰,۲۶۳	۲۲,۸۴۱	۰,۲۱۵	۰,۰۱۵	۱۰۰,۱۵۸
		۳ Calcite	۰,۰۱۰	۰,۰۰۶	۰,۰۰۳	۰,۰۰۰	۰,۰۳۳	۰,۰۶۸	۰,۰۲۳	۵۹,۸۱۳	۰,۰۰۰	۰,۰۰۳	۵۹,۹۵۸
		۲ Sphene	۳۰,۹۳۰	۳۷,۱۱۲	۲,۶۹۱	۰,۰۷۰	۰,۴۱۰	۰,۰۳۹	۰,۰۰۰	۲۷,۹۸۶	۰,۰۳۱	۰,۰۱۲	۹۹,۲۸۱
۵۲۸	Skarn	۲CPX	۵۱,۹۶۰	۰,۰۲۲	۰,۶۷۰	۰,۰۰۸	۱۲,۱۶۴	۰,۵۲۱	۱۰,۹۱۲	۲۳,۸۶۱	۰,۱۸۶	۰,۰۱۸	۱۰۰,۳۲۲
		۴ Garnet	۳۷,۳۹۰	۱,۴۷۰	۱۳,۸۱۰	۰,۰۴۰	۱۰,۶۹۰	۰,۱۵۰	۰,۳۰۰	۳۵,۱۳۰	۰,۰۲۰	۰,۰۰۰	۹۹,۰۰
۵۲۲	Skarn	۴ Wollastonite	۵۱,۴۹۰	۰,۰۱۶	۰,۰۰۱	۰,۰۰۷	۰,۱۵۲	۰,۱۷۰	۰,۰۵۱	۴۷,۷۴۷	۰,۰۱۲	۰,۰۰۶	۹۹,۶۵۳
		۳ Garnet	۳۹,۵۶۴	۰,۶۸۰	۱۶,۳۱۴	۰,۰۴۰	۸,۰۱۷	۰,۳۴۳	۰,۱۵۷	۳۵,۰۹۸	۰,۰۰۰	۰,۰۳۱	۱۰۰,۲۴۴

جدول ۲- محاسبه فرمول ساختماني كاني‌هاي موجود در اسكارن‌هاي افيوليت ملانژ نايين

Sample	Rock type	Mineral Type	Ox.Atm.	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total
۵۲۱	Skarn	۳ Cpx	۶	۲,۰۲۵	۰,۰۰۰	۰,۰۱۷	۰,۰۰۲	۰,۴۱۲	۰,۰۱۲	۰,۵۸۳	۰,۹۳۲	۰,۰۱۶	۰,۰۰۱	۴,۰۰۰
		۳ Calcite	۳	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۹۹۸	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۱,۰۰۰
		۲ Sphene	۵	۱,۰۰۳	۰,۹۰۵	۰,۱۰۳	۰,۰۰۲	۰,۰۱۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	۰,۹۷۲	۰,۰۰۲	۰,۰۰۱	۳,۰۰۰
۵۲۸	Skarn	۲ CPX	۶	۱,۹۶۸	۰,۰۰۱	۰,۰۳۰	۰,۰۰۰	۰,۳۸۵	۰,۰۱۷	۰,۶۱۶	۰,۹۶۸	۰,۰۱۴	۰,۰۰۱	۴,۰۰۰
		۴ Garnet	۱۲	۲,۹۳۳	۰,۰۸۷	۱,۲۷۷	۰,۰۰۲	۰,۷۰۱	۰,۰۱۰	۰,۰۳۵	۲,۹۰۲	۰,۰۰۳	۰,۰۰۰	۸,۰۰۰
۵۲۲	Skarn	۴ Wollastonite	۳	۰,۹۹۹	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۲	۰,۰۰۳	۰,۰۰۱	۰,۹۹۳	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۳,۰۰۰
		۳ Garnet	۱۲	۳,۰۳۸	۰,۰۳۹	۱,۴۷۶	۰,۰۰۲	۰,۰۱۵	۰,۰۲۲	۰,۰۱۸	۲,۸۸۷	۰,۰۰۰	۰,۰۰۳	۸,۰۰۰

جدول ۳- محاسبه مقدار درصد اعضاي پاياني (End-members) محلول‌هاي جامد در مورد گارنت‌ها و پيروكسن‌هاي موجود در اسكارن‌هاي افيوليت ملانژ نايين

Sample	۴ Garnet of ۵۲۸	۳ Garnet of ۵۲۲
Uvarovite	۰,۱۳٪	۰,۱۳٪
Andradite	۳۷,۲۳٪	۲۷,۲۷٪
Grossular	۶۲,۶۴٪	۷۲,۶۰٪

Sample	۲ CPX of ۵۲۱	۲ CPX of ۵۲۸
Wollastonite	۴۷,۶۶٪	۴۸,۴۵٪
Enstatite	۲۹,۸۰٪	۳۰,۸۳٪
Ferrosilite	۲۱,۷۳٪	۲۰,۰۴٪
Acmite	۰,۸۱٪	۰,۶۸٪

www.SID.ir

است. بدین ترتیب که در فاز اول، ماگماهای بازالتی پس از تولید و مهاجرت به سمت بالا روی سطح کف دریا گرانیتی بخشی از سنگ آهک ها و بخش های کربناته چرت های نواری تبدیل به اسکارن می شوند . بعد از آن، یک حادثه دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت رخ داده است که باعث تشکیل دایک‌های آمفیبولیتی، آمفیبولیت، چرت‌های دگرگون نواری، و تناوب شیست و مرمر شده و اسکارن‌ها و گرانیت‌ها نیز دارای برگوارگی می‌شوند. بعد از حادثه دگرگونی ، سیستم تولید و گسترش پوسته اقیانوسی دوباره فعالیت خود را در کرتاسه بالایی آغاز نموده (فاز دوم) و شروع به ایجاد دایک‌های دیابازی، کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای، بازالت، و گدازه‌های بالشی نموده است. چرت‌های رادیولر و سنگ آهک‌های کرتاسه بالایی نیز سطح آنها را می‌پوشانده‌اند. دلیل رخداد دگرگونی ناحیه‌ای و سن آن نیز مشخص نمی باشد اما زمان آن حتما قبل از کرتاسه بالایی بوده است. برگوارگی دایک‌های آمفیبولیتی به موازات امتداد دایک‌ها و جهت نفوذ آنها است که شاید بیانگر توقف و بسته شدن سیستم گسترش اقیانوس جاری شده‌اند. آهک‌ها، چرت‌ها و تناوبی از شیل و آهک نیز سطح آنها را می‌پوشانده‌اند. در اثر نفوذ یک توده است.

به یقین اگر در این مجموعه افیولیتی حادثه دگرگونی رخ نداده بود، سن تشکیل بازالت‌ها و دایک‌هایی که در حال حاضر بصورت آمفیبولیت و دایک‌های آمفیبولیتی هستند، و یا به عبارت دیگر سن شروع فعالیت مرحله اول پوسته اقیانوسی نایین را با استفاده از فسیل‌های موجود در تناوب شیل و آهک (تناوب فعلی شیست و مرمر) بدست می‌آمد.

از مهمترین نتایج این تحقیق این است که برخلاف بررسی‌های پیشینیان [1,3,6,7,8] که معتقد بوده‌اند این سنگ‌های دگرگون از ماسیو دگرگونی انارک ـ خور به این مکان منتقل شده‌اند، می‌توان گفت سنگ‌های دگرگونی موجود در افیولیت ملانژ نایین، قطعات بیگانه نیستند، بلکه از جنس خود پوسته اقیانوسی بوده و حاصل دگرگونی پوسته اقیانوسی و سنگ‌های رسوبی روی آن (رسوبات سوپرا–افیولیت) هستند.

منابع

1. Davoudzadeh, M. Geology and petrography of the area north of Naein, central Iran. Geological survey of Iran, Report No. 14,89 p. (1972)
2. Droop, G.T.R. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Min. Mag. 51,431 – 435. (1987)
3. Lensch, G., and Davoudzadeh, M. Ophiolites in Iran, N. Jb. Geol. Palaont.Mh., 306 – 320 .(1982)
4. Lentz, D.R. Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems, Short Courses, Volume 26 . Mineralogical

Archive of SID

www.SID.ir

Association of Canada, Ottawa, Ont., 657 p. (1998)

5. Spear, F.S. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineralogical Society of America, 799 p., 1995.(1995)

6. V/o "Technoexport" Geological map of Anarak (1,250,000), Geological Survey of Iran. (1984)

7. V/O "Technoexport" Geology of the Anarak area (Central Iran), Geological Survey of Iran, Report TE/No.19,143. (1984)

8. V/O "Technoexport" Outline of metallogeny of Anarak area (Central Iran), Geological Survey of Iran, Report TE/No. 21,136.(1984)

Archive of SID

www.SID.ir