



## سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی ماسال - شاندرمن (جنوب غرب بندرانزلی)

فاطمه نوری<sup>۱\*</sup>، سید محمد پورمعافی<sup>۱</sup>، محمد لنگرانی<sup>۲</sup>، فریبرز مسعودی<sup>۱</sup>

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۲- دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران

(دریافت مقاله: ۹۰/۱/۱۷، نسخه نهایی: ۹۰/۵/۷)

**چکیده:** مجموعه‌ی دگرگونی شاندرمن، واقع در غرب استان گیلان و جنوب‌غربی بندرانزلی، از طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی شامل اسلیت، شیست، شیبست آهکی، مرمر، سرپانتینیت، متاگابرو و اکلوزیت تشکیل گردیده است. براساس بررسی‌های سنگ‌شناختی، پروتولیت این مجموعه را سنگ‌های الترامافیک، گابرو-گابرونوریتی و پلیتی تشکیل داده‌اند. از نظر کانی‌شناختی، سنگ‌های متاپلیتی از بیوتیت، کلریت، مسکویت، آندالوزیت و سنگ‌های متابازیتی از آمفیبول، گارنت، الیوین، پیروکسن و سرپانتین تشکیل شده‌اند. بافت مهم این سنگ‌ها پورفیرولپیدوبلاستیک و نماتوبلاستیک است. نسبت  $Zr/Y$  در این سنگ‌ها کمتر از ۳ است که از این نظر با سنگ‌های کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی همخوانی دارد. بی‌هنجاری منفی عناصر P, Ti, K و مثبت عنصر Pb در نمودارهای عنکبوتی نشان از هم‌خوانی این سنگ‌های دگرگونی با سنگ‌های وابسته به پهنه‌ی فرورانش متأثر از فرآیند آلاینش دارد. الگوی عناصر کمیاب Th, Hf, La, U متاپلیت‌های مورد بررسی بیانگر شکل‌گیری در خاستگاه آنها از حاشیه غیرفعال به سمت جزایر کمائی است. ویژگی‌های این مجموعه نشان‌دهنده‌ی شکل‌گیری آن در حاشیه‌ی غیرفعال اقیانوسی و شکل‌گیری در پهنه‌ی فرورانشی است.

**واژه‌های کلیدی:** مجموعه‌ی دگرگونی شاندرمن؛ سنگ‌شناسی؛ ژئوشیمی؛ متابازیت؛ متاپلیت؛ حاشیه‌ی غیرفعال؛ پهنه‌ی فرورانش.

### مقدمه

جمهوری آذربایجان تا سفیدرود در جنوب رشت گسترده شده و بخش غربی سیستم کوهزاد البرز و دامنه‌های ساحل جنوب-غربی خزر جنوبی را تشکیل می‌دهد. این کمربند شکل سینوسی داشته و در آذربایجان شرقی-غربی است و در ساحل جنوب‌غربی خزر راستای آن شمالی-جنوبی شده و سرانجام در غرب رشت راستای آن جنوب‌غربی-شمال‌شرقی است [۳] (شکل ۱). بخش وابسته به ایران آن ۵۰ کیلومتر عرض دارد و بیشتر شامل رسوب‌های دگرشکل یافته‌ی زمان فانروزوئیک و برونزدهای کوچکی از گروه سنگ‌های دگرگونی مجموعه‌ی شاندرمن و گشت است، که در طول دامنه‌های خزری آن رخنمون یافته است [۳،۲]. این بخش از البرز تحت تأثیر

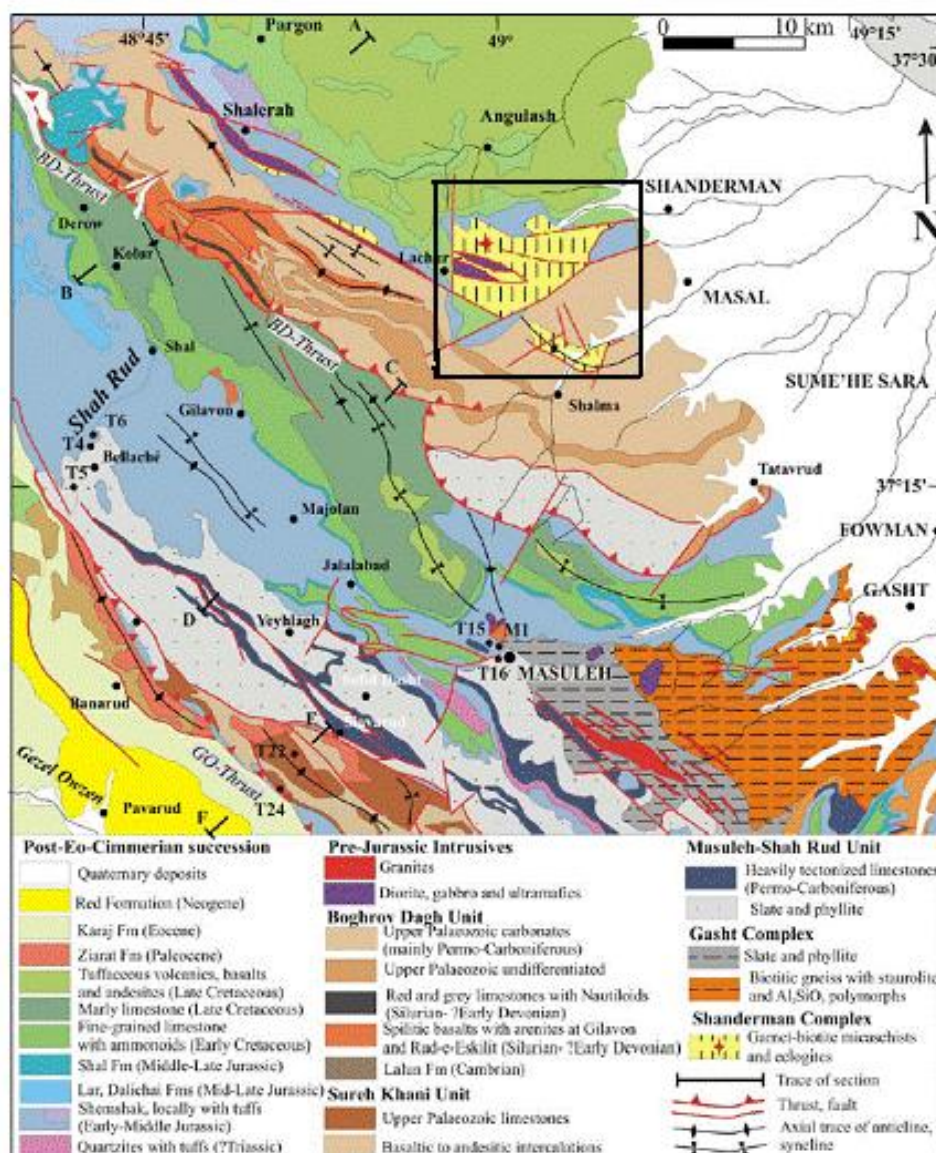
مجموعه‌ی دگرگونی شاندرمن در ۵۵ کیلومتری جنوب‌غربی بندرانزلی و بین طول‌های جغرافیایی  $48^{\circ} 17'$  و  $49^{\circ} 15'$  و عرض‌های جغرافیایی  $37^{\circ} 17'$  و  $37^{\circ} 27'$  قرار گرفته است. این منطقه از لحاظ زمین‌ساختی بخشی از پهنه البرز است، که موقعیتی میان بلوک ایران مرکزی در جنوب و حاشیه‌ی اوراسیا (توران و حوضه‌ی خزر جنوبی) در شمال دارد [۱] زمین‌ساخت، ماگماتیسیم و چینه‌شناسی البرز در طول سال‌های اخیر موضوع پژوهش‌های بسیاری بوده است [۲-۴]. این منطقه از نظر جغرافیایی از غرب به شرق به سه بخش کوه‌های تالش، البرز مرکزی و البرز شرقی تقسیم شده است. کوه‌های تالش از

\* نویسنده مسئول: ، تلفن: ۰۲۹۸۴۶۲۲۹۸۴ (۰۱۸۲)، نامبر: ۰۴۶۲۶۹۲۶ (۰۱۸۲)، پست الکترونیکی: f\_noori\_82@yahoo.com

شمالی شهر اسالم زیر رسوب‌های مزوزوئیک قرار دارد. موقعیت ساختاری این مجموعه مبهم و فاقد رخنمون مهمی است و به عنوان یک پنجره فرسایشی کوچک زیر واحدهای مزوزوئیک بین رود ماسال (دره‌ی ماسال) و اسالم رخنمون یافته است [۲]. رخنمون کم و جنگل‌های متراکم تعیین ارتباط بین سنگ‌های دگرگون و آذرین را مشکل می‌سازد. بیشتر سنگ‌های این مجموعه به شدت هوازده‌اند. پهنه‌های برشی با راستای WNW-ESE و NNW-SSE مجموعه را قطع کرده است و سنگ‌ها در گستره‌ی پهنه‌های برشی به شدت شکسته و هوازده شده‌اند. گسل‌های عادی و راستا لغز این سنگ‌ها را از

چندین فاز کوهزایی قرار گرفته است که از آن جمله می‌توان به حوادث زمین‌ساختی - دگرگونی دونین میانی - بالایی و کوهزایی سیمین پیشین که در ناحیه اثرگذار بوده اشاره کرد [۳].

کوه‌های تالش در شمال غربی ایران ناحیه‌ای کلیدی برای بررسی جایگاه و سیر تکاملی زون برخوردی سیمین پیشین است [۳]. سنگ‌های نفوذی و دگرگونی مجموعه‌ی شاندرمن در غرب شهرهای ماسال و شاندرمن در طول دره‌های عمیقی که دامنه‌های شرقی کوه‌های تالش را شکافته، رخنمون یافته است. رخنمون‌های مجزایی از این سنگ‌های دگرگونی در بخش



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بندرانزلی، موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی با مربع نشان داده شده است [۲].

براساس یافته‌های جدید، مجموعه‌ی شاندرمن در طول رخداد کوهزایی پیش از کوهزایی سیمیرین و احتمالاً وابسته به کوهزایی واریسکن (Variscan) پدید آمده است [۷،۳،۲]. عمرانی نیز در بررسی اکلوزیت‌های شاندرمن، فشار ۱۵-۲۰ کیلوبار و دمای ۶۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد را پیشنهاد کرد، وی بر این عقیده است که اکلوزیت‌های شاندرمن در اثر فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی پالئوتتیس در عمق کمتر از ۷۵ کیلومتر تشکیل شده است [۱].

در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از نتایج آنالیزهای شیمیایی سنگ‌های دگرگونی و تلفیق این داده‌ها و بررسی‌های سنگ‌شناختی، به ماهیت ژئوشیمیایی و پتروژنز سنگ‌های دگرگونی منطقه ماسال- شاندرمن پرداخته شود.

#### روش بررسی

سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی مورد نظر براساس پژوهش‌های صحرائی به دقت مورد بررسی قرار گرفتند. در پیمایش‌های صحرائی و تعیین مسیرهای مشخص از گستره‌ی مورد پژوهش، با توجه به تغییرات سنگ‌شناسی و ویژگی‌های فیزیکی، تعداد ۱۰۰ نمونه برداشت شده و سپس تعداد ۷۰ مقطع نازک از آنها برای بررسی‌های سنگ‌شناختی انتخاب شدند، و در نهایت پس از بررسی‌های سنگ‌شناختی، نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان- شده به منظور آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب (به روش ICP)، ۱۴ نمونه از واحدهای اصلی متابازیتی، متابلیت و متالترامافیک انتخاب شدند و در آزمایشگاه AcmeLabs کانادا آنالیز شیمیایی شدند که نتایج آن در جدول شماره ۱ و ۲ ارائه شده‌اند.

توالی‌های رسوبی پالئوزوئیک جدا می‌سازد. به طور کلی این مجموعه از میکاشیست‌ها، متابازیت‌ها با میزان کمتر از شیست‌های آهکی، کوارتزیت‌ها، فیلیت‌ها و اکلوزیت‌ها تشکیل شده است [۳،۲]. در مورد سنگ‌های دگرگون شاندرمن نظرهای متفاوتی وجود دارد. اولین گزارش‌های زمین‌شناسی در مورد سنگ‌های دگرگونی شاندرمن در بررسی زمین‌شناسی ناحیه‌ی ماسوله توسط دیویس منتشر شد [۵]. وی مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونه‌ی توأم با سنگ‌های افیولیتی را در ارتفاعات جنوب‌غربی خزر تحت عنوان مجموعه‌ی همبافت اسالم- شاندرمن نامگذاری کرد و به پی‌سنگ پرکامبرین تختگاه روسیه نسبت داد. این مجموعه از سنگ‌های گنیسی و شیستی دانه‌ای، و به رنگ سبز- خاکستری تشکیل شده‌اند که در بیشتر نقاط به سنگ‌های الترابازیک سرپانتینیزه شده وابسته‌اند. دیویس بخشی از این دگرگونه‌ها را به پرکامبرین و بخش دیگر را به عنوان سنگ‌های ژوراسیک غیردگرگون سازند شمشک نسبت داده است. افتخارنژاد [۶]، برونزد افیولیتی واقع در ارتفاعات جنوب‌غربی خزر را بقایایی از پالئوتتیس پیشنهاد کرد که در اثر رخدادهای هرسینین پدیدار شده‌اند. قربانی [۹] این سنگ‌های دگرگون را با توجه به شواهد منطقه‌ای و فلزایی، به پالئوزوئیک بالایی نسبت داد. زانکتا [۲] نیز در بررسی‌های خود به بررسی اکلوزیت‌های شاندرمن پرداخته و عقیده دارد که این مجموعه، از سنگ‌های دگرگونی که بیشتر شامل گارنت- استارولیت میکاشیست‌ها، اکلوزیت و گروه بزرگی از متابازیت‌ها هستند تشکیل یافته است. سال‌سنجی جدیدی که با استفاده از روش Ar/Ar روی میکاهای سفید پاراگونییتی انجام گرفت [۲]، نشانگر مجموعه‌های با فشار بالا و سن کربونیفر پسین است.

جدول ۱ ترکیب شیمیایی متابازیت‌ها و متالترامافیک‌های منطقه‌ی ماسال- شاندرمن، N18، N18.1 = متاگابرو، N43 = سرپانتینیت، N52 = متالترامافیک، N47.2 = گارنت- ترمولیت شیست، N47 = ترمولیت- اکتینولیت شیست، N45.6، N46 = اکلوزیت.

Name	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Th	Zr
N18	۴۴،۵۶	۰،۰۸	۰،۰۹	۱۰،۷۳	۱۴،۱۹	۱۰،۳۱	۱۱،۹۸	۰،۰۳۱	۰،۰۳	۰،۰۳	۱۲،۱
N18.1	۴۶،۲۵	۰،۰۸	۲،۴۷	۹،۲۸	۱۱،۱۳	۱۰،۶۰	۱۴،۵۱	۰،۰۳۶	۰،۰۳	۰،۰۲	۹،۴
N43	۴۱،۰۱	-	۰،۰۰۳	۰،۰۷۴	۳۹،۵۳	۷،۱۴	۱،۰۲	۰،۰۱	۰،۰۰۵	۰،۰۱	۰،۰۶
N52	۳۷،۲۷	۰،۰۴	۰،۰۶۹	۴،۸۳	۳۲،۹۴	۱۰،۰۸	۵،۲۱	۰،۰۹	۰،۰۱	<۰،۰۱	۵،۲
N47.2	۴۸،۸۹	۰،۲۴	۳،۰۳	۷،۸۳	۱۰،۵۸	۸،۸۱	۱۲،۹۰	۰،۲۳	۰،۰۱	۰،۰۲	۲،۲
N47	۴۷،۷۶	۰،۰۴	۰،۰۳۰	۱۰،۳۴	۲۱،۲۴	۷،۰۹	۳،۹۷	۰،۲۳	۰،۰۱	<۰،۰۱	۱
N45.6	۵۲،۳۱	۰،۰۷۳	۱،۷۰	۱۰،۲۵	۱۱،۱۱	۸،۸۸	۱۰،۹۰	۰،۳۳	۰،۰۱	۰،۰۲	۱،۸
N46	۵۱،۱۴	۰،۲۷	۳،۹۴	۹،۳۰	۷،۶۳	۹،۰۴	۱۵،۲۴	۰،۸۲	۰،۰۶	۰،۰۲	۲،۳

جدول ۲ ترکیب شیمیایی متاپلیت‌های منطقه‌ی ماسال - شاندرمن، N51 = شیبست آهکی، N48 = اسلیت، N30 = آندالوزیت شیبست، N17 = میکاشیبست.

Name	Cr	La	Ni	Pb	Sr	K	V	Th	Zr
N17	۱۳۰	۶۱	۴۲٫۲	۱۷٫۱۲	۲۵	۱٫۰۳	۲۰۰	۲٫۸	۱۲٫۷
N30	۱۱۲	۲۳٫۵	۳۴٫۱	۲۱٫۴۲	۴۵	۲٫۲۵	۷۲	۱۰٫۸	۲۴٫۵
N48	۹۴	۲۸٫۵	۴۶٫۹	۱۳٫۵۸	۸۸	۰٫۸۳	۱۴۵	۱۱٫۳	۹۵٫۳
N51	۱۳۰	۶۱	۱۱٫۷	۰٫۲۸	۷	۰٫۵۱	۴۲	۱۳٫۴	۲۱۶٫۴

### زمین‌شناسی عمومی

سنگ‌های ناحیه‌ی مورد بررسی از کربونifer زیرین تا کرتاسه بالایی را شامل می‌شود. قدیمی‌ترین برونزد در گستره‌ی مورد بررسی سازند مبارک است که شامل شیل‌ها و آهک‌هایی است که با همبندی گسله روی سازندهای جوان‌تر یا قدیمی‌تر قرار گرفته است [۸، ۵]. این سازند بیشترین گسترش را در جنوب‌غربی منطقه داشته و از لایه‌های نازک تا متوسط سنگ آهک بیومیگرایت خاکستری و شیل‌های سیاه رنگ با قطعات لیتوکلاست و اینترکلاست فراوان تشکیل شده است. رخنمون آهک‌های کربونifer زیرین در منطقه به صورت خشن و کارستی است. این آهک‌ها در بخش جنوب شرقی شاندرمن رود، که از جنگل پوشیده شده، دیده می‌شوند [۸]. رخنمون‌هایی از واحدهای پرمین (سازند دورود، روت، نسن) با همبندی گسله روی سنگ‌های دگرگونی شاندرمن قرار گرفته است. سازند دورود در این ناحیه از کنگلومرا، ماسه سنگ قهوه‌ای و سیلتستون‌های ضخیم لایه که در بخش‌هایی طبقاتی از سنگ آهک دولومیتی در آن مشاهده می‌شود، تشکیل شده است. سازند روت نیز از سنگ آهک بدبو و متبلور به رنگ زرد در سطح هوازده و خاکستری در سطح تازه دیده می‌شود که دارای رگه‌های کلسیتی فراوان است. این آهک‌ها در بخش‌های پایینی نازک و در بخش‌های بالایی ضخیم‌تر می‌شوند و به تدریج روی بخش بالایی سازند دورود قرار می‌گیرند [۹، ۱۰]. رخنمون دیگری از سنگ‌های آهکی در بخش غربی جاده‌ی شالما دیده می‌شود که شامل تناوبی از شیل‌های ماری سیاه و سنگ آهک گرهک‌دار تیره در پایین و سنگ آهک ضخیم لایه حاوی چرت در بالاست، این بخش از نهشته‌های پرمین را هم ارز سازند نسن در نظر می‌گیرند. جدایش این سازندها به طور کامل امکان پذیر نیست. این واحدها محدود به بخش

جنوبی منطقه‌اند و اندکی دگرگون شده‌اند. رخنمون‌هایی از سازند شمشک نیز به طور دگرشیب روی مجموعه‌ی دگرگونی شاندرمن جای گرفته‌اند. این سازند با داشتن کنگلومرا در قاعده خود مشخص می‌شود، و حاوی قطعاتی از سرپانتینیت‌ها، اکلوژیت‌ها و دیگر سنگ‌های دگرگونی مجموعه‌ی شاندرمن است، که در انتهای کوهزایی سیمین پیشین در سطح رخنمون یافته‌اند [۲، ۵، ۱۱]. مهم‌ترین برش بخش پایینی کرتاسه در مجاورت آندالوزیت‌شیست‌های مجموعه سنگی رخنمون دارد، این واحد از آهک‌های سفید تشکیل شده و تا حدودی دگرگون شده است. سازند یاد شده در بعضی بخش‌ها رخساره‌ی محلی ماسه‌ای نشان می‌دهد که به طور محلی گلوکونیتی شده و درون طبقات آهکی سفیدرنگ دیده می‌شود. رخساره‌ی ساحلی - دلتایی کرتاسه بالایی شامل سنگ‌های آواری، توف و گدازه‌های آندریتی تا بازی است که در بخش‌هایی فرسایش پوست پیازی نشان می‌دهند. این واحدها محدود به بخش شمالی منطقه‌اند [۱۱] (شکل ۱).

### سنگ‌شناسی

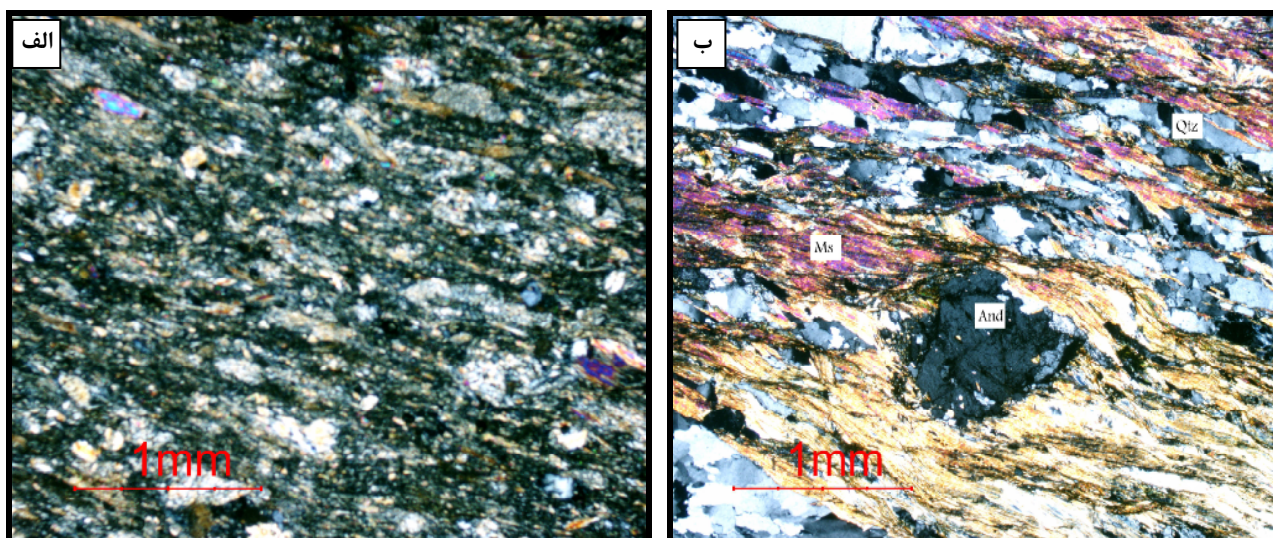
مهم‌ترین سنگ‌های دگرگونی منطقه ماسال - شاندرمن شامل مجموعه‌ای از متاپلیت‌ها، متابازیت‌ها و متا‌ترامافیک‌هاست.

### توالی پلیتی

#### اسلیت

این سنگ‌ها بافت ورقه‌ای دارند و کانی‌های کلریت، فنزیت و کانی‌های تیره در آنها دیده می‌شوند. اسلیت‌ها در مقاطع مورد بررسی از دو بخش تشکیل شده‌اند: ۱- لایه‌های نازک فیلوسیلیکاتی دارای فنزیت و کلریت و بلورهای عدسی شکل میکا که ساختار میکا ماهی را پدید آورده‌اند. ۲- بخش‌های به شکل زیگموتید که با کانی‌های درشت‌تر از زمینه پر شده‌اند (شکل ۲ الف).





شکل ۲ الف) نمونه‌ای از اسلیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی، ب) تناوب لایه‌های غنی از مسکویت، کلریت و کوارتز همراه با کانی آندالوزیت در مرکز عکس.

### آندالوزیت‌شیت

بافت بیشتر آندالوزیت‌شیت‌ها، پورفیرولپیدوبلاستیک است (شکل ۲ ب). بلورهای آندالوزیت و گاهی کوارتز پورفیروبلاست-ها را تشکیل می‌دهند. روند میلونیتی شدن نیز در این سنگ‌ها وجود دارد. کوارتز، آندالوزیت، بیوتیت، مسکویت و کلریت کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی سنگ هستند، گرافیت و اکسیدهای فلزی نیز در برخی سنگ‌ها دیده می‌شوند. بلورهای آندالوزیت به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند. در برخی از بلورهای آندالوزیت فرآیند کلریتی شدن و سریسیتی شدن مشهود است. مسکویت، کلریت و بیوتیت شیت‌توزیته سنگ را تشکیل می‌دهند به‌علاوه، کلریت‌ها و مسکویت‌هایی نیز وجود دارند که قطع‌کننده شیت‌توزیته هستند. بلورهای کوارتز نیز بیشتر به صورت کشیده در لابه‌لای فیلوسیلیکات‌ها قرار گرفته و تشکیل‌دهنده‌ی بخش ریزبلور سنگ هستند. برگوارگی  $S_1$  و  $S_2$  در آندالوزیت‌شیت‌ها نیز دیده می‌شوند.

### میکاشیت

بافت میکاشیت‌های منطقه گرانولیدوبلاستیک است. کوارتز، کلریت، مسکویت و بیوتیت کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی سنگ هستند. کوارتز با خاموشی موجی در سنگ دیده می‌شود و تشکیل‌دهنده‌ی بخش ریزبلوری سنگ است. این بلورها حاشیه‌ی بریده‌ای دارند و کشیدگی نیز در آنها به چشم می‌خورد. برگوارگی  $S_1$  و  $S_2$  در این سنگ‌ها گسترش یافته است.

### توالی مافیک

#### متاگابرو

بررسی‌های میکروسکوپی نشانگر بافت ریزدانه‌ای، دسته‌جاریبی است. آمفیبول، اپیدوت، سرپانتین و پلاژیوکلاز کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها هستند (شکل ۳ الف). پیروکسن نیز به مقدار کم در زمینه‌ی سنگ دیده می‌شود. کانی ترمولیت محصول تجزیه پیروکسن‌هاست. اپیدوت نیز به صورت پراکنده در میان کانی‌های دیگر دیده می‌شوند. پلاژیوکلازهای زمینه، ریز دانه بوده و در حال تبدیل به اپیدوت هستند. سرپانتین نیز در لابه‌لای کانی‌ها گسترش دارد.

#### متالترامافیک

بررسی‌های میکروسکوپی بافت دانه‌ای و کرونا را برای متالترامافیک‌ها نشان می‌دهد. بافت پویکیلوبلاستیک و مشبک نیز در برخی مقاطع به چشم می‌خورد. الیوین، پیروکسن، آمفیبول و سرپانتین کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی سنگ هستند (شکل ۳ ب). الیوین و پیروکسن پورفیروبلاست‌های سنگ را تشکیل می‌دهند، الیوین به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و بیشتر این بلورها پویکیلوبلاستیک‌اند. کانی آمفیبول تشکیل‌دهنده‌ی ادخال‌ها بوده و بیشتر کانی‌های اولیه سرپانتینی شده‌اند. کانی پیروکسن به صورت بی‌شکل تا نیمه-شکل‌دار وجود دارد. این کانی‌ها نسبت به الیوین‌ها سالم‌تر به نظر می‌رسند ولی در راستای شکستگی‌های آنها سرپانتینی-



دهنده‌ی سنگ هستند. پلاژیوکلاز نیز در برخی مقاطع وجود دارد. گارنت و ترمولیت پورفیروبلاست‌های اصلی سنگ را تشکیل می‌دهند. برگوارگی  $S_1$  کاملاً گسترش یافته است.

#### ترمولیت-اکتینولیت‌شیست

ترمولیت-اکتینولیت‌شیست‌های شاندرمن بافت ناماتوبلاستیک و متقاطع نشان می‌دهند. ترمولیت-اکتینولیت، پلاژیوکلاز و کلریت کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی سنگ‌اند. ترمولیت-اکتینولیت سازنده‌ی اصلی شیستوزیته سنگ بوده که تعدادی از آنها نیز ترمولیت-اکتینولیت‌های جهت‌یافته را قطع می‌کنند (شکل ۳ پ). کانی کلریت به صورت پراکنده در میان ترمولیت-ها حضور دارد. در این سنگ‌ها، برگوارگی  $S_1$  و  $S_2$  نیز دیده می‌شود.

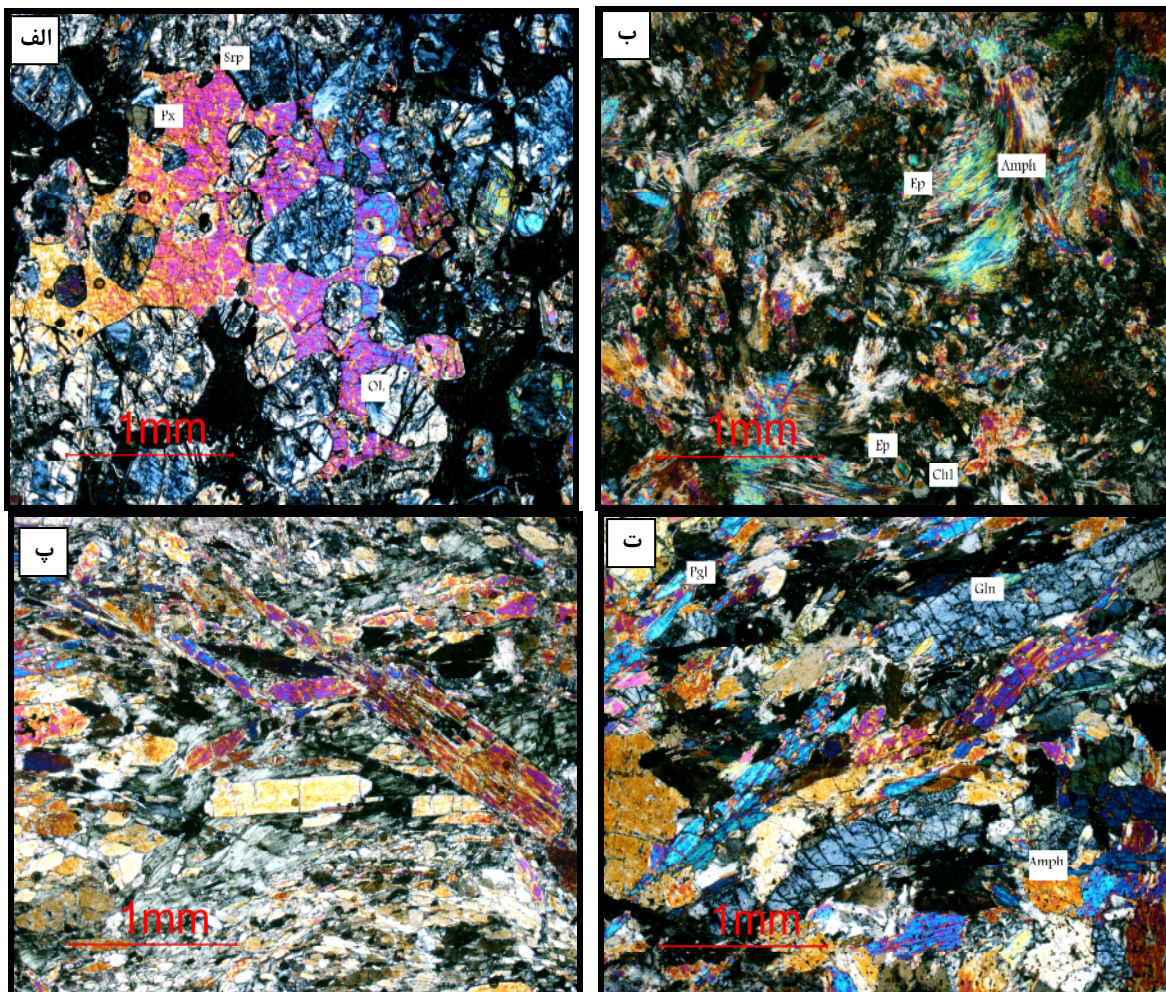
شدن مشهود است. تعیین دقیق نام این سنگ‌ها به سبب دگرگونی و سرپانتینی شدن امکان‌پذیر نیست.

#### سرپانتینیت

بافت سرپانتینیت بیشتر به صورت مشبک است. کلریت و سرپانتین (حاصل از تبدیل کانی‌های الیون و پیروکسن) کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی سنگ هستند. در این سنگ‌ها هنوز بقایایی از الیون و پیروکسن به چشم می‌خورند.

#### گارنت-ترمولیت‌شیست

در بررسی‌های میکروسکوپی، بافت گارنت-ترمولیت‌شیست‌های این مجموعه دگرگونی، پورفیروپیدوبلاستیک، پورفیروماتوبلاستیک تشخیص داده شده‌اند. بافت پویکیلوبلاستیک نیز به عنوان بافت فرعی در این سنگ‌ها دیده می‌شود. ترمولیت، گارنت، کلریت و مسکویت کانی‌های تشکیل-



شکل ۳ الف) کانی‌های ترمولیت و اپیدوت در یک متاگابرو. ب) بلورهای سرپانتینیزه شده الیون و پیروکسن در یک متاالترامافیک، پ) ترمولیت-های نسل دوم که قطع‌کننده‌ی ترمولیت‌های نسل دوم هستند، ت) کانی‌های گارنت، گلوکوفان، پیروکسن و پاراگونیت موجود در اکلوزیت‌های منطقه.

**اکلوژیت**

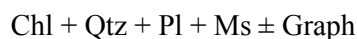
در این گروه از سنگ‌ها گارنت از دو بخش مجزا تشکیل شده است (گارنت I و گارنت II). بخش درونی بلورهای گارنت سرشار از ادخال است (آمفیبول، اپیدوت، روتیل، فنزیت، کوارتز و اسفن). بخش خارجی گارنت (گارنت II) بدون ادخال است. گارنت‌ها دارای شکستگی‌های شعاعی و موازی هستند شکستگی‌های شعاعی در اطراف ادخال‌های کوارتز وجود دارد. شکل گارنت‌ها از شکل‌دار تا بی‌شکل متغیر است. در نمونه‌های غنی از فازهای آبدار، حاشیه‌ای از آمفیبول به دور گارنت دیده می‌شود. امفاسیت به صورت بخشی به آمفیبول و آلبیت تبدیل شده است این کانی دارای ادخال‌های کوارتز، گلوکوفان و روتیل است. همه‌ی نمونه‌ها فازهای آبدارند، آمفیبول فاز آبدار غالب موجود در این سنگ‌هاست. آمفیبول مرحله‌ی پیشرونده در گارنت حفظ شده است و نسبت به آمفیبول‌های زمینه آبی‌اند. آمفیبول‌های فیبری زمینه از نوع ترمولیت- اکتینولیت است (شکل ۳ ت). قطعه‌های میکای سفید نیز در زمینه دیده می‌شوند [۱].

**زون‌های دگرگونی**

با بررسی مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ی مورد بررسی وجود سه زون دگرگونی (زون کلریت، زون بیوتیت و زون آندالوزیت) در توالی پلیتی و زون‌های کلریت، بیوتیت و زون گارنت در توالی بازیگ به اثبات رسید، با توجه به وجود پوشش گیاهی انبوه، جنگلی و نبود رخنمون کافی از بخش‌های مختلف واحدهای مورد بررسی، تعیین نقشه‌ی زون‌بندی سنگ‌های دگرگونی شاندرمن امکان‌پذیر نیست.

**- زون‌های دگرگونی در توالی سنگ‌های پلیتی**

**زون کلریت**، این زون در بخش‌های جنوبی مجموعه‌ی دگرگونی در سنگ‌هایی چون اسلیت حضور دارد. به نظر می‌رسد این زون دارای پاراژنز مقابل در متاپلیت‌های شاندرمن است.

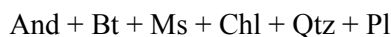


**زون بیوتیت**، این زون در بخش‌های شمالی و جنوبی مجموعه دگرگونی قابل شناسایی است و به صورت شاخصی در میکاشیست‌های منطقه حضور دارد. این زون دارای پاراژنز

مقابل در متاپلیت‌های شاندرمن است.



**زون آندالوزیت**، این زون با شکل‌گیری آندالوزیت در گستره‌ی مرکزی مجموعه‌ی دگرگونی مشخص می‌شود. پاراژنز موجود برای شکل‌گیری آندالوزیت در آندالوزیت‌شیست‌های این مجموعه شامل پاراژنز مقابل است:

**زون‌های دگرگونی در دنباله‌ی سنگ‌های بازی**

**زون‌های کلریت و بیوتیت**، زون کلریت و بیوتیت در سنگ‌های بازیکی چون متاگابروها، ترمولیت- اکتینولیت‌شیست‌ها به چشم می‌خورد. این زون در متاگابروهای منطقه با پاراژنز کلریت + اپیدوت + آلبیت + ترمولیت - اکتینولیت + کوارتز و در ترمولیت - اکتینولیت‌شیست‌ها با پاراژنز ترمولیت - اکتینولیت + کلریت + آلبیت + اپیدوت + کوارتز و علاوه بر آن، کلسیت و بیوتیت مشخص می‌شود [۱۲].

**زون گارنت**، سنگ‌های دگرگونی این زون در منطقه‌ی ماسال- شاندرمن دارای پاراژنز گارنت + کلریت + ترمولیت- اکتینولیت + اپیدوت + کوارتزند.

**رخساره‌های دگرگونی منطقه‌ی بررسی شده****رخساره شیست‌سبز**

از سمت شمال به سمت جنوب مجموعه‌ی دگرگونی، درجات پایین دگرگونی با تبلور کلریت در سنگ مشخص می‌شود که در گستره‌ی رخساره شیست‌سبز قرار می‌گیرد. در دماهای پایین رخساره شیست‌سبز، کلریت، مسکویت، اکتینولیت و آلبیت حضور دارند و در دماهای بالا به ترتیب بیوتیت و گارنت نیز ظاهر می‌شوند [۱۲]. با توجه به ویژگی‌های یاد شده، بخش بیشتری از سنگ‌های زون کلریت در شروع رخساره‌ی شیست- سبز و سنگ‌های زون بیوتیت، آندالوزیت و زون گارنت، به ترتیب با افزایش درجه‌ی دگرگونی در درجه‌های بالاتر تشکیل شده‌اند.

**رخساره‌های دگرگونی در اکلوژیت‌های منطقه‌ی شاندرمن**

بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی و آنالیز ریزکاوونده که توسط عمرانی [۱] روی اکلوژیت‌های شاندرمن صورت گرفت، در اکلوژیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی، رخساره‌های پیشرونده

شیست‌آبی، اکلوزیت و رخساره‌های پسروده آمفیبولیت و شیست‌سبز وجود دارند.

#### ژئوشیمی

با توجه به دگرسانی نسبتاً گسترده‌ی سنگ‌های دگرگونی منطقه، در این بخش سعی شد تا بررسی‌های ژئوشیمیایی روی نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان شده (متاپلیت‌ها، متابازیت‌ها و متالترامافیک‌ها) متمرکز شود و در عین حال در تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی بیشتر روی ویژگی‌های عناصری تکیه شود که نسبتاً کم تحرک باقی می‌مانند. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مختلف در جدول شماره (۱) ارائه شده‌اند.

#### سنگ‌های متابازیک و متالترامافیک

درصد  $\text{SiO}_2$  این سنگ‌ها بین ۳۷-۵۲ درصد متغیر است و در نمودار  $(R_1-R_2)$  (De La Roch et al., 1980) در گستره گابرو، گابرونوریت و الترامافیک قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف). درصد  $\text{Al}_2\text{O}_3$  نمونه‌ها نسبتاً متنوع بوده و بین ۱-۱۵ درصد متغیر است. مقدار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  بالا در اکلوزیت‌ها (۱۵ درصد) نشان‌دهنده‌ی تبلور کانی‌های مافیک از گدازه‌ی اولیه سازنده‌ی آن‌ها در فشارهای نسبتاً بالاست [۱۳]. دامنه‌ی تغییرات  $\text{K}_2\text{O}$  در این سنگ‌ها ۳-۸٪ درصد وزنی است. تنوع و پراکندگی نمونه‌ها از نظر مقدار  $\text{K}_2\text{O}$  می‌تواند ناشی از تحرک‌پذیری عنصر پتاسیم حین فرآیند دگرسانی سنگ‌های منطقه باشد. به منظور تعیین محیط زمین‌ساختی این سنگ‌های دگرگونی، از نمودارهایی استفاده شده که عناصر کمیاب کم‌تحرکی چون  $\text{Hf}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Y}$  سازنده‌ی آن هستند. این عناصر نسبتاً نامتحرک بوده و طی فرآیندهایی چون هوازدگی، دگرسانی و دگرگونی حساسیت نشان نداده و وارد فاز شاره نمی‌شوند. چنانکه مشاهده می‌شود، متابازیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره جزایر کمانی قرار می‌گیرند (شکل ۴ ب و ۵ الف). از نسبت عناصر کمیاب  $\text{Zr/Y}$  نیز برای تشخیص محیط زمین‌ساختی می‌توان استفاده کرد [۱۴]. چنانچه نسبت  $\text{Zr/Y} < 3$  باشد، جایگاه زمین‌ساختی، کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی و اگر  $\text{Zr/Y} > 3$  باشد کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای است. سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی مورد بررسی دارای نسبت  $\text{Zr/Y} < 3$  هستند و در گروه کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی قرار می‌گیرند. در (شکل ۵ ب) ترکیب شیمیایی سنگ‌های دگرگونی منطقه

نسبت به گوشته‌ی اولیه بهنجار شده است. چنانکه در این شکل مشاهده می‌شود، فراوانی عناصر کمیاب  $\text{Sm}$ ,  $\text{Eu}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Yb}$ ,  $\text{Lu}$  در نمونه‌ها تقریباً مشابه با فراوانی این عناصر در گوشته اولیه است و نیز عناصر کمیاب دارای پتانسیل یونی پایین (LILE) پراکندگی بیشتری نسبت به عناصر پتانسیل یونی بالای (HFSE) دارند. این پراکندگی به علت تحرک نسبتاً زیاد عناصر LILE در طول دگرسانی است [۱۵]. روند تغییرات عناصر کمیاب در سنگ‌های مختلف کم و بیش موازی است که این دلیل بر هم‌خاستگاه بودن آنهاست [۱۶]. بی‌هنجاری منفی عناصر  $\text{P}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{K}$  منجر به پیدایش الگوی ضربدری در روند تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌ها شده است. این امر از ویژگی‌های روشن ماگماتیسیم کمانی است. این ناهنجاری منفی می‌تواند ناشی از آغشتگی و اختلاط ماگما با مواد پوسته‌ای و یا ناشی از باقی ماندن این عناصر در فازهای دیرگداز موجود در تفاله‌ی دیرگداز لیتوسفر اقیانوسی فرورونده و عدم انحلال و مشارکت آن‌ها در گدازه‌ی حاصل از این مناطق باشد اما از آنجا که این عناصر متحرک‌اند، بنابراین نقش دگرسانی انکارناپذیر است و بسته به شرایط سیالات گرمایی و یا نوع دگرسانی، این عناصر به سنگ اضافه شده و یا از سنگ شسته شده‌اند که می‌تواند نشان‌دهنده‌ی شکل‌گیری سنگ‌ها در منطقه‌ی فرورانش باشد [۱۷] زیرا در مناطق فرورانش، شاره‌های آزاد شده از لیتوسفر فرورونده که از  $\text{P}$ ,  $\text{Ti}$  فقیرند، در گوه‌ی گوشته‌ای افزایش می‌یابد [۱۵]. ناهنجاری مثبت  $\text{Pb}$  به دگرنه‌ادی گوه گوشته‌ای به وسیله شاره‌های ناشی از پوسته‌ی اقیانوسی فرورو و یا آرایش ماگما با پوسته‌ی قاره‌ای اشاره دارد (شکل ۵ ب) [۱۸، ۱۹].

#### سنگ‌های متاپلیتی

با توجه به دگرسانی نسبتاً گسترده‌ی سنگ‌های متاپلیتی منطقه، در این بخش سعی شد تا تمرکز بر بررسی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان شده باشد جدول شماره (۲). در این پژوهش از عناصری چون  $\text{La}$ ,  $\text{Ce}$ ,  $\text{Nd}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Hf}$ ,  $\text{Ti}$  به دلیل ثبات نسبی و تحرک اندک در فرآیندهای زمین‌شناختی، در تعیین محیط و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های پلیتی مجموعه شاندرمن بهره گرفته شده است. الگوی عناصر کمیاب در مجموعه-

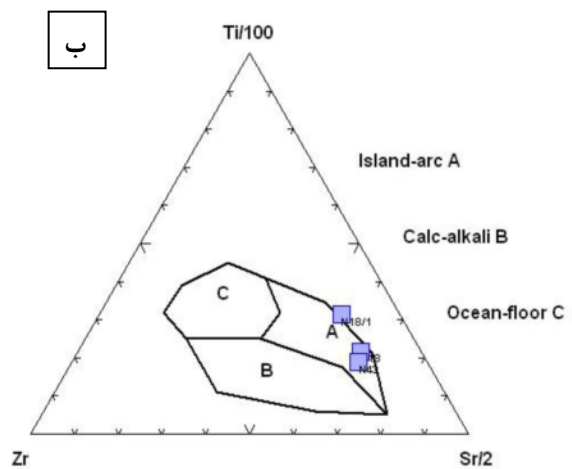
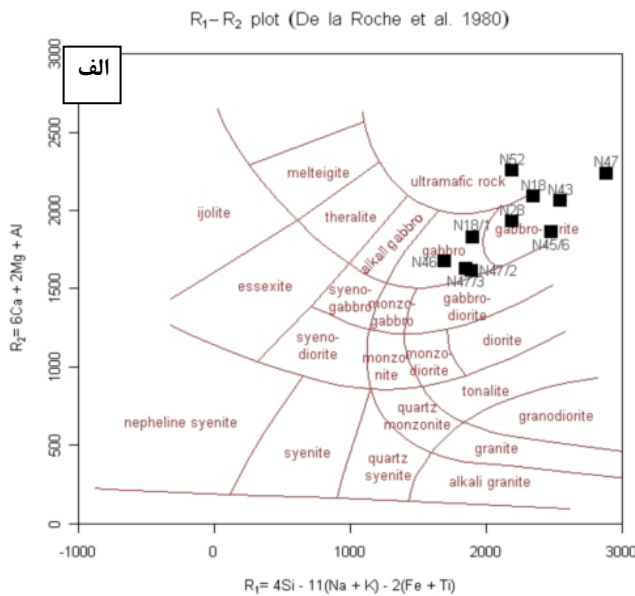


در این سنگ‌ها مشابه با روند افزایش این عناصر در سنگ‌های غنی از سیلیس است [۲۰]. نسبت  $Th/U$  شیست‌های آهکی منطقه نیز به سمت میکاشیست‌ها کاهش نشان می‌دهد (شکل ۶ الف). بنابراین سنگ مادر شیست‌های آهکی منطقه‌ی مورد بررسی، مارن بوده است و به دلیل جذب سطحی قابل توجه توریم در مقایسه با اورانیم، افزایش آن در شیست‌های آهکی قابل توجه است [۲۱].

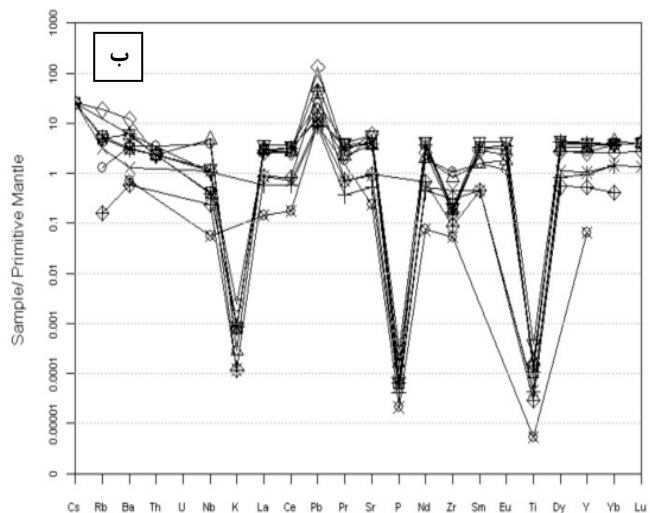
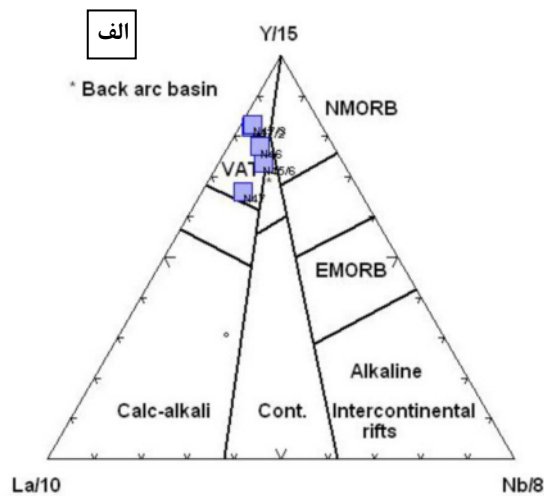
ای از سنگ‌های پلیتی شامل میکاشیست، آندالوزیت-شیست، اسلیت و شیست آهکی مورد بررسی قرار گرفته است. درصد  $SiO_2$  این سنگ‌ها از ۵۹-۸۴ درصد متغیر است و درصد  $Al_2O_3$  آنها نیز ۳-۱۶ درصد است.

**توریم و اورانیم**

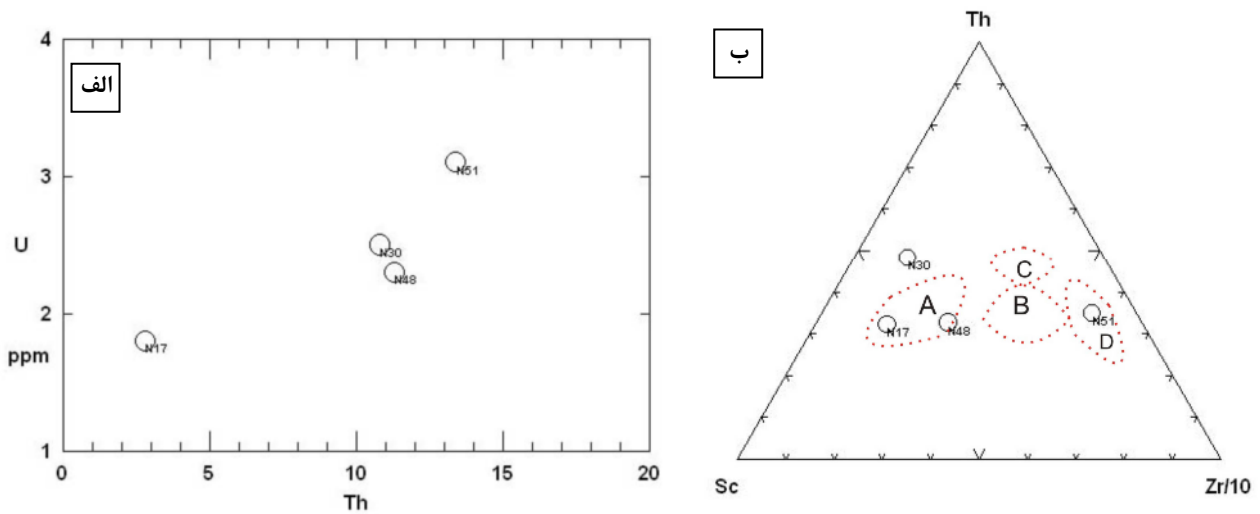
میزان  $U$  و  $Th$  در این سنگ‌ها به ترتیب از میکاشیست‌ها به سمت شیست‌های آهکی افزایش می‌یابد. روند افزایش  $U$  و  $Th$



شکل ۴ الف) موقعیت متابازیت‌های بررسی شده در نمودار دلاروش (De la Roche et al., 1980). ب) متابازیت‌های منطقه مورد بررسی در نمودار پیرس و کان (Pearce & Cann, 1973).



شکل ۵ الف) موقعیت زمین‌ساختی متابازیت‌های منطقه در نمودار کابانیس لکول (Cabanis Lecolle, 1989). ب) نمودار عنکبوتی متابازیت‌های آنالیز شده در نمودار سان و مک‌داف (Sun and Macdough, 1989).



شکل ۶ الف) سنگ‌های متاپلیتی منطقه‌ی ماسال - شاندرمن در نمودار Th-U [۲۱]. ب) جایگاه زمین‌ساختی متاپلیت‌های منطقه در مثلث Th-Sc-Zr/10 [۲۰].

های منطقه، پروتولیت گابرو- گابرونوریت داشته و عناصر P, Ti در نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه دارای نابهنجاری منفی هستند در حالی که Pb نابهنجاری مثبت نشان می‌دهد. این شواهد شاخص سنگ‌های ماگمایی نواحی فرورانش است. الگوی عناصر کمیاب Th, Hf, La, U در متاپلیت‌های منطقه از میکاشیست‌ها به سمت شیست‌های آهکی افزایش نشان داده و این نسبت در سنگ‌های منطقه نشانگر تغییر در خاستگاه مادر این سنگ‌ها از رسوبی به سمت سنگ‌های آتشفشانی است [۲۲، ۲۳]. بر این اساس، داده‌های ژئوشیمیایی، به نواحی فرورانش وابستگی دارند و نیز همراهی آن با شاخص‌های ژئوشیمی آتشفشانی، با در نظر گرفتن منابع علمی معتبر درباره‌ی تاریخچه زمین‌ساخت این ناحیه و تکامل آن، این جمع‌بندی را به دست می‌دهد که فعالیت ماگمایی محدود به کوه‌های دریایی (Sea mounts) در حاشیه‌ی غیرفعال بوده (نه کمان ماگمایی در حاشیه فعال) که این مجموعه به سمت شمال به زیر ورقه‌ی توران فرورانش کرده و سنگ‌های دگرگونی مورد بررسی در ناحیه‌ی زمین‌درز شکل گرفته‌اند و حاشیه‌ی فعال این مجموعه در سمت ورقه‌ی توران قرار داشته است.

#### Th-Sc-Zr

نسبت Th/Sc از شیست‌های آهکی به میکاشیست‌های منطقه کاهش نشان می‌دهد. همچنین نسبت Zr/Th نیز از شیست‌های آهکی به سمت میکاشیست‌ها کاهش می‌یابد. از این نسبت‌ها می‌توان برای تعیین محیط زمین‌ساختی این رسوب‌ها استفاده کرد. نسبت Th/Co نیز از شیست‌های آهکی به سمت میکاشیست‌ها کاهش نشان می‌دهد. شیست‌های آهکی که دارای نسبت بالای Zr/Th هستند، نزدیک قطب Zr قرار می‌گیرند که این امر نشان دهنده‌ی جایگاه حاشیه‌ی غیرفعال (Passive margin) برای نهشت سنگ مادر این مجموعه است [۲۵، ۲۶]. همچنین میکاشیست‌ها، آندالوزیت‌شیست‌ها و اسلیت‌های منطقه ماسال - شاندرمن در نزدیکی Sc قرار می‌گیرند که نشانگر جایگاه جزایر کمانی اقیانوسی برای تشکیل آنهاست (شکل ۶ ب) [۲۰، ۲۱].

#### جایگاه زمین‌ساختی

سنگ‌های دگرگون مجموعه‌ی ماسال - شاندرمن دربرگیرنده‌ی مجموعه‌ای از سنگ‌های متابازیت و متاپلیتی است که سن آنها پالئوزوئیک بالایی - تریاس زیرین است. براساس داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب مشخص شد که متابازیت -

## مراجع

- [۱] آقائباتی سیدعلی، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۳)، ۵۸۶ صفحه.
- [۱۲] یاردلی بروس، "مبانی پترولوژی دگرگونی"، ترجمه علی کنعانیان، حبیب‌الله قاسمی و عباس آسیابانها، انتشارات ماجد، (۱۳۷۲)، ۴۱۱ صفحه.
- [13] Gust D. A., Perfit MR., "Prise relation of a high-Mg basalt from the Aleutian island arc basalts and high-Al basalts", *Contrib Mineral petrol.* 97 (1987) 7-18.
- [14] Pearce J.A., Norry M.J., "Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks", *Con. Min. Petrol* (1979) 33-51.
- [15] Pearce J.A., Parkinson I.J., "Trace element models for mantel melting: application to volcanic arc petrogenesis. In Prichard, H. M., Alasbaster, T., Harris, N. B. W., Neary, C. R. (Eds.), *Mamatic processes in Plate Tectonics*, vol. 76. Geological Society of London Special Publication (1993) 373-403.
- [16] Morrata D., Aguirre L., "Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (2920-30 S), Chile: geochemistry and petrogenesis", *J. South Amer. Earth Sci.* 16 (2003) 459-476.
- [17] You C.F., Castillo P.R., Gieskes J.M., Chan L.H., Spivack A.J., "Trace element behavior in hydrothermal experiments: implications for fluid processes at shallow depths in subduction zone", *Earth and Planetary Science Letters* (1996) 140, 41-52.
- [18] Kamber B. S., Ewart A., Bruce M. C., Donald G. D., "Fluid- mobile trace element constraints on the role of slab melting and implication of Archean crustal growth model", *Contrib Mineral Petrol.* 144 (2002) 38-56.
- [19] Muller D., Groves D.I., "Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization", *Lecture Notes in Earth Sciences* ( 1997) No.56.
- [20] Bhatia MR., "Rare earth element geochemistry of Ausralian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control", *Sed Geol* (1985) 45, 97-113.
- [21] Bhatia MR, Taylor SR, "Trace element geochemistry and sedimentary provinces: a study
- [۱] عمرانی ه، "بررسی پترولوژیکی اکلوزیت‌های شاندرمن (شمال ایران)", پایان‌نامه دکتری دانشگاه تبریز (۱۳۸۹).
- [2] Zanchetta S., Zanchi A., Villa I., Poli S., Muttoni G., "The Shanderman eclogites: a Late Carboniferous high-pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran)", Geological Society, London, Special Publications, 312 (2009) 57-78.
- [3] Zanchi A., Berra F., Mattei M., Ghassemi R. M., Sabouri J., "Inversion tectonics in central Alborz, Iran", *Journal of Structural Geology*, 28 (2006) 2023-2037.
- [4] Seyed-Emami K., Fürsich F.T, Wilmsen M., Cecca F., Majidifard M. R., Schairer G., Shekarifard A., "Stratigraphy and ammonite fauna of the upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) at Tazareh, eastern Alborz, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 28 (2006) 259-275.
- [5] Davies R. G., Jones C. R., Hamzepour B., Clark G. C., "Geology of Masuleh sheet, 1:100,000, northwest Iran", Geological survey of Iran, Report No. 24 (1972) 110.
- [۶] افتخارنژاد ج.، بهروزی، "سن مجموعه دگرگونه و افیولیت‌های اسالم- شاندرمن و ارتباط ژئودینامیکی آن‌ها با پالئوتتیس و پوسته شبه اقیانوسی خزر"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۳ (۱۳۷۰) ص ۴-۱۵.
- [7] Stampfli G.M., Kozur H.W., "Europe from the Variscan to the Alpine cycles. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European lithosphere dynamics*", *Memoir of the Geological Society*, London., (2006) 32, 57-82.
- [۸] نوگل سادات میرعلی‌اکبر، "گزارش مقدماتی زمین‌شناسی استان گیلان"، استانداری گیلان (۱۳۷۱).
- [۹] قربانی منصور، "نگرش کلی بر زمین‌شناسی، چینه‌شناسی، ماگماتیسم و متامورفیسم ایران"، انتشارات آرین زمین (۱۳۸۶)
- [10] Nazari H., Omrani J., Shahidi A., Salamati R., Moosavi A., "Geological map of Bandar-e- Anzali, 1:100,000", Geological Survey of Iran (2004).

[23] Heir K.S., "*The distribution and redistribution of heat producing elements in the continents*", Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A (1978) 288, 393-400.

*from the Tassman Geosyncline Australia*", Chem Geol (1981) 33, 115-126.

[22] Miyashiro A, "*Volcanic rock series in island arcs and active continental margins*", Am J Sci (1974) 274, 321-355.