

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



گزارش نهایی انجام طرح تحقیقاتی

عنوان طرح:

بررسی خصوصیات زمین شناسی و اکتشاف ذخایر گرافیت در منطقه الله
یارلو شهرستان گرمی

مدیر طرح:

دکتر علی لطفی بخش

ناظر طرح:

دکتر یوسف وثیق

تابستان ۱۴۰۰

فهرست مطالب

بخش اول: کلیات

۴ ۱-۱- مقدمه
۵ ۲-۱- ژئوشیمی کربن
۶ ۳-۱- کانی شناسی گرافیت
۹ ۴-۱- کاربردها و مصرف گرافیت
۱۰ ۵-۱- کانسارهای گرافیت
۱۵ منابع

بخش دوم: زمین شناسی منطقه

۱۸ ۱-۲- موقعیت جغرافیایی، اقلیم و راه دسترسی به منطقه
۱۹ ۲-۲- مورفولوژی منطقه
۲۱ ۳-۲- زمین شناسی عمومی منطقه
۲۵ ۴-۲- زمین شناسی افیولیت الله یارلو
۲۷ ۲-۴-۱- سنگ های دگرگونی
۲۸ ۲-۴-۲- گرانیت و رگه های سیلیسی
۲۹ ۳-۴-۲- سنگ های اولترابازیک (سریانتینیت)
۳۰ ۲-۴-۴- گرافیت
۳۰ ۲-۴-۵- سنگ های ولکانیکی با میان لایه های آهک و زغال
۳۱ ۲-۴-۶- سنگ های ولکانیکی
۳۲ ۲-۴-۷- نهشته های مربوط به پادگانه ها و مخروط افکنه ها
۳۲ ۲-۴-۸- رسوبات آبرفتی
۳۲ منابع

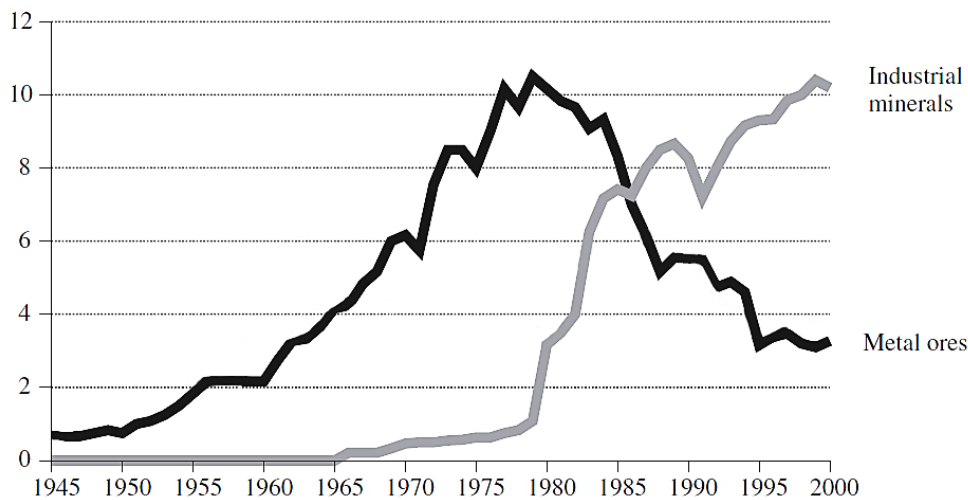
بخش سوم: نتایج و یافته های پژوهش

۳۳ ۳-۱- نمونه برداری از محدوده
۳۴ ۳-۲- مطالعات پتروگرافی
۳۹ ۳-۳- بررسی نتایج آنالیز نمونه های برداشت شده
۳ ۳-۴- نتیجه گیری
۴۳ منابع

بخش اول: کلیات

۱-۱- مقدمه

امروزه مواد معدنی زیربنای اقتصاد و صنعت هر جامعه را تشکیل می‌دهند و فعالیت‌های انسان در هر حوزه‌ای به طور مستقیم و غیر مستقیم با نوعی از کانی‌ها گره خورده است. در دنیای امروز با پیشرفت فزاینده و رو به رشد فناوری در کنار افزایش جمعیت کره زمین، نیاز جهانی برای اکتشاف، استخراج و تولید مواد معدنی فلزی و صنعتی روندی صعودی دارد. در این میان توجه و تمرکز بر روی کانی‌های صنعتی به دلیل قابلیت استفاده همزمان آنها در صنایع درگیر با فناوری‌های سطح پایین که محصولات کم ارزش تولید می‌کنند تا صنایع درگیر با فناوری‌های سطح بالا که محصولات با ارزش تولید می‌نمایند، بیش از پیش افزایش یافته است. به گونه‌ای که در بسیاری از کشورهای صنعتی، استفاده از کانی‌های صنعتی از آهنگ رشد بسیار بالایی برخوردار بوده و میزان بهره‌برداری از آنها از کانی‌های فلزی پیشی گرفته است (نمودار ۱-۱).



نمودار ۱-۱: میزان استفاده از کانه‌های فلزی و کانی‌های صنعتی پس از جنگ جهانی دوم تا پایان قرن بیستم [۱۱]

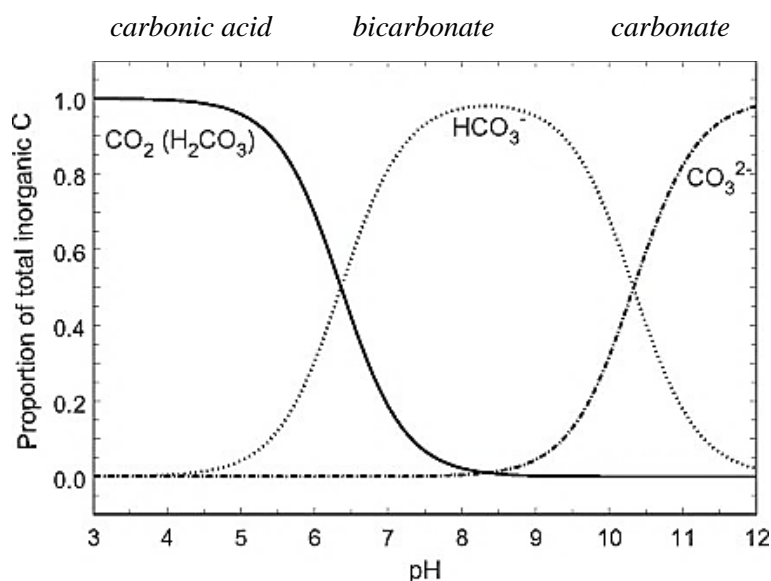
گرافیت یکی از کانی‌های صنعتی مهم و با ارزش است که میزان مصرف آن در جهان با توسعه فناوری‌های جدید و دوستدار محیط زیست به واسطه دارا بودن خواص منحصر به فرد این کانی رو به افزایش است. طبق آمار منتشر شده از بانک جهانی، نیاز به عرضه گرافیت تا سال ۲۰۵۰ میلادی ۵۰۰ برابر بیشتر از میزان کنونی خواهد بود. بر این اساس شناسایی منابع گرافیتی در راستای تأمین نیاز صنایع مختلف به این کانی منحصر به فرد در اولویت بسیاری از شرکت‌های معدنی قرار گرفته است. هدف از این تحقیق، مطالعه و بررسی رخداد گرافیت در افیولیت الله یارلو واقع در استان اردبیل بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی است.

۲-۱- ژئوشیمی کربن

کربن (C) یک عنصر غیر فلزی چهار ظرفیتی با عدد اتمی ۶ است که در گروه ۱۴ و دوره ۲ جدول تناوبی قرار دارد. کربن فاقد دمای ذوب بوده و دارای بالاترین دمای تصعید (۳۶۳۰ درجه سانتی گراد) در میان تمام عناصر است [۱۹]. از نظر فراوانی، کربن پس از هیدروژن، هلیوم و اکسیژن، چهارمین عنصر در کیهان بوده و دوازدهمین تا هفدهمین عنصر در پوسته زمین است و با مقدار ۱۸۰ تا ۲۷۰ پی.پی.ام. ۰/۰۲۵٪ جرم آن را تشکیل می‌دهد. تعیین فراوانی کربن در پوسته زمین به دلیل چرخش آن در بین سنگ، رسوب، اتمسفر، بیوسفر و اقیانوس دشوار است [۱۷].

فراوانی کربن، گوناگونی منحصر به فرد ترکیبات آلی ساخته شده از آن و توانایی تشکیل پلیمرهای مختلف در دماهای متداول بر روی زمین، موجب شده است که این عنصر به عنوان عنصر مشترک در تمامی انواع شکل‌های شناخته شده از زندگی وجود داشته باشد به همین دلیل از کربن با عنوان «پادشاه عناصر» یاد می‌کنند [۸]. این عنصر به لحاظ جرم، پس از اکسیژن، دومین عنصر موجود در بدن انسان است و حدود ۱۸/۵٪ از جرم بدن انسان را تشکیل می‌دهد [۱۶]. کربن دارای سه ایزوتوپ طبیعی است که ایزوتوپ‌های ^{12}C و ^{13}C پایدار بوده و دارای بیش‌ترین فراوانی (۹۹٪ >) هستند و ایزوتوپ ^{14}C که از واکنش پرتوهای کیهانی با نیتروژن در لایه‌های فوقانی اتمسفر به وجود می‌آید، ناپایدار بوده و دارای نیمه عمر ۵۷۳۰ سال است.

کربن به دو صورت معدنی و آلی در طبیعت حضور دارد. کربن معدنی در اتمسفر و به صورت CO_2 حضور دارد. زمانی که CO_2 در آب حل می‌شود، بسته به pH محیط تشکیل، ترکیباتی نظیر اسید کربنیک، بی‌کربنات و کربنات را می‌دهد (واکنش ۱-۱ و نمودار ۱-۲) [۹]. تشکیل کانی‌های کربناتی نظیر کلسیت، دولومیت، سیدریت، آنکریت و منیزیت از واکنش بنیان کربنات با فلزات دو ظرفیتی از قبیل کلسیم، منیزیم، آهن و منگنز در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی سبب تثبیت کربن معدنی در این کانی‌ها می‌شود.



نمودار ۱-۲: مقدار نسبی هر یک از ترکیبات کربن معدنی نسبت به pH آب

کربن آلی از طریق تثبیت کربن معدنی موجود در اتمسفر (CO_2) توسط گیاهان در طی فرآیند فتوسنتز ایجاد می‌شود. در ادامه این کربن از طریق گیاهان به بدن جانوران انتقال یافته و پس از مرگ موجودات به صورت مواد آلی کربن‌دار وارد خاک و رسوبات بستر شده و به این ترتیب در چرخه فرآیندهای زمین‌شناسی قرار گرفته و به موادی نظیر زغال، گرافیت، نفت و گاز تبدیل می‌شود. لازم به ذکر است که بخش قابل توجهی از کربن آلی و معدنی در نهایت از طریق فرآیندهای زیستی، زمین‌شناسی و بشری نظیر تنفس و اکسایش، فعالیت‌های آتشفشانی و سوزاندن سوخت‌های فسیلی مجدداً به اتمسفر بازگردانده می‌شود. اتم‌های کربن با دو آرایش هیبریداسیون مختلف SP^2 و SP^3 می‌توانند با یکدیگر پیوند برقرار کنند که نتیجه آن به وجود آمدن دو کانی کاملاً متفاوت گرافیت و الماس است.

بیشتر کربن موجود در پوسته زمین (تقریباً ۸۰ تا ۹۰ درصد) در کانی‌های کربناته موجود در سنگ‌های کربناتی حضور دارد. بیشتر کربن باقیمانده در سیستم زمین در مواد آلی زنده و فسیلی و به عنوان دی‌اکسید کربن در جو یا محلول در اقیانوس قرار دارد [۱۷].

۱-۳- کانی‌شناسی گرافیت

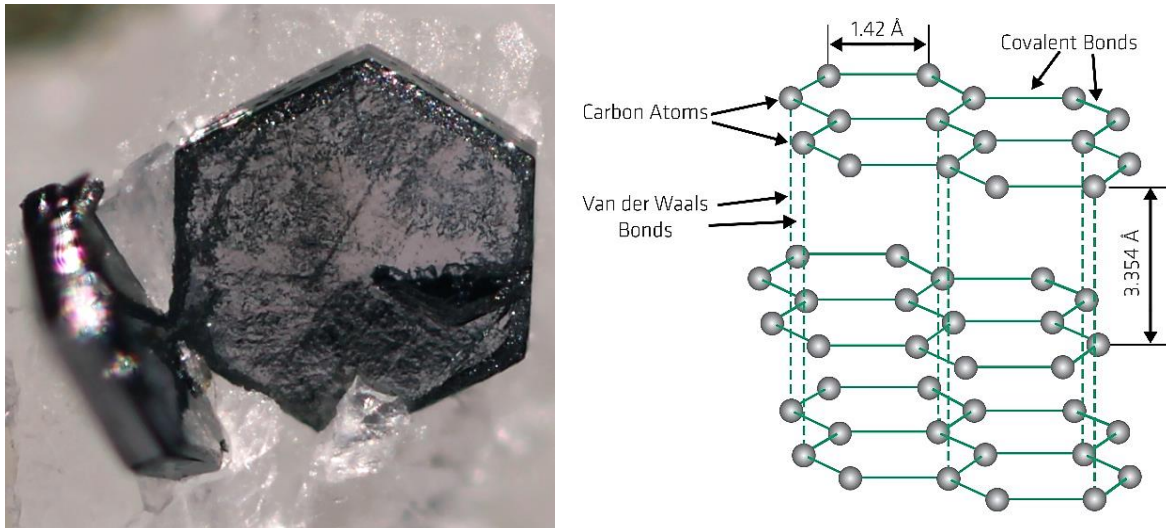
گرافیت یکی از دگرشکل‌های طبیعی و پایدار کربن در شرایط سطح زمین است. نام آن از واژه یونانی *graphein* به معنای نوشتن به دلیل کاربری نوشتاری آن در گذشته اقتباس شده است. گرافیت از کربن متبلور تشکیل شده است و در کانی‌شناسی در گروه کانی‌های عنصری (native) طبقه‌بندی می‌شود. در جدول ۱-۱ مشخصات فیزیکی و نوری گرافیت ارائه شده است [۴، ۱۵].

جدول ۱-۱

ویژگی‌های نوری گرافیت		ویژگی‌های فیزیکی گرافیت	
خاکستری متوسط تا تیره	رنگ	هگزاگونال	سیستم تبلور
۷/۴۵ - ۲۱/۴۸٪	بازتابش	سیاه آهنی تا خاکستری فولادی	رنگ
بسیار بالا	انعکاس مضاعف	سیاه	رنگ خاکه
مات	شفافیت	فلزی، خاکی	جلا
قوی، تنالیت‌هایی از خاکستری	چندرنگی	۱-۲	سختی
ندارد	انعکاس درونی	۲/۲-۲/۳ gr/cm^3	چگالی
خاکستری مایل به قهوه‌ای روشن تا خاکستری تیره	ناهمسانگردی	عالی در یک جهت	رخ
		فلسی	شکستگی

گرافیت ساختار لایه‌ای داشته و از ورقه‌های متشکل از حلقه‌های شش ضلعی متصل به یکدیگر (آرایش شانه عسلی) به وجود آمده است. هر لایه توسط پیوند واندروالسی به لایه‌ها مجاور خود در بالا و پایین متصل

شده است (شکل ۱-۱). هر اتم کربن در یک گوشه حلقه شش ضلعی قرار گرفته و با سه ظرفیت از چهار ظرفیت خود و ایجاد آرایش اوربیتالی SP^2 با زاویه 120° به سه اتم دیگر کربن از طریق پیوند کووالانسی متصل شده است. ظرفیت چهارم به صورت آزاد در روی سطح لایه باقی مانده و با حرکت در بین لایه‌ها سبب ایجاد بار الکتریکی می‌شود [۳، ۵].



شکل ۱-۱: راست) آرایش اتم‌های کربن در ساختار بلورین گرافیت؛ چپ) بلور خودشکل شش ضلعی گرافیت به طول ۱ میلی‌متر.

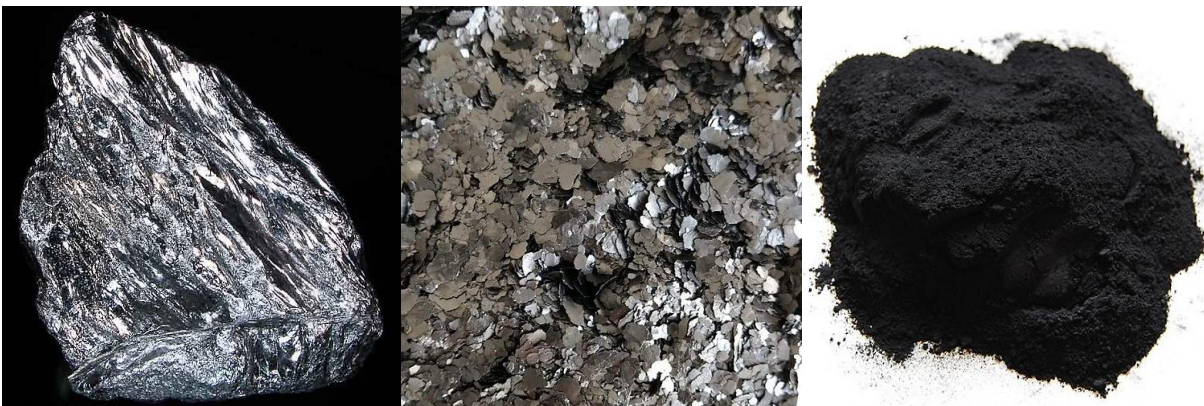
گرافیت انعطاف‌پذیر و برش‌پذیر است، اما قابلیت ارتجاعی ندارد. دارای لمس چرب بوده، به سختی ذوب می‌شود و دمای ذوب آن به بیش از 3500° درجه سانتی‌گراد می‌رسد. سختی بسیار پایین و رخ عالی گرافیت مربوط به پیوندهای ضعیف واندوالسی موجود در بین لایه‌های آن بوده و همین امر سبب جدایش آسان آنها از یکدیگر می‌شود. به همین دلیل گرافیت به سادگی بر روی کاغذ اثر می‌گذارد. اما دمای ذوب بسیار بالای آن مربوط به پیوندهای کووالانسی بین اتم‌های کربن موجود در لایه‌ها است. قابلیت هدایت الکتریکی و حرارتی گرافیت (بالاترین در بین عناصر غیر فلزی) مربوط به الکترون‌های آزاد موجود در سطح لایه‌های آن است. گرافیت از نظر شیمیایی در مقابل بیشتر محلول مقاوم بوده، ماده‌ای غیر سمی و دارای پایداری حرارتی و مقاومت فشاری بالایی است. اکسایش حرارتی گرافیت در حضور اکسیژن در دمای 300° درجه آغاز می‌شود، هرچند در محیط‌های بدون اکسیژن تا بالای 3000° درجه پایدار است. گرافیت در شرایط سطح زمین پایدار بوده و تحت تأثیر فرآیندهای هوازدگی قرار نمی‌گیرد. دگرگونی حرارتی و تدفینی تنها سبب تبلور مجدد گرافت می‌شوند. بنابراین گرافیت پس از تشکیل تا حد زیادی از چرخه کربن مجزا است [۳، ۱۷].

بلورهای گرافیت در طبیعت به صورت دانه‌های ریز خودشکل، فلسی، ورقه‌ای، متراکم و خاکی در سنگ‌های دگرگونی و برخی از سنگ‌های آذرین یافت می‌شوند. انواع خوب تبلور یافته گرافیت جلای فلزی و انواع ریزبلورین آن جلای خاکی دارد. گرافیت به ندرت به صورت خالص دیده شده و به طور معمول دارای ناخالصی‌های اکسید آهن، کلیسم، مس، منیزیم، سیلیسیم، فسفر و دیگر عناصر است. گرافیت به دلیل اختلاف

در نوع پیوندهای موجود در شبکه بلورین خود، یک کانی به شدت ناهسانگرد بوده و ویژگی‌های فیزیکی آن در جهات بلورشناسی مختلف متفاوت است.

امروزه گرافیت با توجه به کاربری بالایی که به ویژه در صنایع پیشرفته دارد به دو صورت طبیعی و مصنوعی استفاده می‌شود. گرافیت طبیعی با توجه به میزان تبلور یافتگی آن در سه گروه گرافیت بی‌شکل^۱، پولکی^۲ و رگه‌ای^۳ تقسیم می‌شود [۱۳، ۱۷]:

- اصطلاح گرافیت آمورف یا بی‌شکل (شکل ۱-۲) یک اصطلاح تجاری بوده و از دید علمی صحیح نیست. زیرا تمامی گرافیت‌ها ساختار بلورین دارند هرچند که ممکن است درجه تبلور در آنها متغیر باشد. از این اصطلاح برای گرافیت‌های پولکی بسیار ریز ($< 40 \mu\text{m}$) با بافت خاکی تا مترکم استفاده می‌شود. انواع آمورف حاوی $> 70\%$ گرافیت هستند. این نوع گرافیت دارای مقادیر نسبتاً زیادی ناخالصی ریز دانه است که به راحتی از گرافیت قابل جدا شدن نیست. برخی از گرافیت‌های بی‌شکل نیز به عنوان محصول جانبی گرافیت دانه ریز از معدنکاری و فرآوری گرافیت پولکی تولید می‌شوند.
- گرافیت پولکی (شکل ۱-۲) که متداول‌ترین نوع گرافیت طبیعی است یک اصطلاح تجاری می‌باشد برای ورقه‌های خوب تبلور یافته و خودشکل گرافیت با ابعاد $4 \text{ cm} - 40 \mu\text{m}$ (عموماً $\leq 1 \text{ cm}$) و ضخامت $1 - 150 \mu\text{m}$ اطلاق می‌شود. انواع پولکی حاوی $30\% - 3\%$ گرافیت هستند.
- گرافیت رگه‌ای (شکل ۱-۲) نامی تجاری است که برای انبوه‌های درشت بلور درهم‌شد کرده گرافیت اطلاق می‌شود که به صورت رگه‌ای یا پرکننده شکستگی‌ها در سنگ‌های آذرین و دگرگونی بلورین به سن پرکامبرین یافت می‌شوند. این نوع گرافیت کمیاب‌ترین و مرغوب‌ترین نوع گرافیت طبیعی بوده و می‌تواند حاوی $> 90\%$ گرافیت باشد. گرافیت رگه‌ای به دلیل دارا بودن بالاترین درجه از انسجام ساختاری در گرافیت‌های طبیعی درجه حرارت ذوب و هدایت الکتریکی بیشتری دارد. این نوع گرافیت در مقیاس میکروسکوپی ساختار پولکی و ورقه‌ای دارد.



شکل ۱-۲: راست) گرافیت بی‌شکل با جلای خاکی؛ وسط) گرافیت پولکی با جلای فلزی؛ چپ) گرافیت رگه‌ای با بافت توده‌ای

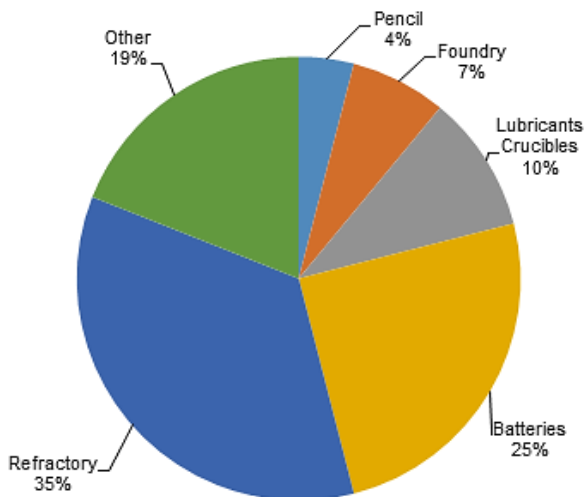
بیشتر گرافیت مورد استفاده صنایع در ایالات متحده و بسیاری دیگر از کشورهای صنعتی از نوع مصنوعی است. از مجموع ۲/۷ میلیون تن گرافیت تولیدی در سال ۲۰۱۲ میلادی ۱/۵ میلیون تن سهم گرافیت مصنوعی بود [۱۳]. گرافیت مصنوعی را از طریق عملیات حرارتی بر روی مواد کربن دار نظیر هیدروکربن در شرایط احیایی و در دمای بالاتر از 2100°C ($2300-3000$) تولید می‌کنند. استفاده از دمای بالا سبب تبدیل شدن کربن اولیه به گرافیت و از بین رفتن ناخالصی‌هایی نظیر هیدروژن، اکسیژن، گوگرد و نیتروژن می‌شود. به همین دلیل گرافیت مصنوعی از خلوص بسیار بالا (۹۹/۹٪) و قیمت بیشتر نسبت به گرافیت طبیعی برخوردار است. گرافیت مصنوعی در اندازه‌های مختلف از پودرهای $2\ \mu\text{m}$ تا قطعات $2\ \text{cm}$ تولید می‌شود.

۱-۴- کاربردها و مصرف گرافیت

گرافیت یکی از این کانی‌های صنعتی مهم است که تقاضای جهانی برای آن همراه با توسعه فناوری‌های نو و سبز رو به افزایش است. امروزه قطعات گرافیتی با توجه به ساختار ویژه و برخورداری از خواص فیزیکی، مکانیکی و حرارتی فوق‌العاده به دلایل ذیل مورد توجه قرار گرفته‌اند [۲، ۶، ۱۰، ۱۲، ۱۴]:

- گرافیت خواص مکانیکی خود را در محیط غیراکسیدی تا دمای 2500°C حفظ می‌کند، در حالی که در دمای کمتر از 1600°C سایر مواد نظیر پلیمرها، سوپراآلیاژهای فلزی و برخی از سرامیک‌ها، خواص مکانیکی خود را از دست داده و شروع به ضعیف شدن می‌کنند.
- در مقایسه با تمام مواد از جمله سوپراآلیاژها با دانسیته $8\ \text{gr/cm}^3$ از دانسیته کمتری در حدود $3\ \text{gr/cm}^3$ برخوردار هستند.
- دارای ضریب انبساط حرارتی پایین و هدایت حرارتی بالایی هستند، در نتیجه مقاومت آنها در برابر شوک حرارتی نسبتاً عالی است.
- از ضریب اصطکاک مناسبی برخوردار هستند.
- ظرفیت گرمایی آنها بالا (۲/۵ برابر فولاد) و استحکام آنها در دمای بالا در حد دو برابر فولاد است.
- مقاومت به سایش حرارتی - مکانیکی آنها بالا است.
- قابلیت ماشین‌کاری مناسب داشته و می‌توانند به قطعات با اشکال پیچیده تولید شده و مورد استفاده قرار گیرند.
- عدم واکنش‌پذیری در محیط‌های احیایی و شیمیایی و حفظ خواص فیزیکی و مکانیکی در گستره بالایی از دما مزیت دیگر گرافیت است.
- نوع پولکی گرافیت که از ذرات لایه‌ای به نام گرافن تشکیل شده، ویژگی‌های منحصر به فردی دارد. به عنوان مثال، ۱۰۰۰ برابر سیم کابلی قابلیت عبور جریان برق را دارد و ۲۰۰ برابر محکم‌تر از فولاد است. از طرفی این کانی ۱۰ برابر رساناهای حرارتی قدرت داشته و میزان انعطاف و تغییر شکل آن ۲۰ درصد است.

از گرافیت بی‌شکل به طور گسترده‌ای در صنایع دیرگداز و تولید قالب‌های ریخته‌گری، به عنوان منبع کربن در صنایع فولادسازی، رنگ و آستر و ساختن مغز مداد استفاده می‌شود. رنگدانه‌های گرافیتی قدرت پوشاندگی بسیار خوبی دارند. ساختمان ورقه‌ای توأم با سطح ویژه خاص گرافیت سبب شده که قدرت گسترش بالایی در سطوح داشته باشند. از این رو رنگ‌های گرافیتی در مقابل نفوذ آب بسیار مقاوم هستند. همچنین گرافیت چسبندگی بالایی به فلزات دارد. بنابراین سبب افزایش چسبندگی رنگ به سطح می‌شود. این ماده در رنگ‌های تعمیراتی برای اسکلت‌های فولادی و همچنین آسترهای اولیه ضد خوردگی به کار می‌رود. گرافیت پولکی در ساخت روان‌کننده‌های دما بالا، بازدارنده شعله، باتری‌های لیتیومی و سلول‌های سوختی مورد استفاده قرار می‌گیرد. به عنوان مثال یک گوشی تلفن همراه حدود ۱۵ گرم گرافیت دارد یا برای ساخت خودروی برقی مدل جدید تسلا در آمریکا ۱۰۰ کیلوگرم گرافیت استفاده می‌شود. از گرافیت رگه‌ای به دلیل داشتن خلوص بالا در ساخت لنت‌های ترمز و جاروبک موتورهای الکتریکی استفاده می‌شود. همچنین گرافیت در صنایع نظامی برای ساخت بمب‌های گرافیتی که در تخریب نیروگاه‌های برق به کار می‌روند مورد استفاده قرار می‌گیرد. از گرافیت مصنوعی در کاربری‌های نیازمند به گرافیت با خلوص بسیار بالا از جمله محصولات ضد خوردگی، باتری‌ها، جاروبک‌های کربنی، آسترها، پرکننده‌های رسانا، الکترودها و فرآیندهای الکترولیتی، صفحات دو قطبی سلول سوختی و میله‌های تعدیل‌کننده هسته‌ای استفاده می‌شود. گرافیت مصنوعی به دلیل داشتن تخلخل بالاتر نسبت به گرافیت طبیعی، برای کاربردهای ریخته‌گری مناسب نیست. در شکل ۱-۳ میزان مصرف گرافیت در صنایع مختلف ارائه شده است.

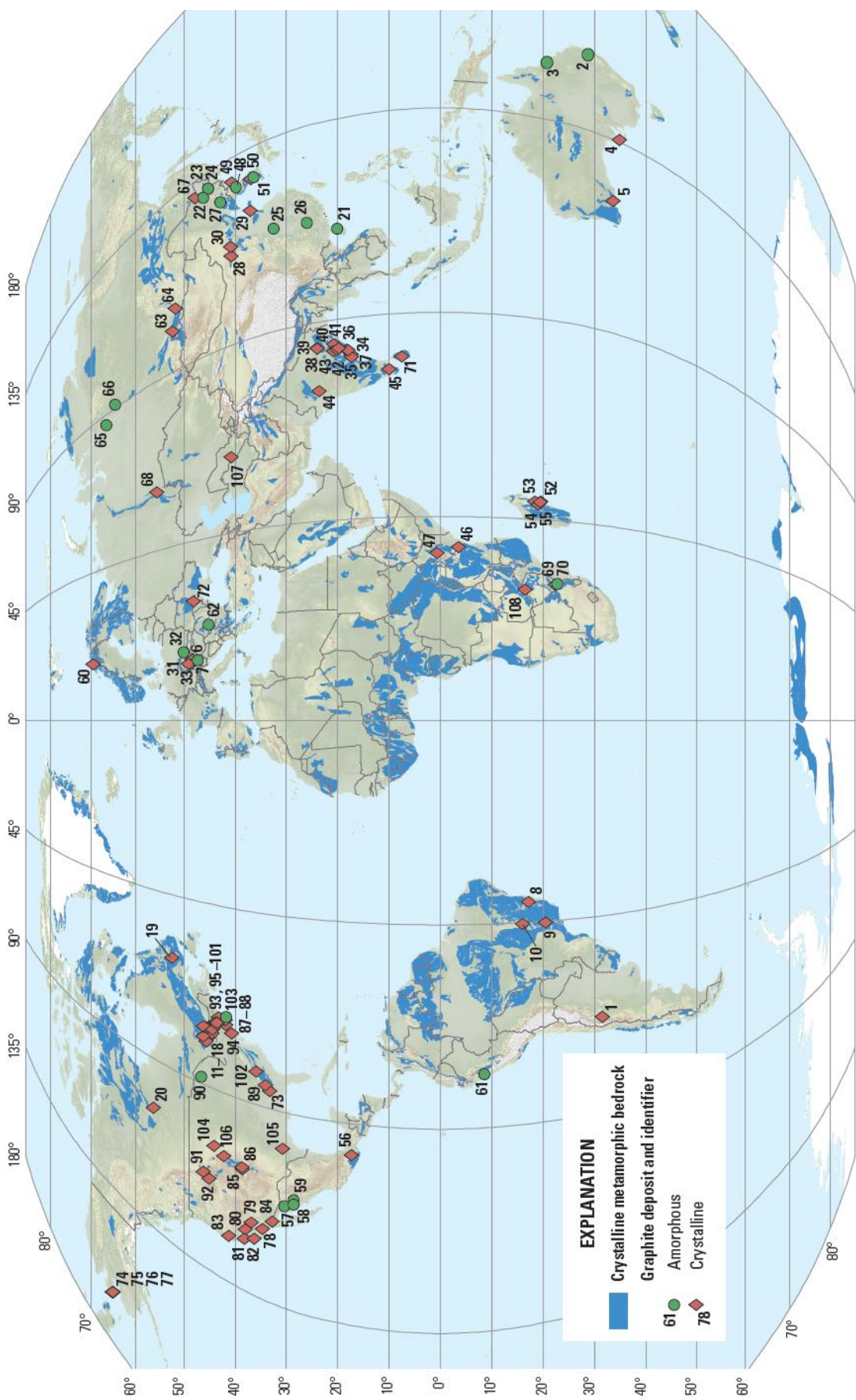


شکل ۱-۳: حوزه‌های کاربری و میزان مصرف گرافیت در آنها. دو صنعت دیرگداز با ۳۵٪ و باتری‌سازی با ۲۵٪ بیشترین مصرف سالانه گرافیت را به خود اختصاص داده‌اند [منبع:

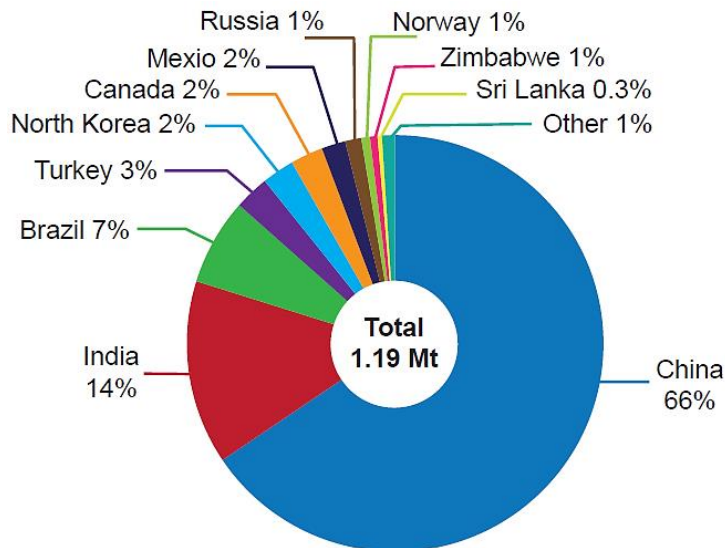
[Industrial Minerals, March 2012]

۵-۱- کانسارهای گرافیت

گرافیت بخش کوچکی از پوسته زمین، احتمالاً کمتر از ۰/۵٪ آن را تشکیل داده است. شرایط تشکیل گرافیت در جهان محدود بوده و تعداد محدودی از کشورها ذخایر گرافیت در اختیار داشته و می‌توانند از آن استفاده و بهره‌برداری کنند (اشکال ۱-۴ و ۵-۱). همین موضوع باعث شده تا گرافیت به یک ماده با ارزش تبدیل شود.



شکل ۱-۶: کشورهای عمده تولید کننده گرافیت و موقعیت کانسارها در آنها. اعداد، شماره شناسایی کانسار همراه با مشخصات آن در منبع است [۱۷]



شکل ۱-۵: میزان تولید گرافیت در کشورهای تولید کننده در سال ۲۰۱۵ [۲۰]

گرافیت طبیعی یکی از اجزای متداول سنگ‌های رسوبی دگرگون شده بوده و از سه جایگاه عمده زمین-شناسی قابل استخراج است: الف) کانسارهای گرافیت دانه‌ریز (بی‌شکل) ایجاد شده از دگرگونی زغال، نفت یا رسوبات غنی از کربن؛ ب) کانسارهای گرافیت پولکی در سنگ‌های دگرگونی و پ) کانسارهای رگه‌ای گرافیت [۱۷].

کانسارهای گرافیت بی‌شکل از نوع همزاد بوده و از دگرگونی تماسی یا ناحیه‌ای زغال، نفت یا رسوبات غنی از کربن به وجود آمده و حاوی توده‌های ریزبلورین گرافیت توده‌ای تا خاکی است. کانسار ممکن است از چندین لایه و عدسی حاوی ۵۰ تا ۹۰ درصد کربن تشکیل شده باشد. هر کانسار چند متر ضخامت و تا یک کیلومتر طول دارد و در سنگ‌های رسوبی-دگرگونی تخریبی قرار دارد. محتوای کربن کانسارهای بی‌شکل به مقدار کربن موجود در رسوبات اولیه بستگی داشته و عیار، تناژ و خلوص رسوبات به ویژگی‌های توالی زغال سنگ یا مواد کربنی بستگی دارد. رسوبات در لایه‌های زغالی توده‌ای دگرگونی ممکن است حاوی ۹۰ درصد کربن گرافیتی باشد، در حالی که کانسارهای مرتبط با سایر رسوبات کربن‌دار یا توالی‌های زغال سنگ ناخالص معمولاً بین ۲۵ تا ۶۰ درصد کربن دارند. بررسی نشانگرهای زیستی شیمیایی و ایزوتوپی مؤید منشأ گرافیت از مواد زیستی قدیمی است. کانسارهای گرافیت بی‌شکل در محیط‌های زمین‌شناسی که در آنها زغال سنگ و سایر سنگ‌های رسوبی غنی از مواد آلی مانند شیل‌های نفتی وجود دارد تشکیل می‌شوند. این محیط‌ها عبارتند از: الف) خطوط ساحلی، دلتاها و مخروط‌افکنه‌ها در حاشیه قاره‌ای غیرفعال و ب) دریاچه‌ها و دریاچه‌های کم عمق درون قاره‌ای و حواشی قاره‌ها یا حوضه‌های ریفتی درون قاره‌ای. سنگ‌های میزبان این کانسارها را کنگلومرا، گریوک دگرگونه، کوارتزیت و شیست تشکیل می‌دهند. دگرگونی حرارتی اغلب نتیجه نفوذ توده‌های گرانیته و یا دیابازی به درون واحدهای رسوبی و ایجاد هورنفلس در سنگ میزبان است. گرافیت بی‌شکل در چنین شرایطی تا دمای 300°C - 400°C درجه سانتی‌گراد تشکیل نمی‌شود. درجه دگرگونی درجه

گرافیتی شدن را کنترل می‌کند و نسبت گرافیت به کربن غیر گرافیتی متفاوت بوده، اما به طور معمول به سمت مرکز دما افزایش می‌یابد. ناخالصی‌های همراه گرافیت شامل آنتراسیت، کوارتز، میکا، پیریت و سولفیدهای دیگر است. تناژ این کانسارها از ۰/۱-۵۰۰ میلیون تن در نوسان است. بیشتر ذخایر کنونی استخراج شده معمولاً حاوی حداقل ۸۰٪ کربن در ذخایر با بیش از ۱ میلیون تن ذخیره است. چین، مکزیک، کره شمالی، روسیه، استرالیا و ترکیه کشورهای عمده تولید کننده گرافیت بی‌شکل هستند [۱۷].

بخش بزرگی از گرافیت تولیدی جهان از کانسارهای گرافیت پولکی در سنگ‌های دگرگونی نظیر متاگنایس، کوارتزیت و گاهی مرمر به دست می‌آید. این نوع گرافیت در نتیجه دگرگونی ناحیه‌ای زمانی که مواد آلی موجود در سنگ میزبان رسوبی تحت شرایط فشار متوسط و دمای متوسط تا بالا (رخساره آمفیبولیت) قرار گیرد به وجود می‌آید. چنین شرایطی برای تبدیل کامل مواد آلی به گرافیت کافی است. سنگ میزبان این کانسارها در حوضه‌های رسوبی که در آنها رسوبات غنی از مواد آلی انباشته و حفظ می‌شوند به وجود می‌آیند. این حوضه‌ها شامل مناطق حاشیه قاره‌ای و درون قاره‌ای دارای اکسیژن پایین در عمق جهت حفظ مواد آلی و مناطق تحت تأثیر پیشروی دریا زمانی که بالا آمدن آب سبب حفظ رسوبات غنی از مواد آلی بدون فرسایش آنها می‌شود است. چنین شرایط دگرگونی می‌تواند سبب تشکیل این کانسارها در ریشه کمرندهای کوه‌زایی قاره‌ای شود. بالا آمدگی و فرسایش پس از دگرگونی جهت قابل استخراج بودن این کانسارها ضروری است. پاراگنایس غنی از آلومینیم، کوارتزیت و مرمر به دلیل داشتن بافت دانه‌ای، اندازه دانه‌های درشت و محتوای پایین میکا سنگ‌های میزبان مناسبی برای تشکیل کانسارهای گرافیت پولکی هستند. بیشتر این کانسارها در پی سنگ‌های دگرگونی متبلور (بخش‌های آبی در شکل ۴) به سن نئوآرکنن و پروتروزوئیک حضور دارند. به نظر می‌رسد این سنگ‌ها نسبت کمرندهای دگرگونی فانروزوئیک دگرگونی شدیدتری را تجربه کرده‌اند [۷، ۱۷]. کانسارهای گرافیت پولکی به صورت لایه‌ای یا عدسی‌های چینه‌کران که هر عدسی مجزا ده‌ها متر ضخامت و صدها متر طول دارد دیده می‌شوند. محتوای گرافیت موجود در هر عدسی هم در داخل خود عدسی و هم با عدسی‌ها دیگر متفاوت بود و عموماً بین ۸ تا ۱۵٪ متغیر است. باطله بر حسب فراوانی در سنگ میزبان پاراگنایس شامل کانی‌های فلدسپار، بیوتیت، پیروکسن، گارنت و کانی‌های سولفیدی و در سنگ میزبان کربناتی شامل کانی‌های کلسیت، پیروکسن، فلدسپار، گارنت و کانی‌های سولفیدی است. گرانتیت پولکی در کانسنگ خردشده از طریق آبشویی، الک و شناوری از باطله جدا می‌شود. کنترل کننده‌های ساختاری نقش اساسی در تشکیل این کانسارها داشته و پرعیارترین بخش‌ها در سنگ‌های محل تماس مرمر با پاراگنایس یا کوارتزیت، محل گسل‌ها و ستیغ چین‌ها یافت می‌شوند. از آنجا که گرافیت کانی مقاومی در برابر فرآیندهای هوازدگی است در نتیجه هوازدگی با تخریب و حمل کانی‌های باطله سبب تغلیظ و پرعیار شدن این کانسارهای می‌شود به طوری که در برخی موارد عملیات استخراج تنها با بیل‌های مکانیکی انجام می‌پذیرد (شکل ۱-۶). کشورهای چین، برزیل، ماداگاسکار، هند و کانادا عمده تولید کنندگان گرافیت پولکی هستند [۱۷].



شکل ۱-۶: استخراج و برداشت گرافیت توسط بیل مکانیکی از معدن گرافیت در کبک کانادا.

کانسارهای گرافیت رگه‌ای به صورت رگه‌های غنی از گرافیت هستند که سنگ‌های دگرگونی درجه بالا را قطع کرده‌اند و یا در امتداد محل تماس نفوذی‌های پگماتیسی با مرمر و پاراگنایس انباشته شده‌اند. رگه‌ها اغلب در محیط‌های دگرگونی درجه بالا جایی که سنگ‌های رسوبی دگرگون شده توسط توده‌های آذرین در برگرفته شده‌اند و یا در رخساره گرانولیت کمربندهای دگرگونی ناحیه‌ای تشکیل می‌شوند. رگه‌ها از لایه‌های بسیار نازک تا ضخیم که ضخامتی بیش از ۳ متر و طولی تا ده‌ها متر دارند تشکیل شده‌اند. رگه‌ها عمدتاً شامل بلورهای درشت، صفحه‌ای یا سوزنی درهم‌رشد کرده گرافیت هستند. باطله در این کانسارها بستگی به نوع سنگ میزبان داشته اما کانی‌های کوارتز، فلدسپار، پیروکسن و کلسیت اغلب متداول‌اند. عیار کانسنگ به مقدار مواد آلی اولیه بستگی داشته و از ۰.۴٪ تا بیش از ۹۰٪ متغیر است. در برخی از انواع کم عیار ممکن است نیاز به سنگجوری دستی برای تهیه کانسار عیار بالا باشد. کانسارهای گرافیت رگه‌ای در موقعیت مشابه با کانسارهای نوع پولکی یافت شده و ممکن است از نظر مکانی با آنها مرتبط باشند. بیشتر رگه‌ها و اندیس‌ها در پی سنگ‌های دگرگونی متبلور به سن نئوآرکنن و پروتروزوئیک حضور دارند. اگر چه رگه‌های گرافیتی با سنگ‌های دگرگونی درجه بالا مرتبط هستند، اما شواهد و قراین نظیر وجود کانی دما پایین پرهنیت و سن‌سنجی زیرکن همراه با گرافیت [۲۱] حکایت آن دارد که گرافیت‌زایی پس از اوج دگرگونی و از انتقال و ترسیب کربن در شکستگی‌ها توسط سیالات گرمابی پس از دگرگونی صورت گرفته است. مطالعات ایزوتوپ کربن در گرافیت‌های رگه‌ای، طیف گسترده‌ای از ترکیب ایزوتوپی را نشان می‌دهد. این تغییرات را می‌توان با منشأ گرفتن کربن از دو منبع کربن بیوژنیک احیایی و کانی‌های کربناتی توضیح داد [۱۸]. محتمل‌ترین فرآیندهایی که منجر به ترسیب گرافیت در رگه‌ها شده‌اند احتمالاً شامل واکنش‌های اکسایش-کاهش بین سیال و سنگ

مانند اکسایش سیالات حاوی CH_4 یا احیای سیالات حاوی CO_2 توسط سنگ دیواره، سرد شدن سیالات گرمایی و اشباع شدن آنها نسبت به گرافیت و مخلوط شدن سیالات با محتوای متفاوت CH_4 و CO_2 است [۱۸]. سریلانکا تنها کشور تولید کننده گرافیت رگه‌ای در مقیاس اقتصادی در جهان است.

در ایران، زون دگرگونی سنندج و سیرجان مستعد کانی‌زایی گرافیت است. از جمله در استان لرستان چند ذخیره گرافیت شناسایی شده و مورد بهره‌برداری قرار گرفته است. همچنین زون شرقی در استان‌های خراسان رضوی و جنوبی و همچنین در استان سیستان و بلوچستان نیز مناطق مستعد حضور گرافیت شناسایی شده‌اند. مشکلات اصلی گرافیت‌های ایران، خلوص پایین و محتوی بالای خاکستر آنهاست و بنابراین فرآوری آن ضروری می‌باشد. روش متداول فرآوری کانسنگ گرافیت، فلوتاسیون است [۱].

با توجه به رسانا بودن گرافیت، روش الکترومگنتیک (EM) می‌تواند یک روش کارآمد برای اکتشاف گرافیت باشد. به دلیل ماهیت شیمیایی خنثی و غیر سمی گرافیت، اصلی‌ترین ملاحظات زیست محیطی مرتبط با استخراج گرافیت عبارتند از: الف) وجود دیگر کانی‌های همراه با گرافیت و ب) استنشاق ذرات گرافیت یا کانی‌های سیلیس دانه ریز در طول استخراج و فرآوری. به عنوان مثال، کانی‌های سولفید آهن نظیر پیریت و پیروتیت می‌توانند تا چندین درصد در برخی از کانسارهای گرافیت حضور داشته باشند. این کانی‌ها زمانی که به صورت باطله در سطح زمین قرار بگیرند می‌توانند باعث تولید زهاب اسیدی شوند. گرافیت در خاک و رسوبات رودخانه‌ای بی‌اثر بوده و خطری را در خشکی و آب ایجاد نمی‌کند [۱۷].

واژه افیولیت به مجموعه‌ای از سنگ‌های بازی و فوق بازی اطلاق می‌شود که از پایین به بالا شامل بخش‌های زیر است: ۱) مجموعه فوق بازی که شامل نسبت‌های متغیری از هارزبورژیت، لرزولیت و دونیت بوده و به نام پریدوتیت‌های دگرگون شده نیز شناخته می‌شود و عمدتاً دارای فابریک‌های تکتونیکی هستند که کم و بیش سرپانتینیزه شده‌اند؛ ۲) مجموعه گابرویی شامل پریدوتیت، پیروکسنیت و گابروی لایه‌ای است که معمولاً دارای بافت انباشتی بوده و درجه تغییر شکل در آنها بسیار کمتر از پریدوتیت‌های تکتونیکی است؛ ۳) مجموعه دایک‌های صفحه‌ای که شامل دایک‌هایی با ترکیب دیابازی بوده و مجرای عبور مذاب بازالتی است؛ ۴) مجموعه سنگ‌های آتشفشانی بازی که عموماً به صورت گدازه‌های بالشی است؛ ۵) رسوبات پلاژیک و نهشته‌های حاوی اکسید آهن و منگنز همراه با چرت، رادیولاریت، رس و آهک که در بالاترین بخش قرار دارند. افیولیت‌ها و پراکندگی آنها نشان دهنده جایگیری بخش اعظم آنها در طی تصادم قاره - قاره بوده و اقیانوس مابین دو قاره در اثر فرآیند فروانش از بین رفته و در حین تصادم بخش‌هایی از پوسته اقیانوسی بر روی حاشیه غیر فعال رانده شده‌اند. وجود رسوبات غنی از مواد آلی در پوسته اقیانوسی و تجربه فرآیند دگرگونی در طی جایگیری آن بر روی پوسته قاره‌ای، افیولیت‌ها به طور بالقوه مکان مناسبی برای تبدیل کربن آلی به گرافیت محسوب می‌شوند.

منابع

- ۱- بهنام فرد ع.، چگنی ک. ۱۳۹۷. زمین‌شناسی انواع مختلف ذخایر گرافیت در ایران و جهان و روش نوین فرآوری آنها. یازدهمین همایش ملی تخصصی زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور.
- ۲- پوراسد ج.، احسانی ن.، نامنی م. ۱۳۹۴. استانداردهای تضمین کیفیت مواد گرافیتی برای کاربرد در صنایع هوافضا، فصلنامه علمی- ترویجی مدیریت استاندارد و کیفی، ۵(۱).
- ۳- رضوی م.ح. ۱۳۸۶. کانی‌شناسی غیرسیلیکات‌ها. انتشارات دانشگاه تربیت معلم، شابک: ۹۷۸۹۶۴۶۷۰۶۴۸۴.
- ۴- لطفی بخش ع. ۱۳۹۷. راهنمای عملی زمین‌شناسی عمومی. انتشارات دانشگاه محقق اردبیلی، شابک: ۹۷۸۶۰۰۸۵۶۹۶۱.
- ۵- محمدی م. ۱۳۸۸. کانی‌شناسی غیرسیلیکات‌ها. انتشارات دانشگاه پیام نور، شابک: ۹۷۸۹۶۴۴۵۵۳۳۵۶.
- 6- Buckley D.J., Edie D.D. 1993. Carbon-Carbon Materials and Composites. Noyes Publications. ISBN: 9780815513247.
- 7- Chacko T., Kumar G.R.R., and Newton R.C. 1987. Metamorphic P-T conditions of the Kerala (South India) khondalite belt, a granulite facies supracrustal terrain: The Journal of Geology, v. 95(3), p. 343-358.
- 8- Deming A. 2010. King of elements. Nanotechnology, 21(30): 300201.
- 9- Dodds W.K., Whiles M.R., 2010. Freshwater Ecology (Second Edition), ISBN: 9780123747242.
- 10- Fitzer E., Manocha M.L. 1998. Carbon reinforcements and Carbon/Carbon composites (first edition). Springer Publication. ISBN: 9783642587450.
- 11- Hoffren J., 2001. Measuring the Eco-efficiency of Welfare Generation in a National Economy. ISBN: 9514452526.
- 12- Hugh O.P., 1994. Handbook of carbon, graphite, diamond and fullerenes, properties, processing, and applications. Noyes Publications. ISBN: 9780815513391.
- 13- Keeling J. 2017. Graphite: Properties, uses and South Australian resources. Geological Survey of South Australia, Department of the Premier and Cabinet.
- 14- Novoselov K.S, Fal'ko V.I, Colombo L, Gellert P.R, Schwab M.G and Kim K. 2012. A roadmap for graphene. Nature 490:192-200.
- 15- Pracejus B., 2015. The ore minerals under the microscope: An optical guide, second edition. Elsevier, Sultan Qaboos University. 1098 p. ISBN: 9780444627254.
- 16- Reece J.B., Urry L.A., Cain M.L., Wasserman S.A., Minorsky P.V., Jackson R.B. 2013. Campbell Biology (10th Edition), ISBN: 9780321775658.
- 17- Robinson G.R., Hammarstrom J.M., and Olson D.W. 2017. Graphite, Chapter J of Critical Mineral Resources of the United States—Economic and Environmental Geology and Prospects for Future Supply, U.S. Geological Survey.
- 18- Rumble D., and Hoering T.C. 1986. Carbon isotope geochemistry of graphite vein deposits from New Hampshire, U.S.A.: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 50, no. 6, p. 1239-1247.
- 19- Savvatimskiy A. 2005. Measurements of the melting point of graphite and the properties of liquid carbon. Carbon. 43(6): 1115-1142.
- 20- United States Geological Survey 2017. Mineral commodity summaries 2017. United States Geological Survey, Reston, Virginia.
- 21- Zeitler P.K., Barreiro B., Chamberlain C.P., and Rumble D. 1990. Ion-microprobe dating of zircon from quartz-graphite veins at the Bristol, New Hampshire, metamorphic hot spot: Geology, v. 18, p. 626-629.

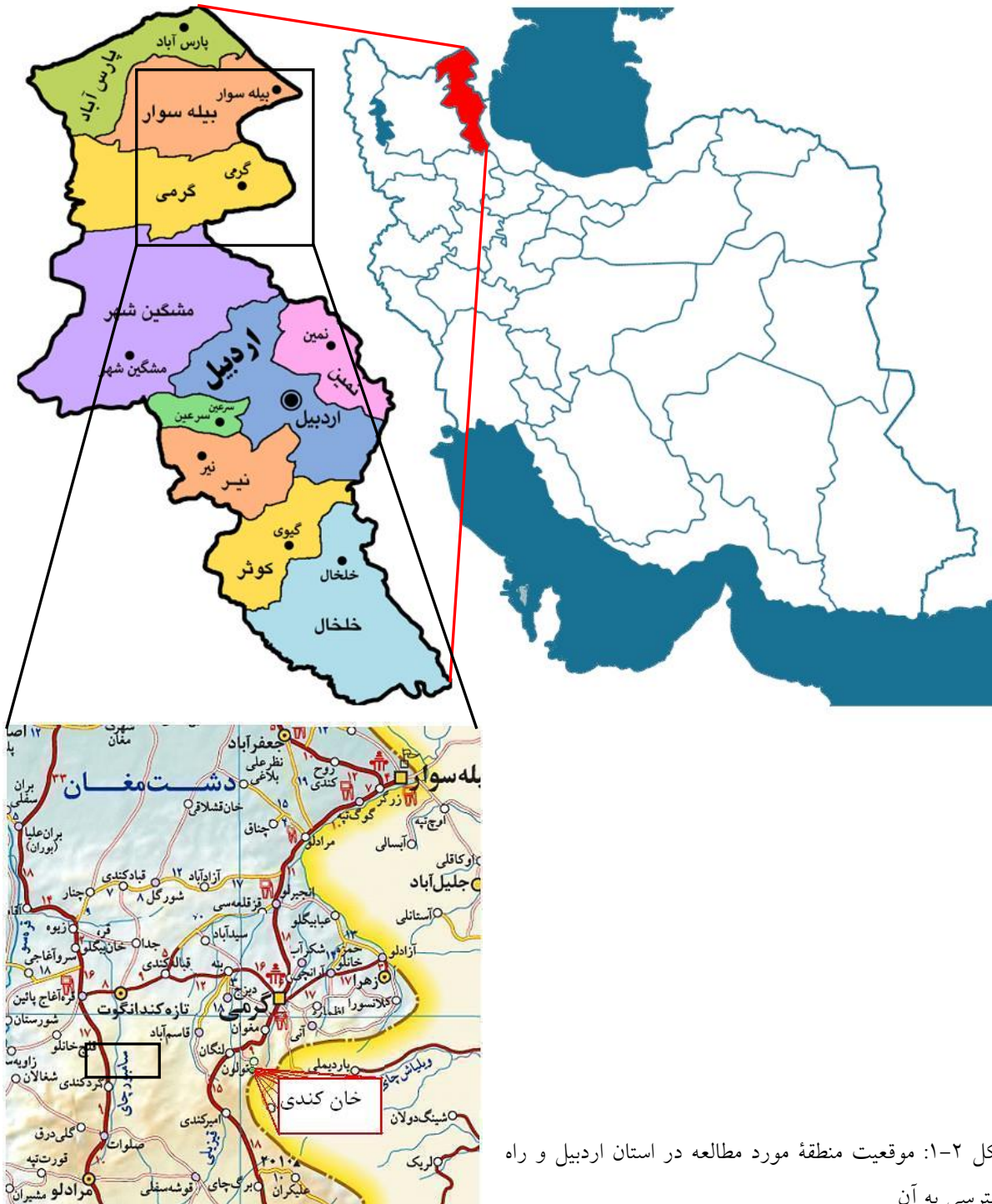
بخش دوم: زمین‌شناسی منطقه

۱-۲- موقعیت جغرافیایی، اقلیم و راه‌های دسترسی به منطقه

محدوده مورد مطالعه در شهرستان گرمی واقع در استان اردبیل است. موقعیت خاص جغرافیایی استان اردبیل سبب گردیده است که این استان در فصل‌های سرد سال تحت تاثیر توده هوای مهاجر از شمال، شمال غرب و غرب قرار گیرد. در فصل تابستان نیز گاهی سیستم‌های کم فشار باران‌زایی تأثیر گذاشته و بارندگی‌های تابستانه را در این مناطق باعث می‌گردد. بخش‌هایی از استان نیز تحت تأثیر اقلیم خزری قرار داشته و دریای خزر در شرق استان بر شرایط دمایی و رطوبتی آن اثر می‌کند و موجب تعدیل آب و هوا در آن مناطق می‌شود. با عنایت به اینکه استان از دو بخش کوهستانی سرد و جلگه‌ای معتدل تشکیل شده و به تبع عوامل طبیعی و جغرافیایی، دارای تنوعات اقلیمی قابل توجه است، اما ویژگی سردی که ناشی از تأثیر توده‌های هوای سرد شمالی، ارتفاع و عرض جغرافیایی است، صفت مشترک اقلیم‌های گوناگون استان گردیده و حتی در پست‌ترین نقاط استان که طبیعتاً دارای اقلیم معتدل هستند به طور متوسط در حدود ۶۱ روز از سال دارای شرایط یخبندان بوده و سردی هوا بر تمامی استان و کلیه اقلیم‌ها کم و بیش تأثیر می‌گذارد.

میانگین بارش سالیانه در منطقه شمالی استان شامل شهرستان‌های پارس آباد، بیله سوار و قسمت‌هایی از گرمی که کمترین بارش سالیانه را دارند معادل ۲۱۰ تا ۲۴۰ میلیمتر در سال است و شدت بارش‌های رگباری ۶۰ دقیقه‌ای (یک ساعته) با دوره بازگشت ۲ ساله در مناطق شمالی بیش از ۹ میلیمتر است. توزیع دمای هوا در سطح استان متناسب با توپوگرافی و سایر ویژگی‌های طبیعی آن است. نواحی پست واقع در دره رودخانه ارس، دشت مغان و گرمی گرم‌ترین و ارتفاعات سبلان سردترین مناطق استان می‌باشند. میانگین سالانه دمای هوا بین ۷/۹ تا ۱۵/۲ درجه سانتیگراد در نوسان است. میانگین حداکثر درجه حرارت در بین ایستگاه‌های استان بین ۱۴/۳ تا ۲۰/۵ درجه سانتی‌گراد و میانگین حداقل درجه حرارت این ایستگاه‌ها بین ۱/۵ تا ۹/۷ درجه سانتی‌گراد متغیر می‌باشد ولی وجود درجه حرارت‌های مطلق بین ۳۸/۵- تا ۴۴ درجه سانتی‌گراد به ترتیب در ایستگاه‌های فیروزآباد خلخال و مشیران از اختلاف شدید دمایی حکایت دارند (سایت سازمان هواشناسی استان اردبیل).

محدوده مورد مطالعه در مسیر جاده دسترسی اردبیل - مشکین شهر - پارس آباد واقع شده است. جهت دسترسی به محدوده مورد مطالعه می‌توان از طریق جاده دسترسی اردبیل - مشکین شهر در فاصله ۲۰ کیلومتر مانده به مشکین شهر از طریق سه راهی مشکین شهر - پارس آباد، به سمت مرادلو و سپس به صلوات و در نهایت به روستای الله‌یارلو رسید که در بخش مرکزی محدوده مورد مطالعه قرار دارد. مسافت طی شده از مشکین شهر تا روستای الله‌یارلو معادل ۶۴ کیلومتر است. نقشه راه دسترسی به محدوده در شکل ۱-۲ ارائه شده است.



شکل ۲-۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه در استان اردبیل و راه دسترسی به آن

۲-۲- مورفولوژی منطقه

محدوده مورد مطالعه از نظر ژئومورفولوژی به دو بخش ناهموار (تپه‌ای) و هموار دشتی قابل تفکیک است. بخش ناهموار از منطقه که حدوداً ۶۰ درصد محدوده مورد مطالعه را تشکیل میدهد، شامل دو رشته از ارتفاعات است که توسط رودخانه الله‌یارلو به دو بخش شرقی و غربی تقسیم می‌شوند. این ارتفاعات دارای روند کشیدگی شمالغرب - جنوب شرق هستند. بلندترین نقطه در بخش غربی در جنوب روستای سید محمدلو با

ارتفاع ۱۶۳۶ متر از سطح دریا و بلندترین نقطه در بخش شرقی با ارتفاع ۱۷۲۲ متر از سطح دریا در غرب روستای میکائیل دره‌سی واقع شده است که در واقع این نقطه بلندترین نقطه در محدوده مورد مطالعه نیز می‌باشد. بلندای این ارتفاعات نسبت به مناطق اطراف خود حداکثر ۲۷۰ متر است. این رشته ارتفاعات در دو یال شمالی و جنوبی خود دارای مجموعه‌ای منظم از آبراهه‌ها هستند که با توجه به لیتولوژی هر دامنه عمق آبراهه‌ها متفاوت است (شکل ۲-۲).



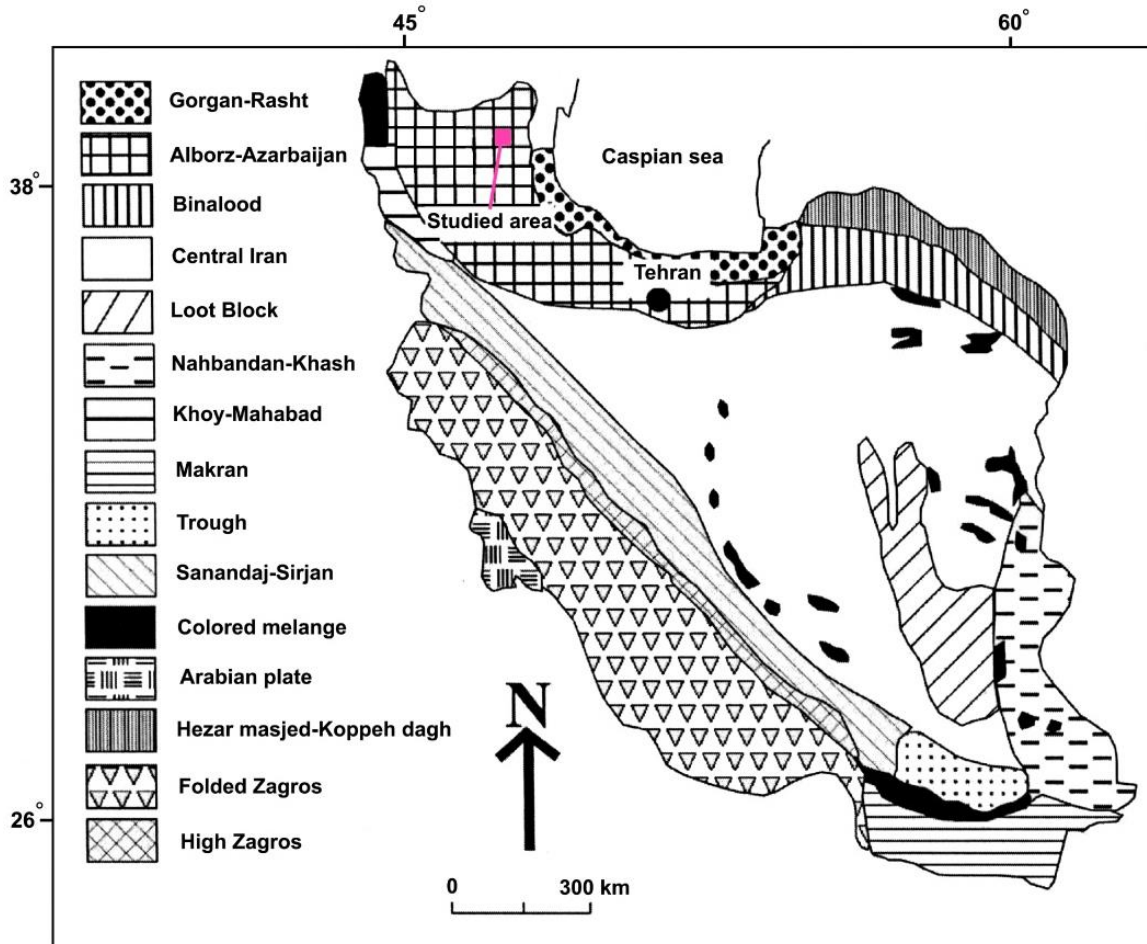
شکل ۲-۲-الف: نمایی از مورفولوژی تپه‌ای در محدوده مورد مطالعه (دید به شمال شرق)



شکل ۲-۲-ب: نمایی از مورفولوژی ناهموار (دید به شمال)

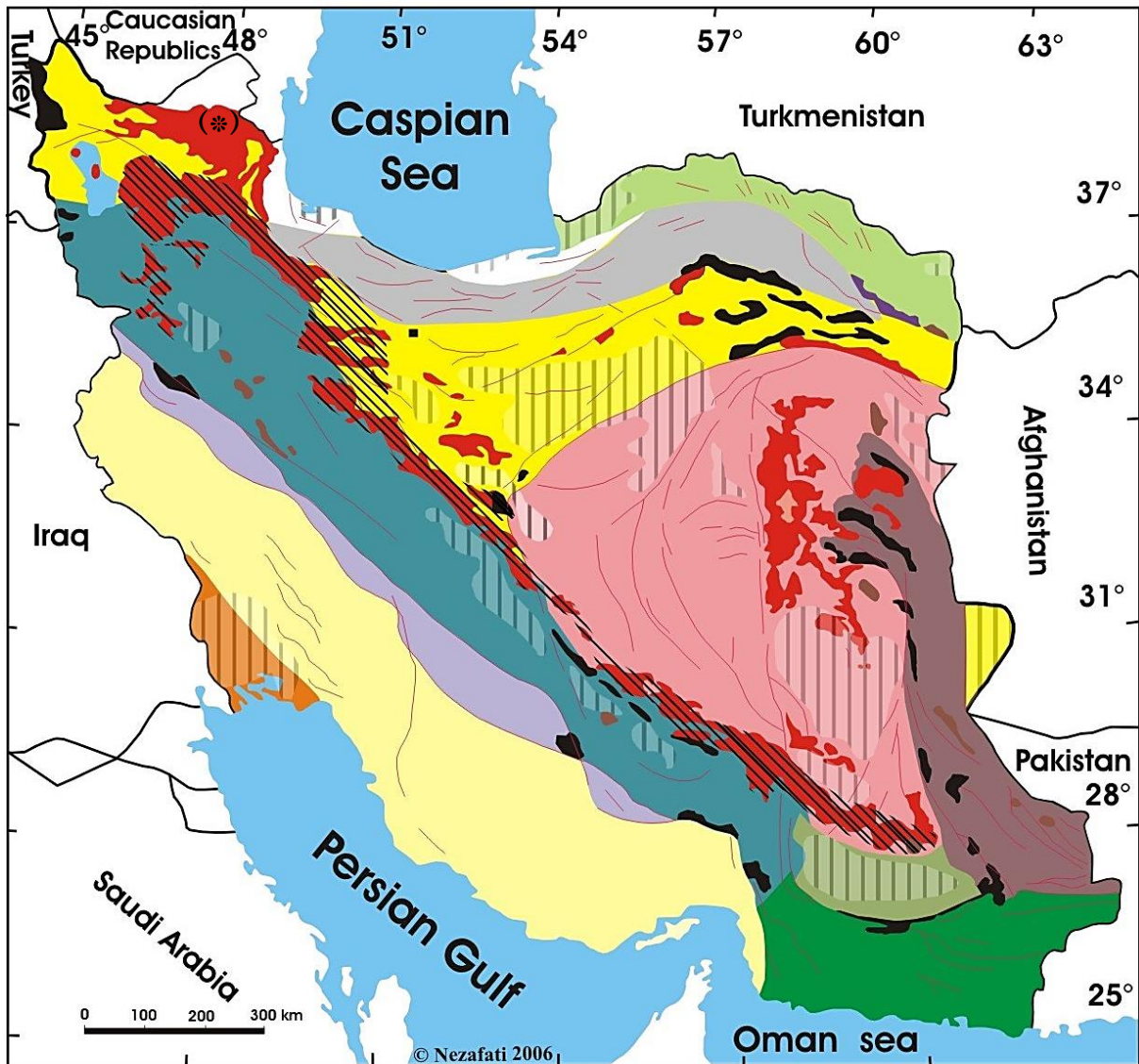
۳-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه

بر طبق تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی ایران [۳] محدوده مورد مطالعه بخشی از زون البرز-آذربایجان محسوب می‌شود (شکل ۲-۴) و همچنین بر اساس نقشه زیر تقسیمات اصلی زمین‌ساختی ایران [۹] در محدوده آتشفشانی ترشیر - کواترنر واقع می‌شود (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴- تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی ایران و موقعیت منطقه مورد نظر در محدوده زون البرز- آذربایجان

رشته کوه‌های البرز با روند تقریباً شرقی - غربی بخشی از رشته کوه‌های آلپ - هیمالیا است که در طی حرکات آلپ پایانی به صورت کنونی درآمده است. البرز از سمت شمال به بلوک فرورفته کاسپین و از سمت جنوب به فلات ایران مرکزی محدود می‌شود. در دوره سنوزوئیک این منطقه به شدت تحت تاثیر فازهای کوهزایی آلپی قرار گرفته که نقطه اوج آتشفشانی آن در ائوسن و پلوتونیزم آن در اولیگوسن و میوسن بوده است. کرتاسه فوقانی یک دوره کشش طولانی در این منطقه بوده است که در طی آن در امتداد شکستگی‌های عمیق در حاشیه شمالی پلاتفرم آذربایجان و در بخش‌های سست پوسته، ماگمای با ترکیب آلکالن و تحت اشباع فوران کرده است. در آغاز باز شدن شکستگی‌ها هنگامی که شکاف‌ها تنگ بوده‌اند، ماگما غنی از گاز بوده که در نتیجه آن آنالسیم متبلور شده است که نشان دهنده شروع یا خاتمه کشش است [۴].



- | | | | |
|----------------------------|--|--|------------------|
| Khuzestan plain | Alborz Mountains | Makran (Fore arc basin) | Volcanic rocks |
| Zagros fold belt | Central Domain | Eastern Iran | Paratethys basin |
| Zagros Thrust (Disputable) | Central Iran Micro-continent (Lut Block) | Ophiolite (Neo-Tethys oceanic crust) | Depressions |
| Sanandaj-Sirjan zone | Kopeh Dagh | Ophiolite (Paleo-Tethys oceanic crust) | Faults |
| Urumieh-Dokhtar zone | Makran (Accretionary prism) | Intrusive bodies | Sea |

شکل ۲-۵- زیر تقسیمات اصلی زمین‌ساختی ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه (*) در محدوده سنگ‌های آتشفشانی

در انتهای کرتاسه، یک فاز تکتونیکی قدرتمند در شمال غرب ایران موجب بالا آمدن البرز، سلطانیه و قافلانکوه شده است. بعد از این فاز تکتونیکی، یک فاز کششی که نقطه اوج آن در ائوسن میانی و فوقانی بود به وقوع پیوسته است. پلاتفرم آذربایجان در طی دوره ائوسن به دلیل جنبش‌های کششی، مانند دیگر بخش‌های ایران شاهد فواران‌های آتشفشانی بوده است، به گونه‌ای که در امتداد بازشدگی گسل اردبیل - میانه یک خط آتشفشانی به طول ۲۰۰ کیلومتر ایجاد شده است [۶].

محدوده مورد مطالعه در بخش مرکزی نیمه بالایی ورقه ۱:۱۰۰،۰۰۰ لاهرود قرار گرفته است. قدیمی ترین واحدهای سنگی ورقه لاهرود را مجموعه افیولیتی سامانلوداغ - الله یارلو - لاپچین به سن قبل از کرتاسه تشکیل می دهد که رخنمون آن در هسته تاقدسی الله یارلو قرار دارد که از طاووس دره سی در شرق تا روستای مردان در غرب امتداد یافته است. این مجموعه شامل سنگ های دگرگونی از جنس آمفیبولیت، شیست، گنایس، متادیاباز به همراه بخش هایی از سرپانتینیت و برش های تکتونیک از جنس پلاژیوگرانیت - گابرو، دونیت، گنایس و مرمر است. آهک مرمری شده بر روی این آمیزه و گاه در داخل آن به صورت نواری با روند شرقی - غربی دیده می شود که تا گوشه شرقی چهارگوش اهر امتداد می یابد. این مجموعه بخشی از کمربند افیولیتی است که از ترکیه شروع شده و تا جنوب شرقی اسالم امتداد می یابد.

سنگ های کرتاسه بیشتر در شمال ورقه گسترش داشته و از دو حوضه رسوبی کاملاً متفاوت تشکیل شده است. یکی از آنها حوضه رسوبی صلوات است که شامل ردیف هایی از رسوبات تخریبی ناحیه ای کم عمق بوده و دیگری حوضه رسوبی الله یارلو - هوای است که متشکل از رسوبات عمدتاً کربناته پلاژیک همراه با فعالیت آتشفشانی شدید می باشد. ترداف آتشفشانی بخشی از کمربند بزرگ آتشفشانی کرتاسه است که از شمال شرق ترکیه آغاز شده و پس از عبور از قفقاز کوچک و کوه های قره داغ تا البرز شمالی گسترش دارد. نزدیک به ۶۰ درصد از رخنمون های ورقه لاهرود را سنگ های دوران سوم (سنوزوئیک) می سازند که بخش قابل توجهی از آنها را سنگ های آذرین و قسمت کوچکی را نهشته های آذرآواری تشکیل می دهند. نهشته های نازک لایه تیپ فلیش شامل تناوبی از ماسه سنگ توفی، آهک ماسه ای و شیل و فورس سنگ با ضخامتی بیش از ۵ کیلومتر که فاقد آثار فسیلی هستند تحتانی ترین واحد سنگی دوران سوم را تشکیل می دهند که به شکل ناپیوستگی هم شیب بر روی نهشته های کرتاسه فوقانی قرار گرفته است. فعالیت های آتشفشانی پالئوژن از انتهای کرتاسه شروع شده و در اواسط ائوسن به حداکثر خود رسیده و به تدریج تا اواخر ائوسن از فعالیت آن کاسته شده است. در بخش شمالی منطقه از اوایل پالئوژن حوضه فرورونده ای (حوضه رسوبی مغان) تشکیل شده که چند کیلومتر رسوبات تخریبی حاصل از مواد آتشفشانی در آن ترسیب شده اند. در حالی که در بخش مرکزی و جنوبی آن فعالیت آتشفشانی شدیدی برقرار بوده است. این فعالیت آتشفشانی در ابتدا تا اواسط ائوسن ماهیت زیر دریایی داشته (برش های آتشفشانی و گدازه های بالشی پیروکسن آندزیتی) ولی به تدریج از آب خارج شده و تا اواخر ائوسن ضخامت زیادی از گدازه های بازالتی، آندزیتی و لایتیتی را در سطح زمین خارج کرده است. واحدهای سنگی ائوسن توسط دو دسته نفوذی های نیمه عمیق شامل گنبد های دیوریت مونزونیتی الیگوسن و سیل های نفیلین سینیتی الیگوسن(?) قطع شده و سبب ایجاد دگرسانی در سنگ های میزبان خود شده اند که از جمله بارزترین آنها می توان به دگرسانی شمال رودخانه قره سو (اطراف روستای دوست بیگلو) اشاره کرد که فعالیت های گرمابی مرتبط با گنبد های دیوریت مونزونیتی سبب تجزیه گدازه های غنی از پتاسیم لایتیتی ائوسن فوقانی به مجموعه ای از آلونیت، کائولن، فلدسپار و سیلیس شده است. واحدهای سنگی نئوژن در ورقه لاهرود عموماً شامل گدازه های آتشفشانی و گنبد های نفوذی به همراه سنگ های

آذرآواری و رسوبی است. گنبد‌های ترکیبی - داسیتی با درزه‌های ستونی که ضخامت آنها تا ۱۰۰ متر نیز می‌رسد به پلیوسن نسبت داده شده‌اند. واحدهای ایگنمبریتی اغلب برشی شده با قطعات تراکیتی و سیمان خاکستر و توف که در جنوب رودخانه قره‌سو و دشت مشکین شهر حضور دارند. بر روی واحد ایگنمبریتی، کنگلومرا حاوی قلوه‌های آتشفشانی و سیمانی از جنس خاکستر و توف قرار دارد که به اواخر پلیوسن - اوایل دوران چهارم نسبت داده شده است.

فعالیت‌های آتشفشانی صورت گرفته در پلیوستوسن با ترکیب بازالت‌های الیوین و پیروکسن‌دار را که در روی جوان‌ترین سنگ‌های نئوژن و حتی پادگانه‌های رودخانه‌های قدیمی قرار دارد می‌توان آغاز دوران چهارم در ورقه لاهرود در نظر گرفت. رسوبات آبرفتی شامل سیلت، ماسه سنگ، کنگلومرا، رس و گاهی ژئیس و تراورتن که در دره‌ها و فرورفتگی‌های قدیمی قرار گرفته‌اند همراه با آبرفت‌های رودخانه‌ای در حال تشکیل شامل شن، ماسه و سیلت که در بستر رودخانه‌ها قرار دارند دیگر سازندهای دوران چهارم در منطقه را تشکیل می‌دهند.

ورقه لاهرود از دیدگاه ساختمانی از سه بخش تشکیل شده است:

۱) زون چین‌خورده الله‌یارلو - هوای شامل کمربندی باریک از تاقدیس‌هایی با روند شرقی - غربی در نهشته‌های آهکی و سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه فوقانی است که در هسته آن مجموعه دگرگونی و افیولیتی برونزد دارند.

۲) زون بالآمده فلات مانند مرکزی که متشکل از توالی‌های عظیمی از سنگ‌های آتشفشانی است با شیب کم بر روی نهشته‌های فلیش پالئوژن قرار گرفته و بخش اصلی ورقه لاهرود را تشکیل داده و از نقطه نظر ساختاری به بخش شرقی فلات آذربایجان متعلق است که با فعالیت شدید آذرین دوران سوم مشخص می‌گردد. ۳) حوضه رسوبی مغان که در شمال ورقه لاهرود قرار دارد به دلیل فرونشست تدریجی خود تا اواسط میوسن، بیش از ۵ کیلومتر نهشته‌های شیلی - ماسه سنگی و کنگلومرایی در خود جای داده و بر خلاف زون مرکزی، فاقد فعالیت‌های آتشفشانی چشمگیری است.

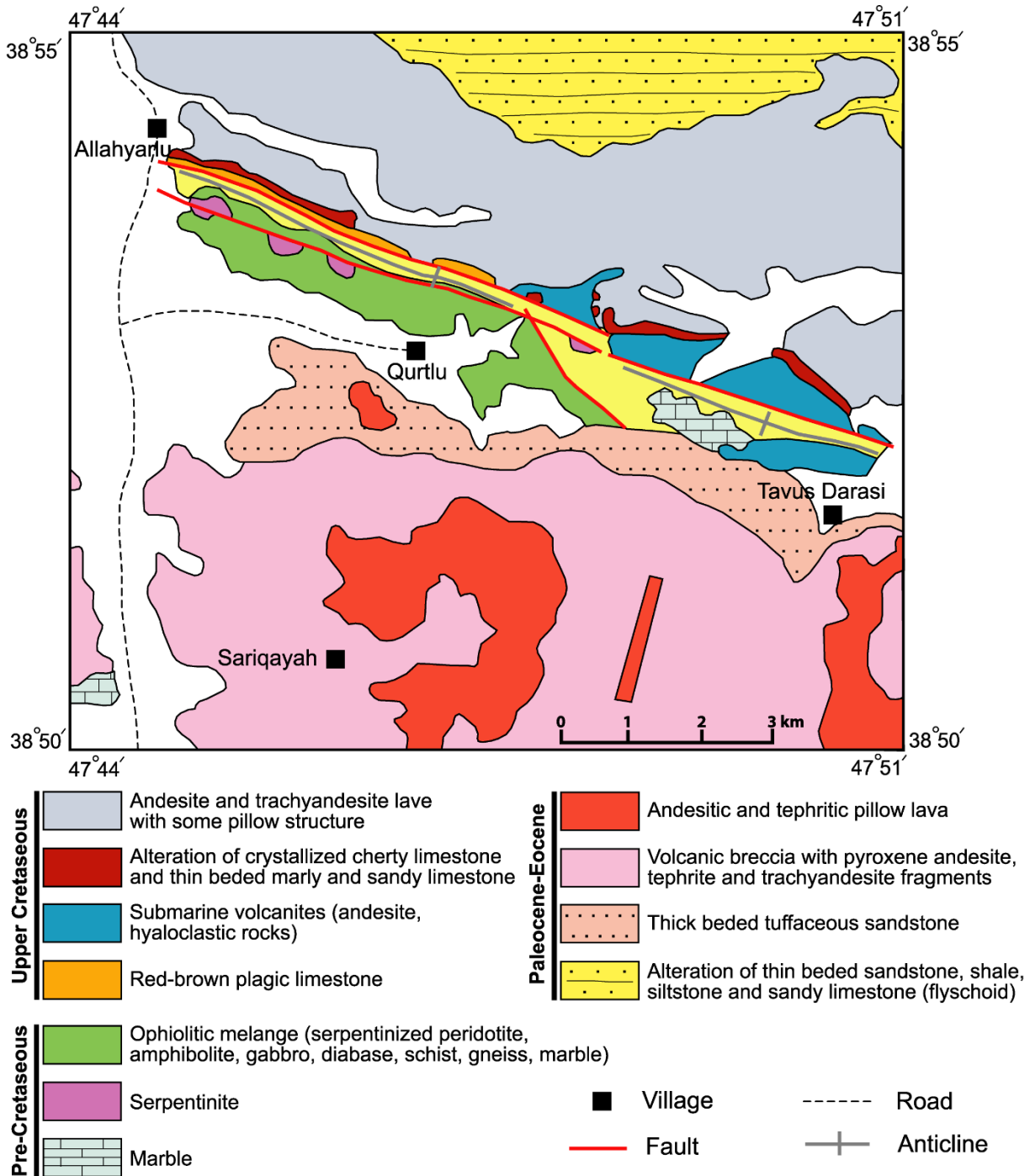
قدیمی‌ترین فاز کوهزایی در ورقه لاهرود مربوط به کیمبرین پسین می‌باشد که با اثراتی نامحسوس که شاید دگرگونی سری الله‌یارلو باشد مشخص می‌شود. در این زون بارزترین فعالیت‌های تکتونیکی مربوط به فاز لارامید است که موجب چین خوردگی نهشته‌های کرتاسه شده و فعالیت‌های آتشفشانی در پایان آن را موجب شده است. برعکس در زون مرکزی حرکات تکتونیکی مربوط به آلپین با تزریق توده‌های نفوذی و ایجاد دگرسانی‌های گرمابی عملکرد شدیدتری داشته و گسل‌های با روند شمال غربی - جنوب شرقی و نیز دسته گسل‌هایی که واحدهای آتشفشانی ائوسن را قطع کرده‌اند می‌توانند مرتبط با حرکات آلپین میانی باشند. اگر چه هیچگونه اثراتی از فازهای زمین‌ساختی آلپین میانی در نهشته‌های حوضه مغان به چشم نمی‌خورد، با این وجود ظهور سنگ‌های آتشفشانی بازالتی و آندزیتی محدود می‌تواند با حرکات تکتونیکی کششی در کف این حوضه مرتبط باشد.

همان طور که عنوان شد فعالیت‌های ماگمایی در ورقه لاهرود از اواخر کرتاسه شروع و تا اوایل دوران چهارم ادامه داشته است. این فعالیت در ائوسن به بیشینه خود رسیده و سپس به تدریج از شدت آن کاسته شده است. ولکانیت‌های ائوسن سرشت آلكالن داشته و به دو نوع پتاسیک (بازالت، لاتیت و تراکیت) که اشباع یا کمی تحت اشباع هستند و سدیک (آنالسیمیت، بازائیت و فونولیت) که به شدت تحت اشباع هستند تقسیم می‌شوند. وجود گدازه‌های غنی از فلدسپاتوئید و شدیداً آلكالن و نبود گدازه‌های کالک آلكالن در ولکانیت‌های ائوسن ورقه لاهرود، ایجاد کافت درون قاره‌ای را تداعی می‌کند. این گدازه‌ها نشانگر یک ضعف پوسته‌ای هستند که در دوران دوم و سوم تحرک بالایی داشته است [۹]. جایگزینی توده‌های نفوذی الیگوسن را می‌توان تکامل نهایی ماگماتیسم ائوسن تلقی کرد.

ورقه لاهرود از منظر زمین‌شناسی اقتصادی پتانسیل چندان‌ی در سطح برای کانسارهای فلزی ندارد و به جزء مقدار اندکی مالاکیت و آزوریت در سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه فوقانی اثر دیگری از کانی‌سازی فلزی در سطح مشاهده نشده است. در حوزه کانسارهای غیر فلزی پتانسیل بیشتری داشته و از جمله آنها می‌توان به مواردی نظیر رگچه‌های آرسنیک در کوه جابولاغی، آلونیت همراه با کائولینیت و کوارتز در شمال رودخانه قره‌سو، سیل‌های نفلین سینیتی در شمال غرب کلان‌درق و تفریت‌های آنالسیم‌دار شمال شرق مشیران، تراورتن در شمال غرب کنگرلو، رس در جنوب شرق منطقه و شمال شیخ محمدلو و خاکسترهای آتشفشانی پومیس در شمال لاهرود اشاره کرد. در شکل ۲-۶ نقشه زمین‌شناسی منطقه الله‌یارلو به همراه جهت محور تاقدیس و محل سنگ‌های منسوب به افیولیت و سنگ‌های دگرگونی نشان داده شده است.

۲-۴- زمین‌شناسی افیولیت الله‌یارلو

مجموعه افیولیتی الله‌یارلو قدیمی‌ترین واحدهای سنگی ورقه لاهرود را تشکیل داده که سن آن به قبل از کرتاسه نسبت داده می‌شود. منطقه الله‌یارلو در شمال غرب ایران بین کمربند کوهزایی قفقاز در شمال و کمربند کوهزایی زاگرس در جنوب و البرز در شرق قرار دارد. به همین دلیل تکوین زمین‌شناسی پیچیده‌ای را می‌توان برای این منطقه متصور شد. واحدهای آهکی کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن سنگ‌های آذرین و دگرگونی را پوشانیده‌اند [۱]. برخی محققین مجموعه الله‌یارلو را ادامه جنوبی کمربند افیولیتی سوان-آکرا-قره‌داغ در قفقاز کوچک در نظر می‌گیرند [۵]. برخی دیگر آن را ادامه افیولیت مشهد و شاندرمن و کمپلکس ماسوله در امتداد زمین درز تیتیس کهن در شمال ایران در نظر می‌گیرند [۷، ۸]. برخی اجزای افیولیتی از قبیل بازالت‌های بالشتی و دایک‌های صفحه‌ای در این مجموعه دیده نمی‌شوند. از این نظر سنگ‌های مجموعه الله‌یارلو مشابه بعضی افیولیت‌ها هستند که گابرو و بازالت خیلی کمی دارند. سنگ‌های دگرگونی از مهم‌ترین اجزای مجموعه الله‌یارلو هستند. این سنگ‌های دگرگونی شامل گارنت شیست، گارنت گنیس، آمفیبولیت و مرمر به همراه بلوک‌هایی از سرپانتینیت و برش‌های تکتونیکی شامل گابرو، دونیت و دیاباز می‌باشند.



شکل ۲-۶: نقشه زمین‌شناسی منطقه الله یارلو با اقتباس از نقشه لاهرود [۱]

میانگین دمای دگرگونی محاسبه شده برای گارنت شیست‌ها و گنیس‌ها 530°C – 570°C برای اوج دگرگونی و فشار $4/5$ Kbar است. دما و فشار تخمینی برای این سنگ‌ها با گرادیان دگرگونی نوع باروین منطبق است که در محیط‌های تکتونیکی ضخیم‌شدگی پوسته‌ای مانند جزایر قوسی و آتشفشانی و همچنین محل برخورد صفحات قاره‌ای حاصل می‌شود [۲].

برونزد سنگ‌های این مجموعه به صورت یک تاقدیس در منطقه رخنمون دارد. بر اساس مشاهدات میدانی انجام شده از محدوده مورد مطالعه، واحدهای سنگی از قدیم به جدید به شرح زیر مشخص شده و اطلاعات صحرائی و نتایج به دست آمده از نمونه‌های اخذ شده از آنها آورده شده است.

۲-۴-۱- سنگ‌های دگرگونی

این واحد به صورت یک نوار با امتداد کلی شمال غرب - جنوب شرق، از شرق روستای کهنه‌کندی تا شمال روستای طاووس دره‌سی رخنمون دارد و بیشتر از نوع شیست و گاهی سنگ‌هایی با درجه دگرگونی بالاتر تشکیل شده‌اند. شیست‌ها در سطوح هوازده و فرسوده به رنگ‌های خاکستری و آبی مایل به سبز است و در آنها میکاشیست و پرازینیت (شیست سبز با منشاء سنگ‌های آذرین حدواسط تا بازیک) قابل تشخیص است. وجود شیستوزیته بارز در بیشتر سنگ‌های این واحد و وجود کانی موسکویت در آنها، نشان از شیست بودن این سنگ‌ها دارد (شکل ۲-۷).



شکل ۲-۷: واحد شیست در منطقه با شیستوزیته واضح و مشخص

در برخی از سنگ‌های دگرگونی که دارای درجه دگرگونی بالاتر هستند، کانی‌های روشن (فلدسپار) و تیره (کانی‌های فرومنیزین) در حال جدا شدن بوده و سنگ به همین دلیل دارای نوارهای تیره و روشن است. این سنگ‌ها احتمالاً نشان‌دهنده رخساره آمفیبولیت هستند. بخش‌هایی که به نظر درجه بالاتری را نشان می‌دهند بیشتر در جنوب واحدهای دگرگونی در حد رخساره شیست دیده می‌شوند و مرز آنها با یکدیگر به صورت گسله است. در بعضی از این نقاط شدت دگرگونی به حدی بوده که باعث تشکیل گرانیت گنایس شده است.

علاوه بر دو واحد دگرگونی اشاره شده در بالا، دو رخنمون بزرگ از سنگ آهک بلورین (مرمر) نیز در جنوب روستای میکائیل دره‌سی دیده می‌شود که توسط راه ارتباطی به این روستا به دو بخش شرقی و غربی تقسیم شده است. در رخنمون غربی این مرمر، آثار فعالیت معدنکاری شامل احداث راه و همینطور برداشت‌های اولیه مشاهده می‌شود که احتمالاً به دلیل عدم وجود ذخیره مناسب ادامه کار متوقف شده است (شکل ۸-۲). علاوه بر این دو رخنمون، یک رخنمون باریک در شرق روستای میکائیل دره‌سی نیز دیده می‌شود.



شکل ۸-۲: واحد سنگ مرمر در غرب روستای میکائیل دره‌سی (دید به شمال شرق؛ ارتفاع تقریبی بلوک مرمری ۰۰۰۰)

۲-۴-۲- گرانیت و رگه‌های سیلیسی

در لابلای واحد دگرگونی منطقه، گرانیت‌های هولولوکوکرات که دارای کوارتز، آلکالی‌فلدسپار \pm مسکویت است، رخنمون دارد. در بعضی از رخنمون‌های گرانیتی، بلورهای کوارتز، فلدسپات و موسکویت به حدی رشد کرده‌اند که ظاهری مشابه بافت پگماتیته نشان می‌دهد. بعضی از این رگه‌ها دارای بلورهای جهت‌یافته بوده که احتمالاً این رگه‌ها همزمان با مرحله دگرگونی در داخل سنگ‌های میزبان تزریق شده‌اند و به نظر سایر رگه‌های فاقد بلورهای جهت‌یافته، در انتها یا پس از دگرگونی تشکیل گردیده‌اند. امتداد این رگه‌های گرانیتی با امتداد اصلی سنگ‌های منطقه یکی است و از آنها تابعیت می‌کند.

وجود رگه‌های سیلیسی با ضخامت ۵۰ سانتیمتر تا حداکثر ۴ متر در میان واحد سنگ دگرگونه منطقه مشاهده می‌شود. امتداد غالب این رگه‌های سیلیسی با امتداد اصلی لایه‌ها و شیستوزیته در منطقه یکسان بوده و در جهت شمال غرب - جنوب شرق است. این رگه‌های سیلیسی احتمالاً از گرانیت‌هایی که در مراحل آخر دگرگونی به وجود آمده‌اند و ارتباطی با فرآیند دگرگونی که در نتیجه آن سیلیس به صورت شیرابه از درون سنگ‌های دگرگونی خارج شده باشد، ندارند (شکل ۹-۲).

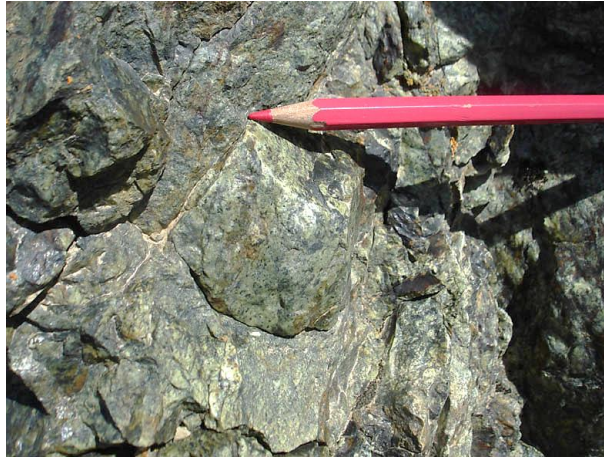


شکل ۲-۹: تصویری از سیلیس موجود در منطقه

این سیلیس‌ها از بلورهای بسیار ریز تا بی‌شکل کوارتزکه به شدت تجدید تبلور یافته هستند، تشکیل شده‌اند. کشیدگی این بلورها در امتداد شیستوزیته سنگ حائز اهمیت است. بلورهای ریز و بی‌شکل کلریت و تیغک‌های ریز تا فیبری شکل میکای سفید (احتمالاً از نوع فنزیت) به مقدار زیاد در جهت شیستوزیته سنگ دیده می‌شود. حضور نوارهای تجمع یافته و جهت یافته از میکای سفید همراه با چین‌خوردگی قابل توجه است. همچنین تناوب نوارهای متشکل از بلورهای ریز و بی‌شکل با نوارهای رشد یافته و چین‌خورده بلورهای کوارتز حائز اهمیت‌اند.

۲-۴-۳- سنگ‌های اولترابازیک (سرپانتینیت)

سنگ‌های اولترابازیک به صورت تراشه در لابه‌لای سنگ‌های دگرگونی رخنمون دارند و مرز آنها با سنگ‌های دگرگونی به صورت گسله است. (شکل ۲-۲). این سنگ‌ها اصولاً به رنگ سیاه بوده و به علت ریزدانه بودن، کانی‌های تشکیل دهنده آنها در نمونه دستی قابل مشاهده نیستند. در همه رخنمون‌های سنگ‌های اولترابازیک، پدیده سرپانتینی شدن با شدت‌های مختلف صورت گرفته است. سرپانتین در مقادیر مختلف به صورت رگه‌ای و یا توده‌ای تشکیل شده و موجب شده است که سنگ دارای رنگ روشن‌تر (سبز تیره تا روشن) گردد (شکل ۲-۱۰). همراه با سرپانتین، اغلب، قسمت‌هایی از سنگ اولترابازیک اولیه باقی مانده است. سرپانتین‌ها دارای ساخت توده‌ای هستند. سنگ‌های اولترابازیک در محدوده مورد مطالعه از نظر پراگندگی مکانی، به دو بخش تقسیم می‌شوند.



شکل ۲-۱۰: پدیده سرپانتینیتی شدن در سنگ‌های اولترابازیک

مجموعه رخنمون‌های غربی، در جنوب شرق روستای کردکنندی واقع شده است. این مجموعه از یک رخنمون بزرگ و تعدادی رخنمون‌های کوچک تشکیل شده است. روند کلی و امتداد کشیدگی این سنگ‌ها با گسل اصلی منطقه هماهنگی دارد و این نکته که قرار گرفتن این سنگ‌ها در لابه‌لای سنگ‌های دگرگونی ناشی از گسل خوردگی است را تأیید می‌کند. طول این رخنمون‌های کوچک و منفرد بیش از ۱۰۰۰ متر و عرض آن نیز حدود ۳۰۰ متر است. رخنمون غربی در جنوب غربی روستای میکائیل دره‌سی و در کنار راه ارتباطی روستای قورت‌لو به روستای میکائیل دره سی قرار دارد. سنگ‌های اولترابازیک در این رخنمون‌ها با شدت بیشتری سرپانتینیتی شده‌اند. سنگ‌های اولترابازیک به دلیل اینکه بخش اعظم آنها به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند، فرسایش ملایمی دارند. این سنگ‌ها با سنگ‌های مجاور خود دارای همبری گسله هستند.

۲-۴-۴- گرافیت

سنگ‌های حاوی گرافیت اصولاً به رنگ سیاه و نوک مدادی بوده و جلای چربی دارند. در همه رخنمون‌ها، گرافیت‌ها همراه با شیست‌ها هستند. پدیده شیستی شدن با شدت‌های مختلف صورت گرفته است. در سنگ‌های شیستی شده، گرافیت در مقادیر مختلف به صورت رگه‌ای و یا توده‌ای تشکیل شده است (شکل ۲-۱۱).

۲-۴-۵- سنگ‌های ولکانیکی با میان لایه‌های آهک و زغال

در بخش شرقی محدوده مورد مطالعه و از شمال غرب تا شرق روستای میکائیل دره‌سی، یک مجموعه سنگی متشکل از سنگ‌های ولکانیکی با تناوب آهک‌های ضخیم لایه دیده می‌شود. امتداد کلی این سنگ‌ها تقریباً شرقی - غربی و شیب آنها به سمت شمال است. مرز جنوبی این واحد سنگی با سنگ‌های دگرگونی گسله است. سنگ‌های ولکانیکی بیشتر با رنگ سبز تا قهوه‌ای تیره به صورت یک در میان توسط لایه آهک پوشیده شده‌اند. ضخامت هر افق از سنگ آذرین در حدود ۷ تا ۱۰ متر و سنگ‌های آهکی که ضخیم و توده‌ای هستند حدود ۳ تا ۵ متر است.



شکل ۲-۱۱: گرافیت به صورت رگه‌ای در داخل شیست (طول محدوده دید ۰۰۰۰)

۲-۴-۶- سنگ‌های ولکانیکی

از شمال غرب تا جنوب شرق محدوده مورد مطالعه، خصوصاً بخش شمالی، مجموعه‌ای متشکل از سنگ‌های ولکانیکی با چهره صخره‌ساز مشاهده می‌شود. این مجموعه سنگ‌ها که حاصل فعالیت‌های آتشفشانی در محیط دریایی است، دارای ترکیب نیمه بازیک تا بازیک هستند. به منظور مطالعه روند تغییرات این سنگ‌ها با حرکت در جهت عمود بر امتداد اصلی آنها که تقریباً شرقی - غربی با شیب به سمت شمال هستند، در دو پیمایش از جنوب به شمال از روی این تناوب سنگی عبور کرده و تغییرات ثبت شدند. این سنگ‌ها به طور دائم دارای تغییرات رنگ و ترکیب شیمیایی هستند. این واحد سنگی در جنوب روستای سید محمدلو از گدازه ولکانیکی به لایه‌های نازکی از خاکستر تبدیل می‌شود که ترکیب بازیک داشته و از این نقطه به سمت غرب می‌توان در شمال واحد گدازه‌ای، توف‌های ریزدانه را مشاهده کرد (شکل ۲-۱۲).



شکل ۲-۱۲: نمایی از سنگ‌های ولکانیکی در بخش شمالی محدوده (دید به سمت شمال)

۲-۴-۷- نهشته‌های مربوط به پادگانه‌ها و مخروط افکنه‌ها

بخش عمده‌ای از محدوده مورد مطالعه را آبرفت‌های سخت نشده تشکیل داده‌اند. قطعات تشکیل دهنده این نهشته‌ها برحسب موقعیت سنگ بالادست خود، متغیر است. در بخش‌هایی که سنگ‌های بالادست از سنگ‌های ولکانیکی تشکیل شده است، بیشتر قطعات از آن سنگ‌ها بوده و در دامنه‌هایی که سنگ‌های بالادست، از سنگ‌های دگرگونی است نیز قطعات موجود در این رسوبات از این سنگ‌ها می‌باشند. با توجه به اینکه این آبرفت‌ها سطح همواری را ایجاد می‌کنند، بخش عمده سطح آنها را زمین‌های کشاورزی پوشانده است. ضخامت این رسوبات از ۱ تا ۶ متر در مناطق مختلف محدوده متغیر است.

۲-۴-۸- رسوبات آبرفتی

این مجموعه شامل جوان‌ترین واحدهای محدوده مورد مطالعه بوده که شامل آبرفت‌های موجود در بستر آبراهه‌های محدوده است (شکل ۲-۱۳). این رسوبات بیشتر از قطعات دانه متوسط تا درشت (۱ تا ۵ سانتی‌متر) مجزا از هم تشکیل شده و در اثر جریان رواناب‌ها جابجا می‌گردند.



شکل ۲-۱۳: ارتباط میان واحد آبرفتی (Q^{al}) با نهشته‌های مربوط به پادگانه‌های آبرفتی (Q^{ft})

منابع

- ۱- باباخانی ع. و خان ناظر ن.ح. ۱۳۷۰. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ لاهرود، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۲- سلیمی ز.، مؤذن م.، حاج علی اوغلو ر. ۱۳۹۹. بررسی دما و فشار تشکیل شیست‌ها و گنیس‌های مجموعه الله‌یارلو در شمال غرب ایران. مجله علوم زمین، ۲۹(۱۱۶)، ص. ۳۵-۴۸.
- ۳- نبوی، م.ح. ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۱۰۹ ص.

- 4- Didon, J., Y.A. Gemain, 1976. Le sabalan, volcano plio-quaternaire de l'Azerbaïdjan oriental (Iran) ; Étude géologique et pétrographique du l'edifice et son environnement régional. Thèse 3^{ème} cycle, university scientifique et Médicale de Grinoble. France.
- 5- Galoyan G., Rolland Y., Sosson M., Corsini M., Billo S., Verati C., Melkonyan R. 2009. Geology, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Sevan Ophiolite (Lesser Caucasus, Armenia): Evidences for Jurassic Back-arc opening and hot spot event between the South Armenian Block and Eurasia. – *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, pp. 135–153.
- 6- Lescuyer, J.L., R. Riou, 1976. Géologie de la région de Mianeh (Azerbaïdjan). Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de l' Iran. Thèse 3^{ème} cycle. Grenoble, 233 p.
7. Rossetti F., Monié P., Nasrabad M., Theye T., Lucci F., Saadat M. 2017. Early Carboniferous subduction-zone metamorphism preserved within the Palaeo-Tethyan Rasht ophiolites (western Alborz, Iran). *J. Geol. Soc. Lond.*
- 8- Shafaii Moghadam H., Stern R. 2014. Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (I) Paleozoic ophiolites, 20P.
- 9- Stocklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia, *Mem. Ser. Society of Geology of France* 8, 333–353.

بخش سوم: نتایج و یافته‌های پژوهش

۳-۱- نمونه‌برداری از محدوده

در طی بازدید از محدوده مورد مطالعه اقدام به نمونه‌برداری از واحدهای مختلف جهت تهیه مقاطع میکروسکوپی و نیز انجام آنالیزهای شیمیایی مختلف گردید (اشکال ۳-۱ و ۳-۲).



شکل ۳-۱: نمونه‌برداری چکشی از واحدها و سنگ‌های گرافیت‌دار



شکل ۲-۳: تصویر نمونه‌های برداشت شده جهت تهیه میکروسکوپی و ارسال برای آنالیز

لایه‌ای از افق گرافیتی در محدوده افیولیتی الله یارلو وجود دارد که در توالی دگرگونی این منطقه دیده می‌شود. گرافیت عمدتاً در بین لایه‌های سنگ‌های اسلیت و شیست به صورت پولکی و ورقه‌ای پخش شده است. لایه‌های گرافیتی به رنگ سیاه و خاکستری فولادی دیده می‌شود که دست را به راحتی سیاه می‌کنند. به دلیل تاثیرات تکتونیکی خرد شدگی نیز در لایه‌های گرافیتی دیده می‌شود.

۲-۳- مطالعات پتروگرافی

گرافیت منطقه الله یارلو به صورت پراکنده در باند گرانولیتی دیده می‌شود که کانون مطالعات بر روی این قسمت متمرکز شد. در این قسمت گرافیت به صورت ورقه‌ای دیده می‌شود. گرافیت کانی فرعی در گرانولیت بوده و همراه با بیوتیت و کانی‌های دگرگونی درجه بالا مثل گارنت، سیلیمانیت، کردیریت، پلاژیوکلاز، کوارتز و فلدسپار پتاسیم یافت می‌شود. در مناطق گسلیده مقادیر گرافیت حتی به ۰.۵٪ نیز می‌رسند. موسکویت فراوان-ترین کانی دگرگونی بوده که نشان دهنده دگرگونی پس‌رونده است. بسیاری از کانی‌های گرانولیتیکی به جز کوارتز و مقداری بیوتیت که به طور کامل به کلریت تبدیل نشده است، پس‌رونده هستند. بلورهای مسکویت و کلریت همراه با گرافیت هستند که متاسوماتیسم آب‌دار در حین دگرگونی را نشان می‌دهند. کلریت که در بعضی نمونه‌ها دیده می‌شود نشانه دیگری از دگرگونی پس‌رونده است. تعداد سه نمونه جهت تهیه مقاطع

نازک و صیقلی به شرکت زرآزما زنگان ایرانیان ارسال گردید. نتایج مطالعات پتروگرافی از مقاطع تهیه شده به شرح زیر است:

نمونه ۱ در نور عبوری:

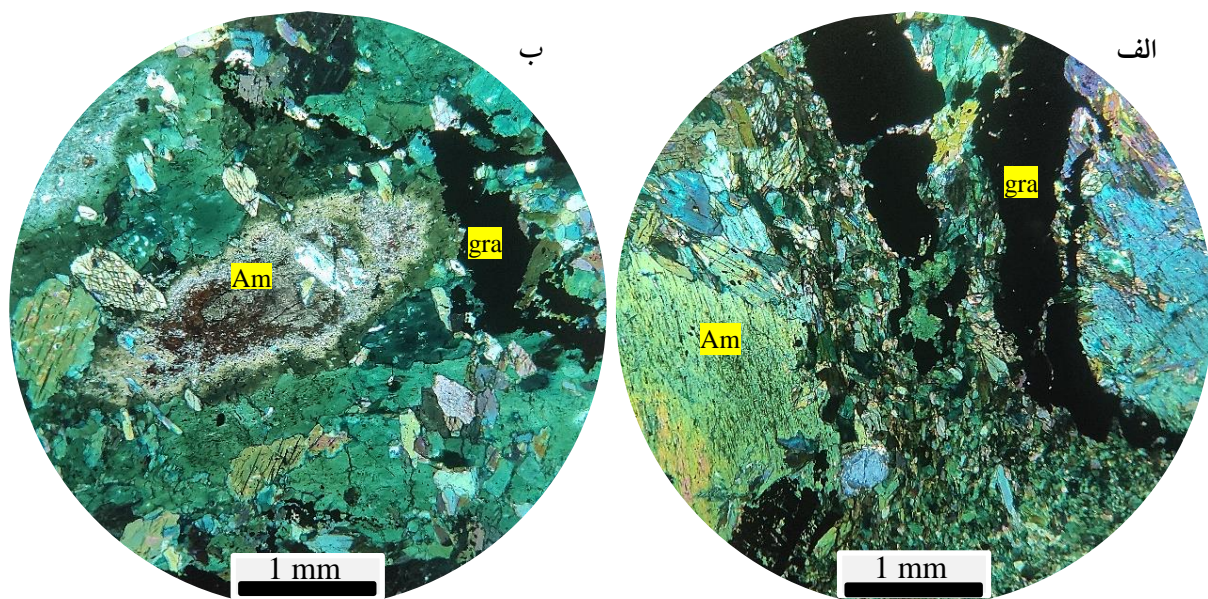
کانی‌های اصلی: آمفیبول، موسکویت

کانی‌های فرعی: پیروکسن، کانی‌های اپک

دگرسانی: اکتینولیت - ترمولیتی، اپیدوت - کلریتی، سریستی

بافت: گرانوبلاستیک، رگچه‌ای

توصیف مقطع: یک سنگ دگرگونی متشکل از کانی‌های اصلی شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هورنبلند به همراه موسکویت نیمه شکل‌دار و کانی‌های فرعی پیروکسن شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و کانی‌های اپک می‌باشد. هورنبلندها اغلب شکل‌دار بوده و بیش از ۸۵ درصد فراوانی کانی‌های تشکیل دهنده سنگ را به خود اختصاص داده‌اند، اندازه کانی‌های اصلی بین ۱ تا ۴ میلی‌متر متغیر است. برخی از هورنبلندها از حاشیه در حال دگرسانی به اکتینولیت و کلریت هستند. پیروکسن‌ها به صورت فرعی تشکیل شده‌اند و از حاشیه به انواع مختلف آمفیبول دگرسان شده است. کانی‌های فلدسپاتی از جمله پلاژیوکلازها فراوانی کمتر از ۵ درصد در نمونه دارد. کانی گرافیت و (مگنتیت) به صورت پراکنده و همزمان با هورنبلندها تشکیل شده است. رگچه‌های با ترکیب کانی‌های ثانویه کلریت، سنگ را قطع کرده‌اند. بافت غالب سنگ گرانولار است. در این نمونه، شیبستوزیته ضعیفی در مقیاس میکروسکوپی دیده می‌شود. بنابراین تلفیق نتایج میکروسکوپی با نتایج صحرایی، در تعیین نام سنگ مفید خواهد بود (شکل ۳-۳).



شکل ۳-۳: الف، ب- کانی‌های آمفیبول (Am) شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با حاشیه دگرسان شده به کلریت و اکتینولیت به همراه گرافیت (سیاه) در نور عبوری XPL

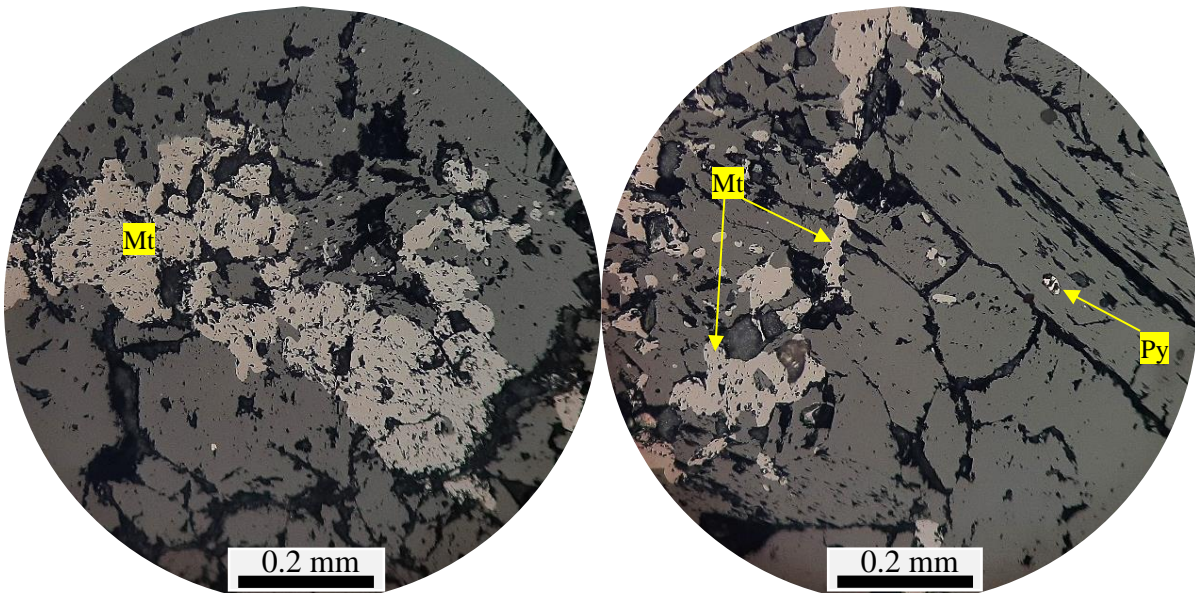
نمونه ۱ در نور انعکاسی:

نام سنگ: آمفیبولیت

کانه‌ها: مگنتیت و پیریت

بافت: دانه‌ای پراکنده

توصیف مقطع: مگنتیت به صورت دانه‌های پراکنده در مرز بلوری کانی‌های اصلی سنگ تشکیل شده است. در بخش‌هایی از نمونه، کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت در داخل مگنتیت تشکیل شده و تأییدی بر تقدم تشکیل کانی‌های سولفیدی نسبت به کانی‌های اکسیدی است. ابعاد مگنتیت در این نمونه از کوچکتر از ۰/۱ میلی‌متر تا ۲ میلی‌متر متغیر است. مگنتیت دارای فراوانی ۵ درصد در سطح مقطع است. پیریت نیز به صورت دانه‌های پراکنده در زمینه و در برخی بخش‌ها در داخل مگنتیت تشکیل شده است. فراوانی کمتر از ۱ درصد در سطح مقطع دارد. ابعاد آن به طور میانگین بین ۱۰ تا ۵۰ میکرومتر است (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۴: کانی‌های مگنتیت (Mt) و پیریت (Py)، به صورت دانه‌های بی‌شکل توده‌ای تا پراکنده در نور انعکاسی

نمونه ۲ در نور عبوری:

کانی‌های اصلی: کوارتز، پتاسیم فلدسپات و موسکویت

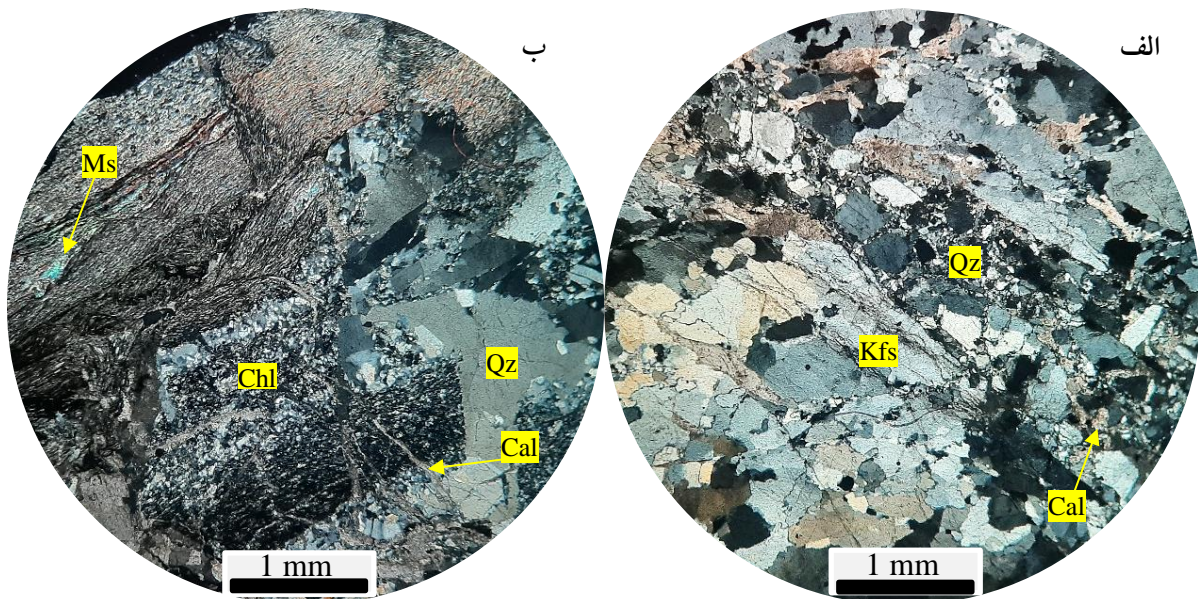
کانی‌های فرعی: پلاژیوکلاز، کانی‌های اپک

دگرسانی: کربناتی، کلریتی، سریسیتی

بافت: گرانوبلاستیک و رگچه‌ای

توصیف مقطع: نوعی سنگ دگرگونی است. مهم‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ شامل کوارتز و پتاسیم فلدسپات هستند. این سنگ تحت تأثیر فشارهای تکتونیکی قرار گرفته و ضمن میلونیتی شدن، کانی‌های تشکیل دهنده در یک جهت رشد بیشتری داشته‌اند و شیستوزیته از خود نشان می‌دهند. ابعاد کانی‌های کوارتز

و فلدسپات در این نمونه بین ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر متغیر هستند. قطعاتی از سنگ میکاشیست در داخل این سنگ دیده می‌شود. بخش‌های میکاشیستی در این سنگ متشکل از کانی‌های موسکویت، کلریت و کوارتز هستند. در امتداد شکستگی‌های این سنگ، کانی‌های ثانویه از جمله کربنات‌ها، کلریت و سریسیت به همراه کوارتز ریزبلور تشکیل شده‌اند. بافت غالب سنگ گرانوبلاستیک و رگچه‌ای بوده و این سنگ دگرسانی کربناتی، سریسیتی و کلریتی را تحمل کرده است (شکل ۳-۵). با توجه به شواهد کانی‌شناسی، سنگ مادر این سنگ احتمالاً نوعی آکالی فلدسپات گرانیت بوده است که تحت تأثیر دگرگونی، میلونیتی شده است.



شکل ۳-۵: الف- تبلور مجدد کانی‌های اصلی و ایجاد شیستوزیته در بخش‌های متشکل از کوارتز (Qz) و فلدسپات پتاسیم (Kfs)، ب- قطعاتی از میکاشیست حاوی مسکویت (Ms) که در داخل سنگ به دام افتاده و توسط رگچه‌های کربناتی (Cal) قطع شده است، نور عبوری XPL

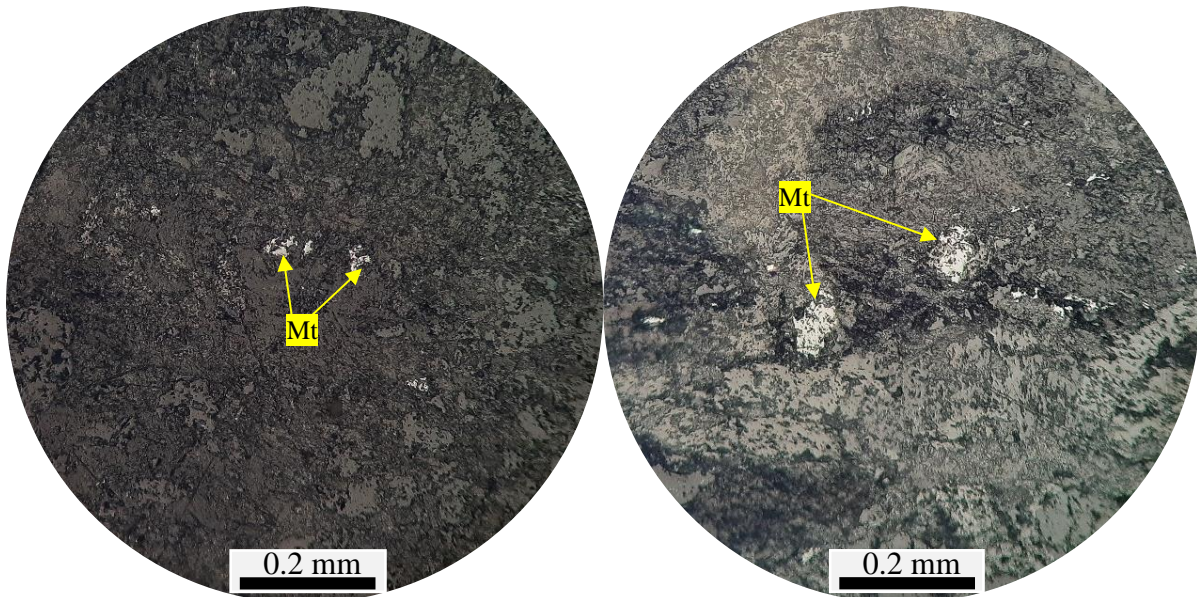
نمونه ۲ در نور انعکاسی:

نام سنگ: گرانیت میلونیتی

کانه‌ها: مگنتیت

بافت: دانه‌ای پراکنده

توصیف مقطع: مگنتیت به صورت دانه‌های پراکنده تشکیل شده است. این کانها از شکستگی‌ها توسط کانی‌های ثانویه از جمله اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن از جمله گوتیت در حال جانشینی است. ابعاد مگنتیت در این نمونه از کوچکتر از ۰/۱ میلی‌متر تا ۲ میلی‌متر متغیر است. دارای فراوانی کمتر از ۱ درصد در سطح مقطع است (شکل ۳-۶).



شکل ۳-۶: مگنتیت (Mt) با بافت دانه‌ای پراکنده در نور انعکاسی

نمونه ۳ در نور عبوری:

کانی‌های اصلی: پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول

کانی‌های فرعی: بیوتیت، کانی‌های اپک

دگرسانی: اکتینولیت، ترمولیت، اپیدوت - کلریتی، سریسیتی

بافت: گرانوبلاستیک و رگچه‌ای

توصیف مقطع: نوعی سنگ دگرگونی است. مهم‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ شامل کوارتز و پتاسیم فلدسپات بوده‌اند. این سنگ تحت تأثیر فشارهای تکتونیکی قرار گرفته و ضمن میلونیتی شدن آن، کانی‌های تشکیل دهنده در یک جهت رشد بیشتری داشته‌اند و شیستوزیته از خود نشان می‌دهند. ابعاد کانی‌های کوارتز و فلدسپات در این نمونه بین ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر متغیر هستند. در امتداد شکستگی‌های این سنگ، کانی‌های ثانویه از جمله کربنات‌ها و سریسیت به همراه کوارتز ریزبلور تشکیل شده‌اند. بافت غالب سنگ گرانوبلاستیک و رگچه‌ای بوده و این سنگ دگرسانی کربناتی، سریسیتی و سیلیسی را تحمل کرده است (شکل ۳-۷).

نمونه ۳ در نور انعکاسی:

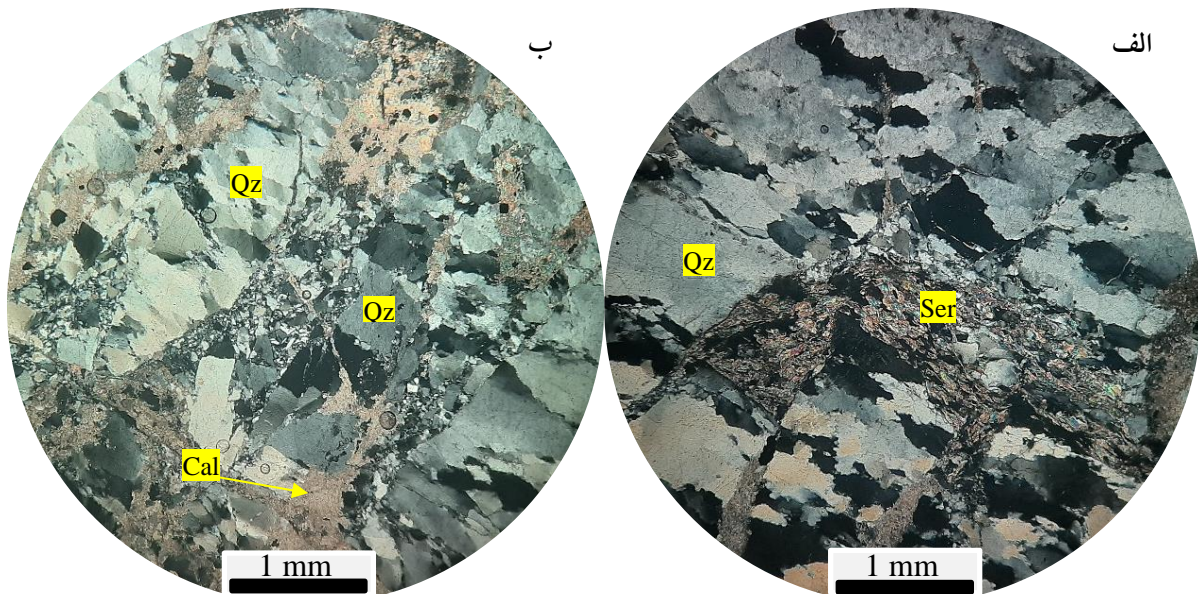
نام سنگ: گرانیت میلونیتی

کانه‌ها: پیریت و گوتیت

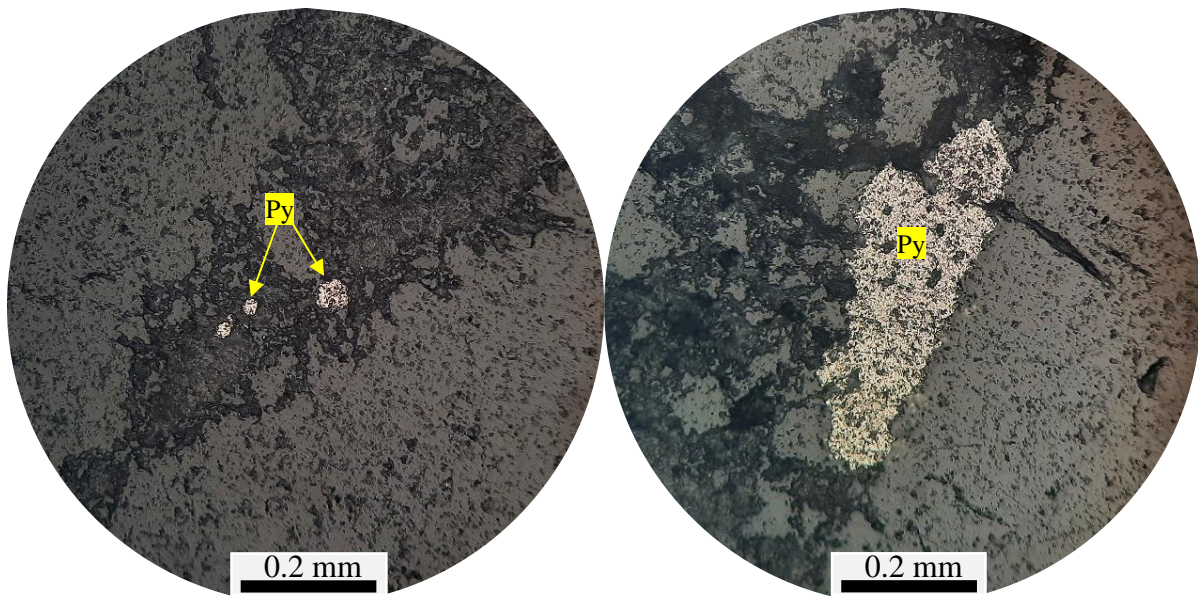
بافت: دانه‌پراکنده

توصیف مقطع: پیریت به صورت دانه‌های پراکنده تشکیل شده است. این کاننه از شکستگی‌ها توسط کانی‌های ثانویه از جمله اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن از جمله گوتیت در حال جاننشینی است. ابعاد پیریت در این نمونه از کوچکتر از ۰/۰۱ تا ۰/۲ میلی‌متر متغیر است. دارای فراوانی کمتر از ۱ درصد در سطح مقطع است.

گوتیت به صورت جانشینی به جای پیریت تشکیل شده است و فراوانی کمتر از ۱ درصد در سطح مقطع دارد (شکل ۳-۸).



شکل ۳-۷: الف- تشکیل سریسیت (Ser) ثانویه در امتداد شکستگی‌ها، ب- تشکیل کوارتز (Qz) ریز بلور و کربنات‌های (Cal) ثانویه در امتداد شکستگی‌ها، نور عبوری XPL



شکل ۳-۸: پیریت (Py) با بافت دانه‌ای پراکنده در نور انعکاسی

۳-۳- بررسی نتایج آنالیز نمونه‌های برداشت شده

در جدول ۳-۱ و ۳-۲ نتایج آنالیز شیمیایی شش نمونه گرافیت ارائه شده است. تمرکز سدیم، منیزیم، کلسیم و آهن، کرم در مقایسه با منگنز، کبالت، نیکل، مس، روی، استرانسیم و باریم زیادتر است. از آنجا که

گرافیت رگه‌ای دارای پیریت است، چنین کانی‌هایی آهن بالایی دارند. سدیم در بین این نمونه‌ها چندان قابل توجه نیست. مقادیر بالای کلسیم و منیزیم نشان می‌دهد که تبادل عنصری بین منبع سیال و سنگ دیواره رخ داده است. حضور کانی‌هایی مثل کلریت، بیوتیت و هورنبلند در مرز رگه‌ها تأیید می‌کنند که دگرسانی گرمابی رخ داده است. تمرکز باریم و کبالت بین رگه‌ها یا در اعماق متفاوت قابل توجه نیست. تغییرات در آهن و مس در نتیجه توزیع نابرابر کانی‌های سولفیدی است.

جدول ۳-۱: نتایج آنالیز شش نمونه گرافیت به روش ICP-MS

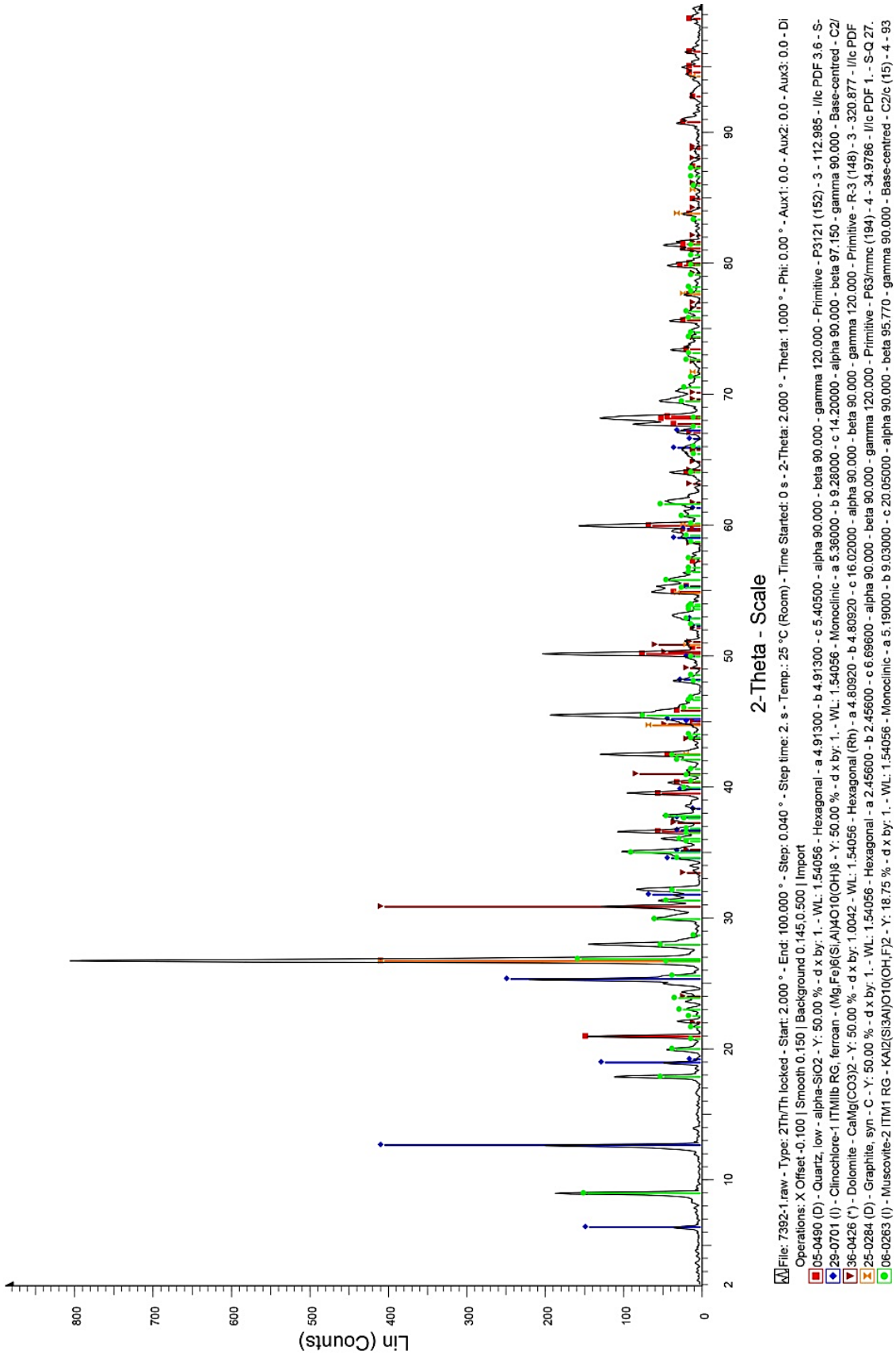
نمونه	%					ppm						
	Na	Mg	Ca	Fe	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Ba
Grp1	0.01	1.2	1.9	4.4	36	700	16	48	1125	91	260	590
Grp2	0.01	2	2.7	1.3	7.2	500	7.7	81	49	46	68	68
Grp3	0.01	1	1.8	4.4	2	426	236	21	25	1.2	89	425
Grp4	0.02	0.01	0.01	3.2	0.02	200	7.6	22	26	3.6	54	25
Grp5	0.01	2	1.8	1.1	0.01	250	7.6	82	58	1.2	125	25
Grp6	0.02	1	1.9	1.7	0.02	125	16	45	48	2.8	25	69

نتیجه آنالیز پراش اشعه ایکس (XRD) حضور کانی‌های کوارتز، کلینوکلر، دولومیت، گرافیت و موسکویت را نشان داده است (شکل ۳-۹). همچنین در جدول ۳-۲ نتایج XRD برای شش نمونه گرافیت ارائه شده است. فضای بین لایه‌ای (d_{002}) گرافیت در نمونه‌ها از 3.214 تا 3.363 آنگستروم در نوسان است. همچنین اندازه بلوری (L_{c002}) در محور c از 31.26 تا 33.04 آنگستروم متغیر است. برای هر نمونه درجه گرافیتی شدن نیز مشخص شده است. پارامترهای بلورین مستقل از مورفولوژی رگه‌ها بوده و تشکیل گرافیت رگه‌ای را تحت فعالیت سیال کربن‌دار تک فازه تحت شرایط دمایی و فشاری مختلف را نشان می‌دهند.

جدول ۳-۲: نتایج پارامترهای بلورین بر اساس آنالیز XRD

نمونه	d_{002} (A°)	L_{c002} (A°)	درجه گرافیتی شدن (%)
Grp1	3.362	33.04	2.95
Grp2	3.363	32.45	1.56
Grp3	3.354	31.28	5.23
Grp4	3.256	32.18	2.98
Grp5	3.214	32.17	3.95
Grp6	3.356	31.26	5.26

برای تشکیل و حضور گرافیت طبیعی در پوسته زمین چهار فرآیند را می‌توان متصور شد: (۱) تشکیل از طریق دگرگونی مواد کربن‌دار آلی؛ (۲) منشأ گرفتن از گوشته؛ (۳) ترسیب از سیالات آبگین؛ (۴) تشکیل از طریق احیای کربنات‌ها [۴، ۶]. کربنی که در تشکیل گرافیت شرکت می‌کند می‌تواند از منابع مختلفی تأمین شود. با توجه به متفاوت بودن مقادیر $\delta^{13}C$ در هر منبع (جدول ۳-۳) می‌توان از مطالعه مقادیر $\delta^{13}C$ به منشأ احتمالی کربن به کار رفته در ایجاد گرافیت پی برد.



شکل ۳-۹: نتایج آنالیز پراش اشعه ایکس (XRD) از نمونه‌های برداشت شده

جدول ۳-۳: ترکیب ایزوتوپی کربن در منابع مختلف [۱، ۳]

منبع	میانگین $\delta^{13}\text{C(PDB)}$
اتمسفر	-۶ تا -۷
اقیانوس	۰
گیاهان خشکی	-۲۵
هوموس خاک	-۲۵
کربن غیرآلی رسوبی (کربنات‌ها)	۰ تا ۱
کربن آلی	-۲۳
پوسته قاره‌ای	-۶
گوشته	-۵ تا -۶

گرافیت‌ها معمولاً منشأ آلی داشته و از مواد کربن‌دار آلی در رسوبات در طی دگرگونی به وجود آمده و مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ کربن گرافیتی در محدوده ۳۵- تا ۲۰- در هزار قرار می‌گیرد [۲]. به همین منظور جهت تعیین منشأ کربن در گرافیت‌ها، مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ در سه نمونه‌های ارسالی مورد بررسی قرار گرفت (جدول ۳-۴). آنالیز ایزوتوپ‌های پایدار کربن در آزمایشگاه ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه اراک انجام شد. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپ $\delta^{12}\text{C}$ به $\delta^{13}\text{C}$ با احتراق آنالیزور عنصری EA3000 Eurovector انجام شد. نتیجه به صورت در هزار نسبت به استاندارد PDB بیان شد است.

جدول ۴-۳

شماره نمونه	مقدار $\delta^{13}\text{C}$ (در هزار)
Grp-al.3	-۲۱/۲۷
Grp-al.4	-۲۵/۶۹
Grp-al.5	-۲۷/۸۳

با توجه به منفی بودن مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ در جدول ۴-۳ و مقایسه آن با داده‌های جدول ۳-۳ منشأ کربن گرافیت تشکیل شده در منطقه را می‌توان به کربن زیستی موجود در رسوبات اولیه نسبت داد. به نظر می‌رسد فرآیند دگرگونی در مجموعه افیولیتی الله‌یارلو عامل اصلی در تبدیل این کربن‌های آلی به گرافیت بوده است. دگرگونی، مواد آلی کربن‌دار طبیعی را به ترتیب به آنتراسیت، متاآنتراسیت، نیمه گرافیت و گرافیت تبدیل می‌کند [۵]. گرافیتی شدن مواد کربن‌دار غیرمتبلور بی‌نظم یا تا حدودی منظم را به کربن خالص متبلور تبدیل می‌کند. این فرآیند پیشرونده و غیرقابل برگشت است [۲]. گرافیت اغلب در سنگ‌های کمرندهای کوهزایی و در سنگ‌های رسوبی دگرگونی در کراتون‌های قدیمی یافت می‌شود [۷]. با توجه به شواهد دگرسانی در منطقه و حضور کانی‌های ثانویه نظیر کلینوکلر، سربیسیت و کلسیت، می‌توان فعالیت گرمایی (احتمالاً با منشأ دگرگونی) را نیز در محدوده مورد مطالعه متصور شد.

۳-۴- نتیجه گیری

زمین درز الله یارلو در شمال غرب رخنمون کوچکی از مجموعه افیولیتی است که در منطقه البرز و در بخش جنوبی فرورانش خزر قرار گرفته است. وجود جهت یافتگی در سنگ‌های منطقه نشان‌دهنده رخداد‌های دگرگونی و چین‌خوردگی در محدوده مورد مطالعه است که حکایت از شرایط تکتونیکی حاکم بر منطقه الله یارلو می‌باشد. سنگ‌های دگرگونی مجموعه الله یارلو که در محل هسته تاق‌دیس الله یارلو در شمال شرق مشگین شهر در استان اردبیل برونزد دارند شامل انواع شیست‌های رسی، نیمه رسی، گنیس، آمفیبولیت، مرمر و متاکوارتزیت است. لایه گرافیتی موجود در سازندهای دگرگونی منطقه مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت. مقادیر بالای منفی $\delta^{13}\text{C}$ نشان دهنده منشأ کربن زیستی برای تشکیل گرافیت است. کانی‌سازی گرافیت انجام شده در منطقه با توجه به مقادیر پایین درصد گرافیتی شدن در سطح غیراقتصادی می‌باشد. با این وجود انجام مطالعات عمقی جهت اطمینان توصیه می‌گردد.

منابع

- 1- Anderson, T.F. and Arthur, M.A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems, in: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S. (Eds.), *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*. SEPM Short Course, Columbia, p. 1-151.
- 2- Buseck, P.R., Beyssac, O., 2014. From Organic Matter to Graphite: Graphitization. *Elements*, v. 10, p. 421-426.
- 3- Des Marais, D.J., 2001. Isotopic evolution of the biogeochemical carbon cycle during the Precambrian, in: Valley, J.W., Cole, D.R. (Eds.), *Stable Isotope Geochemistry*, pp. 555-578.
- 4- Gálvez, M.E., Beyssac, O., Martinez, I., Benzerara, K., Chaduteau, C., Malvosin, B., Malavieille, J., 2013, Graphite formation by carbonate reduction during subduction. *Nat. Geosci.*, v. 6, p. 473-477.
- 5- Kwiecińska, B., Petersen, H., 2004. Graphite, semi-graphite, natural coke, and natural char classification-ICCP system. *Int. J. Coal Geol.*, v. 57, p. 99-116.
- 6- Luque, F.J., Pasteris, J.D., Wopenka, B., Rodas, M., Barrenechea, J.F., 1998. Natural fluid-deposited graphite: mineralogical characteristics and mechanisms of formation. *American Journal of Science*, v. 298, p. 471-498.
- 7- Miranda, D.A., Chaves, A.O., Campello, M.S., Ramos S.L.M., 2019. Origin and thermometry of graphites from Itapecerica supracrustal succession of the southern Sao Francisco Craton by C isotopes, X-ray diffraction and Raman spectroscopy. *International Geology Review*, v. 61(3), p. 1-12.