



دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد

عنوان

پترولوژی، ژئوشیمی و پتانسیل کانه‌زایی سنگ‌های آذرین
شمال و شمال شرق سمنان

Petereology, Geochemistry and Mineralization
potential of igneous rock in North-Northeast
Semnan

نگارش

الهام شاه حسینی

استاد راهنما

دکتر حبیب‌ا. قاسمی

اساتید مشاور

دکتر محمود صادقیان

دکتر فرج‌ا.. فردوست

آبان ۱۳۸۶

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

تشکر و قدردانی

من لم یشکر المخلوق لم یشکر الخالق

همواره از یگانه محبوبم به خاطر موهبت‌هایش سپاسگزارم.

بی شک هیچ پژوهش و تحقیقی بدون یاری و همدلی دیگران به ثمر نمی‌رسد و عزیزترین یاری دهندگان من خانواده‌ام بوده‌اند که از ابتدا صبورانه مرا همراهی کرده‌اند، اکنون فرصت را غنیمت شمرده تا از دستهای یاریگر و قلبهای مهربان آنها صمیمانه تشکر کنم.

از استاد فرزانه و دلسوزم جناب آقای دکتر حبیب الله قاسمی که راهنمایی این پایان نامه را به عهده داشتند و با راهنمایی‌های مشفقانه و پی‌گیر خود مرا در انجام این امر مهم یاری رساندند تشکر و سپاسگزاری می‌کنم. از جناب آقایان دکتر محمود صادقیان و دکتر فرج الله فردوست که از نقطه نظرات و بحثهای علمی ایشان استفاده فراوان بردم و همچنین محبت‌ها و کمکهای بی دریغشان شامل اینجانب شد، صمیمانه قدردانی می‌کنم. از اساتید بزرگوارم جناب آقای دکتر حسین مهدیزاده شهری و خانم دکتر عابدی که همواره از تذکرات، مساعدت‌ها و راهنمایی‌های سودمندشان در غنای هر چه بیشتر علمی این مجموعه بهره جسته‌ام، تشکر می‌کنم.

همچنین بر خود لازم می‌دانم از مساعدت‌های آقای مهندس سید رضا میرباقری کارشناس آزمایشگاه اپتیک دانشگاه صنعتی شاهرود و همچنین آقایان خانعلی‌زاده، مهربان، شجاعی و سرکار خانم‌ها حمیده صالحی، زری بلاغی، زهره فارسی، نسرین زرین دست، سارا حاج ملک، زهرا پوررحیم نجف آبادی و سایر دانشجویان کارشناسی ارشد زمین‌شناسی صمیمانه تشکر و قدردانی کنم.

در پایان از خواهر عزیزم شیما شاه‌حسینی که در تایپ و نگارش فصول مختلف پایان نامه مرا بسیاری یاری نمود، صمیمانه سپاسگزارم.

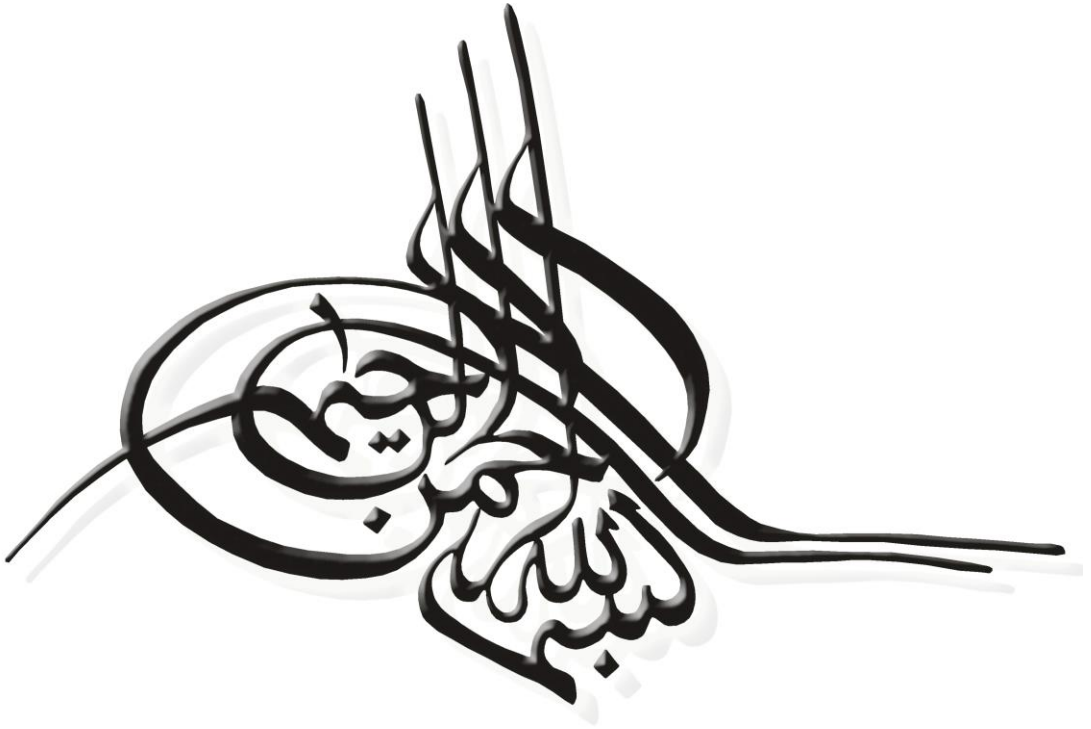
چکیده

منطقه نوکه- عطاری در ۱۰ تا ۱۲ کیلومتری شمال- شمال شرق سمنان واقع شده است. این منطقه از لحاظ ساختاری و تقسیمات زمین شناسی در انتهای زون البرز مرکزی قرار دارد. واحدهای سنگی موجود در منطقه شامل پیکره‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی می‌باشد. پیکره‌های آذرین نفوذی شامل گابروها و گرانیتوئیدها هستند. گرانیتوئیدهای منطقه نوکه، عمدتاً گرانودیوریتی تا آلكالی فلدسپار گرانیتی هستند، در حالیکه توده‌های نفوذی منطقه عطاری بیشتر دارای ترکیب گابرویی و مونزوگابرویی می‌باشند.

کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم کانیهای اصلی گرانیتها را تشکیل می‌دهند. سایر سازنده‌های این سنگها بیوتیت، آمفیبول، اسفن، کانیهای اپک هستند. انواع بافتهای گرانولار، میرمکیتی، گرافیکی و پرتیتی در آنها مشاهده می‌شود. پلاژیوکلاز، اوژیت و الیون کانیهای اصلی گابروها و دیوریتها را تشکیل می‌دهند، از سایر سازنده‌های این سنگها می‌توان به آپاتیت، کانیهای اپک اشاره کرد. کلریت، اپیدوت، سریسیت و کلیست نیز کانیهای ثانویه در این سنگها هستند. بافتهای گرانولار، اینترگرانولار و افیتیک نیز در آنها مشاهده می‌شود.

نمودارهای ژئوشیمیایی رسم شده بر اساس عناصر اصلی و کمیاب سنگهای مورد مطالعه نشان دهنده عدم ارتباط ماگمایی و ژنتیکی سنگهای گابرویی و گرانیتی منطقه مورد مطالعه با یکدیگر و عدم نشأت گرفتن آنها از یک ماگمای واحد می‌باشد. با توجه به مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی صورت گرفته سنگهای گابرویی از ذوب یک منشاء گوشته‌ای غنی شده و سنگهای گرانیتی از ذوب سنگهای آذرین پوسته‌ای منشاء گرفته‌اند. سنگهای گرانیتوئیدی دارای ماهیت متآلومین تا پرآلومین ضعیف و متعلق به گرانیتوئیدهای سری ا قوسهای آتشفشانی حاشیه قاره‌ای نواحی کوهزایی هستند. در اثر متاسوماتیسم و تبادل عناصر و سیالات بین توده‌های نفوذی گرانیتی و سنگهای میزبان آنها، اسکارن زایی آهن و همچنین پاراژنز گارنت- مگنتیت- دیوپسید اسکارن و اسکاپولیت‌زایی در آلكالی فلدسپار گرانیتها و توفها صورت گرفته است. دگرگونی مجاورتی مزبور در حد رخساره پیروکسن هورنفلس و حداکثر دمای تشکیل ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد و فشار حدود ۲ کیلوبار صورت گرفته است.

کلمات کلیدی: پترولوژی، ژئوشیمی، سنگ های آذرین، حوضه پشت قوس، سمنان.



فهرست مطالب

الف	تقدیم
ب	تشکر و قدردانی
ج	چکیده

فصل اول: مقدمه و کلیات

۱-۱	مقدمه
۱-۲	موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی
۱-۳	آب و هوا
۱-۴	ژئومورفولوژی
۱-۵	مطالعات قبلی
۱-۶	هدف از مطالعه
۱-۷	روش مطالعه

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی منطقه

۱-۲	مقدمه
۱-۲-۲	پیکره‌های سنگی اصلی منطقه
۱-۲-۲-۱	پیکره‌های رسوبی
۱-۲-۲-۲	پیکره‌های آذرین درونی و بیرونی
۱-۵	الف-سنگهای آتشفشانی (ولکانیکهای ائوسن)
۱-۶	ب-سنگهای آذرین نفوذی اسیدی
۱-۸	ج-سنگهای آذرین نفوذی گابرویدیوریتی
۱-۲-۲-۳	پیکره‌های دگرگونی
۱-۳-۲	زمین‌شناسی ساختمانی
۱-۴-۲	منابع معدنی

فصل سوم: پتروگرافی

۱-۳	مقدمه
۱-۲-۳	گرانیتوئیدهای منطقه کوه نوکه
۱-۲-۳-۱	مونزوگرانیت‌ها
۱-۲-۳-۲	آلکالی‌گرانیت‌ها
۱-۲-۳-۳	گرانودیوریت
۱-۳-۳-۱	دیوریتها
۱-۳-۳-۲	الیوین‌گابروها
۱-۴-۳	بازالتها
۱-۵-۳	بررسی بافتهای مشاهده شده در مقاطع نازک

- ۳-۵-۱- بافتهای اولیه ۳۹
- ۳-۵-۲- بافتهای ثانویه ۴۱
- ۳-۶- ترتیب تبلور کانیهای تشکیل دهنده توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه ۴۵
- ۳-۷- اسکارن ۴۷
- ۳-۸- تخمین شرایط تقریبی فشار و حرارت تشکیل توده گرانیتی منطقه نوکه ۵۲
- ۳-۹- کانی شناسی کانسنگ منطقه مورد مطالعه ۵۳

فصل چهارم: ژئوشیمی

- ۴-۱- مقدمه ۵۸
- ۴-۲- آماده سازی و تصحیح داده‌های تجزیه شیمیایی ۶۰
- ۴-۳- استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی ۶۲
- ۴-۴- کاربرد تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌ها در رده بندی و نامگذاری شیمیایی آنها ۶۴
- ۴-۴-۱- طبقه بندی بر اساس ترکیب نورماتیو ۶۴
- ۴-۴-۲- طبقه بندی بر اساس ترکیب شیمیایی ۶۸
- ۴-۵- روندهای ژئوشیمیایی ۷۲
- ۴-۵-۱- نمودارهای هارکر ۷۳
- ۴-۵-۲- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفریق ۷۷
- ۴-۵-۳- دیاگرامهای اندیس انجماد در برابر اکسیدهای عناصر اصلی ۷۸
- ۴-۵-۴- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب ۸۱
- ۴-۶- تعیین سری ماگمایی با استفاده از تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب ۸۸
- ۴-۷- درجه اشباع از آلومین (ASI) سنگهای گرانیتوئیدی و گابرویی منطقه نوکه ۹۰
- ۴-۸- نمایش داده‌های عناصر کمیاب در نمودارهای عنکبوتی (Spidergm) ۹۱
- ۴-۹- خاستگاه ماگمایی سنگهای گرانیتوئیدی منطقه ۹۵

فصل پنجم: زمین شناسی اقتصادی

- ۵-۱- مقدمه ۱۰۳
- ۵-۲- اسکارنها ۱۰۳
- ۵-۳- تقسیم بندی اسکارنها ۱۰۳
- ۵-۳-۱- تقسیم بندی اسکارنها بر اساس سنگ جانشین شده ۱۰۴
- ۵-۳-۲- تقسیم بندی اسکارنها بر اساس ترکیب شیمیایی ۱۰۴
- ۵-۳-۳- تقسیم بندی اسکارنها بر اساس تجمع کانیهای فلزی ۱۰۶
- ۵-۳-۴- تقسیم بندی اسکارنها بر اساس شکل ۱۰۸
- ۵-۳-۵- تقسیم بندی اسکارنها بر اساس جایگاه تکتونیکی ۱۰۹
- ۵-۳-۶- تقسیم بندی اسکارنها بر اساس ترکیب کانی شناسی ۱۱۰

- ۱۱۰-۷-۳-۵- تقسیم بندی اسکارنها بر اساس مکانیسم تشکیل ۱۱۰
- ۱۱۰-۴-۵- نحوه تشکیل و مراحل شکل گیری اسکارن ۱۱۰
- ۱۱۴-۵-۵- ژنز ذخایر اسکارنی ۱۱۴
- ۱۱۷-۶-۵- استخراج و بهره برداری از معدن آهن شمال سمنان ۱۱۷

فصل ششم: پتروژنز

- ۱۲۰-۱-۶- مقدمه ۱۲۰
- ۱۲۰-۲-۶- تقسیم بندی ژنتیکی گرانیتها ۱۲۰
- ۱۲۳-۳-۶- معیارهای ارائه شده برای تشخیص گرانیت های نوع I و S ۱۲۳
- ۱۲۳-۱-۳-۶- معیارهای صحرائی ۱۲۳
- ۱۲۴-۲-۳-۶- معیارهای سنگ شناسی ۱۲۴
- ۱۲۵-۳-۳-۶- معیارهای شیمیایی ۱۲۵
- ۱۲۸-۴-۶- رده بندی گرانیتوئیدها براساس عناصر اصلی ۱۲۸
- ۱۲۸-۱-۴-۶- گرانیتوئیدهای کوهزایی ۱۲۸
- ۱۲۸-۲-۴-۶- گرانیتوئیدهای غیر کوهزایی ۱۲۸
- ۱۳۱-۵-۶- تقسیم بندی گرانیتها بر اساس عناصر کمیاب ۱۳۱
- ۱۳۲-۱-۵-۶- نمودار متمایز کننده گرانیتها براساس Nb-y و Ta-yb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) ۱۳۲
- ۱۳۳-۲-۵-۶- نمودارهای متمایز کننده گرانیتها براساس Rb-(Y+Nb), Rb-(Yb+Ta) ۱۳۳
- ۱۳۴-۳-۵-۶- نمودار متمایز کننده براساس نسبت Rb/Zr در مقابل SiO_2 (هاریس و همکاران، ۱۹۸۶) ۱۳۴
- ۱۳۴-۴-۵-۶- نمودار متمایز کننده بر اساس Rb/30-Hf-Nb/4 (هاریس و همکاران، ۱۹۸۶) ۱۳۴
- ۱۳۴-۵-۵-۶- نمودارهای La/Yb-Yb و Hf-Zr کوندی (۱۹۸۶) ۱۳۴
- ۱۳۵-۶-۶- تقسیم بندی گابروها بر اساس عناصر کمیاب و اصلی ۱۳۵
- ۱۳۵-۱-۶-۶- نمودار Th/Yb-Ta/Yb پیرس (۱۹۸۳) ۱۳۵
- ۱۳۵-۲-۶-۶- نمودار Nb*2-Zr/4-Y مشد (۱۹۸۶) ۱۳۵
- ۱۳۵-۳-۶-۶- نمودار TiO_2/Zr پیرس (۱۹۸۲) ۱۳۵
- ۱۳۶-۷-۶- خصوصیات منشاء و الگوی تکتونوماگمایی مجموعه های سنگی منطقه ۱۳۶
- ۱۳۸-۸-۶- نحوه تشکیل ماگما در قوس های آتشفشانی ۱۳۸

فصل هفتم: نتیجه گیری و پیشنهادات

- ۱۴۹-۱-۷- نتیجه گیری ۱۴۹
- ۱۵۱-۲-۷- پیشنهادات ۱۵۱

مراجع

- ۱۵۲-الف- منابع فارسی ۱۵۲
- ۱۵۶-ب- منابع لاتین ۱۵۶

فهرست اشکال و جداول

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- نقشه راههای دسترسی به منطقه (مقیاس ۳۰۰۰۰۰ : ۱)..... ۳
- شکل ۱-۲- دور نمایی از توده نفوذی در حوالی روستای نوکه ۴
- شکل ۱-۳- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه با مقیاس ۱:۱۲۵۰۰۰ ۷
- شکل ۱-۲- نقشه حدود البرز و کپه داغ و رسوبات پلیوکواترنزخزر(خلج، ۱۳۸۴)..... ۹
- شکل ۲-۲- نقشه موقعیت توده‌های نفوذی و گسل‌ها در زون ساختاری البرز(خلج، ۱۳۸۴) ۱۰
- شکل ۲-۳- نقشه واحدهای رسوبی _ ساختاری ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه ۱۱
- شکل ۲-۴- راندگی ماسه سنگهای کرتاسه بر روی ولکانی کلاستیکهای ائوسن ۱۴
- شکل ۲-۵- شمایی از راندگی سنگهای کرتاسه بر روی توفهای ائوسن ۱۴
- شکل ۲-۶- دگرسانی توفها به کلریت در شرق روستای نوکه ۱۴
- شکل ۲-۷- شمایی از توفهای ائوسن در شرق روستای نوکه ۱۴
- شکل ۲-۸- شمایی از تراسهای آبرفتی پلیوسن ۱۵
- شکل ۲-۹- حضور آنکلاو مافیک در گرانودیوریتها در غرب روستای نوکه ۱۶
- شکل ۲-۱۰- شمایی از توده گرانودیوریتی در غرب روستای نوکه ۱۷
- شکل ۲-۱۱- دورنمایی از حضور توده مونزوگرانییتی در غرب روستای نوکه ۱۷
- شکل ۲-۱۲- شمایی از رگه پگماتییتی در اطراف روستای نوکه ۱۸
- شکل ۲-۱۳- شمایی از توده گابرویدیوریتی در اطراف روستای علی آباد چاشتخوران ۱۹
- شکل ۲-۱۴- شمایی از توده گابرویی در مسیر جاده سمنان- دامغان ۱۹
- شکل ۲-۱۵- شمایی از فرسایش پوست پیازی در گابرو دیوریتها ۱۹
- شکل ۲-۱۶- شمایی از اسکارن موجود در منطقه ۲۱
- شکل ۲-۱۷- حضور مگنتیت، کلسیت و کوارتز در کنار هم اطراف معدن آهن شمال سمنان ۲۱
- شکل ۲-۱۸- اسکاپولیت‌های تشکیل شده در توفها در مجاورت آلکالی فلدسپار گرانیتهها ۲۱
- شکل ۲-۱۹- تشکیل ماده معدنی در امتداد سطوح گسل خوردگی معدن شمال سمنان ۲۱
- شکل ۲-۲۰- نقشه گسلهای موجود در منطقه مورد مطالعه ۲۳
- شکل ۲-۲۱- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ ۲۴
- شکل ۳-۱- بافت میرمکیتی در سنگهای گرانیتی (XPL) بزرگنمایی ۳۰ برابر ۳۶
- شکل ۳-۲- بافت پرتیتی در سنگهای گرانیتی (XPL) بزرگنمایی ۳۰ برابر ۳۶
- شکل ۳-۳- بافت گرانوفیری در گرانودیوریتها (XPL) بزرگنمایی ۵۰ برابر ۳۶
- شکل ۳-۴- بافت افیتیک در گابروها (XPL) بزرگنمایی ۵۰ برابر ۳۶
- شکل ۳-۵- بافت میرمکیت در سنگهای گرانیتی (XPL) بزرگنمایی ۳۰ برابر ۳۶
- شکل ۳-۶- بافت گلومروپورفیری در بازالت (XPL) بزرگنمایی ۳۰ برابر ۳۶

- شکل ۳-۷-الف- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده اسفن درسنگهای گرانیتهی ۳۷
- شکل ۳-۷-ب- تصویر میکروسکوپی از بلورهای اسفن در سنگهای گرانیتهی ۳۷
- شکل ۳-۸- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده حضور آپاتیت درسنگهای گرانیتهی ۳۷
- شکل ۳-۹- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده منطقه بندی در پلاژیوکلازها ۳۷
- شکل ۳-۱۰- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده زئولیت درسنگهای گابرویی ۳۷
- شکل ۳-۱۱- تصویر میکروسکوپی یکی از حفرات پر شده توسط کانیهی ثانویه ۳۷
- شکل ۳-۱۲- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده دگرسانی الیونها به کلریت ۳۸
- شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده دگرسانی کلریتی درسنگهای گرانیتهی ۳۸
- شکل ۳-۱۴- بافت گرانولار درسنگهای گابرویی (XPL) بزرگنمایی ۳۰ برابر ۳۸
- شکل ۳-۱۵- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بلورهای پیروکسن در گابرویی ۳۸
- شکل ۳-۱۶- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بیوتیت در سنگهای گرانیتهی ۳۸
- شکل ۳-۱۷- تصویر میکروسکوپی دگرسانی بلورهای پلاژیوکلاز درسنگهای گرانیتهی (XPL) ۳۸
- شکل ۳-۱۸- تصویر میکروسکوپی بافت گرانولار در نمونههای گرانیتهی منطقه ۴۰
- شکل ۳-۱۹- تصویر میکروسکوپی از بافت گرانوفیری در نمونههای گرانیتهی ۴۱
- شکل ۳-۲۰- تصویر میکروسکوپی بافت پرتیت در بلورفلدسپات آلکالن ۴۲
- شکل ۳-۲۱- تصویر میکروسکوپی از بافت میرمکیتی در نمونههای گرانیتهی ۴۳
- شکل ۳-۲۲- دیاگرام دیفراکسیون اشعه ایکس (XRD) بلورهای گارنت اسکارن نوکه ۴۸
- شکل ۳-۲۳- تصویر میکروسکوپی بلورهای اسکاپولیت (XPL) بزرگنمایی ۲۰۰ برابر ۵۲
- شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده دگرسانی بلورهای گارنت ۵۲
- شکل ۳-۲۵- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت نوسانی در گارنتها ۵۲
- شکل ۳-۲۶- بافت نوسانی در گارنتها (PPL) بزرگنمایی ۳۰ برابر ۵۲
- شکل ۳-۲۷- رگه های پر شده توسط کوارتز (XPL) بزرگنمایی ۵۰ برابر ۵۲
- شکل ۳-۲۸- دیاگرام دیفراکسیون اشعه ایکس (XRD) بلورهای اسکاپولیت در منطقه نوکه ۵۳
- شکل ۳-۲۹- نمودار دما- فشار سیستم کوارتز- آلبیت- آلکالی فلدسپار سنگهای گرانیتهی منطقه ۵۳
- شکل ۳-۳۰- تصویر میکروسکوپی مگنتیت به همراه پیریت بزرگنمایی ۵۰ برابر ۵۵
- شکل ۳-۳۲- تصویر میکروسکوپی گارنت به همراه کلسیت و مگنتیت (PPL) ۵۵
- شکل ۳-۳۳- تصویر میکروسکوپی گارنت به همراه کلسیت و مگنتیت (XPL) ۵۵
- شکل ۳-۳۴- تشکیل رگه های باریت در زونهای برشی شده ۵۵
- شکل ۳-۳۵- همراهی مگنتیت با کلسیت و کلریت در معدن آهن شمال سمنان ۵۵
- شکل ۳-۳۶- تشکیل رگه های باریت در رسوبات ائوسن ۵۶
- شکل ۳-۳۷- بلورهای رشته ای اسکاپولیت در آلکالی فلدسپار گرانیتهی ۵۶
- شکل ۳-۳۸- نمودار $\text{Log } f\text{O}_2\text{-T}$ در فشار ۱ کیلو بار ۵۶
- شکل ۴-۱- رده بندی نورماتیو اشتریکایزن و لومتر (۱۹۷۹) برای سنگهای مورد مطالعه ۶۷

- شکل ۴-۲- رده بندی نورماتیو اکانر(۱۹۶۵) و موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی بر روی آن..... ۶۸
- شکل ۴-۳- نمودار مولر و براون(۱۹۷۷)، برای مشخص نمودن درصد فلدسپاتهای آلکالن سنگها..... ۶۹
- شکل ۴-۴- رده بندی نورماتیو با استفاده از روش اصلاحی مولر و براون(۱۹۷۷)..... ۶۹
- شکل ۴-۵- نمودار کاکس و همکاران(۱۹۷۹) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن..... ۷۰
- شکل ۴-۶- نمودار میدلموست(۱۹۸۵) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه..... ۷۱
- شکل ۴-۷- نمودار دولاروش و همکاران(۱۹۸۰) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه..... ۷۳
- شکل ۴-۸- نمودار دوبون و لوفور(۱۹۸۳) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن..... ۷۴
- شکل ۴-۹- نمودار فروست و همکاران (۲۰۰۱) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه..... ۷۴
- شکل ۴-۱۰- نمودار های تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس..... ۷۸
- شکل ۴-۱۱- نمودار های تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس..... ۷۹
- شکل ۴-۱۲- نمودار های تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب انجماد..... ۸۱
- شکل ۴-۱۳- نمودار های تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق..... ۸۲
- شکل ۴-۱۳- نمودار های تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق..... ۸۳
- شکل ۴-۱۴- نمودار های تغییرات عناصر کمیاب در برابر سیلیس..... ۸۷
- شکل ۴-۱۵- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب ناسازگار و سازگار در مقابل یکدیگر..... ۸۸
- شکل ۴-۱۶- نمودارهای تعیین سری ماگمایی سنگهای منطقه نوکه- عطاری..... ۹۰
- شکل ۴-۱۷- نمودارهای تعیین درجه اشباع آلومین (ASI) سنگهای منطقه نوکه- عطاری..... ۹۵
- شکل ۴-۱۸- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت برای گرانیت‌های منطقه..... ۹۷
- شکل ۴-۱۹- نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری بهنجار شده برای نمونه‌های گابرویی منطقه..... ۹۸
- شکل ۴-۲۰- نمودارهای والن و همکاران برای تکفیک انواع گرانیتها از یکدیگر..... ۱۰۰
- شکل ۴-۲۱- نمودارهای کالینز و همکاران و چاپل و وایت(۱۹۷۴) برای تکفیک انواع گرانیتها .. ۱۰۱
- شکل ۵-۱- مدلهای تکتونیکی آرمانی تشکیل اسکارن(مینرت، ۱۹۹۲)..... ۱۱۲
- شکل ۵-۲- گونه‌های گارنت ذخایر اسکارن کلسیک(اینودی و همکاران، ۱۹۸۲)..... ۱۱۲
- شکل ۵-۳- گونه‌های پیروکسن ذخایر اسکارن کلسیک(اینودی و همکاران، ۱۹۸۲)..... ۱۱۲
- شکل ۵-۴- مراحل تکاملی یک نهشته اسکارن(مینرت، ۱۹۹۲)..... ۱۱۴
- شکل ۵-۵- دورنمایی از معدن آهن شمال سمنان..... ۱۱۸
- شکل ۵-۶- نمای نزدیک گسل در سینه کار قدیمی معدن آهن شمال سمنان..... ۱۱۹
- شکل ۵-۷- آئینه گسلی و آثار خش گسلی در دیوارهای معدن آهن شمال سمنان..... ۱۱۹
- شکل ۵-۸- نمای نزدیک گسل در سینه کار قدیمی معدن آهن شمال سمنان..... ۱۱۹
- شکل ۵-۹- همراهی مگنتیت با کلسیت و کوارتز در معدن آهن شمال سمنان..... ۱۱۹
- شکل ۶-۱- مراحل تدریجی تفکیک انواع محیط تکتونیکی سنگهای گرانیتی..... ۱۳۰
- شکل ۶-۲- موقعیت نمونه‌های گرانیتی منطقه بر روی نمودارهای تکتونیکی مانیار و پیکولی..... ۱۳۱
- شکل ۶-۳- نمودارهای متمایزکننده گرانیتها بر مبنای عناصر کمیاب پیرس و همکاران، ۱۹۸۴..... ۱۳۳

- شکل ۶-۴- نمودارهای متمایزکننده گرانیتها بر مبنای عناصر کمیاب هاریس و همکاران، ۱۹۸۶.. ۱۳۴
- شکل ۶-۵- نمودارهای کوندی جهت تمایز سنگهای فلسیک قوسها و حوضه‌های کششی..... ۱۳۵
- شکل ۶-۶- نمودار متمایزکننده محیط تکتونیکی پیرس (۱۹۸۳)..... ۱۳۶
- شکل ۶-۷- نمودار متمایزکننده محیط تکتونیکی مشد (۱۹۸۶)..... ۱۳۶
- شکل ۶-۸- نمودار متمایزکننده محیط تکتونیکی پیرس (۱۹۸۲)..... ۱۳۶
- شکل ۶-۹- مدل‌های پتروژنتیکی تولید ماگماهای قوس..... ۱۴۰
- شکل ۶-۱۰- نمودار تفکیک منشأ غنی شده و تهی شده با استفاده از نسبت Nb/Zr و Y/Zr..... ۱۴۱
- شکل ۶-۱۱- نمودار Dy/Yb- La/Yb جهت تعیین درجه ذوب بخشی محل منشأ ماگما..... ۱۴۲
- شکل ۶-۱۲- نمودار La/Sm-Sm/Yb جهت تعیین مدل ذوب بخشی تعادلی در گوشته..... ۱۴۲
- شکل ۶-۱۳- نمودارهای K/Rb-SiO₂ و Rb/Zr-SiO₂ برای نشان دادن آرایش پوسته‌ای گابرو..... ۱۴۳
- شکل ۶-۱۴- نمودارهای مختلف (۱۹۹۹) Patino Douce جهت نشان دادن گرانیتها..... ۱۴۸

فهرست جداول

- جدول ۴-۱- مشخصات نمونه‌های سنگ مورد مطالعه منطقه نوکه..... ۵۹
- جدول ۳-۱- ترتیب تبلور کانیهای تشکیل دهنده توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه..... ۴۶
- جدول ۴-۲- نتایج آنالیز ژئوشیمی عناصر اصلی نمونه‌های سنگی منطقه نوکه..... ۶۰
- جدول ۴-۳- نتایج آنالیز ژئوشیمی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی منطقه..... ۶۳
- جدول ۴-۴- مقادیر میلی کاتیون عناصر اصلی و پارامترهای R₁, R₂ نمونه‌های منطقه..... ۷۰

- جدول ۴-۵ - مقادیر میلی کاتیون عناصر اصلی و نسبت‌های کاتیونی آنها ۷۰
- جدول ۴-۵ - مقادیر محاسبه شده S.I و D.I برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه ۷۸
- جدول ۵-۱ - خصوصیات کانسارهای اسکارنی و اسکارن نوکه (اونس، ۱۹۹۷) ۱۰۵
- جدول ۵-۲ - مشخصات کانسارهای اسکارن (اونس و همکاران، ۱۹۹۷) ۱۰۷
- جدول ۵-۳ - ویژگی‌های انواع اسکارن‌های آهن (اینودی و همکاران، ۱۹۸۱) ۱۰۸
- جدول ۵-۴ - نتایج آنالیز نمونه‌های معدن آهن شمال سمنان ۱۱۷
- جدول ۵-۵ - میزان ناخالصی‌های موجود در معدن آهن شمال سمنان ۱۱۷
- جدول ۶-۱ - ویژگی‌های صحرایی گرانیت‌های نوع I ، S و مقایسه با گرانیت‌های منطقه نوکه ۱۲۴
- جدول ۶-۲ - ویژگی‌های کانی شناسی و پتروگرافی گرانیت‌های نوع I و S ۱۲۶
- جدول ۶-۳ - ویژگی‌های شیمیایی گرانیت‌های نوع I، S و گرانیت‌های منطقه نوکه ۱۲۷
- جدول ۶-۴ - مقادیر مورد استفاده در دیاگرام‌های تمایز محیط تکتونیکی ۱۳۰
- جدول ۶-۵ - خصوصیات ژئوشیمیایی گرانیتوئیدها در موقعیت‌های تکتونیکی مختلف ۱۳۲
- جدول ۶-۶ - نسبت عناصر Ba/La Th/La, Zr/Nb, La/Nb, Ba/Th در پوسته، گوشته و مقایسه آن با سنگ‌های منطقه مورد مطالعه ۱۴۷

فصل اول

كليات

١-١- مقدمة

کمر بند چین خورده آلپ- هیمالیا یکی از مهمترین کمر بندهای کوهزایی است که موزائیکی از قطعات کوچک و بزرگ قاره‌ای و نوارهای کوهزایی مختلف را به نمایش می‌گذارد. رشته کوه البرز به عنوان بخشی از نوار کوهزایی آلپ- هیمالیا از دیرباز مورد توجه بسیاری از محققین بوده است. این مجموعه کوهزایی به اعتقاد بسیاری از زمین شناسان حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی پالئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی اوراسیا و متعاقب آن تصادم میان خرده ورقه ایران و توران در تریاس پسین بوده است. این نوار متأثر از کوهزایی‌های کیمبرین پسین و آلپی بوده و تاریخچه تکتونیک ناحیه‌ای آن نامعلوم مانده است (علوی، ۱۹۹۶). زمین شناسان و محققان بسیاری به مطالعه بخشهای مختلف این مجموعه کوهزایی در دورانهای مختلف پرداخته و نتیجه مطالعات آنها به شکل نقشه‌ها و گزارشات متنوع منتشر شده است تا درک بهتری از تکوین و تکامل این نوار کوهزایی حاصل گردد. لذا در این مطالعه، با انتخاب بخشی از زون البرز مرکزی سعی شده بخشی از تاریخچه تکوین و تکامل آن در زمان سنوزوئیک مشخص گردد.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی

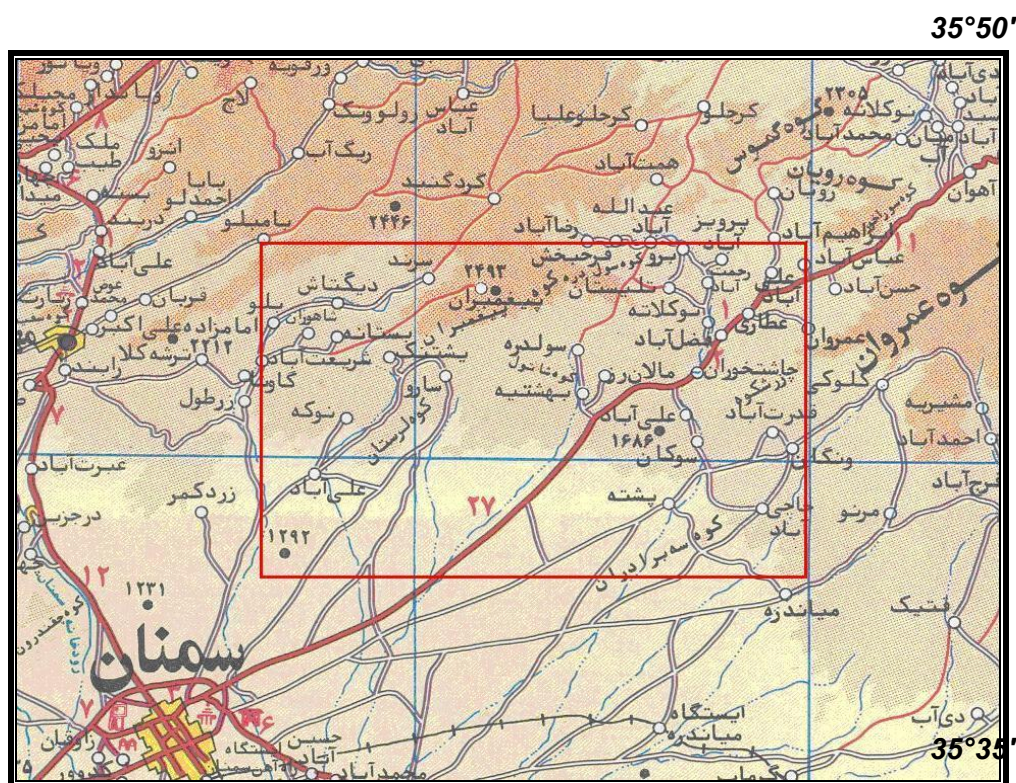
منطقه مورد مطالعه در ۱۲ تا ۴۵ کیلومتری شمال - شمال شرق سمنان در بین طولهای جغرافیایی ۳۰' ۵۳° تا ۲۳' ۵۳° شرقی و عرضهای جغرافیایی ۴۳' ۳۵° تا ۳۹' ۳۵° شمالی واقع شده است. در این محدوده روستاهای متعددی همچون علی آباد، نوکه، سارو، بهرو، تلیستان و علی آباد چاشتخوران قرار دارند. بهترین راههای دسترسی به منطقه راههای فرعی منشعب شده از جاده اصلی سمنان - دامغان می‌باشند که فاصله آنها از ۵ تا ۱۴ کیلومتر متغیر است (روستای نوکه از جاده اصلی ۱۴ کیلومتر و روستای علی آباد چاشتخوران از جاده اصلی ۵ کیلومتر فاصله دارند) (شکل ۱-۱).

۱-۳- آب و هوای و جغرافیای انسانی

این ناحیه دارای آب و هوای نسبتاً سرد و خشک در زمستان و گرم و خشک در تابستان است. براساس تقسیمات گوسن (۱۳۶۶) منطقه مورد مطالعه دارای اقلیم مدیترانه‌ای گرم و خشک است. میزان بارندگی سالیانه ناچیز و از سمنان به سمت گردنه آهوان افزایش می‌یابد. ولی میزان متوسط سالیانه آن ۱۳۰ میلیمتر می‌باشد. اختلاف درجه حرارت در شب و روز زیاد است. حداکثر دما در مرداد ماه و حداقل آن در بهمن ماه می‌باشد. پوشش گیاهی منطقه شامل بوته های کوتاه قد و خاردار بیابانی است.

البته یک رودخانه فصلی، سیلابی بزرگ موسوم به کال شاهواران که افراد محلی به آن کال ویلون می‌گویند، از کنار روستای علی آباد نوکه می‌گذرد. قناتهای کوچکی که مزارع و کلاته های پراکنده را آبیاری می‌کنند، دارای آبدهی اندک و غیر قابل توسعه می‌باشند. درصد رطوبت نسبی منطقه از ۶ تا ۹۸ درصد تغییر می‌کند که میزان متوسط آن ۵۲ درصد در سال است (بنی اسدی، ۱۳۷۴).

کشاورزی و دامداری از جمله مشاغل عمده مردم این روستاهاست. میزان جمعیت روستاها بسیار کم و حداکثر به ۵۰ نفر می‌رسد و بیشتر روستاها از برخی امکانات رفاهی مانند مخابرات، دبستان، درمانگاه و غیره محروم می‌باشند.



شکل ۱-۱- نقشه راههای دسترسی به منطقه نوکه - چاشخوران سمنان (مقیاس ۱:۳۰۰۰۰۰).

۴-۱- ژئومورفولوژی

مورفولوژی منطقه متأثر از آب و هوا، جنس سنگها و فعالیتهای تکتونیکی است و تپه‌هایی با شیب ملایم تا نسبتاً زیاد و کوههای مرتفع را در بر می‌گیرد. روند اغلب رشته کوهها شرقی- غربی یا شمال شرقی- جنوب غربی است. خاکهای موجود در دامنه‌ها از نوع خاکهای مناطق کوهستانی و برای کشاورزی بسیار مستعد است. به دلیل بارندگی کم، این ناحیه از پوشش گیاهی ضعیفی برخوردار است. حداکثر ارتفاع قله‌ها در محدوده مورد مطالعه ۱۸۸۰ متر از سطح دریا است.



شکل ۱-۲- دور نمایی از توده نفوذی در حوالی روستای نوکه (دید به سمت غرب).

۱-۵- مطالعات قبلی

نبوی (۱۳۶۶) در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمندان به خلاصه‌ای از ویژگیهای چینه‌شناسی، سنگ شناسی و گسلهای موجود در ناحیه سمندان اشاره کرده است. وی بزرگترین توده نفوذی در این ناحیه را تحت عنوان آداملیت معرفی کرده و این ماگماتیسم را به فعالیتهای ماگمائی پس از ائوسن نسبت داده است. در شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ جام (نبوی، ۱۳۶۶) به وجود توده‌های نفوذی میکرودیوریتی در اطراف روستاهای سارو، بهرو، تلیستان و عبدل آباد اشاره شده است و خلاصه‌ای از وضعیت زمین‌شناسی منطقه نیز بیان گردیده است.

علوی نائینی (۱۹۷۲) عملکرد گسل عطاری را با توجه به تغییرات و نبود رخساره‌های چینه شناسی در دو زون A و B (A = زون البرز مرکزی و B = زون ایران مرکزی) در منطقه جام مورد مطالعه قرار داده است و به

فازهای کوهزایی و فعالیتهای آتشفشانی (اٹوسن میانی) صورت گرفته در منطقه جام به تفصیل اشاره کرده است.

صمدی (۱۳۷۸) توده‌های آذرین شمال و شمال شرق سمنان را مورد مطالعه قرار داده و به حضور سنگهای گرانیتوئیدی در اطراف روستای نوکه اشاره کرده است و بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی عناصر اصلی (اکسیدها) آنها را حاصل ذوب سنگهای پوسته‌ای عنوان نموده است. ولی مطالعات جامعی بر روی سنگهای گابرویی واقع در شمال شرق سمنان انجام نداده است.

غیاثوند و همکاران (۱۳۸۵) در مقاله‌ای تحت عنوان سنگ‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و منشاء ذخایر آهن شمال سمنان، نحوه تشکیل ذخایر آهن منطقه را مورد مطالعه قرار داده‌اند.

آرین و همکاران (۱۳۸۳) موقعیت و عملکرد گسل‌های شمال سمنان، شمال سرخه و گسل نوکه را مطالعه کرده‌اند.

۱-۶ - هدف از مطالعه

تاکنون مطالعه پترولوژیکی جامعی بر روی سنگهای آذرین درونی و بیرونی با ترکیب بازیک- حد واسط و اسیدی با سن بعد از اٹوسن در شمال و شمال شرق سمنان (گردنه آهوان) صورت نگرفته است، بنابراین مطالعه این سنگها از نظر ترکیب سنگ‌شناسی، شیمیایی، همچنین سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی رخداد آنها به خصوص در رابطه با وضعیت تکتونوماگمایی سنوزوئیک البرز مرکزی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است.

۱-۷ - روش مطالعه

به منظور انجام مطالعه زمین شناسی این ناحیه، ابتدا نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان و جام مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت. سپس عکس‌های هوایی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، نقشه راههای ارتباطی و اطلاعات ماهواره‌ای منطقه تهیه گردید.

مطالعات صحرایی و نمونه برداری در چند نوبت در تابستان و پاییز سال ۱۳۸۵ صورت گرفته است. در طی این بازدیدها از رخنمونهای موجود نمونه برداری صورت گرفت و به کمک GPS مختصات محل‌های برداشت نمونه‌ها مشخص و یادداشت گردید. از معدن آهن شمال سمنان نیز بازدید و نمونه برداری به عمل آمد.

از نمونه‌های برداشت شده ۱۰۰ عدد مقطع نازک و ۱۵ عدد مقطع صیقلی تهیه شد. تعداد ۱۷ نمونه سنگ منتخب به منظور آنالیز شیمیایی با روش ICP-MS به آزمایشگاه معتبر ACME کانادا فرستاده شد. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها توسط نرم افزارهای Gcdkit, Igpet, Newpet, Minpet پردازش گردید. همچنین آنالیز XRD بر روی دو نمونه گارنت و اسکاپولیت نیز انجام شد. داده‌های دورسنجی منطقه نیز پردازش گردید و تصویر ماهواره‌ای منطقه در مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ تهیه گردید.

در پایان با استفاده از اطلاعات بدست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و کتابخانه‌ای پتروژنز و جایگاه تکتونیکی رخداد سنگهای آذرین منطقه و نحوه کانه‌زایی کانسار آهن مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.

فصل دوم

زمین شناسی منطقه

زمین شناسی عمومی

۱-۲ مقدمه

زون ساختاری البرز قسمتی از نوار تکتونیکی فعال آلپ- هیمالیا بوده که دارای اختصاصات زمین شناسی و تکتونیکی پیچیده‌ای است. این زون از آذربایجان تا خراسان ادامه داشته و به دلیل داشتن اختصاصات زمین شناسی و چینه شناسی متفاوت به سه واحد کپه داغ و البرز شرقی (شامل زونهای کپه داغ و بینالود)، البرز مرکزی (شامل زونهای گرگان- رشت و البرز مرکزی- غربی) و البرز غربی- آذربایجان تقسیم شده است (درویش زاده، ۱۳۷۰) (شکل ۱-۲).

در دوران سنوزوئیک این زون تحت تاثیر فاز کوهزایی آلپی قرار گرفته که اثرات آن به صورت فعالیتهای آتشفشانی و نفوذی در سرتاسر البرز دیده می‌شود (شکل ۲-۲). از فعالیتهای آذرین می‌توان به فوران‌های ائوسن و توده‌های نفوذی الیگوسن در تمام نقاط البرز، به خصوص در بخش مرکزی و غربی اشاره کرد.

از جمله فعالیت های ماگماتیسیم نفوذی در البرز می توان به موارد زیر اشاره نمود:

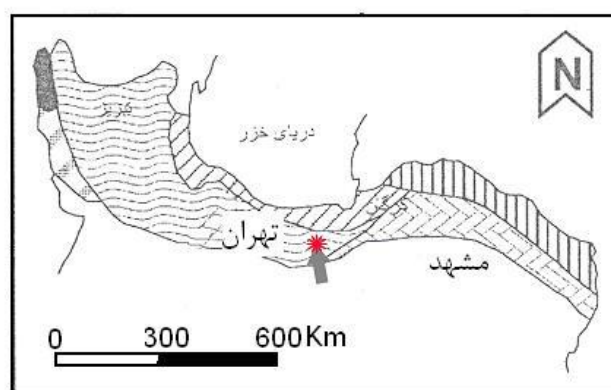
- توده گرانیتوئیدی اکاپل متعلق به پلیوسن (دشپند، ۱۹۸۷؛ اکسن و همکاران، ۲۰۰۱).

- توده گرانیتوئیدی قصر فیروزه متعلق به الیگوسن آغازین (داوری، ۱۳۶۶).

- دیوریت کوارتزار لشگرگ و گابروی رودهن و گابروی مبارک آباد به سن بعد از ائوسن و سینیت لواسان به سن ائوسن میانی- فوقانی (آسرتو، ۱۹۶۶؛ شایگان فر، ۱۳۶۶).

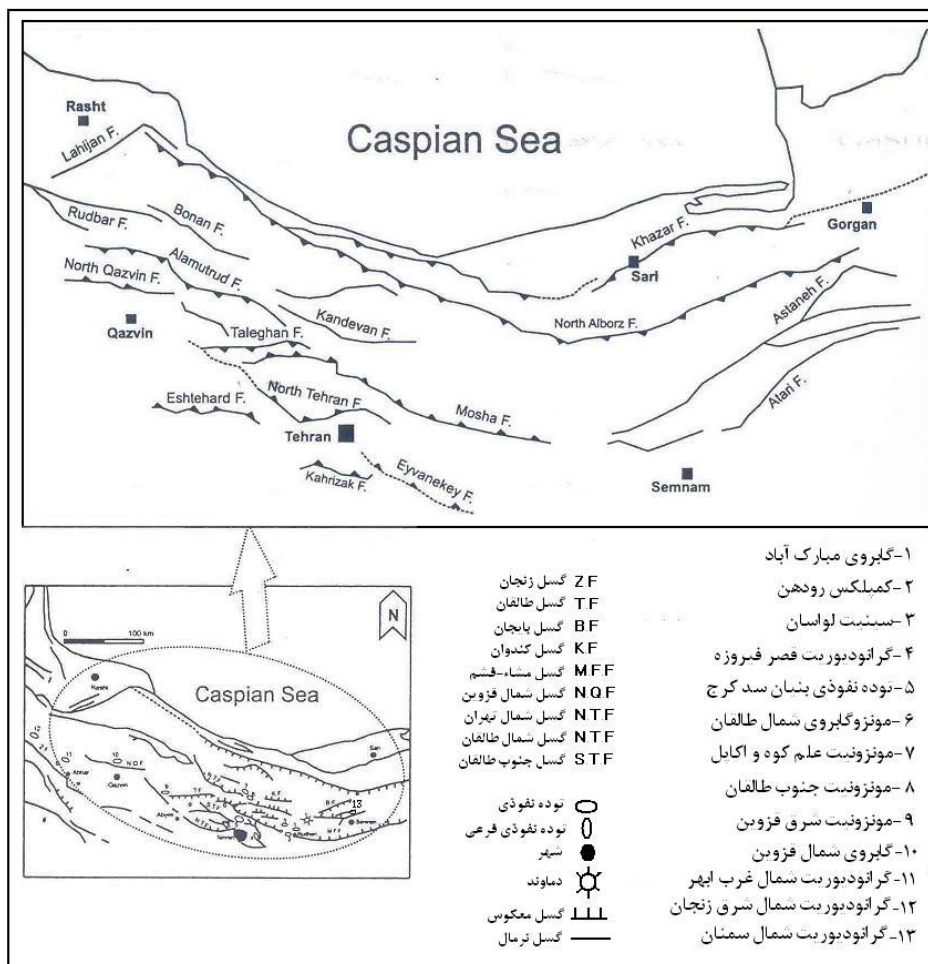
- توده نفوذی سد کرج به سن بعد از ائوسن (دلنباخ، ۱۹۶۴؛ ددوال، ۱۹۶۷؛ ولی زاده، ۱۳۶۶؛ نورالهی، ۱۳۸۳).

- توده‌های نفوذی کوه‌های طارم به سن الیگوسن (آنلز و همکاران، ۱۹۷۵؛ پیروان، ۱۳۷۱).

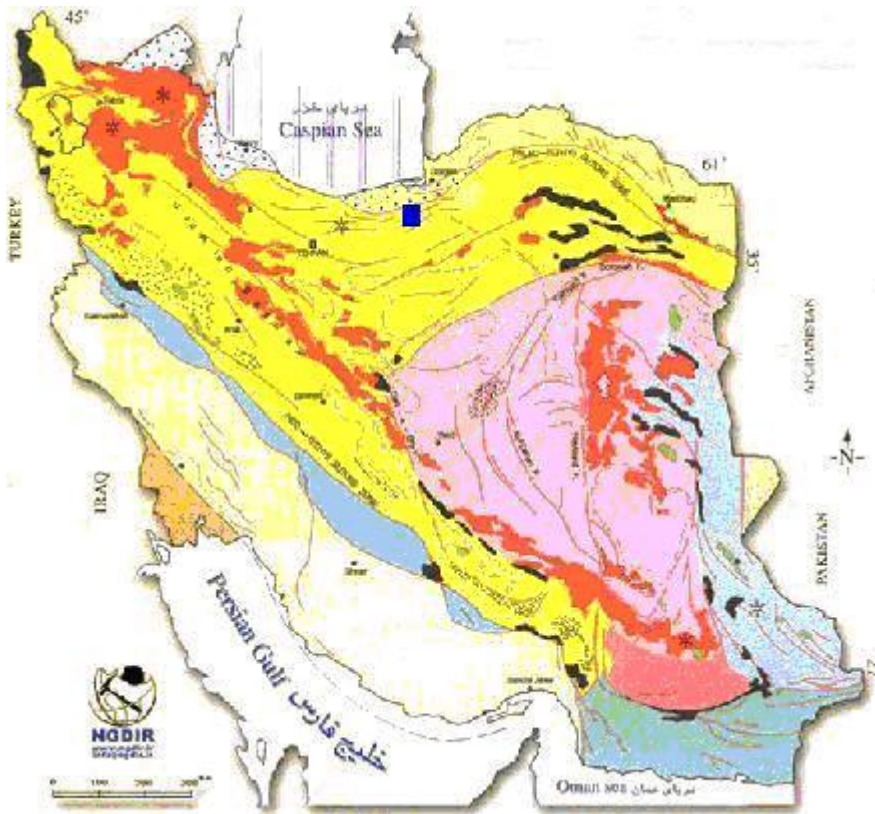


شکل ۲-۱- نقشه حدود البرز و کپه داغ و رسوبات پلیوکواترنری (خلج، ۱۳۸۵).

منطقه نوکه- عطاری در شمال- شمالشرقی شهر سمنان واقع شده است (شکل ۲-۳) و بخشی از زون ساختاری البرز مرکزی است (شکل ۲-۱). در این منطقه پیکره‌های رسوبی و آذرین مختلفی دیده می‌شوند، با توجه به اهداف این پایان‌نامه، پیکره‌های آذرین منطقه نوکه- عطاری از جنبه‌های مختلف بطور جامع مورد مطالعه قرار خواهند گرفت. با توجه به بازدیدهای صحرائی و نقشه‌های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جام و سمنان به بررسی و شرح پیکره‌های سنگی موجود در منطقه می‌پردازیم.



شکل ۲-۲. نقشه نشان دهنده موقعیت توده‌های نفوذی و گسل‌های عمده در زون ساختاری البرز (خلج، ۱۳۸۴).



منطقه مورد مطالعه

شکل ۲-۳- نقشه واحدهای رسوبی - ساختاری ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه (آقناباتی، ۱۳۸۳).

۲-۲- پیکره‌های سنگی اصلی منطقه

با توجه به مطالعات صورت گرفته پیکره های سنگی اصلی منطقه را سنگهای رسوبی و آذرین تشکیل می دهند که دارای طیف سنی تریاس تا پلیوسن می باشند. اکنون به بررسی پیکره‌های رسوبی می پردازیم.

۲-۲-۱- واحدهای رسوبی

- پیکره‌های سنگی تریاس

پیکره‌های سنگی تریاس (زیرین و میانی) در بخش شمال باختری گسل عطاری وابسته به کوه‌های البرز از نظر رخساره کاملاً همانند سازند الیکا می باشد. در دامنه‌های جنوبی کوه پیغمبران دلومیت‌ها و آهک‌های ورمیکوله (کرم‌دار) با میان لایه‌های کوارتزیت خاکستری رنگ وابسته به تریاس زیرین و میانی رخنمون دارند. ضخامت این سازند قابل توجه بوده و در برخی قسمت‌ها به ۲۴۰ متر نیز می‌رسد.

- پیکره‌های سنگی ژوراسیک زیرین

با آغاز تریاس بالایی تغییرات عمده‌ای در رخساره‌های رسوبی پیش آمده، بطوری که بر روی آهک‌ها و دولومیت‌های وابسته به تریاس زیرین و میانی رسوبات دریایی، انباشته می‌شوند که از آهک‌های ماسه‌ای، ماسه سنگ و شیل تشکیل شده‌اند. این رسوبات مربوط به رخساره قاره‌ای بوده و تغییرات رخساره‌ای از نهشته‌های دریایی به نهشته‌های کم و بیش آواری، می‌باشد. در منطقه این رخساره آواری سازند شمشک را تشکیل می‌دهد که بیشتر از ماسه سنگ و شیل خاکستری متمایل به سبز تشکیل شده است. این سازند بطور هم شیب بر روی سازند الیکا جای گرفته است (نبوی، ۱۳۶۶).

– پیکره‌های سنگی کرتاسه

K_2^m (کرتاسه پایینی)

واحدهای سنگی کرتاسه پایینی شامل مارن و شیل گلوکونیت دار به رنگ سبز مایل به خاکستری می‌باشد (نبوی ۱۳۶۶). در ناحیه جام همانند بیشتر جاهای دیگر ایران، کوهزایی کیمیرین پسین (Late Kimeran) باعث به وجود آمدن دگرشیبی در قاعده رسوبات کرتاسه زیرین شده است. اغلب در قاعده این پیشروی که بیشتر با دگرشیبی زاویه‌ای همراه است افق‌هایی از ماسه سنگ و کنگلومرا دیده می‌شود.

کرتاسه فوقانی (K_2^{SC})

واحدهای سنگی کرتاسه فوقانی شامل ماسه سنگ و کنگلومرای قرمز رنگ است. این سازند از گسترش زیادی در منطقه برخوردار بوده و فعالیت‌های تکتونیکی صورت گرفته باعث راندگی ماسه سنگ‌های کرتاسه بر روی ولکانیک‌های ائوسن گردیده است که در حوالی روستای نوکه به راحتی قابل مشاهده است (اشکال ۲-۴ و ۵-۵). بعلاوه این سنگها دارای لایه بندی منظم با امتداد شرقی- غربی و شیب به سمت شمال می‌باشند.

– پیکره‌های سنگی ائوسن

پیکره‌های سنگی ائوسن معادل سازند کرج می‌باشد که رسوبات آن شامل مارن، توف سیلیسی به رنگ خاکستری مایل به روشن، توفهای کربناتی، توف داسیتی و سنگ‌های آندزیتی است. توفها عمدتاً بدون فسیل بوده و علی رغم ضخامت زیاد خود در مدت نسبتاً کوتاه زمین شناسی که اصولاً اوایل و اواسط ائوسن میانی

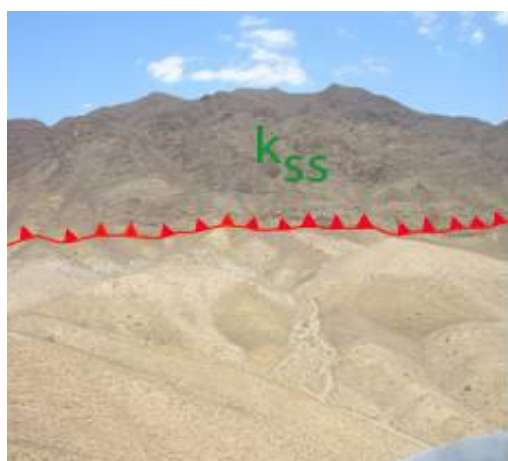
است رسوب گذاری نموده‌اند. توفهای کربناتی در قسمت شرق و شمال روستای نوکه به خوبی رخنمون داشته و تحت عمل دگرسانی قرار گرفته و عمدتاً کلریت‌زایی در آنها دیده می‌شود (اشکال ۲-۶و ۲-۷).

– پیکره‌های سنگی ائوسن – الیگوسن

پیکره های سنگی ائوسن – الیگوسن واحدهای سنگی تخریبی و تبخیری از جمله گچ، شیل، مارن و مقدار کمی آهک و توف را شامل می‌شود.

– پیکره‌های سنگی الیگو- میوسن

پیکره های سنگی الیگو- میوسن شامل سنگ آهک، مارن، کنگلومرا و ماسه سنگ می باشد که معادل سازند قم است. این رسوبات بطور گسترده در مسیر جاده سمنان- دامغان بطور دگرشیب بر روی ولکانیکهای ائوسن قرار گرفته اند. ۲۴ جنس و ۳۰ گونه از فرامینفرهای بنتیک متعلق به خانواده‌های *Austrotrillinidea*, *Alveolinidae*, *Miogypsinidae*, *Soritidae*, *Textularia*, *Borelis melo*, *Curdica*..... شناسایی شده و سن سازند قم را آکیتانین – بوردیگالین نشان می‌دهند(دانشیان و همکاران، ۱۳۸۳).



شکل ۲-۵- شمای از راندگی سنگهای کرتاسه بر روی توفهای ائوسن واقع در شمال غرب نوکه (دید به سمت شمال).



شکل ۲-۴- راندگی ماسه سنگهای کرتاسه بر روی ولکانی کلاستیکهای ائوسن شرق روستای نوکه (دید به سمت شرق).



شکل ۲-۷- نمایی از توفهای ائوسن در شرق روستای نوکه.



شکل ۲-۶- دگرسانی توفها به کلریت در شرق روستای نوکه.

– پیکره های سنگی پلیوسن

تراسهای آبرفتی منطقه از کنگلومرای پلیوسن تشکیل یافته است. این کنگلومرا دارای قطعات دانه درشت تا دانه ریز می باشد و بیشتر از قطعات گابرو، دیوریت، آهک و قطعات سنگهای آتشفشانی ائوسن تشکیل یافته است که دارای تنوع در جنس و اندازه ذرات است. حداکثر اندازه ذرات به ۲۰ سانتیمتر می رسد. عدسی های ماسه ای در بین آنها مشاهده می شود. در اثر فرسایش، حالت حفره حفره پیدا کرده و حالت لانه کبوتری دارد که محل مناسبی برای آشیانه پرندگان است. در زمین شناسی به این اشکال فرسایش بادی می گویند. آثار کراس بدینگ و کانالی در آن به چشم می خورد. این کنگلومرا بصورت دگرشیب بر روی ولکانیک-های ائوسن قرار گرفته است (شکل ۲-۸).

– پیکره های سنگی کواترنر

این واحدها در منطقه به دو صورت دیده می شوند :

۱- پادگانه های رودخانه ای: در دو سوی رودخانه فصلی کال شاهواران با ضخامت و استحکام زیاد دیده می شود.

۲- آبرفتها و واریزه های جوان: نهشته های سست واقع در کال شاهواران و بخشهای مسطح را شامل می شود.



شکل ۲-۸- شمایی از تراسهای آبرفتی پلیوسن با حفرات شبیه لانه زنبوری حاصل فرسایش بادی (دید به سمت جنوب).

۲-۲-۲- پیکره‌های آذرین درونی و بیرونی

بعد از بررسی واحدهای رسوبی منطقه به واحدهای آذرین آن که مبحث اصلی این پایان نامه است، می‌پردازیم. در زیر بصورت اجمالی به ویژگیهای صحرایی و پراکندگی آنها در منطقه اشاره می‌کنیم. در منطقه سه گروه از سنگهای آذرین شامل سنگهای آتشفشانی، سنگهای آذرین نفوذی با ترکیب اسیدی و سنگهای آذرین نفوذی با ترکیب بازیک قابل تشخیص می‌باشند.

الف- سنگهای آتشفشانی (ولکانیک های ائوسن)

سنگهای آتشفشانی رخنمون یافته در منطقه عمدتاً در بخشهای جنوبی روستای نوکه رخنمون دارند که عمدتاً دارای ترکیب بازالتی، آندزیتی و تراکی آندزیت می‌باشند و با سنگهای آذرآواری با ترکیب بازیک، حدواسط و اسیدی به صورت متناوب دیده می‌شوند. قطعاتی از این سنگهای آتشفشانی و آذرآواری با ابعاد و اندازه‌های متفاوت بصورت آنکلاو در توده گرانودیوریتی منطقه یافت می‌شوند. به علت دگرسانی کانیهای ثانویه همچون کلسیت، سرسیت، اپیدوت، کلریت و ... نیز در این سنگها دیده می‌شود. در برخی قسمتها گسل خورده و خرد شده‌اند. سنگهای آتشفشانی در نمونه دستی به رنگ سیاه تا خاکستری دیده می‌شوند و در آنها حفراتی پر شده از کانیهای ثانویه دیده می‌شود. اندازه این حفرات به ۲ الی ۳ سانتیمتر هم در برخی نمونه‌ها می‌رسد.

ب- سنگهای آذرین نفوذی با ترکیب اسیدی

این سنگها بصورت استوک و توده‌های تقریباً منظم در بخشهای شرقی و غربی اطراف روستای نوکه رخنمون دارند. ترکیب عمده آنها آلکالی فلدسپار گرانیت، مونزوگرانیت و گرانودیوریت می‌باشد.

گرانودیوریتها در شرق روستای نوکه رخنمون داشته و از گسترش بیشتری نسبت به انواع دیگر برخوردار می‌باشند. در واقع این سنگها حجم اصلی توده نفوذی را به خود اختصاص می‌دهند. در نمونه دستی به رنگ خاکستری متمایل به سبز دیده می‌شوند و یکی از مشخصات بارز این سنگها، وجود آنکلاوهایی از نوع بخشهای پیشرس توده در آنها می‌باشد. این آنکلاوها عمدتاً دانه ریز بوده و میزان بیوتیت و هورنبلند در آنها بیشتر است به همین علت تیره‌تر به نظر می‌رسند. آنکلاوهای مافیک یا میکروگرانولار نیز با ابعاد و اندازه‌های متفاوت در این سنگها یافت می‌شوند (شکل ۲-۹ و ۲-۱۰).



شکل ۲-۹- حضور آنکلاو مافیک در گرانودیوریتها در غرب روستای نوکه.

مونزوگرانیتها و آلکالی فلدسپار گرانیتها از گسترش کمتری برخوردار بوده و بیشتر در نواحی غرب و جنوب غربی روستای نوکه رخنمون دارند. مونزوگرانیتها در نمونه دستی به رنگ سفید روشن تا کرم دیده می‌شوند. این سنگها تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته و اپیدوت و کلریت‌زایی به وضوح در آنها مشاهده می‌شود. البته در برخی قسمتها شدت کلریت‌زایی به حدی است که باعث تیره رنگ شدن سنگ گردیده است. آلکالی گرانیتها درشت دانه‌تر و دارای آلکالی فلدسپات بیشتری هستند. به همین علت به رنگ صورتی دیده می‌شوند. این سنگها نیز تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۱۱).



شکل ۲-۱۰- نمایی از توده گرانودیوریتی در غرب روستای نوکه (دید به شکل ۲-۱۱- دورنمایی از توده مونزوگرانییتی در غرب روستای نوکه (دید سمت شمال)).

در منطقه مورد مطالعه، تعدادی رگه آپلیتی و پگماتییتی دیده می‌شود. گسترش این رگه‌ها محدود بوده و بیشتر تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند. رگه‌های پگماتییتی از نظر کانی شناسی ساده بوده و اغلب از کوارتز و ارتوز تشکیل شده‌اند. کلریت، کلسیت و اپیدوت بصورت ثانویه در آنها دیده می‌شود. تشکیل این رگه‌ها در ارتباط با فاز تأخیری تبلور توده اصلی بوده که از مواد فرّار و آب غنی بوده است (شکل ۲-۱۲). علوی (۱۳۶۶) توده گرانیتوئیدی نوکه را تحت عنوان آداملیت معرفی کرده است. با توجه به مطالعات صورت گرفته تغییر نام آن به گرانودیوریت صحیح به نظر می‌رسد.



شکل ۲-۱۲- نمایی از رگه پگماتییتی در اطراف روستای نوکه.

در شمال- شمال غرب معدن آهن شمال سمنان، سنگهای آذرین به رنگ سفید متمایل به صورتی دیده می‌شوند که متحمل درجات شدید دگرسانی شده‌اند. دگرسانی در این سنگها به حدی زیاد است که کار نمونه برداری و مطالعه آنها در زیر میکروسکوپ به سختی امکان پذیر است. کانیهای مشاهده شده در آنها عمدتاً شامل بلورهای پلاژیوکلاز، ارتوز دگرسان شده و هورنبلند سبز می‌باشد. مطالعات پتروگرافی صورت گرفته نشان دهنده ترکیب مونزونیت تا سینیت برای این سنگها می‌باشد. در واقع این سنگها سنگ میزبان ماده معدنی (مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت و...) بوده که گسل خوردگی و برشی شدن به علت فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه به وضوح در آنها دیده می‌شود.

ج- توده‌های آذرین نفوذی بازیک

این سنگها بصورت توده‌های پراکنده و نامنظم در اطراف روستای ابراهیم آباد، علی آباد چاشتخوران و در اطراف جاده سمنان- دامغان رخنمون دارند. این سنگها با ترکیب الیوین گابرو، مونزوگابرو و دیوریت در ولکانوکلاستیکهای ائوسن تزریق شده‌اند. این سنگها در نمونه دستی به رنگ خاکستری مایل به سبز مشاهده می‌شوند که متحمل درجات متوسط تا شدید دگرسانی شده‌اند. در برخی قسمتها رخساره حاشیه انجماد سریع در آنها دیده می‌شود. در واقع رنگ ظاهری این سنگها در ارتباط مستقیم با دگرسانی رخ داده در آنهاست که باعث تشکیل کانیهای دگرسانی نظیر کلریت، اپیدوت، کلسیت و سریسیت شده است (شکل ۲-۱۲ و شکل ۲-۱۳).

گاهی اوقات رنگ ماکروسکوپی گابروها از آنچه ضریب رنگی نشان می‌دهد تیره تر به نظر می‌رسد. علت این امر فاسیس مالگاشیتی پلاژیوکلاز است. بدین معنی که پلاژیوکلاز به علت تجزیه به سوسوریت، کلریت، و اپیدوت به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شود و رنگ تیره پلاژیوکلازها، رنگ کلی سنگ را تیره‌تر از آنچه که هست نشان می‌دهد (معین، وزیری، ۱۳۷۱). از مشخصه‌های دیگر این سنگها فرسایش پوست پیازی است که در حوالی روستای علی آباد، پوسته پوسته شدن سقف توده در اثر کاهش فشار ناشی از بالا آمدگی و فرسایش به خوبی قابل رویت است (شکل ۲-۱۴).



شکل ۲-۱۳-نمایی از توده الیوین گابرویی در اطراف روستای علی آباد چاشتخوران (دید به سمت شمال غرب)



شکل ۲-۱۵- نمایی از فرسایش پوست پیازی در گابرو دیوریت‌های اطراف روستای علی آباد چاشتخوران (دید به سمت شمال).



شکل ۲-۱۴- نمایی از توده گابرویی در مسیر جاده سمنان- دامغان (دید به سمت جنوب).

۲-۲-۳- پیکره‌های دگرگونی

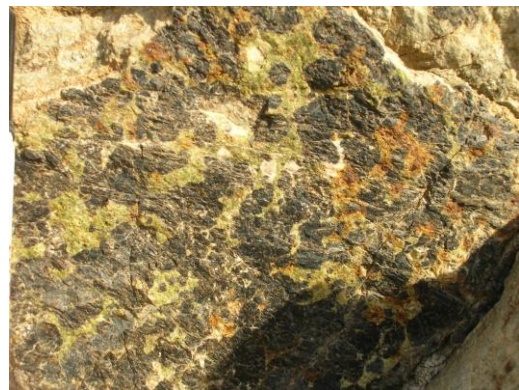
توده نفوذی کوه نوکه بعد از نفوذ در درون واحدهای آهکی و ولکانوکلاستیک‌های ائوسن به بروز دگرگونی همبری پیرومتاسوماتیک و اسکارنزایی در آنها منجر شده است. سنگهای توفی میزبان در اثر دگرگونی مجاورتی به اسکارن تبدیل شده‌اند که در ادامه به شرح آنها می‌پردازیم.

اسکارنها که حاصل متاسوماتیسم بین توده‌های آذرین با سنگ‌های توفی-کربناته می‌باشند، در منطقه نوکه گسترش زیادی دارند و به دو صورت توده‌ای و رگه‌ای در اطراف توده نفوذی مشاهده می‌شوند. مهمترین کانی تشکیل دهنده اسکارنهای منطقه، گارنت است که بصورت متراکم دانه ریز تا دانه درشت دیده می‌شود. رنگ بلورهای گارنت از قرمز قهوه‌ای تا خرمایی تغییر می‌کند (شکل ۲-۱۵).

علاوه بر بلورهای گارنت، بلورهای اسکاپولیت نیز بصورت رشته‌ای و سوزنی در نمونه دستی دیده می‌شوند. تشکیل این کانیها در توفهای کربناته در مجاورت آلکالی فلدسپار گرانیتها صورت گرفته است. سایر کانیهای مشاهده شده در اسکارنهای منطقه مشتمل بر کلسیت، دیوپسید و اپیدوت می‌باشد. بلورهای دیوپسید در نمونه دستی به راحتی قابل شناسایی نیستند. بلورهای کلریت و اپیدوت در نمونه دستی به رنگ سبز دیده می‌شوند. کانیهای فلزی همچون مگنتیت، پیریت، الیژیست و کالکوپیریت این مجموعه اسکارنی را همراهی می‌کنند.



شکل ۲-۱۷- حضور مگنتیت، کلسیت و کوارتز در کنار هم در اطراف معدن آهن شمال سمنان.



شکل ۲-۱۶- نمایی از اسکارن موجود در منطقه (گارنت، اپیدوت و کلریت).



شکل ۲-۱۹- تشکیل ماده معدنی در امتداد سطوح گسل خوردگی معدن آهن شمال سمنان.



شکل ۲-۱۸- نمایی از اسکاپولیت‌های تشکیل شده در توفها در مجاورت آلکالی فلدسپار گرانیتها.

۲-۳- زمین شناسی ساختمانی

در این منطقه واحدهای رسوبی، از قدیم به جدید وجود دارند، ولی این واحدهای رسوبی منظم نبوده و پدیده‌های زمین ساختی باعث برهم زدن یا حذف برخی از واحدهای رسوبی شده‌اند. همچنین در برخی قسمت‌ها راندگی واحدهای قدیمتر بر روی واحدهای جوانتر (راندگی ماسه سنگها و آهکهای کرتاسه بر روی ولکانیکهای ائوسن) صورت گرفته است. عملکرد گسل‌های موجود در منطقه باعث ایجاد درز و شکافهای متعددی گردیده و حرکت را برای محلولهای گرمایی حاصل از توده نفوذی تسهیل نموده و باعث اسکارنی شدن و کانه

زایی (پیریت، مگنتیت، باریت، کلسیت...) شده‌اند. از جمله گسل‌های موجود در منطقه می توان به موارد زیر اشاره کرد.

- گسل سمنان

در شمال سمنان، چند گسل موازی هم با روند شمال شرق- جنوب غرب و به موازات گسل عطاری وجود دارد که نبوی (۱۳۵۵) آن را گسل سمنان نامیده و مانند گسل عطاری، به عنوان مرز جداکننده البرز و ایران مرکزی معرفی کرده است. به نظر نامبرده، گرچه گسل سمنان در فاصله ۱۰ تا ۲۵ کیلومتری شمال گسل عطاری واقع است، ولی ممکن است در دشت آهوان- قوشه به یکدیگر متصل شوند (شکل ۲-۱۸). دنباله این گسل به طرف مشرق تا دامغان قابل شناسایی است ولی بعد از آن چندان مشخص نیست (نبوی ۱۳۵۵).

درباره حرکت افقی آن، اظهار نظر قطعی ارائه نشده است، ولی در قسمت‌هایی از گسترش طولی آن به صورت راندگی دیده می‌شود که شیب آن به سمت جنوب است. به عقیده نبوی (۱۳۶۶) درازای این گسل ۲۵ کیلومتر و شیب آن به سوی شمال باختری است. آقاباتی (۱۳۸۳) شیب این گسل را به سمت جنوب جنوب خاوری معرفی کرده است که در راستای آن سنگهای آتشفشانی ائوسن (از سوی شمال باختری) بر روی رسوبات کواترنر دشت شمال باختری سمنان در جنوب خاوری رانده شده‌اند. علی‌رغم فعال بودن این گسل، هیچگونه داده لرزه خیزی از آن گزارش نشده است (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵).

- گسل دیکتاش

این گسل نیز هم روند و موازی با گسل‌های نوکه و سمنان با فاصله چند کیلومتر از شمال نوکه عبور می‌کند. طول تقریبی گسل ۳۵ کیلومتر بوده و در غرب از کوه گچی شروع شده و در امتداد آن به شمال کوه نوکه می‌رسد (شکل ۲-۱۸).

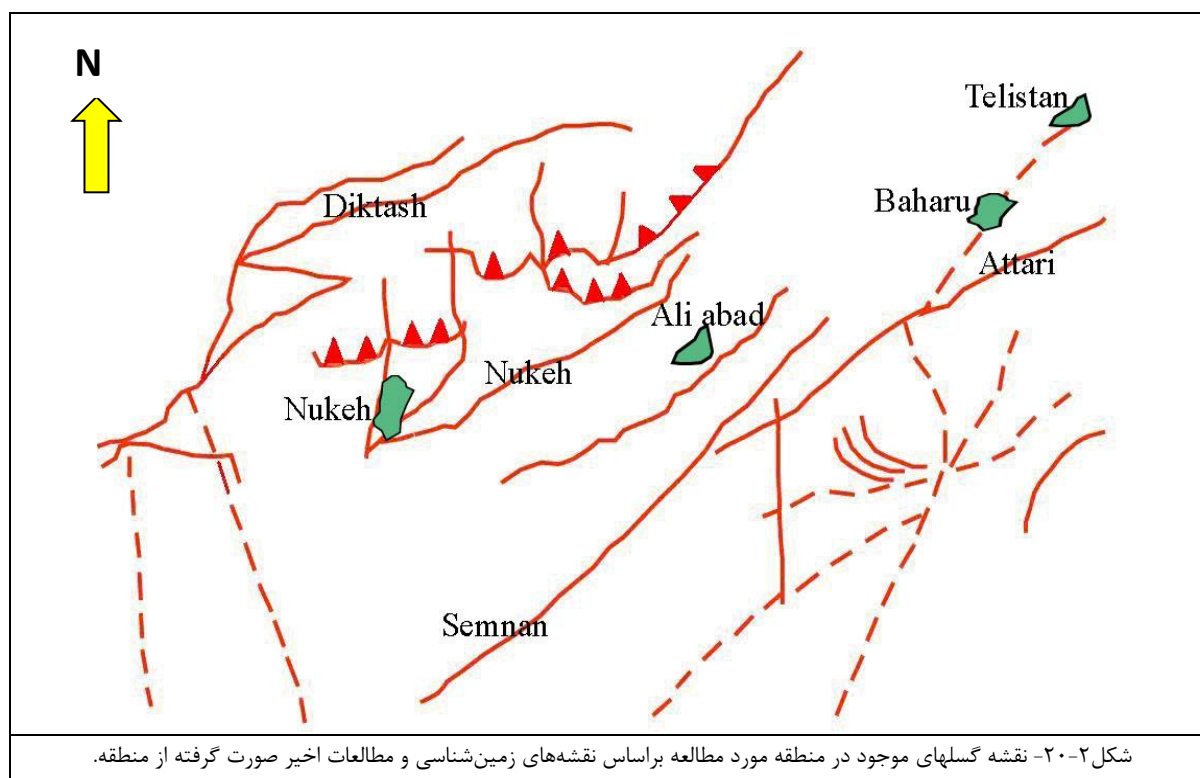
- گسل نوکه

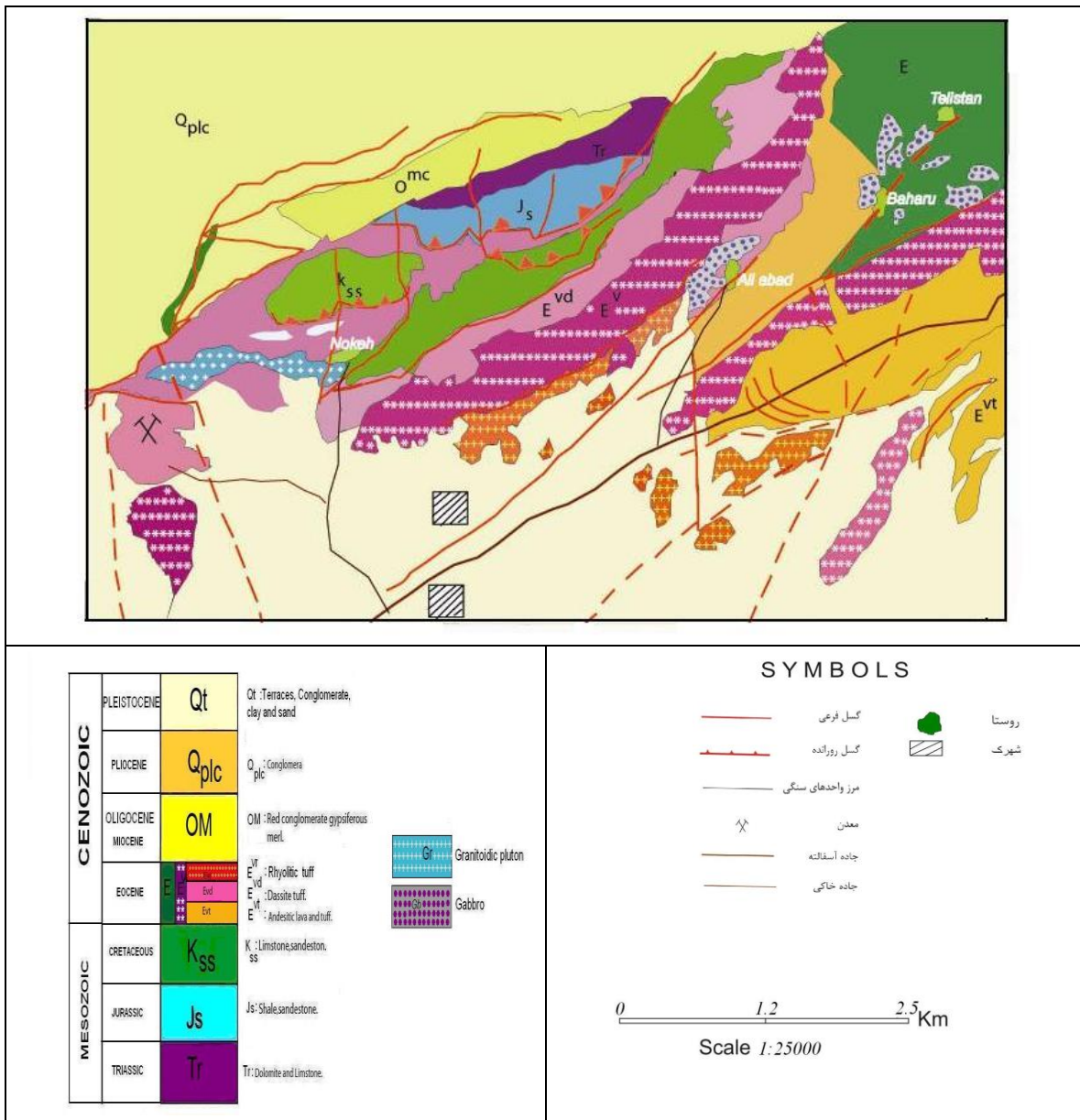
این گسل با درازای ۲۶ کیلومتر و راستای چیره شمال خاوری- جنوب باختری از جنوب کوه پیغمبران در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ جام آغاز و تا شمال خاوری کوه نوکه گسترش یافته است. و سپس به صورت مرز دو واحد E^a (لایه آهکی توفی نومولیت دار) و E^m (مارن و توف همراه با کنگلومرا ائوسن) تا رمپ جانبی در جزین ادامه می‌یابد. ساز و کار چیره این گسل، فشاری با شیب به سمت جنوب است.

این گسل توسط نبوی (۱۳۶۶) به عنوان بخشی از گسل سمنان معرفی گردیده، ولی به وسیله بربریان و همکاران (۱۳۷۵) با عنوان گسل نوکه شناخته شده است. سازندهای میلا تا الیکا در اثر عملکرد این گسل در بخش خاوری آن، بر روی سازند کرج رانده شده است و شاید، گسل نوکه یک پس راندگی (Back Thrust) از گسل سمنان می باشد (نبوی، ۱۳۶۶).

۲-۴- منابع معدنی

در منطقه مورد مطالعه کانه‌زایی مگنتیت و باریت در حوالی روستاهای نوکه و علی‌آباد مشاهده می‌شود. مطالعات حاکی از نقش مهم و مؤثر توده نفوذی (گرانیتوئیدی) در کانه‌زایی منطقه می‌باشد. با توجه به بالا بودن عیار آهن در توده معدنی کار بهره برداری و استخراج آهن از سال ۱۳۷۸ توسط شرکت خصوصی هامون تحت نظارت دولت آغاز گردید و تا سال ۱۳۸۲ ادامه داشت سپس به علت کاهش ذخیره معدنی قابل دسترس، بهره برداری از معدن آهن شمال سمنان متوقف شد ولی از سال ۱۳۸۵ تا کنون فعالیتهای اکتشافی گسترده‌ای. در محدوده این معدن در حال انجام است تا در صورت امکان، بهره‌برداری مجدد از آن آغاز شود.





شکل ۲۱-۲- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰.

فصل سوم

مطالعات پیروگرافی

۳-۱- مقدمه

در این فصل خصوصیات میکروسکوپی سنگهای آذرین و اسکارن منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است. اهداف این مطالعه، شامل شناسایی و تعیین نوع کانیها، بافت، نام سنگ، ترتیب تبلور کانیها و تحولات ماگمایی است. بر این اساس از تمام بخشهای توده‌های مورد مطالعه بطور سیستماتیک نمونه‌برداری و مقطع نازک تهیه گردید. همان طور که در فصل قبل ذکر گردید، سنگهای آذرین در منطقه مورد مطالعه به دو دسته آتشفشانی و نفوذی تقسیم می‌شوند.

۳-۲- گرانیتوئیدهای منطقه کوه نوکه

بر اساس مطالعات صورت گرفته بر روی سنگهای گرانیتی منطقه و شواهد کانی شناسی و بافتی، این سنگها به انواع مونزوگرانیت، آلکالی گرانیت و گرانودیوریت تقسیم می‌شوند.

۳-۲-۱- مونزوگرانیت ها

این سنگها نسبت به آلکالی گرانیتها و دیگر انواع سنگهای منطقه حجم کمتری را به خود اختصاص می‌دهند و در شرق و غرب روستای نوکه به وضوح قابل رویت می‌باشند. هوازدگی و دگرسانی ناشی از عملکرد محلولهای هیدروترمال به خوبی در آنها مشاهده می‌شود. بطور کلی این سنگها دانه متوسط تا دانه درشت بوده، اندازه بعضی از پلاژیوکلازهای آنها به چند میلیمتر می‌رسد. در نمونه‌دستی به رنگ سفید مایل به صورتی و با انکلاوهای دانه ریز مربوط به بخش حاشیه انجماد سریع دیده می‌شوند و کانیهای تشکیل

دهنده آنها به آسانی با چشم غیر مسلح قابل تشخیص نیست. میزان کانیهای مافیک به طور متوسط، در این دسته از سنگها، از آلکالی گرانیتهای بیشتر بوده و ظاهر تیره تری دارند.

کانیهای اصلی تشکیل دهنده مونزوگرانیتهای به ترتیب فراوانی، شامل کوارتز، فلدسپات پتاسیم، پلاژیوکلاز و اوژیت و کانیهای فرعی آنها شامل اسفن، آپاتیت و کانیهای مگنتیت و پیریت است. مونزوگرانیتهای اغلب دارای بافت گرانولار، میرمکتی و گرانوفیری هستند. کانیهای تشکیل دهنده آنها عبارتند از:

الف) کانیهای اصلی

- کوارتز

این کانی حدود ۳۰ تا ۳۵ درصد کانیهای سنگ را تشکیل می دهد و اندازه دانه های آن از ۱ تا ۲ میلی متر تغییر می کند. کانیهای مذکور عمدتاً بی شکل بوده و در اغلب موارد دانه های این کانی فضای بین بلورهای درشت ارتوکلاز و پلاژیوکلاز را پر کرده اند. مرز بلورهای کوارتز از زاویه دار یکنواخت تا مضرس و نامنظم تغییر می کند.

- ارتوکلاز

این کانی حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد سنگ را تشکیل می دهد. بلورهای آن به صورت نیمه شکل دار تا بی شکل مشاهده شده می شود و اندازه قطر آنها از ۲ تا ۰/۱ میلی متر متغیر است. بعضی از بلورهای ارتوکلاز با کوارتز به صورت در هم رشدی (بافت گرانوفیری) (شکل ۳-۴) در فضای مابین بلورها رشد نموده اند. همچنین بلورهای ارتوکلاز با پلاژیوکلازها در قالب بافت پرتیتی در برخی مقاطع مشاهده می شوند (شکل ۳-۵). شدت دگرسانی نسبتاً بالا بوده و این کانیها عمدتاً به سریسیت و رس دگرسانی یافته اند. ماکل کارلسباد در برخی نمونه ها مشهود است.

- پلاژیوکلاز

فراوانی بلورهای پلاژیوکلاز از ۱۰ تا ۱۵ درصد متغیر بوده و اندازه دانه های آن بین ۰/۵ تا ۳ میلی متر متغیر می باشد. بلورهای پلاژیوکلاز به صورت تخته ای شکل دار تا نیمه شکل دار هستند و دارای ماکل آلیت- کارلسباد و پلی سینتیک می باشند (شکل ۳-۹). پدیده زونینگ یکی دیگر از مشخصات بلورهای پلاژیوکلاز است. پلاژیوکلازها اغلب سوسوریتی شده اند. در اغلب بلورها، شدت دگرسانی در مرکز بلورها زیادتر است که

این امر احتمالاً به دلیل کلسیک‌تر بودن و در نتیجه ناپایدار بودن نواحی مرکزی در پلاژیوکلازها می‌باشد. محصولات سوسوریتی شدن در پلاژیوکلاز مشتمل بر سریسیت، اپیدوت و کلسیت می‌باشد (شکل ۳-۱۷).

-اوژیت

این کانی حدود ۵ تا ۸ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. بلورهای آن بصورت نیمه شکلدار تا بی‌شکل و در ابعاد ۰/۲ تا ۱ میلی‌متر مشاهده می‌شوند.

ب) کانیهای فرعی

اسفن و کانیهای اپک به عنوان فراوان‌ترین کانیهای فرعی در تمام نمونه‌ها دیده می‌شوند. بلورهای اسفن حاصل تبلور مستقیم از ماگما بوده و در ابعاد درشت تا متوسط، نیمه شکلدار و گوه‌ایی دیده می‌شوند (شکل ۳-۷).

ج) کانیهای ثانویه

کانیهای ثانویه موجود در نمونه‌ها شامل سریسیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت و کانیهای رسی می‌باشد. سریسیت، اپیدوت و کلسیت حاصل دگرسانی پلاژیوکلازها بوده و کانیهای رسی و سریسیت از دگرسانی ارتوکلاز حاصل شده‌اند.

د) بافت سنگ

بافت کلی سنگ گرانولار نیمه شکلدار غیر همسان‌دانه است. بافت‌های میرمیکیتی و پرتیتی نیز در آنها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱ و شکل ۳-۳).

۳-۲-۲- آلکالی‌گرانیته‌ها

این سنگها بخش کوچکی از گرانیته‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. آلکالی‌گرانیته‌ها در نمونه دستی به رنگ صورتی و دانه متوسط مشاهده می‌شوند. این سنگها دارای ارتوزهای گوشتی تا خاکستری چند میلی‌متری می‌باشند که به آسانی با چشم غیر مسلح قابل تشخیص هستند.

کانیهای روشن این سنگها شامل فلدسپات پتاسیم، کوارتز و پلاژیوکلاز به مقدار کم و کانیهای فرعی مشتمل بر بیوتیت، هورنبلند سبز، اسفن و اپیک می‌باشند. کانیهای کلریت، اپیدوت و سرسیت به عنوان کانیهای ثانویه هستند. بافت میکروسکوپی آنها دانه‌ای نیمه شکل‌دار بوده و بافتهای گرافیکی و پرتیتی نیز در آنها مشاهده می‌شود.

الف) کانیهای اصلی

- ارتوکلاز

این کانی حدود ۴۰ تا ۴۵ درصد کانیهای سنگ را شامل می‌شود و به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود. اندازه دانه‌ها از ۲/۵ تا ۰/۲ میلیمتر متغیر است. این بلورها اغلب به کائولینیت و دیگر کانیهای رسی تجزیه شده‌اند (شکل ۳-۹). پدیده پرتیتی شدن در ارتوزها مشاهده می‌شود.

تقریباً تمام بلورهای ارتوز متحمل دگرسانی رسی شده‌اند. از دلایل تجزیه آنها می‌توان به تأثیر محلولهای هیدروترمال و دانه متوسط بودن بافت آنها اشاره نمود که آنها را مستعد تجزیه و دگرسانی کرده است.

- کوارتز

این کانی حدود ۳۰ تا ۳۸ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد و به صورت بی‌شکل بین بلورهای درشت ارتوز را پر نموده است. هیچ‌گونه حالت شکستگی و خردشدگی در آن دیده نمی‌شود.

- پلاژیوکلاز

این کانی حدود ۱۰ تا ۱۲ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. بلورهای آن عموماً به صورت تخته‌ای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار هستند و دارای ماکل پلی‌سینتتیک می‌باشند. بلورهای پلاژیوکلاز به علت دگرسانی هیدروترمال اغلب به سرسیت، کلسیت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. عمل تجزیه بخصوص در مراکز بلورها که کلسیک‌ترند، شدت بیشتری دارد.

- بیوتیت

این کانی حدود ۷ درصد کانیهای سنگ را تشکیل می‌دهد. در نور عادی به رنگ قهوه‌ای و بصورت نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. بیوتیتها به صورت بلورهای تخته‌ای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و در مقاطع طولی آن یک سری رخ مشخص دیده می‌شود (شکل ۳-۱۶).

(ب) کانیهای فرعی

- کانیهای اپک

این کانیها کمتر از ۵ درصد کانیهای سنگ را تشکیل می‌دهند. کانیهای اپک موجود در مقاطع اکثراً شامل اکسیدهای آهن و از نوع مگنتیت و بندرت پیریت هستند. این کانیها به صورت ادخال در پلاژیوکلاز و بیوتیت دیده می‌شود.

(ج) کانیهای ثانویه

کانیهای ثانویه موجود در مقاطع شامل سریسیت، کلسیت، اپیدوت، کلریت و کانیهای رسی می‌باشد که در نتیجه دگرسانی پلاژیوکلازها و ارتوکلاز به وجود آمده‌اند. عمل تجزیه در مراکز پلاژیوکلازها که کلسیک‌ترند شدت بیشتری داشته و تجمع سریسیت نیز در آنجا بیشتر است. کانی کلسیت به مقدار کم در اغلب نمونه‌ها و در نتیجه عمل سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها دیده می‌شود. ارتوکلازها در اثر دگرسانی به کانیهای رسی تبدیل شده‌اند.

۳-۲-۳ - گرانودیوریت‌ها

این سنگها نسبت به انواع دیگر از گسترش بیشتری در منطقه برخوردار می‌باشند. این سنگها در نمونه دستی به رنگ خاکستری متمایل به سبز دیده می‌شوند و در برخی قسمتها دارای انکلاوهایی از بخشهای پیش رس خود می‌باشند.

کانیهای روشن این سنگها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز و ارتوکلاز به مقدار کم و کانیهای فرعی شامل بیوتیت، هورنبلند سبز، اوژیت، آپاتیت، اسفن و اپک می‌باشند. کانیهای کلریت، اپیدوت و سریسیت به عنوان کانیهای ثانویه هستند. بافت میکروسکوپی آنها دانه‌ای نیمه شکل‌دار بوده و البته بافتهای گرافیکی و میرمکیتی نیز در آنها مشاهده می‌شود.

الف) کانیهای اصلی

- پلاژیوکلاز

این کانی حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. بلورهای آن عموماً به صورت تخته‌ای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار هستند و دارای ماکل پلی‌سینتتیک می‌باشند. همچنین بیشتر آنها دارای منطقه بندی ترکیبی بوده و به میزان قابل توجهی به سریسیت دگرسان شده‌اند. وجود سریسیت فراوان در مرکز این بلورها دلیل بر این امر است که ترکیب پلاژیوکلاز از سمت حاشیه به طرف مرکز کلسیک‌تر می‌شود. زیرا پتاسیم موجود با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش می‌شود و قسمتهای غنی از آنورتیت در یک پلاژیوکلاز منطقه‌ای به راحتی سریسیتی می‌شود (شلی، ۱۹۹۴). منطقه بندی ترکیبی در این بلورها نیز اختلافاتی را در شرایط پیرامون آنها نشان می‌دهد (هولتن و همکاران، ۲۰۰۰) ابعاد آنها از ۲ تا ۳ میلیمتر متغیر است.

بلورهای پلاژیوکلاز به علت دگرسانی هیدروترمال اغلب به سریسیت، کلسیت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز با کوارتز به صورت هم‌رشدی (بافت میرمکیت) رشد نموده‌اند.

- ارتوکلاز

این کانی حدود ۱۵ تا ۱۸ درصد کانیهای سنگ را شامل می‌شود و به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود. اندازه دانه‌ها از ۱ تا ۲ میلیمتر متغیر است. این بلورها اغلب به کائولینیت و دیگر کانیهای رسی تجزیه شده‌اند.

- کوارتز

درصد حجمی آنها بین ۳۰-۲۲ درصد تغییر می‌کند. عمدتاً دانه ریز، بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و پرکننده فضای خالی می‌باشند که بدون شکستگی و خردشدگی در بین ذرات بزرگتر قرار گرفته‌اند. در برخی قسمتها به صورت اشکال رشته‌ای و کرمی شکل که حاصل رشد توأم با فلدسپاتها می‌باشد، نیز دیده می‌شوند. ابعاد آنها از ۱ تا ۲ میلیمتر متغیر است. پیدایش کوارتز احتمالاً در سه مرحله صورت پذیرفته است، در مرحله اول بصورت بلورهای ریز و درشت، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل قبل از تبلور در نقطه اتکتیک و در مرحله دوم بطور همزمان با فلدسپات پتاسیم بصورت گرافیکی بوده و در مرحله آخر، مایع غنی از سیلیس، کلیه حفرات بین بلوری را پر نموده و کوارتز بی‌شکل با حاشیه‌های مضرس را پدید آورده است.

ب) کانیهای فرعی

- اوژیت

این کانی ۸ تا ۱۰ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص داده و بصورت نیمه شکل دار دیده می‌شوند، این کانی در برخی قسمتها به اورالیت تبدیل شده که ناشی از تجزیه دویتریک آنهاست. در این حالت اورالیت بصورت حاشیه‌ای در اطراف اوژیت و روی آن را قرار گرفته و در برخی قسمتها نیز حالت اسکلتی در آنها دیده می‌شود.

- هورنبلند سبز

آمفیبول موجود در این سنگها از نوع هورنبلند سبز بوده و دارای دو کلیواژ حاده و منفرجه می‌باشند. این بلورها بر اثر تجزیه دویتریک به کلریت و بیوتیت تبدیل شده‌اند.

- بیوتیت

این کانی حدود ۵ درصد کانیهای سنگ را تشکیل می‌دهد. در نور عادی به رنگ قهوه‌ای و بصورت نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. بیوتیتها به صورت بلورهای تخته‌ای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و در مقاطع طولی آن یک سری رخ مشخص دیده می‌شود. گاهی اوقات اندازه آنها به ۲ میلیمتر هم می‌رسد.

-اسفن

در بسیاری از مقاطع هم بصورت اولیه و هم بصورت ثانویه مشاهده می‌شود. احتمالاً حضور اسفن‌های ثانویه با دگرسانی اوژیت، بیوتیت یا تیتانومگنتیت در ارتباط می‌باشد. اغلب بلورهای اسفن اولیه حاصل تبلور ماگما هستند و دارای ابعاد ۰/۵ تا ۱ میلیمتر می‌باشند و بصورت نیمه شکل‌دار و گوه‌ایی ولی بلورهای اسفن ثانویه در ابعاد ریز و عمدتاً بی شکل دیده می‌شوند. اسفن‌های ثانویه حاصل واکنش TiO_2 آزاد شده با CaO حاصل از تخریب پلاژیوکلازها و سیلیس موجود در محیط می‌باشند. بخشی از سیلیس می‌تواند در طی فرایند کلریتی شدن و بخش دیگر آن در طی فرایند تخریب پلاژیوکلازها حاصل گردد.

آپاتیت به صورت بلورهای ریز نیمه شکل‌دار کشیده در داخل پلاژیوکلاز و ارتوکلاز دیده می‌شود (شکل ۳-۸).

-کانیهای اپک

این کانیها کمتر از ۲ درصد کانیهای سنگ را تشکیل می‌دهند. کانیهای اپک موجود در مقاطع اکثراً شامل پیریت و مگنتیت می‌باشد که بیشتر به صورت ادخال در پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز دیده می‌شوند.

ج-کانیهای ثانویه

- آمفیبول

بخشی از آمفیبول موجود در این سنگها ثانویه بوده که ناشی از تجزیه دوتیریک اوژیت است و به اورالیت معروف است. در این حالت آمفیبول به صورت حاشیه‌ای در اطراف و روی اوژیت را فرا گرفته است.

- بیوتیت

بخشی از بیوتیت موجود در این سنگها ثانویه بوده و ناشی از تجزیه دوتیریک آمفیبولهاست و حاشیه برخی از اوژیت‌ها نیز توسط بیوتیت ثانویه احاطه شده است.

- کلریت

این کانی بر اثر دگرسانی هورنبلندهای سبز، بیوتیت و بلورهای پلاژیوکلاز حاصل شده است.

- سربیسیت و کانیهای رسی

این کانیها در نتیجه دگرسانی پلاژیوکلازها و ارتوکلاز به وجود آمده‌اند. عمل تجزیه در مراکز پلاژیوکلازها که کلسیک‌ترند شدت بیشتری داشته و تجمع سربیسیت نیز در آنجا بیشتر است. کانیهای آلکالی فلدسپار در اثر دگرسانی به کانیهای رسی تبدیل شده‌اند.

۳-۳-۱- دیوریت‌ها

این سنگها بیشتر در مسیر جاده سمنان- دامغان رخمون داشته و در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا سیاه دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز و پیروکسن اصلی‌ترین کانیهای این سنگها را تشکیل می‌دهند. بافت میکروسکوپی آنها دانه‌ای نیمه شکل‌دار بوده و در اغلب آنها بافت اینترگرانولار و افیتیک هم دیده می‌شود.

الف) کانیهای اصلی

- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها با فراوانی حدود ۵۰ درصد اصلی‌ترین کانی این سنگها بوده و در بیشتر آنها ماکل پلی سنتتیک و کارلسبارد دیده می‌شود. ابعاد آنها از ۱ تا ۳ میلیمتر تغییر می‌کند و تحت تأثیر دگرسانی به کانیهای سربیسیت و کلسیت تبدیل شده‌اند.

- پیروکسن

این بلورها عموماً به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند و در برخی قسمتها در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز قرار گرفته و تشکیل بافت اینترگرانولار را می‌دهند. این امر به دلیل تبلور اولیه پلاژیوکلاز و تبلور بعدی پیروکسن است. شدت دگرسانی در این بلورها در قسمت‌های مختلف متفاوت بوده ولی عمدتاً به کلریت، کلسیت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند.

- کانیهای فرعی

آپاتیت و کانیهای اپک از مهم‌ترین کانیهای فرعی این سنگها هستند. بلورهای آپاتیت غالباً به اشکال سوزنی در مقاطع دیده می‌شوند. به عقیده براون (۲۰۰۱) اگر بلورهای آپاتیت به سرعت سرد شوند، بسیار طویل بوده و حالت سوزنی و کشیده دارند.

کانیهای اپک بصورت بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکل در خمیره سنگ و نیز درون برخی از کانیها نیز دیده می‌شوند. این امر حاکی از تقدم تبلور این کانیها در سنگ است.

-کانیهای ثانویه

از کانیهای ثانویه این سنگها می‌توان به کلریت، کلسیت، اکسیدهای آهن و سربیسیت اشاره کرد. کانیهای کلریت و اکسیدهای آهن بیشتر حاصل دگرسانی بلورهای پیروکسن بوده و کانیهای سربیسیت و کلسیت هم بر اثر دگرسانی بلورهای پلاژیوکلاز حاصل شده‌اند.

۳-۲-۳- الیوین گابروها

این سنگها با گسترش و پراکندگی بیشتری در منطقه دیده می‌شوند. فرسایش (پوست پیازی) و هوازدگی بیشتری را نیز نشان می‌دهند. این سنگها نیز دانه متوسط بوده و در نمونه دستی به رنگ خاکستری مایل به سبز مشاهده می‌شوند.

کانیهای اصلی این سنگها شامل پلاژیوکلاز، اوژیت و الیوین است. کانیهای فرعی شامل کانیهای اپک می‌باشند. کانیهای کلریت، اپیدوت و سریسیت به عنوان کانیهای ثانویه هستند. بافت میکروسکوپی آنها دانه‌ای نیمه شکل‌دار بوده و البته بافت اینترگرانولار و افیتیک نیز در آنها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۴).

الف) کانیهای اصلی

- الیوین

این کانی حدود ۱۰ درصد کانیهای سنگ را تشکیل داده و عمدتاً بی شکل تا نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شوند. این کانی دارای ابعاد $0/2$ تا $0/5$ میلیمتر بوده و عمدتاً تحت تاثیر دگرسانی به کانیهای ثانویه همچون کلریت و اکسیدهای آهن تبدیل شده است.

- پلاژیوکلاز

این کانی ۴۰ تا ۴۵ درصد کانیهای سنگ را تشکیل می‌دهد. بلورهای آن عموماً به صورت تخته‌ای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار هستند و دارای ماگل پلی‌سینتتیک و کارلسبارد می‌باشند. در برخی قسمتها بلورهای اوژیت را قطع می‌نمایند. ابعاد آنها از $1/5$ تا ۳ میلیمتر تغییر می‌کند و در بیشتر نمونه‌ها بلورهای اوژیت را قطع می‌نمایند (بافت افیتیک).

- اوژیت

این بلورها بیش از ۲۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده و بیشتر بصورت نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند. ابعاد آنها از ۲ تا ۴ میلیمتر متغیر است. شدت دگرسانی این کانیها در نمونه‌های مختلف متفاوت است که در برخی قسمتها به دلیل دگرسانی شدید به کلریت تبدیل شده‌اند.

- کانیهای فرعی

کانیهای اپک: این کانیها بصورت ادخال در بلورهای اوژیت و پلاژیوکلاز یافت می‌شوند.

- کانیهای ثانویه

از کانیهای ثانویه این سنگها می توان به کلسیت، اپیدوت، کلریت، زئولیت و سریسیت اشاره کرد. کلسیت، زئولیت و سریسیت بر اثر دگرسانی پلاژیوکلاز حاصل شده و به وفور نیز در مقاطع دیده می شوند (شکل ۳-۱۰). کلریت و اپیدوت نیز بر اثر دگرسانی پیروکسنها حاصل شده اند (شکل ۳-۱۲).

۳-۴- بازالتها

این سنگها از جمله سنگهای مافیک موجود در منطقه بوده که در نمونه دستی به رنگ سیاه دیده می شوند و در برخی قسمتها بصورت آنکلاو در گرانودیوریتها یافت می شوند. در این سنگها حفرات پر شده از کانیهای ثانویه همچون کوارتز و کلسیت دیده می شود که به این حفرات، آمیگدال می گویند (شکل ۳-۱۱). کانیهای اصلی این سنگها شامل پلاژیوکلاز و اوژیت است. کانیهای فرعی شامل کانیهای اپک می باشند. کانیهای کلریت، کلسیت، کوارتز، بیوتیت و سریسیت به عنوان کانیهای ثانویه هستند. بافت میکروسکوپی آنها غالباً پرفیری است ولی بافت گلمروپورفیری نیز در آنها مشاهده می شود (شکل ۳-۶).

- کانیهای اصلی

- پلاژیوکلاز

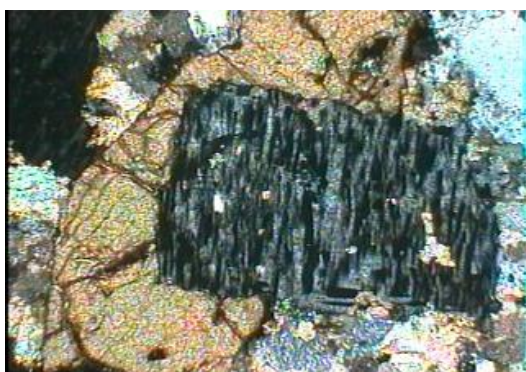
این کانی هم بصورت فنوکریست و هم بصورت میکرولیتی دیده می شود. شکل دار بوده و بر اثر دگرسانی به سریسیت تبدیل شده است. ابعاد آنها از ۰/۲ تا ۰/۵ میلیمتر متغیر بوده و ماکل پلی سنتتیک نیز در آنها دیده می شود.

- اوژیت

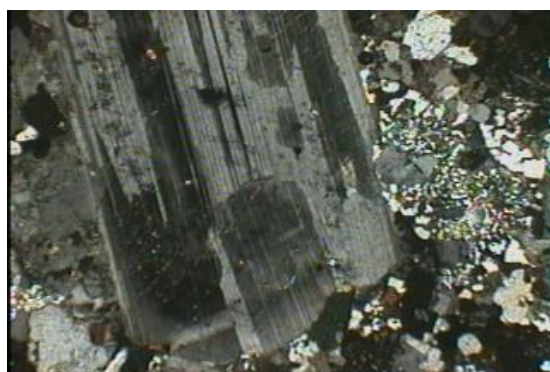
اغلب دانه ریز و در اطراف درشت بلورهای پلاژیوکلاز دیده می شود که بیانگر تبلور آنها بعد از پلاژیوکلاز است. بر اثر متاسوماتیسم پتاسیک این کانیها بلورهای بیوتیت ثانویه حاصل شده اند.

- کانیهای ثانویه

کانیهای ثانویه موجود در مقاطع شامل بیوتیت ، کلریت و کانیهای رسی می باشد که در نتیجه دگرسانی اوزیت و پلاژیوکلاز به وجود آمده اند. کانی کلسیت به مقدار کم در اغلب نمونه ها و در نتیجه عمل سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها دیده می شود. البته بلورهای کوارتز و بیوتیت حفرات موجود را پر کرده اند.



شکل ۳-۲- بافت پرتیتی در سنگهای گرانیتی (XPL) بزرگنمایی ۳۰ برابر.



شکل ۳-۱- بافت میرمکیتی در سنگهای گرانیتی (XPL) بزرگنمایی ۳۰ برابر.



شکل ۳-۴- بافت افستیک در گابروها (XPL). بزرگنمایی ۵۰ برابر.



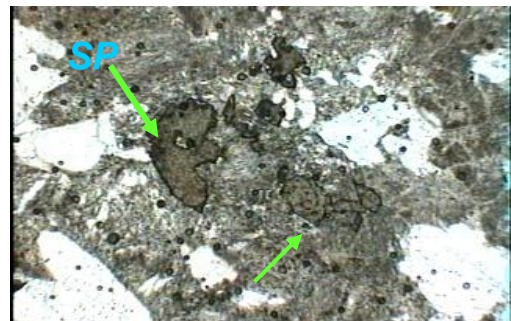
شکل ۳-۳- بافت گرانوفیری در گرانودیوریتها (XPL) بزرگنمایی ۵۰ برابر.



شکل ۳-۶- بافت گلومروپورفیری در بازالت (XPL) بزرگنمایی ۳۰ برابر.



شکل ۳-۵- بافت میرمکیت در سنگهای گرانیتی (XPL) بزرگنمایی ۳۰ برابر.

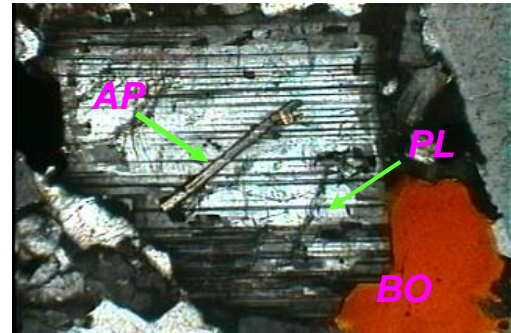


شکل ۳-۷-ب- تصویر میکروسکوپی از بلورهای اسفن در سنگهای گرانیتی در نور (PPL) بزرگنمایی ۳۰ برابر.

شکل ۳-۷-الف- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده اسفن در سنگهای گرانیتی در نور (XPL) بزرگنمایی ۳۰ برابر.



شکل ۳-۹- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده منطقه بندی در پلاژیوکلازهای موجود در سنگهای گرانیتی (XPL) بزرگنمایی ۱۰۰ برابر.



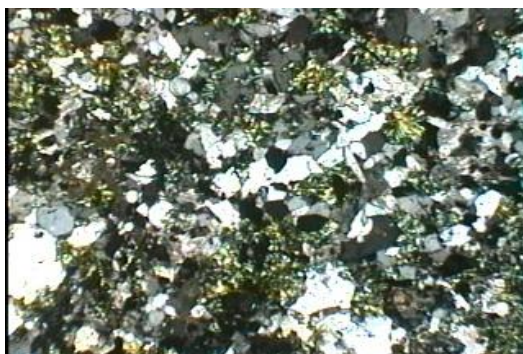
شکل ۳-۸- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده حضور آپاتیت در سنگهای گرانیت (XPL) بزرگنمایی ۱۰۰ برابر.



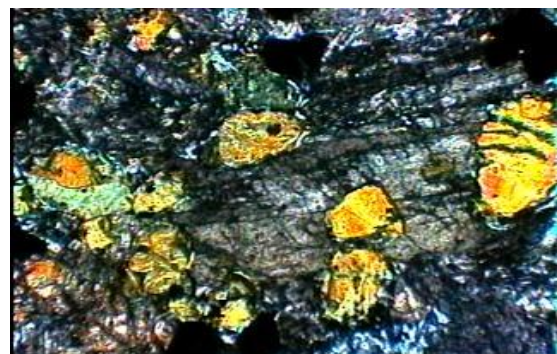
شکل ۳-۱۱- تصویر میکروسکوپی یکی از حفرات پر شده توسط کانیهای ثانویه در رخساره حاشیه ای سنگهای بازالتی (XPL) بزرگنمایی ۵۰ برابر.



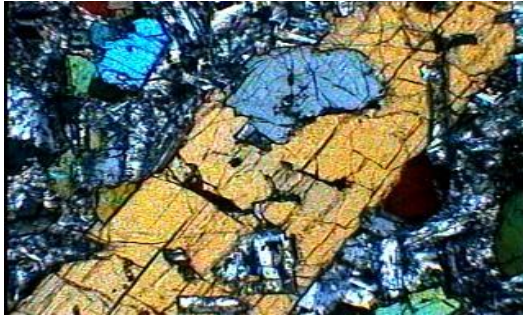
شکل ۳-۱۰- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده زئولیت در سنگهای گابرو (XPL) بزرگنمایی ۵۰ برابر.



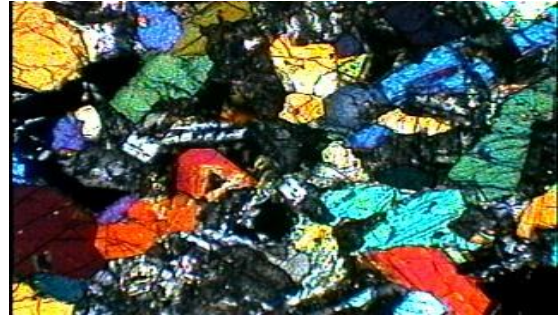
شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده دگرسانی کلریتی در سنگهای گرانیتی (XPL) بزرگنمایی ۳۰ برابر.



شکل ۳-۱۲- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده دگرسانی الیونها به کلریت در سنگهای الیون گابرو (XPL) بزرگنمایی ۵۰ برابر.



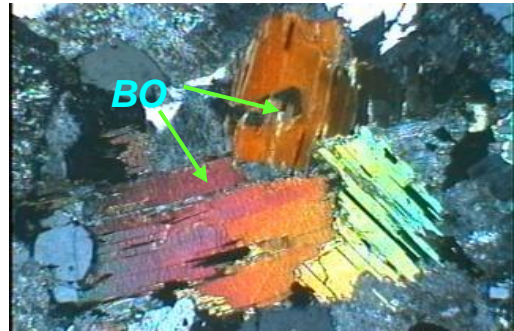
شکل ۳-۱۵- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بلورهای پیروکسن در گابرو (XPL) بزرگنمایی ۵۰ برابر.



شکل ۳-۱۴- بافت گرانولار در سنگهای گابرویی (XPL) بزرگنمایی ۳۰ برابر.



شکل ۳-۱۷- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده دگرسانی بلورهای پلاژیوکلاز به سرسیت در سنگهای گرانیتی (XPL) بزرگنمایی ۵۰ برابر.



شکل ۳-۱۶- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بیوتیت در سنگهای گرانیتی (XPL) بزرگنمایی ۵۰ برابر.

۳-۵- بررسی بافتهای مشاهده شده در مقاطع نازک

از روی ارتباطات بافتی کانیهای سنگهای گرانیتی، می توان شواهدی مبنی بر منشاء ماگمایی این سنگها ارائه نمود. عوامل مهمی نظیر تأثیر آب بر تبلور و عملکرد فشار آب بر سیستم فلدسپات آلکالن بر بافتهای گرانیتی اثر می گذارد. سنگهای گرانیتی سه نوع بافت اولیه دارند(شلی، ۱۹۹۳).

۳-۵-۱- بافتهای اولیه

این بافتها محصول تبلور اولیه سنگ می‌باشند و عبارتند از:

- یک مخلوط هم‌بعد از دانه‌های شکل‌دار تا بی‌شکل به نام بافت گرانیتی.

- بافتهایی که در آنها مگاکریستها یا فنوکریستهای فلدسپات پتاسیم فراوانتر است (غالباً

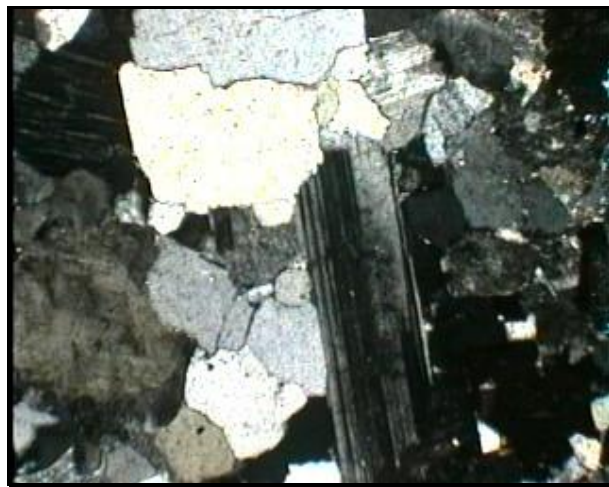
پوئی کیلیتیک هستند).

- بافتهای گرانوفیری

در منطقه مورد مطالعه دو نوع بافت از بافتهای بالا مشاهده می‌شود که در زیر به شرح آنها می‌پردازیم:

الف- بافت گرانیتی

در بین مقاطع نازک مطالعه شده بافت گرانولار فراوانترین است. این بافت آخرین مرحله به هم چسبیدن کانیهاست که در انتهای تبلور، مخلوطی از کانیهای کم و بیش هم‌شکل و هم‌اندازه با شکلهای مختلف صفحه‌ای، شکل‌دار و بی‌شکل به هم می‌چسبند. شکل دارترین کانیها مانند بیوتیت و پلاژیوکلاز هستند و بلورهای فلدسپات پتاسیم شکل‌دار تا بی‌شکل می‌باشند و کوارتز کاملاً بی‌شکل است و فضای خالی بین دانه‌ها را پر می‌کند.



شکل ۳-۱۸- تصویر میکروسکوپی بافت گرانولار در نمونه‌های

ب- بافت گرانوفیری

یکی از شاخصهای گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه حضور بافت گرانوفیری است. این بافت حاصل رشد همزمان و نامنظم کوارتز و ارتوکلاز است. در این نوع بافت، بلورهای کوارتز به صورت شاخه شاخه (مشابه خط میخی) در زمینه‌ای از ارتوکلاز رشد می‌کنند.

نظرات مختلفی راجع به تشکیل این بافت مطرح شده است. (وگت،^۱ ۱۹۳۰، در اسمیت^۲، ۱۹۷۴) تبلور کوتکتیک کوارتز و فلدسپات الکان را علت به وجود آمدن بافت گرانوفیری می‌داند. به عبارت دیگر بافت مذکور، یک بافت اولیه در سنگهای گرانیتوئیدی است. این بافت می‌تواند محصول تبلور ماگمای ساب سولووس در سیستم Qz-Ab-Or بر روی خط کوتکتیک باشد. به عبارت دیگر علت تشکیل این نوع هم‌رشدیها، حضور مایعات فراوان است (شلی^۳، ۱۹۹۳). مکانیسم تشکیل بافت گرانوفیری به این صورت توضیح داده می‌شود که با کاهش درجه حرارت، فلدسپات شروع به هسته‌بندی می‌کند. رشد اولیه فلدسپات، موجب ایجاد یک سیال فوق اشباع از سیلیس و غنی از H₂O می‌شود، در اثر این فرآیند فلدسپات به صورت اسکلتی تشکیل شده و کوارتز فضای بین فلدسپات‌ها را پر می‌کند (شلی، ۱۹۹۳).

۳-۵-۲- بافتهای ثانویه

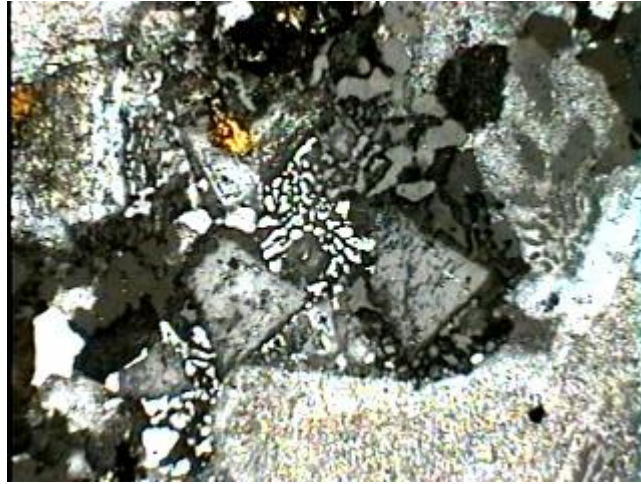
علاوه بر بافتهای اولیه که در بالا ذکر شد، بافتهای ثانویه نیز در سنگهای گرانیتوئیدی وجود دارند که آنها را به سه گروه کلی تقسیم می‌کنند (شلی، ۱۹۹۳):

(۱) بافتهایی که در طی سرد شدن یا دگرگونی بعدی حاصل می‌شوند و تغییر عمده‌ای در کانی‌شناسی به وجود نمی‌آورند. این گروه شامل پرتیت در فلدسپات پتاسیم، توسعه حاشیه تبادل مواد در مرزهای فلدسپات پتاسیم و میرمکیت می‌باشد. در مقاطع نازک سنگهای منطقه بافتهای پرتیتی و میرمیکیتی دیده می‌شود.

۱- Vogt

۲- Smite

۳- Shelly



شکل ۳-۱۹- تصویر میکروسکوپی از بافت گرانوفیری

در نمونه‌های گرانیتی (XPL) بزرگنمایی ۵۰ برابر.

۲) بافت‌هایی که در اثر فعالیتهای دویتریک یا گرمایی حاصل می‌شوند و تغییراتی در کانیهای اصلی سنگ به وجود می‌آورند. از این گروه می‌توان دگرسانیهای سریسیتیزاسیون، سوسوریتیزاسیون، اپیدوتیزاسیون و کائولینیتیزاسیون فلدسپات‌ها را نام برد که به وفور در مقاطع مشاهده می‌شود.

۳) بافت‌هایی که نشانگر وجود استرین در خلال تغییر شکل هستند.

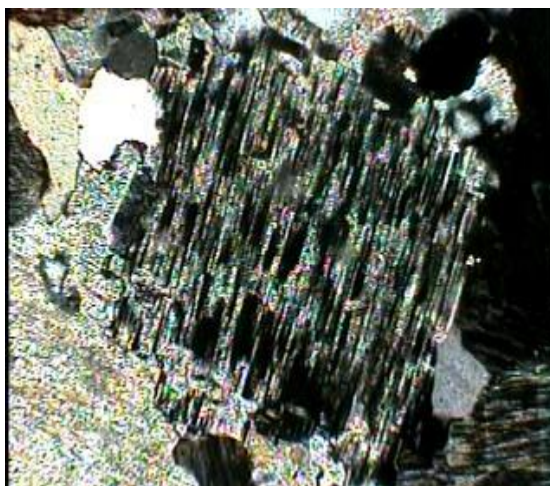
الف- بافت پرتیتی

یکی از شاخصهای گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه حضور بافت پرتیتی است (شکل ۳-۱۶). این بافت حاصل اختلاط ناپذیری فازهای سرشار از سدیم و پتاسیم در فلدسپات آلکالن می‌باشد.

سری محلول جامد آلبیت — ارتوز (فلدسپات آلکالن) یک سیستم دوتایی با نقطه مینیمم حرارتی را تشکیل می‌دهد. در این سیستم علاوه بر منحنی سولیدوس و لیکوئیدوس، منحنی سومی تحت عنوان منحنی سولووس یا منحنی تفکیک آلکالی فلدسپات‌ها وجود دارد. علت تفکیک، به اختلاف در شعاع و بار یونی عناصر سازنده کانیها مربوط بوده و اندازه و شکل کانیهای تفکیک شده، به زمان و چگونگی سرد شدن بستگی دارد. در درجه حرارت‌های بالا، یونهای سدیم و پتاسیم می‌توانند به صورت نامنظم، در زنجیره فلدسپات‌ها جایگزین یکدیگر شوند به همین جهت تنها یک فلدسپات هموزن پدید می‌آید. در درجه حرارت‌های پایین‌تر به دلیل اختلاف در شعاع یونی پتاسیم و سدیم که بیش از ۱۵ درصد است، جابجایی یونهای Na^+ و K^+ در شبکه فلدسپات‌ها محدود می‌شود و این یونها هر کدام جایگاه خاصی را اشغال می‌کنند. بنابراین در درجه حرارت‌های پایین محدوده‌هایی

از ساختمان آلکالی فلدسپات را یونهای پتاسیم و محدوده‌های دیگر را یونهای سدیم اشغال می‌کنند و همین امر موجب تفکیک این دو فاز می‌شود.

سرد شدن آرام ماگما فرصت لازم را جهت جدایش فازی فراهم می‌کند. برخی از عوامل فیزیکی و شیمیایی در تشکیل پرتیت مؤثر هستند. از جمله این عوامل فشار سیالات (بخار آب، دی‌اکسید کربن و ...)، درجه حرارت و عمق ماگما است (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹). تاتل و باون (۱۹۵۸) گرانیته‌ها را براساس تعداد آلکالی فلدسپات‌ها به دو دسته ساب سولووس و هیپرسولووس تقسیم کردند. گرانیتهایی که حاوی یک نوع فلدسپات آلکالن هستند، هیپرسولووس و گرانیتهایی که دو نوع فلدسپات آلکالن دارند، ساب سولووس نامیده می‌شوند. گرانیتهای منطقه مورد مطالعه، از نوع ساب سولووس می‌باشند. افزایش فشار بخار آب، در ماگمای تشکیل دهنده این دسته از گرانیتهای می‌تواند در اثر نفوذ سیالات خارجی به داخل ماگما و تأثیر موضعی این سیالات به وجود آمده باشد.

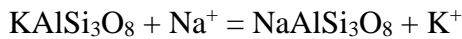


شکل ۳-۲۰- تصویر میکروسکوپی بافت پرتیت در بلور فلدسپات آلکالن در سنگهای منطقه مورد

مطالعه (XPL) بزرگنمایی ۱۰۰ برابر.

ب- بافت میرمیکیتی

میرمیکیت هم‌رشدی شاخه شاخه مانند کوارتز در پلاژیوکلاز می‌باشد. میرمیکیتها از مرز دانه به سمت داخل رشد می‌کنند و جایگزین فلدسپار می‌شوند. بدین ترتیب، پلاژیوکلازی که دارای شکل بلورین کامل است، ظاهر پیاز مانند بخود می‌گیرد. در مورد نحوه تشکیل میرمیکیت بحث و جدل زیادی است ولی قابل قبول‌ترین نظریه مربوط به بک^۴ (۱۹۰۸) است. بر اساس این نظریه، محلولهای سدیم و کلسیم‌دار به صورت زیر با فلدسپات پتاسیک واکنش می‌دهند:



متفاوت بودن نسبت $\frac{Al}{Si}$ در فلدسپات پتاسیم و فلدسپات کلسیم، باعث آزاد شدن سیلیس می‌شود. به علت

تحرك ناپذیری نسبی آلومینیوم و سیلیسیم، کوارتز با فلدسپات یک هم‌رشدی میکروسکوپی تشکیل می‌دهند.



شکل ۳-۲۱- تصویر میکروسکوپی از بافت میرمیکیتی در نمونه‌های گرانیتی (XPL) بزرگنمایی ۵۰ برابر.

ج- بافتهای حاصل از دگرسانی‌های دوپتريک

بطور کلی جایگزین شدن مواد جدید به جای ذرات قبلی از ویژگیهای فرایندهایی مانند دگرسانی دوپتريک، هوازدگی، دگرگونی قهقهه‌رایی یا دگرگونی سنگهای آذرین است. مخلوطهای غنی از آب که خود محصول نهایی تبلور آذرین هستند باعث دگرسان شدن توده‌های آذرین می‌شوند که قبلاً سرد و منجمد شده‌اند. بخصوص در امتداد حاشیه‌های توده و یا در امتداد درزه‌ها و شکافها، به این نوع دگرسانی، دگرسانی دوپتريک می‌گویند (شلی، ۱۹۹۳).

در مقاطع، بلورهای پلاژیوکلاز شدیداً به سریسیت تبدیل شده‌اند. رشد سریسیت نیازمند افزایش آب و K^+ است. لذا این عمل در صورتی پیشرفت می‌کند که محلول‌های سرشار از آب وجود داشته باشد. منبع مهم یون پتاسیم همان کلریتی شدن بیوتیت است. در نتیجه این عمل یون پتاسیم با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش می‌شود و Ca^{2+} آزاد می‌کند و از این رو قسمتهای غنی از آنورتیت در یک پلاژیوکلاز به راحتی سریسیتی می‌شود. سریسیتی شدن با خروج عناصر Ca, Mg و Na سیلیکاتها مشخص می‌شود و بر اثر آن آلومینوسیلیکاتها به ویژه پلاژیوکلازها از بین رفته و به جای آن میکاهای ریز دانه و گاه فیبری (سریسیت) جایگزین می‌گردد، این پدیده در درجات حدود ۳۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتیگراد رخ می‌دهد.

سوسوریتی شدن یکی دیگر از فرایندهای ثانویه است که در مقاطع نازک مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۷). سوسوریت محصول دیگر دگرسانی پلاژیوکلازها می‌باشد که در طی آن با افزایش آب، سازنده آنورتیتی به اپیدوت تغییر می‌یابد و پلاژیوکلاز باقی مانده به صورت آلبیت در می‌آید. سوسوریت در شرایط رخساره شیست سبز (معادل فشار پایین آن) تشکیل می‌شود و غالباً همراه اپیدوت، آلبیت، کلسیت و سریسیت به وجود می‌آید. وجود سوسوریت نشان دهنده تمرکز محصولات واکنشی هیدروترمال در محلولهای بخصوص است بطوریکه در مناطق غنی از آنورتیت در پلاژیوکلاز به طور انتخابی اپیدوت ظاهر می‌شود.

- اورالیتیزاسیون

یکی دیگر از محصولات مشخص دگرسانی دویتریک سنگ های آذرین منطقه، اورالیت است که عبارت از جایگزینی تقریباً یکنواخت پیروکسن با آمفیبول است. در مورد حاشیه های نازک هورنبلند معمولی که پیروکسن را می پوشانند، تشخیص اینکه آنها در مراحل نهایی تبلور ماگمایی بر روی مواد قبلی رشد کرده اند و یا حاصل واکنش ثانویه در مرز دانه ها و در ارتباط با محلولهای غنی از آب هستند، چندان ساده نیست. با وجود این، موقعی که کل بلور پیروکسن با آمفیبول ترمولیتی یا اکتینولیتی جایگزین می شود، مشخصاً فرایندهای ثانویه علت انجام کار هستند. البته از روی شکل پیروکسن اولیه نیز می توان به این موضوع پی برد (آسیابانها، ۱۳۷۴).

۳-۶- ترتیب تبلور کانیهای تشکیل دهنده توده های نفوذی منطقه مورد مطالعه

برای تعیین ترتیب تبلور کانی های موجود در سنگ های آذرین بایستی شرایط محیط تبلور، ترکیب شیمیایی آن و مورفولوژی آنها را مدنظر داشت.

قانون روزنبوش مراحل تبلور کانیها را به صورت زیر بیان می کند.

- اگر یک کانی داخل کانی دیگر قرار گیرد آن کانی زودتر از کانی دربرگیرنده متبلور شده است.

- کانی های اتومورف (شکلدار) زودتر از کانی های سباب اتومورف (نیمه شکلدار) و کانیهای سباب اتومورف زودتر از کانیهای گزنومورف (بی شکل) تشکیل شده اند.

بر اساس مطالعات میکروسکوپی بر روی توده گرانیتوئیدی نوکه، طیف اصلی کانی شناسی سنگهای آن عبارتست از: پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز. همچنین کانیهای فرعی بیوتیت، اسفن و آپاتیت و هورنبلند سبز در این سنگها مشاهده شده است. از کانیهای ثانویه آن می توان به کلریت، کلسیت و کانیهای رسی اشاره کرد.

کانیهای ثانویه در ترتیب تبلور نقش اساسی نداشته لذا در اینجا تنها از کانیهای اولیه جهت تعیین ترتیب تبلور استفاده می کنیم. در جدول ۳-۱ نمایی از تبلور کانیهای مختلف نشان داده شده است. با توجه به مطالعات صورت گرفته در سنگهای گرانیتوئیدی منطقه، ابتدا کانی هورنبلند متبلور شده است. در مرحله بعد کانی آپاتیت متبلور خواهد شد. کانی آپاتیت در درون کانیهای پلاژیوکلاز و بیوتیت مشاهده شده است در نتیجه می توان گفت که این کانی زودتر از پلاژیوکلاز تشکیل شده است. پس از گذشت مدتی تبلور کانیهای پلاژیوکلاز و بیوتیت آغاز شده است. پلاژیوکلاز بصورت درشت بلور در فازهای پایانی تبلور یعنی رگه های آپلیتی و پگماتیتی به وضوح دیده می شود که حاکی از تبلور این کانی تا مراحل انتهائی سرد شدن و تبلور توده نفوذی می باشد. تبلور آلکالی فلدسپات بعد از پلاژیوکلاز آغاز می شود و تبلور آن تا مراحل پایانی ادامه می یابد.

اسفن همانطور که اشاره شد هم بصورت اولیه و هم بصورت ثانویه دیده می شود. تبلور این کانی بصورت اولیه بعد از تبلور کانیهای پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز، بیوتیت و آپاتیت صورت می گیرد.

در سنگهای گابرویی منطقه مورد مطالعه، ابتدا الیوین متبلور می شود. با توجه به مقادیر کم این کانی در سنگهای منطقه، تبلور این کانی چندان ادامه نمی یابد. سپس تبلور کانی پلاژیوکلاز آغاز می شود. در ادامه کانی اوژیت نیز متبلور می گردد. وجود بافتهای افیتیک و اینترگرانولار در این سنگها این مسئله را تأیید می نماید.

جدول ۳-۱- ترتیب تبلور کانیهای تشکیل دهنده توده های نفوذی منطقه مورد مطالعه.

کانیهای تشکیل دهنده	موزو گرانیتها
Hbl	_____

Bio	_____
PL	_____
Or	_____
Qtz	_____
آلكالى فلدسپار گرانيتها وگرانوديوريتهها	
Hbl	_____
Px	_____
Bio	_____
Pl	_____
Or	_____
Qtz	_____
Ap	_____
Sph	_____

ديوريتهها	
Pl_____
Px	_____
Ap	_____
اليوين گابروها	
OI	_____
Pl_____
Px	_____
Ap	_____

۳-۷- اسکارن

معدنکاران سوئدی واژه اسکارن را برای نامگذاری سنگهای باطله کالک سیلیکاته دانه درشتی که همراه کانسنگ آهن بوده به کار می بردند. در حال حاضر این واژه به سنگهای کالک سیلیکاته ای اطلاق می شود که در اثر دگرگونی مجاورتی، ناحیه ای و متاسوماتسیم تشکیل شده و جانشین سنگهای کربناته و یا سایر سنگها می شوند. در منطقه مورد مطالعه اسکارنهای ذیل دیده شده است.

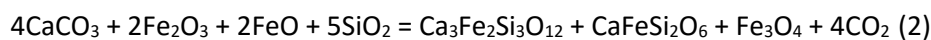
۱- گارنت اسکارن

- گارنت

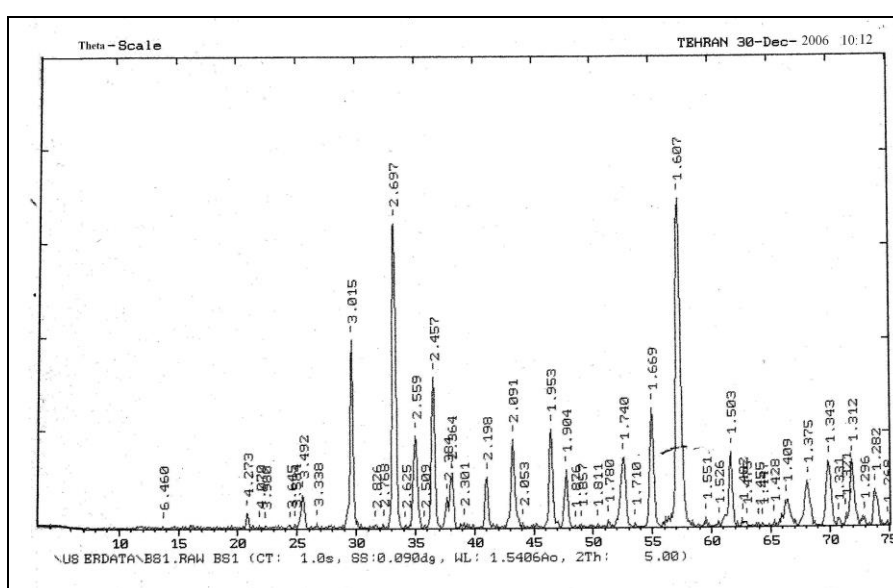
گارنت از فراوانترین کانیهای موجود در این اسکارن است و میزان آن به حدی بالاست که می توان به آنها نام گارنتیت اطلاق داد. گارنتیتها در نمونه دستی به رنگ قرمز قهوه ای تا خرمایی دیده می شوند. ابعاد آنها به ۲/۵ تا ۳ سانتیمتر می رسد. گارنتیتها به صورت توده ای و همچنین رگه ای آهکها و ولکانو کلاستیکهای ائوسن را قطع می نمایند. براساس آنالیز XRD انجام شده بر روی این گارنتها، متعلق به سری گروسولار- آندرادیت (اوگراندیت) با ترکیب $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$ هستند. گارنتها در مقاطع به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار دیده می شوند که به وضوح در آنها زوناسیون دیده می شود. بافت آنها گرانوبلاستیک و پورفیروبلاستیک است. در برخی قسمتها تحت تأثیر دگرسانی پسرونده به اپیدوت تبدیل شده اند. بارکر در سال ۱۹۹۰ بیان کرد که اگر در زمان رشد، بلور سطوح خارجی به آن اضافه شوند که دارای ترکیب و جهت یافتگی ثابتی باشند بلور یکنواخت می شود. اما اگر در منبع تأمین کننده مواد بلور تغییری ایجاد شود، احتمالاً ترکیب بلور تغییر خواهد کرد. این امر منجر به تشکیل بلوری می شود که ساختمان آن از هسته به حاشیه دارای منطقه بندی می باشد. در اغلب بلورهای گارنت منطقه بندی انتشاری عمومیت دارد. فرایند درگیر در این منطقه بندی انتشار درون بلور است که در نتیجه انجام واکنش بین سطوح بلور و شرایط حاکم بر زمینه صورت گرفته است. به طور کلی منطقه بندی کانی های دگرگونی به تغییر ترکیب زمینه و سیال مربوط می شود. محتمل ترین واکنشها برای تشکیل آندرادیت، گروسولار و محلول جامد آندرادیتی - گروسولاریتی به شرح زیر می باشد:



تشکیل گارنت آندرادیتی از طریق واکنش شماره ۱ و ۲ در شرایط فشار بالای یک کیلو بار و حرارت بالای ۴۵۰ درجه سانتیگراد امکان پذیر است. در صورتی که مقدار سیلیس جهت انجام واکنش کافی نباشد بقیه FeO صرف تشکیل مگنتیت می شود.



علاوه بر گارنت در این اسکارن رگه‌هایی از کلسیت و کوارتز که رگه‌های تاخیری هستند و بعداً تشکیل شده‌اند، نیز مشاهده می‌شود. کانیهای مذکور عمدتاً ریز بلور بوده و اندازه دانه‌های آنها کوچکتر از ۰/۲ میلیمتر است. صمدی نیز در مطالعات خود به حضور گارنتها در منطقه نوکه اشاره کرده و با توجه به مطالعات پتروگرافی و صحرایی آنها را تحت عنوان اسپسارتین عنوان نموده است. در حالیکه این کانی در محیطهای غنی از منگنز تشکیل می‌شود. پس با توجه به مطالعات صحرایی و همچنین آنالیز XRD انجام شده این کانی به سری محلول جامد اوگراندیت-آندرادیت تعلق داشته و از نوع آندرادیت می‌باشد.



شکل ۳-۲۲- دیگرام دیفرکسیون اشعه ایکس (XRD) بلورهای آندرادیت اسکارن نوکه.

۲- گارنت - پیروکسن اسکارن

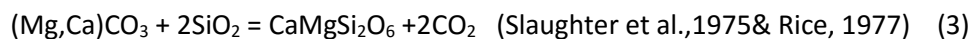
این سنگها در فاصله دورتر از توده گرانیتوئیدی نوکه و نزدیک به معدن آهن شمال سمنان مشاهده می‌شوند. در این اسکارنها، بلورهای قهوه‌ای رنگ و درشت گارنت و بلورهای سبز رنگ کلریت به آسانی قابل تشخیص است.

کانیهای موجود در این سنگ به ترتیب فراوانی شامل گارنت، پیروکسن، کلریت، اپیدوت است. بلورهای گارنت ۳۵ تا ۳۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. اندازه دانه‌های آنها از ۵ تا ۲ میلیمتر متغیر است. این بلورها در نور عادی بیرنگ دیده می‌شوند (اشکال ۳-۲۴ و ۳-۲۵).

پیروکسن نسبت به گارنت از گسترش کمتری برخوردار بوده و عمدتاً از نوع دیوپسید می باشند. این بلورها ۲۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. در نمونه دستی به راحتی قابل شناسایی نبوده و در زیر

میکروسکوپ در نور طبیعی به رنگ سبز تا زرد و خاکستری تیره است، چند رنگی آنها بسیار ضعیف بوده و بلورهای آن شکل دار تا نیمه شکل دار می‌باشند.

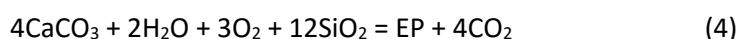
تبلور دیوپسید را می‌توان از طریق واکنش زیر توجیه کرد:



کلسیت منیزیم دار

- اپیدوت

اپیدوتها در صحرا و به همراه گارنتها به رنگ سبز روشن قابل شناسایی هستند. این بلورها شکلدار تا نیمه شکلدار بوده، برجستگی بالایی داشته و چند رنگی شدیدی از سبز کم رنگ تا سبز پررنگ نشان می‌دهند. بلورهای مذکور در نور پلاریزه بیرفرنژانس بالایی داشته و رنگهای تداخلی آنها اوایل سری سوم می‌باشد. به نظر Pichler (1997) اپیدوت در سنگهای دگرگونی مجاورتی گسترش می‌یابد و بنا بر نظریه Shimazaki (1980)، وجود اپیدوت نشان دهنده تأثیر محلولهای آهن دار است. بر اساس نظر این محقق کانسارهای اسکارنی که از اپیدوت غنی هستند، با گرانیتوئیدهای مگنتیتی و آنهایی که فقیر از اپیدوت می‌باشند با گرانیتوئیدهای ایلمنیتی همراه هستند. ظاهراً اغلب بلورهای اپیدوت در زمان دگرگونی قهقهه‌رایی در منطقه تشکیل شده- اند (شکل ۳-۲۴). واکنش زیر را می‌توان برای تشکیل این کانی ذکر نمود (وینکلر، ۱۹۶۷):



در برخی قسمتها، کلسیت و کوارتز به صورت پر کننده درز و شکافها و فضای خالی دیده می‌شوند که همراهی کلسیت و کوارتز در رگه های کوارتز-کربنات، مربوط به یک فاز تاخیری است (شکل ۳-۲۶). بلورهای کوارتز دانه متوسط بوده و اندازه آنها از ۰/۲ تا ۱ میلیمتر تغییر می‌کند.

- کلریت

این بلورها در نور عادی سبز کم رنگ با برجستگی کم و در نور پلاریزه با رنگ تداخلی زرد تا سبز کم رنگ نمایان هستند. ابعاد آنها کمتر از ۰/۲ میلیمتر بوده و حاصل تبلور سیالات غنی از آب و آهن در مراحل پایانی می‌باشند.

واکنشهای ذکر شده در بالا (بخصوص واکنشهای شماره ۱ تا ۵) باعث بوجود آمدن کانیهای اسکارن در منطقه در فشار ۱ تا ۲ کیلوبار و دمای ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد شده‌اند.

- مگنتیت - گارنت اسکارن

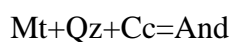
در نمونه دستی کانه‌های آهن جلای فلزی تیره رنگی داشته و حالت توده‌ای و متراکمی را نشان می‌دهند. کانیهای موجود در سنگ به ترتیب فراوانی شامل مگنتیت، گارنت، دیوپسید، کوارتز و کلسیت بوده و کانیهای ثانویه کلریت، ژیپس و هماتیت نیز در آنها قابل مشاهده است.

- مگنتیت

این کانی عمدتاً بی‌شکل بوده و عمدتاً فضای بین بلورها را پر کرده است. این کانی مهمترین کانسنگ منطقه بوده و در زیر نور انعکاسی به رنگ خاکستری متمایل به آبی دیده می‌شود. در برخی از قسمتها، بلورهای مگنتیت، طی فرایند مارتیتزاسیون به هماتیت تبدیل شده‌اند.

- گارنت

بلورهای گارنت از سازندهای دیگر این اسکارن می‌باشند. بلورهای گارنت بصورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در مقاطع دیده می‌شوند. درشت بلور بوده و ابعاد آنها به ۰/۴ میلیمتر هم می‌رسد. این بلورها تقریباً ایزوتروپ بوده و منطقه بندی به وضوح در آنها مشاهده می‌شود.



- کوارتز و کلسیت

اندازه بلورهای آنها متغیر بوده و در نقاط مختلف سنگ دیده می‌شوند. این بلورها بیشتر درز و شکافهای موجود در سنگ را پر نموده و احتمالاً مربوط به مراحل پایانی تشکیل اسکارن می‌باشند.

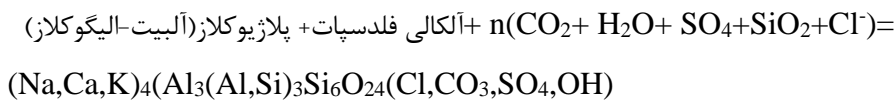
۴- اسکاپولیت اسکارن

این سنگها در محل کنتاکت سنگهای آلكالی فلدسپار گرانیت و توفهای سبز در اثر تراوش سیالات غنی از مواد فرّار به خرج مصرف شدن پلاژیوکلازهای سدیک و تشکیل کانی اسکاپولیت بوجود آمده‌اند.

- اسکاپولیت

اسکاپولیت در نمونه دستی بصورت بلورهای کشیده و رنگ خاکستری متمایل به سبز و در زیر میکروسکوپ در نور طبیعی بی‌رنگ و گاهی اوقات مایل به زرد دیده می‌شود، ماکل و چند رنگی ندارد و دارای اشکال نیمه شکل‌دار است و بیشتر بصورت ادخال در آلكالی فلدسپارها دیده می‌شود (شکل ۲۳-۳).

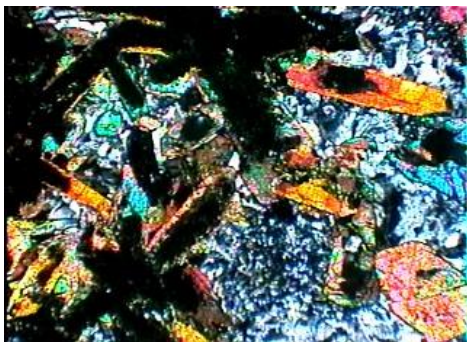
منشاء اسکاپولیت موجود در اطراف توده نفوذی از سیالات مشتق شده از توده می‌باشد. کریک و همکاران (۱۹۷۳) به نقش فازهای سیال حاوی NaCl در تشکیل این کانی اشاره کرده و مطابق نظر اروویل (۱۹۷۵) این کانی تحت فعالیت فاز سیال نسبتاً غنی از NaCl به وجود آمده است. ونکلر و بیشاب (۱۹۸۲) اظهار می‌دارند که اسکاپولیت نوع ماریالیتی در دمای حدود ۴۰۰ درجه سانتیگراد و سیالاتی که بیش از ۴۰٪ مولی NaCl دارند، به وجود می‌آید. برای تشکیل اسکاپولیت‌های موجود در گرانیتهای منطقه می‌توان رابطه زیر را عنوان نمود.



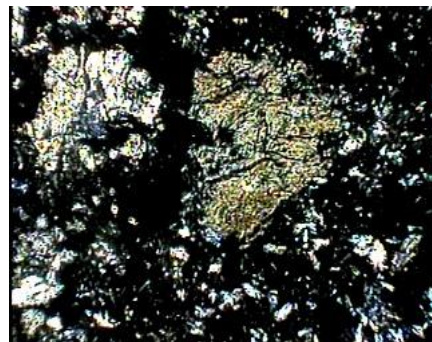
n مقدار مطلوب برای موازنه واکنش است.

در صورتی که اسکاپولیت زایی در سنگ میزبان توفی - کربناته صورت گیرد مسلم است که فرایند تشکیل آن پیچیده‌تر می‌گردد. ولی در هر حال حضور مواد فرار و هالوژنها برای تشکیل اسکاپولیت الزامی است. با توجه به وجود گارنت‌های کلسیم دار، اکتینولیت و ... بعید است اسکاپولیت تشکیل شده غنی از سدیم باشد (شکل ۳-۲۸).
- پیروکسن

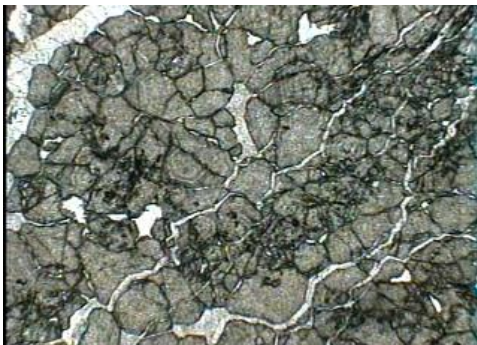
این بلورها حدود ۱۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. بصورت نیمه شکلدار تا بی شکل در مقاطع دیده می‌شوند.



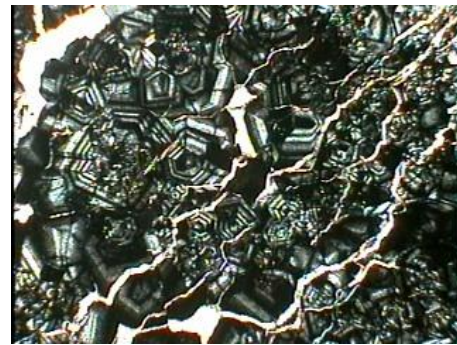
شکل ۳-۲۴- نشان دهنده دگرسانی بلورهای گارنت به اپیدوت و کلریت (XPL) بزرگنمایی ۵۰ برابر.



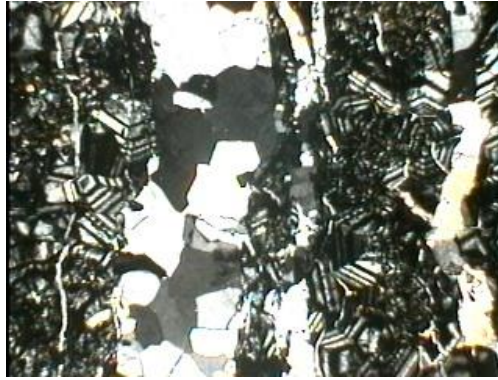
شکل ۳-۲۳- بلورهای اسکاپولیت (XPL) بزرگنمایی ۲۰۰ برابر.



شکل ۳-۲۶- بافت نوسانی در گارنتها (PPL) بزرگنمایی ۳۰ برابر.



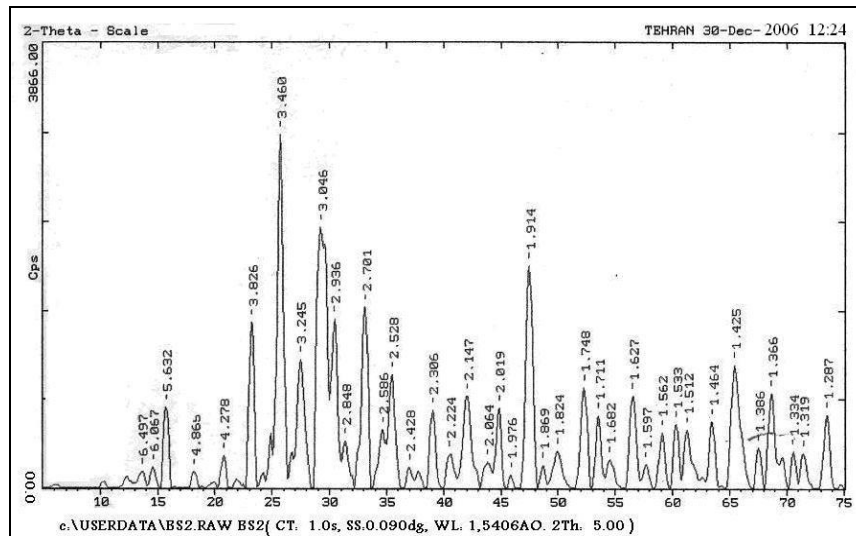
شکل ۳-۲۵- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت نوسانی در گارنتها (XPL) بزرگنمایی ۳۰ برابر.



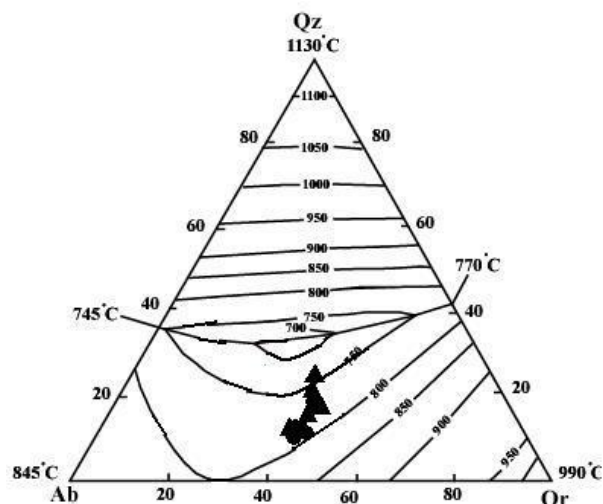
شکل ۳-۲۷- رگه های پرشده توسط کوارتز (XPL) بزرگنمایی ۵۰ برابر.

۳-۷- تخمین شرایط تقریبی فشار و حرارت تشکیل توده گرانیتوئیدی منطقه نوکه

مطالعات تجربی تعادل بر روی سیستم مصنوعی آلبیت- ارتوز- سیلیس- آب (تاتل و بوون، ۱۹۸۵؛ لوث و همکاران، ۱۹۶۴؛ جیمز و هامیلتون، ۱۹۶۹؛ استیز و همکاران، ۱۹۷۵؛ ویسونا و همکاران ۲۰۰۲) و آزمایشات ذوب سنگهای طبیعی (گرین و رینگوود ۱۹۶۸؛ وینکلر، ۱۶۷۴) شواهد زیادی را درباره شرایط تولید ماگمای گرانیتی ارائه داده‌اند. شکل زیر روابط فازی را در سیستم آلبیت- ارتوز- سیلیس- آب در حضور آب اضافی و در فشار ۲ کیلوبار و موقعیت سنگهای گرانیتوئیدی منطقه را بر روی آن نشان می‌دهد.



شکل ۳-۲۸- دیاگرام دیفراکسیون اشعه ایکس (XRD) بلورهای میونیت در منطقه نوکه.



شکل ۳-۲۹- نمودار دما- فشار سیستم کوارتز- آلپیت- آلکالی فلدسپار جهت تخمین درجه حرارت تشکیل سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه.

۳-۸- کانی شناسی کانسنگ منطقه

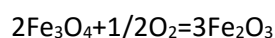
جهت بررسی وضعیت زمین شناسی منطقه، اقدام به تهیه ۱۰ مقطع نازک- صیقلی و ۵ مقطع صیقلی گردید. بررسی این مقاطع وجود کانه‌هایی مانند مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت را در منطقه مورد تأیید قرار داد که بطور جداگانه به بررسی آنها می‌پردازیم.

- مگنتیت

مگنتیت کانه اصلی و اولیه کانسار است و اغلب دارای بافت توده‌ای، پراکنده و کاتاکلاستی است. کانه‌زایی مگنتیت در مرز تماس توده نفوذی گرانودیوریتی با سنگ میزبان آندزیت پورفیری صورت گرفته است. ماده معدنی در یک زون گسلی و در فضاها باز جایگزین شده است. مگنتیت به همراه پیریت، الیزیت، کوارتز، کلسیت یافت می‌شود (شکل ۳-۳۵). ماده معدنی در منطقه بصورت رگه‌ای، توده‌ای و گاهی اوقات نیز بصورت پراکنده مشاهده می‌شود.

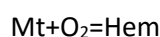
این کانی در مقاطع صیقلی در نور عادی (PPL) به رنگ خاکستری تا کرمی روشن بصورت نیمه شکلدار با قدرت انعکاسی ضعیف مشاهده می‌شود. از پدیده‌های جالب این کانسار مارتیتی شدن است (شکل ۳-۳۱). بنابر عقیده زاریکوف (۱۹۹۱) تغییر پتانسیل اکسیداسیون- احیاء محلولهای گرمابی می‌تواند موجب تشکیل

مارتیت شود. با توجه به شکل ۳-۳۶ و مطالعات صورت گرفته این کانی در دمای ۵۵۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۱ تا ۲ کیلو بار تشکیل شده است.



- هماتیت

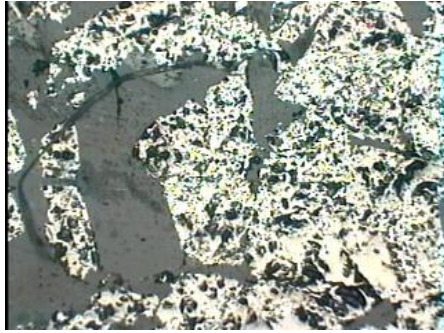
این کانی در مقاطع صیقلی در نور عادی (PPL) به رنگ خاکستری تا سبز با پلی کروئیسیم ضعیف و قدرت انعکاسی کم و در نور پلاریزه (XPL) با انعکاس داخلی قرمز تیره و رنگ پلاریزاسیون خاکستری تا سبز روشن دیده می‌شود. در این مقاطع هماتیتها به دو صورت اولیه و ثانویه حضور دارند. هماتیت‌های اولیه دارای بلورهای شکل‌دار بوده و بلورهای ثانویه همانطور که قبلاً اشاره شد، حاصل تبدیل مگنتیت هستند.



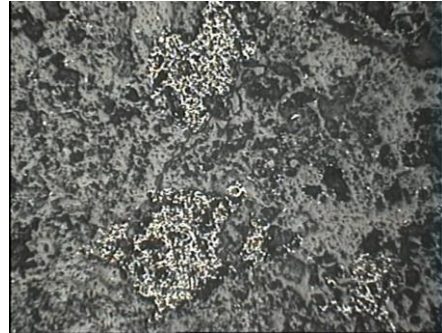
هماتیت در بخش‌های سطحی کانسار نیز مشاهده می‌شود که دلیل آنرا می‌توان فوگاسیته بالای اکسیژن در این افق دانست. افزایش اکسیژن در این زون را می‌توان به آبهای جوی دانست که در امتداد شکستگی‌ها نفوذ کرده و کانه‌های اولیه را اکسید کرده و به هماتیت تبدیل کرده است و تشکیل اولیژیست در داخل رگچه‌های موجود نشان دهنده فاز پایانی هیدروترمالی است.

- باریت

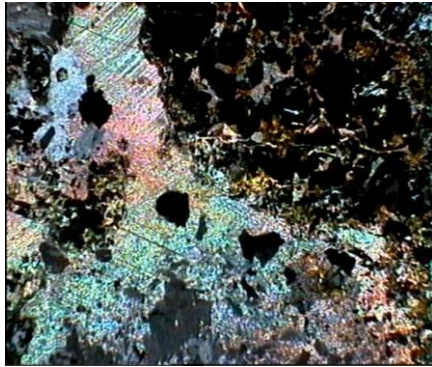
باریت در منطقه بصورت رگه‌ای یافت می‌شود (شکل ۳-۳۴). محلول‌های حاوی ترکیبات شیمیایی باریم در گسلها، شکستگیها منجر به تشکیل باریت شده‌اند. سیالات کانه دار گرمابی و ماگمایی حاوی BaS یا BaCl_2 ، اغلب شکستگی‌ها (گسله‌ها، درزه‌ها و زونهای برشی، سطوح لایه بندی، فضای خالی بین ذرات و قطعات سنگهای توفی، توفهای کربناته را با اشکال گوناگون پر کرده و کانیهای متناسب با ترکیب شیمیایی خود برجای گذاشته‌اند. ضخامت این رگه‌ها از چند دسیمتر تا چندین متر متغیر بوده و اغلب باطله‌های آنها را کوارتز و کلسیت تشکیل می‌دهد.



شکل ۳-۳۱- پدیده مارتیسی شدن در مگنتیتها بزرگنمایی ۵۰ برابر.



شکل ۳-۳۰- تصویر میکروسکوپی مگنتیت به همراه پیریت بزرگنمایی ۵۰ برابر.



شکل ۳-۳۲- تصویر میکروسکوپی گارنت به همراه کلسیت و مگنتیت (XPL) بزرگنمایی ۵۰ برابر.



شکل ۳-۳۱- تصویر میکروسکوپی گارنت به همراه کلسیت و مگنتیت (PPL) بزرگنمایی ۵۰ برابر.



شکل ۳-۳۵- همراهی مگنتیت با کلسیت و کلریت در معدن آهن شمال سمنان.



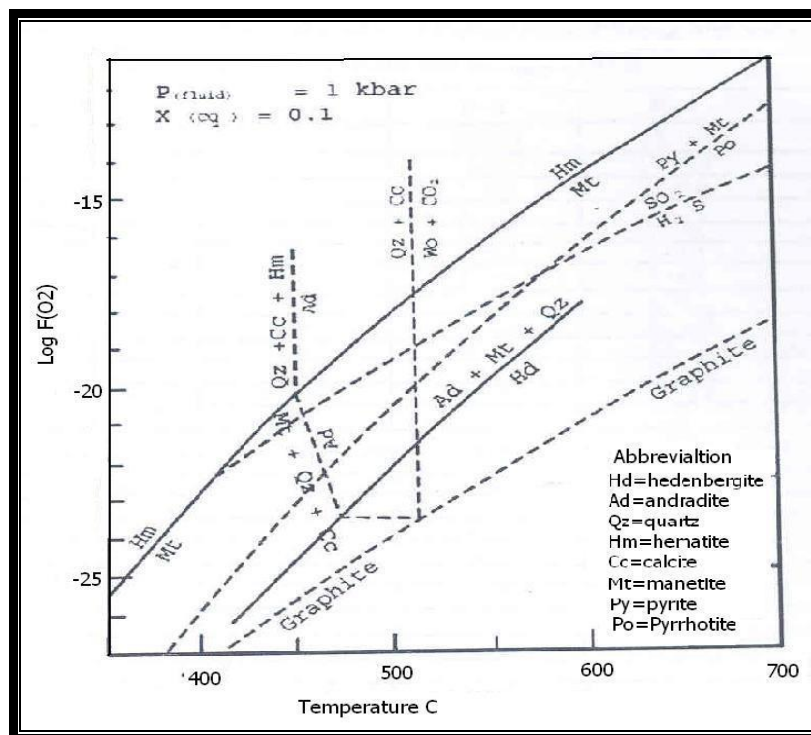
شکل ۳-۳۴- تشکیل رگه های باریت در زونهای برشی شده.



شکل ۳-۳۶- تشکیل رگه های باریت در رسوبات شکل ۳-۳۷- بلورهای رشته‌ای اسکاپولیت در آکالی
فلدسپار گرانیتها ائوسن.

- پیریت

پیریت همرا مگنتیت و هماتیت یکی از سازندگان اصلی کانسار آهن می‌باشد و در بعضی موارد از حجم قابل توجهی برخوردار است. در محیط های گسلی و خرد شده پیریت به مجموعه‌ای از اکسیدهای و هیدروکسیدهای آهن و ژپیس دگرسان گردیده است. بطوریکه رگه‌های حاوی ژپیس یکی از ویژگیهای بارز قابل مشاهده در معدن آهن شمال سمنان می‌باشد. این کانی در مقاطع صیقلی در نور PPL به رنگ زرد کم رنگ با قدرت انعکاسی زیاد و در نور XPL به صورت ایزوتروپ و بدون انعکاس داخلی و رنگ پلاریزان می‌باشد.



شکل ۳-۳۷- نمودار $\text{Log } f\text{O}_2$ -T در فشار ۱ کیلو بار که محدوده پایداری کانیهای مختلف را نشان می‌دهد (برمن و همکاران، ۱۹۸۵؛ پرکینز و همکاران، ۱۹۸۶).

نتیجه گیری

با مطالعه میکروسکوپی سنگهای گرانیتوئیدی و گابرویی منطقه مورد مطالعه می‌توان به نتایج زیر دست پیدا نمود.

۱- حجم کلی سنگها منطقه را گرانودیوریت، گرانیت، آکالی فلدسپار گرانیت و الیون گابرو تشکیل داده‌اند.

- ۲- کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگهای گرانیتوئیدی نوکه، ارتوز، پلاژیوکلاز، کوارتز و بمقدار کمتر هورنبلند می‌باشد. کانی‌های فرعی موجود در این سنگها شامل آپاتیت و سفن اولیه، است. همچنین کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز در اثر دگرسان‌شدن به کانی‌های ثانویه‌ای مانند سریسیت، کلریت و کلسیت تبدیل شده‌اند.
- ۳- کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگهای گابرویی، الیون، پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشد. کانی‌های فرعی موجود در این سنگها شامل کانیه‌های اپک و از کانیه‌های ثانویه این سنگها می‌توان به کلسیت، اپیدوت، کلریت، زئولیت و سریسیت اشاره کرد.
- ۴- بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد می‌باشند و همچنین منطقه بندی نوسانی نیز نشان می‌دهند.
- ۵- بافتهای قابل مشاهده در سنگهای گرانیتوئیدی شامل انواع گرانولار، گرافیکی و میرمکتی و در سنگهای گابرویی شامل گرانولار، اینترگرانولار و افیتیک می‌باشد.
- ۶- توده گرانیتوئیدی نوکه با نفوذ در ولکانی‌کلاستیکها و توفهای آهکی ائوسن منجر به تشکیل کالک سیلیکاتهای بارز از جمله گارنت، دیوپسید، اپیدوت و اسکاپولیت شده است. علاوه بر تشکیل این کالک سیلیکاتها، کانه زایی آهن نیز صورت گرفته است.
- ۷- کانسار آهن عمدتاً از هماتیت و مگنتیت بوده است و کانیه‌های پیریت، کالکوپیریت نیز به مقدار کمتر در آن یافت می‌شوند.
- ۸- با توجه به پاراژنز کانیاپی مزبور، اسکارن آهن شمال سمنان، در شرایط فشار ۱ تا ۲ کیلوبار و حداکثر دمای ۶۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده است.

فصل چہارم

ژئوشیمی و پٹرولوجی

۴-۱- مقدمه

به منظور استفاده از علم ژئوشیمی، اولین گام درک دقیق اصول آن و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ماگماهای سیلیکاتی و سیالات وابسته به آنها می‌باشد (هندرسون، ۱۹۸۲). بعد از مطالعات صحرایی و پتروگرافی سنگهای منطقه، ۱۷ نمونه سنگی شامل ۱۲ نمونه گرانیتوئیدی و ۵ نمونه گابرویی با توجه به تنوع و اهمیت آنها و حداقل هوازدگی، جهت انجام آنالیز شیمیایی سنگ کل عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی انتخاب شدند. سپس در کارگاه کانه‌آرایی دانشکده معدن، دانشگاه صنعتی شاهرود آماده سازی شده و به آزمایشگاه ژئوشیمی بسیار معتبر ACME در کانادا جهت آنالیز به روش ICP-MS ارسال و آنالیز گردیدند. نتایج شیمیایی نمونه‌ها پس از اعمال تصحیحات لازم توسط نرم افزارهای پترولوژیکی موجود (Igpct و Gcdkit، Minpet، Newpet) به منظور رده بندی شیمیایی سنگهای گرانیتوئیدی و گابرویی منطقه مورد مطالعه، بررسی سیر تحول عناصر اصلی و کمیاب، مشخص نمودن نوع ماگما، تغییر و تحولات صورت گرفته در خلال فرایند انجماد و تبلور مورد پردازش قرار گرفتند. محل دقیق این نمونه‌ها به کمک **GPS** تعیین و در جدول ۴-۱ نشان داده شده است. نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب نمونه‌ها نیز در جدول ۴-۲ آورده شده است.

جدول ۴-۱ مشخصات نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در منطقه نوکه.

شماره نمونه	موقعیت	نام سنگ (پتروگرافی)	نام اختصاری سنگ
S-1-3	35°40' 28.3"N, 53°27' 26.1"E	گرانودیوریت	G.D
S-1-4	35°40' 35.3"N, 53°27' 26.1"E	گرانودیوریت	G.D
S-3-1	35°40' 43.5"N, 53°27' 26.7"E	گرانودیوریت	G.D
S-3-3	35°40' 28.3"N, 53°27' 26.1"E	گرانودیوریت	G.D
S-3-4	35°40' 28.3"N, 53°27' 26.1"E	گرانودیوریت	G.D
S-4-2	35°40' 28.3"N, 53°27' 26.1"E	گرانودیوریت	G.D
S-4-3	35°40' 28.3"N, 53°27' 26.1"E	گرانودیوریت	G.D
S-8-1	35°40' 44"N, 53°26' .45.6"E	گرانودیوریت	G.D
S-11-1	35°40' 52.4"N, 53°28' 20.6"E	گرانیت	G
S-18-2	35°40' 40.8"N, 53°28' 20"E	مونزوگرانیت	MO.G
S-18-3	35°40' 40.8"N, 53°28' 24"E	گرانیت	G
S-19-1	35°42' 30.4"N, 53°37' 38"E	مونزوگرانیت	MO.G
S-23-1	35°42' 31.5"N, 53°7' 39.8"E	گابرو	Gb
S-23-5	35°42' 31.5"N, 53°37' 39.8"E	گابرو	Gb
S-25-1	35°43' 46.4"N, 53°38' 33"E	الیوین گابرو	OL.G
S-28-1	35°42' 43.6"N, 53°37' 19.8"E	الیوین گابرو	OL.G
S-24-1	35°43' 6.3"N, 53°38' 14.2"E	گابرو	Gb

جدول ۴-۲- نتایج ژئوشیمی عناصر اصلی و مقادیر نورماتیو کانیهای سازنده نمونه های مورد مطالعه.

شماره نمونه ها	S-1-3	S-1-4	S-4-2	S-4-3	S-3-4	S-3-1	S-3-3	S-8-1	S-11-1	S-18-2	S-18-3
اکسیدها											
Name(MOD)	G.D	G.D	G.D	G.D	G.D	G.D	G.D	G.D	G	G	G
SiO ₂	61.81	63.7	61.28	61.23	56.78	71.63	65.34	59.36	64.28	66.67	64.25
Al ₂ O ₃	20.9	18.67	23.23	23.56	28.44	18.79	18.35	24.03	19.16	18.78	18.42
Fe ₂ O ₃	0.465	0.62	0.57	0.28	0.51	0.06	0.62	0.6	0.33	0.5	0.5
FeO	1.78	2.61	2.43	0.93	2.13	0.15	2.67	2.5	1.04	2.07	1.86
MgO	1.899	1.859	1.3851	1.668	1.333	0.13	1.47366	1.405	1.333	1.029	1.5836
CaO	4.87	3.93	2.71	3.48	3.15	0.51	3.41	3.11	4.3	1.53	3.64
Na ₂ O	3.686	3.394	3.1442	3.701	2.777	3.696	3.12776	3.589	4.131	3.661	3.8472
K ₂ O	3.636	4.141	4.2967	4.322	4	4.85	3.97987	4.205	4.404	4.781	4.7101
TiO ₂	0.606	0.606	0.5358	0.569	0.505	0.171	0.56139	0.617	0.717	0.535	0.7512
P ₂ O ₅	0.111	0.131	0.1011	0.142	0.111	0.16	0.11027	0.131	0.152	0.151	0.1827
MnO	0.13	0.131	0.111	0.146	0.101	0.12	0.11	0.131	0.142	0.071	0.1752
Cr ₂ O ₃	0.114	0.121	0.101	0.145	0.110	0.026	0.12	0.121	0.151	0.002	0.162
SUM	99.81	99.7	99.724	99.9	99.77	100.1	99.7011	99.6	99.89	99.78	99.792
LOI	1	1	1	1.50	1	0.5	0.30	1.05	1	0.90	1.50
%AN	42.9	39.36	32.456	34.28	38.8	6.395	37.9646	32.42	36.79	17.57	34.126
Q	12.63	15.8	17.558	13.37	15.69	30.43	21.1555	12.61	12.4	21.54	13.391
or	21.53	24.54	25.463	25.56	23.69	28.63	23.5901	24.95	26.06	28.32	27.895
ab	31.25	28.8	26.68	31.35	23.56	31.24	26.5453	30.49	35	31.05	32.625
an	23.48	18.69	12.82	16.35	14.94	2.134	16.2453	14.63	20.37	6.617	16.901
ne	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
kal	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

di	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C	2.318	1.779	8.7462	6.814	14.11	6.671	2.9702	8.268	0.142	5.175	0.8145
ol	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
hy	6.7	8.025	6.6494	4.732	6.047	0.342	7.26706	6.697	3.834	5.21	5.7936
mt	0.676	0.902	0.8287	0.406	0.741	0.321	0.90162	0.873	0.479	0.727	0.7265
il	1.153	1.154	1.0205	1.083	0.961	0.324	1.0694	1.176	1.364	1.018	1.4297
ap	0.258	0.305	0.2349	0.33	0.258	0.139	0.25625	0.306	0.351	0.351	0.4242

ادامه جدول ۴-۲- نتایج ژئوشیمی عناصر اصلی و مقادیر نورماتیو کانیهای سازنده نمونه های مورد مطالعه.

شماره نمونه ها	S-19-1	S-23-1	S-23-5	S-25-1	S-28-1	S-24-1
اکسیدها						
Name(MOD)	G	Gb	Gb	OL.Gb	OL.Gb	Gb
SiO ₂	59.86	51.54	50.79	49.14	51.28	50.54
Al ₂ O ₃	23.4	18.47	19.76	19.97	18.22	17.82
Fe ₂ O ₃	0.54	1.7	1.72	1.32	1.53	1.64
FeO	2.15	7.07	7.2	5.65	6.47	6.71
MgO	1.628	5.770833	5.584451	6.03584	6.273132	7.106971
CaO	3.93	5.66	4.86	10.57	6.43	6.75
Na ₂ O	3.579	4.625	4.755589	4.117714	4.087991	3.768055
K ₂ O	3.821	1.916667	2.103235	0.917364	2.917006	2.386435
TiO ₂	0.667	1.78125	1.750969	1.219677	1.463731	1.852627
P ₂ O ₅	0.152	0.520833	0.518038	0.291889	0.386843	0.471007
MnO	0.151	0.145833	0.145051	0.114671	0.188194	0.167469

Cr ₂ O ₃	0.152	1.04E-02	8.29E-03	1.77E-02	2.72E-02	2.09E-02
SUM	99.76	99.2075	99.19125	99.37047	99.28035	99.24387
LOI	1.10	3.90	3.40	4.20	4.10	4
%AN	37.93	37.99191	34.15148	57.0778	43.40622	43.94598
Q	12.91	0	0	0	0	0
or	22.64	11.41835	12.53146	5.457035	17.36964	14.21521
ab	30.36	39.45132	40.29115	25.20589	29.88962	31.70879
an	18.55	24.17154	20.89648	33.51871	22.9247	24.85948
ne	0	0	0.151387	5.344802	2.68945	0.232309
Lc	0	0	0	0	0	0
kal	0	0	0	0	0	0
di	0	0.574153	0	14.04282	5.415285	4.680462
C	6.611	0	2.081783	0	0	0
ol	0	15.83483	16.97242	11.49335	15.77432	17.26269
hy	6.526	1.440162	0	0	0	0
mt	0.785	2.484708	2.514271	1.926453	2.235189	2.396718
il	1.27	1.21643	1.210062	0.680713	0.903067	1.099924
ap	0.352	1.21643	1.210062	0.680713	0.903067	1.099924

GD: گرانودیوریت G: گرانیت MO.G: مونزوگابرو M.Qz: کوآرتز مونزونیت

استفاده از نتایج آنالیز بعد از در نظر گرفتن مقادیر LOI و انجام تصحیحات لازم نیز صورت گرفته است.

۴-۲- آماده سازی و تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی

به منظور مطالعات ژئوشیمیایی، رده بندی و بررسی سیر تحولات عناصر اصلی و کمیاب سنگهای منطقه مورد مطالعه که بر پایه نتایج ژئوشیمیایی استوار است، ابتدا به شرح و بررسی فرایندهایی که نتایج تجزیه شیمیایی سنگها را تحت تأثیر قرار می‌دهند، می‌پردازیم. مهمترین این فرایندها عبارتند از:

- آرایش

آلودگی در هنگام آماده‌سازی نمونه می‌تواند یکی از منابع جدی خطا در تجزیه زمین شیمیایی نمونه‌ها باشد. بیشترین احتمال آلودگی هنگام خرد کردن و آسیاب کردن نمونه‌ها صورت می‌گیرد و ممکن است به صورت آلودگی حاصل از نمونه‌های پودر شده پیشین، یا از خود دستگاه‌های خردکننده و آسیاب باشد. این نوع آلودگی را می‌توان از راه تمیز کردن دقیق دستگاه و آغشته نمودن آن با نمونه‌ای که باید خرد یا آسیاب شود، رفع کرد. منابع دیگر آلودگی در طبیعت قرار دارند. ایجاد پوشش نازکی از رسوبات حاصل از محلولهای آبی زیرزمینی یا آب دریا بر روی نمونه‌ها از این موارد است. این آلودگی با چند دقیقه آبشویی در HCL یک مولار قبل از پودر کردن و بعد از خرد کردن نمونه‌ها، رفع می‌گردد. آلودگی بوسیله معرف های ناخالصی که در طول انحلال و آماده‌سازی نمونه استفاده می‌شوند نیز حتی هنگام استفاده از مواد شیمیایی بسیار خالص مهم می‌باشد.

- خطاهای ناشی از کالیبراسیون

در تمامی روشهای تجزیه‌ای، به استثناء برخی از کاربردهای طیف سنجی جرمی، غلظتها نسبت به استانداردهای با ترکیب معین، یا نسبت به یک منحنی درجه بندی رسم شده بر پایه استانداردهایی با ترکیب معین اندازه گیری می‌شوند. استانداردهای مورد استفاده در تهیه منحنیهای درجه بندی، واکنشگرهای شیمیایی بسیار خالص یا نمونه‌های مرجع بین المللی هستند (گووینداراجو، ۱۹۸۴: آبی، ۱۹۸۹).

- خطاهای ناشی از پوشش پیکها

در بیشتر روشهای تجزیه‌ای مورد استفاده در ژئوشیمی، تلاش کمی برای جدا کردن عنصر مورد تجزیه از باقیمانده نمونه سنگ یا کانی صورت می‌گیرد. تنها مورد استثناء طیف سنج جرمی است. بنابراین، احتمال تداخل خطوط طیفی یا تداخل پیکها وجود دارد و در نتیجه مقادیر اندازه گیری شده عناصر ممکن است بر اثر همپوشی با پیکهای عناصر دیگر موجود در سنگ به طور مجازی بالا خواهند رفت. تأثیر این تداخلات باید محاسبه و حذف شود.

بنابراین برای دستیابی به یک نتیجه مطلوب باید:

۱- بر تعداد زیادی تجزیه شیمیایی استناد کرد.

۲- بر روشهای صحرائی و میکروسکوپی تأکید کرد تا نتایج با هم مطابقت داشته باشند و همچنین با الگوهای شناخته شده توزیع عناصر در سنگها و محیطهای تکتونیکی سازگار باشند.

۳- انحرافات را نمی توان با صراحت تمام دلیل وقوع یک فرایند خاص دانست (قاسمی، ۱۳۷۹).

قبل از استفاده از تجزیه های شیمیایی لازم است تغییراتی در آنها داده شود. از جمله این تغییرات می توان از حذف مواد فرار و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO نام برد. در تجزیه های شیمیایی مقدار اکسید آهن به صورت کلی Fe_2O_3 ارائه می شود. در تعیین مقدار آهن فریک Fe_2O_3 و فرو FeO ممکن است مقادیر محاسبه شده به دور از مقدار واقعی موجود در نمونه های تجزیه شده باشند که در نتیجه تاثیر زیادی بر کانیهای که از طریق نورم بدست می آیند، می گذارد. جهت تعدیل این نسبت از روش ایروین- باراگار (۱۹۷۱) و نرم افزار Newpef استفاده شده است.

۳-۴- استفاده از نتایج تجزیه های شیمیایی

پس از انجام تصحیحات لازم بر روی تجزیه های شیمیایی این داده ها قابل پردازش و تفسیر می گردند. از این داده ها می توان به روشهای گوناگون استفاده کرد. مثلاً از داده های مربوط به عناصر اصلی می توان برای رده بندی سنگهای آذرین، تشخیص فرایندهای زمین شیمیایی (اختلاط، تفریق، آلیش و...)، مدل سازی فرایندهای مربوط به عناصر در این سنگها سود جست. همچنین از داده های مربوط به عناصر کمیاب نیز برای تعیین جایگاه تکتونیکی، شناسایی خصوصیات محل منشاء سنگهای آذرین و... استفاده کرد.

جدول ۳-۴- نتایج آنالیز ژئوشیمی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه های گرانیتوئیدی و گابرویی منطقه مورد مطالعه (مقادیر بر حسب PPM).

شماره نمونه ها	S-1-3	S-1-4	S-4-2	S-4-3	S-3-4	S-3-1	S-3-3	S-8-1	S-11-1	S-18-2
اکسیدها										
Name(MOD)	G.D	G.D	G.D	G.D	G.D	G.D	G.D	G.D	G	G
Ni	7	11	8	5	9	5	7	5	5	11

Sc	12	11	9	10	9	1	10	9	9	7
Ba	626	739	746.3	716.3	714.9	562.9	697.3	754.6	713.4	807.9
Be	3	1	2	1	3	1	1	2	3	2
Co	4.5	6.2	5.9	2.8	5.1	0	8.4	6.3	3.7	5.1
Cs	1.1	1.5	2.3	1.2	1.4	0.5	3.3	1.9	0.5	2.3
Ga	16.7	16.3	16.8	16.6	17.5	15.2	16.1	18.4	18.3	16.8
Hf	3.1	6.8	6.7	6.6	6.3	4.1	6.9	5.3	6.9	6.8
Nb	10.6	10.7	11.5	11.4	10.7	9.5	12.8	12.2	16	13.8
Rb	89.8	114.4	122.9	100	125.4	90.1	136.6	110	92.8	150.6
Sn	2	1	1	2	1	2	2	2	3	3
Sr	543	482.4	370.7	510.3	487.4	262.8	248.4	421.7	554.6	276.4
Ta	0.9	0.9	1	0.9	0.8	1.3	0.9	0.9	1.2	1.2
Th	15.5	14.9	15.2	15.2	14.5	15.5	19.3	10	19.6	21.9
U	4.9	4.6	4.2	4.5	3.8	2.5	4.8	2.9	3.6	5.5
V	95	102	72	62	70	11	82	82	72	58
W	0.4	1	0.5	0.2	0.5	0	0.6	0.8	0.4	1
Zr	104.6	234.5	240	244.4	223.2	115.7	243	205.3	252.9	239
Y	24.9	24.4	22.2	25.4	24.1	14.8	27.5	24.3	32.1	27.6
La	26.4	24.3	26.9	27.2	35.1	10	32.1	37	23.3	47.9
Ce	58.6	47.8	57.6	66.8	75.3	24.3	69.6	72.1	57.9	97.9
Pr	7.27	5.49	6.34	7.88	8.12	3.08	7.88	7.75	7.22	10.74
Nd	26.5	21.1	22.8	29.1	27.6	11.5	29.4	27.1	28.2	36.9
Sm	5.1	4.4	4.4	5.2	4.7	2.2	5.5	5.2	6	6.3
Eu	0.99	0.92	0.8	0.88	0.78	0.25	0.88	1.17	1.07	1.09
Gd	4.4	4	3.75	4.28	4	2.02	4.56	4.44	5.45	5.01
Tb	0.8	0.72	0.66	0.78	0.72	0.4	0.83	0.78	1	0.87
Dy	4.18	3.63	3.6	3.96	3.84	2.15	4.15	4.1	5.06	4.52
Ho	0.79	0.78	0.69	0.81	0.75	0.46	0.86	0.79	1.01	0.89
Er	2.61	2.46	2.23	2.51	2.36	1.48	2.75	2.41	3.3	2.8

Tm	0.37	0.36	0.37	0.39	0.36	0.25	0.38	0.4	0.49	0.42
Yb	2.35	2.26	2.17	2.48	2.24	1.55	2.64	2.25	2.85	2.71
Lu	0.37	0.37	0.36	0.41	0.36	0.26	0.42	0.38	0.46	0.45

ادامه جدول ۳-۴- نتایج آنالیز ژئوشیمی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه های گرانیتوئیدی و گابرویی منطقه مورد مطالعه (مقادیر بر حسب ppm می باشد).

شماره نمونه ها	S-18-3	S-19-1	S-23-1	S-23-5	S-25-1	S-28-1	S-24-1
اکسیدها							
Name(MOD)	G	G	Gb	Gb	Gb.Di	Gb.Di	Gb
Ni	10	11	40	46	46	54	35
Sc	11	10	22	20	33	28	30
Ba	785	768.5	575.2	630.7	295.8	1210.6	958.8
Be	2	2	1	1	1	1	1
Co	5.6	5.1	29.1	29.9	26.2	27.3	26.2
Cs	1.6	0.9	0.8	3.1	0.7	30	0.8
Ga	16.1	17.9	20.1	19.2	18.1	18.1	19.1
Hf	7.3	5.8	4	3.9	2.6	3.5	3.4
Nb	13.4	12.4	17.2	17.7	10.9	13.3	16.4
Rb	110.2	96.6	28.7	34.5	14	71.8	35
Sn	3	2	2	1	1	1	1
Sr	417.5	479.4	940.5	749.4	903.5	771.7	630.8
Ta	1	0.9	1.2	1.4	0.7	0.8	1
Th	12.1	11.1	2.4	2.5	1.8	2	1.3
U	3.5	4.5	0.8	0.8	0.4	0.6	0.6
V	97	101	247	239	215	218	263
W	0.5	0.4	0.1	0.3	0	0.2	0.1
Zr	268	220.4	164.7	150.9	99.6	134.5	136.1
Y	27.4	27.2	28.2	26.2	20	22.9	26.6

La	35.7	29.7	20.9	21.9	13.7	18.2	18.8
Ce	75.6	72.1	46.8	45.1	28.9	39.3	41.3
Pr	8.49	8.51	5.79	5.81	3.7	5.01	5.4
Nd	30.7	31.8	23.8	23.9	14.9	20.8	22.5
Sm	5.7	5.9	5.4	5.1	3.5	4.3	4.9
Eu	1.19	1.2	1.7	1.65	1.19	1.46	1.55
Gd	4.77	4.86	5.43	5.03	3.72	4.39	5.08
Tb	0.86	0.85	0.95	0.87	0.67	0.76	0.9
Dy	4.5	4.25	4.7	4.5	3.4	4.05	4.68
Ho	0.91	0.87	0.96	0.91	0.67	0.78	0.92
Er	2.82	2.62	2.91	2.72	2.06	2.31	2.78
Tm	0.44	0.42	0.4	0.4	0.3	0.33	0.41
Yb	2.63	2.5	2.61	2.39	1.71	2.05	2.44
Lu	0.41	0.4	0.39	0.37	0.28	0.31	0.38

GB: گابرو GD: گرانودیوریت G: گرانیات MO.G: مونزوگابرو M.Qz: کوارتز مونزونیت

۴-۴- کاربرد نتایج تجزیه های شیمیایی نمونه‌ها در رده بندی و نامگذاری شیمیایی آنها

در پترولوژی آذرین، داده‌های حاصل از تجزیه های شیمیایی و بخصوص عناصر اصلی، بطور گسترده‌ای جهت طبقه بندی و نامگذاری سنگهای آذرین مورد استفاده قرار می‌گیرند. طبقه بندی معمول سنگها بر اساس نمودارهایی است که در آنها دو یا چند اکسید اصلی در برابر یکدیگر قرار می‌گیرند. یکی از این اکسیدهای اصلی که در طبقه بندی سنگهای آذرین دارای اهمیت خاصی می‌باشد، SiO_2 است. زیرا این اکسید سازنده اصلی سنگهای ماگمایی است مقدار آن، خواص فیزیکی- ساختمانی مذاب را کنترل می‌کند. همچنین با استفاده از مقادیر Na_2O و K_2O در برابر سیلیس می‌توان سنگهای ساب آلكالن، آلكالن و هیپر آلكالن را از یکدیگر تفکیک نمود. یکی از موارد مهم در هنگام استفاده از این نمودارها تحرک عناصر آلكالن است. به همین دلیل در استفاده از این دیاگرامها در سنگهای هوازده و دگرسان شده باید احتیاط کرد.

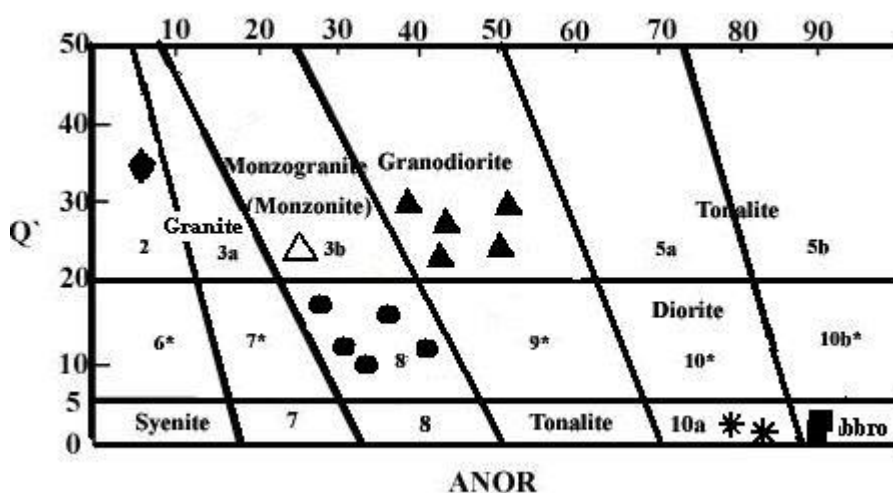
۴-۴-۱- طبقه بندی بر اساس ترکیب نورماتیو

نتایج آنالیز شیمیایی و محاسبات نورم بر روی ۱۷ نمونه از سنگهای گرانیتوئیدی و گابرویی منطقه در جدول ۲-۴ آورده شده است. از این داده‌ها در رده‌بندی‌های ذیل استفاده شده است.

– رده بندی نورماتیو اشتریکایزن (۱۹۷۹) یا روش Q-ANOR

در این طبقه بندی مقادیر نورم مولکولی کوارتز، آلبیت، ارتوز و آنورتیت که براساس نتایج آنالیز شیمیایی و به کمک نرم افزار Iqpet محاسبه شده‌اند، بصورت دو پارامتر به شرح زیر تعریف شده و سپس در مقابل یکدیگر ترسیم شده اند (شکل ۴-۱). مطابق این رده بندی نمونه های مورد مطالعه در محدوده های گابرو، مونزوگابرو، گرانودیوریت، مونزوگرنیت و کوارتز مونزونیت قرار می گیرند.

$$Q = Q / (Q + Or + Ab + An) \quad ANOR = [An / (An + Or)] \times 100$$



شکل ۴-۱- رده بندی نورماتیو اشتریکایزن و لومتر (۱۹۷۹) برای سنگهای مورد مطالعه. محدوده های به

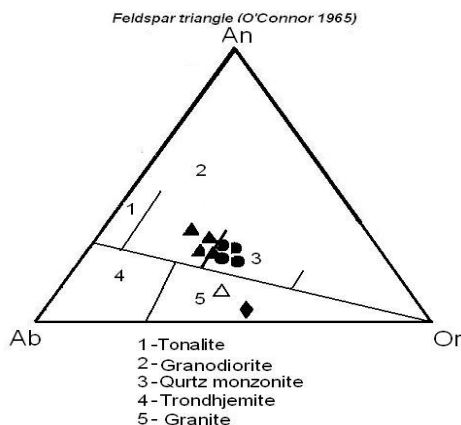
کاربرد شده به ترتیب معرف سنگهای زیر می باشند: ۲- آلکالی فلدسپار گرانیت ۳- گرانیت ۴- گرانودیوریت

۵- تونالیت ۶- سینیت ۷- سینیت ۸- مونزونیت ۹- مونزودیوریت ۱۰- گابرو. ▲: گرانودیوریت ●: کوارتز مونزونیت

■: گابرو * : مونزو گابرو

– رده بندی نورماتیو اکانر (۱۹۶۵)

اکانر (۱۹۶۵)، بارکر (۱۹۷۹) و عبدالرحمن (۱۹۹۰)، سنگهای گرانیتوئیدی را با استفاده از دیاگرام مثلثی آلبيت-آنورتيت-ارتوز نورماتيو طبقه بندی نموده اند (شکل ۴-۲). این طبقه بندی در مورد سنگهایی که بیش از ۱۰ درصد کوارتز نورماتيو دارند، به کار برده می شود. مطابق این رده بندی سنگهای گرانیتوئیدی مورد مطالعه در محدوده های گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و گرانیت قرار می گیرند.



شکل ۴-۲- رده بندی نورماتيو اکانر (۱۹۶۵) و موقعیت نمونه های گرانیتوئیدی بر روی آن.

تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است.

– رده بندی نورماتيو با استفاده از روش اصلاحی مولر و براون (۱۹۷۷) و کمک گرفتن از روش اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹)

در این روش از مقادير نورماتيو کوارتز، ارتوز، آلبيت و آنورتيت استفاده می شود. ابتدا مقادير نورماتيو ارتوز، آنورتيت و آلبيت را انتخاب می کنیم و درصد آنها را نسبت به مجموع آنها محاسبه می کنیم سپس درصد ارتوز و آنورتيت را به ترتیب بر روی محورهای X و Z نمودار مولر و براون منتقل می نماییم (شکل ۴-۳).

با انجام این عمل نقطه ای بر روی نمودار مولر و براون بدست می آید، منحنی که به موازات سایر منحنی ها از این نقطه می گذرد، وتر مثلث را در نقطه ای قطع می نماید که مشخصه فلدسپاتهای آلکالن سنگ مورد نظر نسبت به کل فلدسپاتهای سازنده آن سنگ است. بطور مثال اگر داشته باشیم:

An:4.91 Ab:18.36 Or:25.59 Qtz:17.99

مقادير ارتوز، آنورتيت و آلبيت را ابتدا به ۱۰۰ می رسانیم:

An:10.05 Ab:37.58 Or: 52.37

حال اگر مقدار ارتوز را در مقابل آنورتیت رسم کنیم، در این صورت نقطه‌ای به دست خواهد آمد که در صورت عبور دادن یک منحنی از آن وتر نمودار مثلثی را در نقطه‌ای که معرف ۹۰ درصد آلکالی فلدسپات است قطع می‌کند، یعنی ۹۰ درصد فلدسپاتها از نوع آلکالن و ۱۰ درصد باقیمانده از نوع پلاژیوکلاز می‌باشد.

درصد نورماتیو کوارتز - ۱۰۰ = درصد کل فلدسپاتها

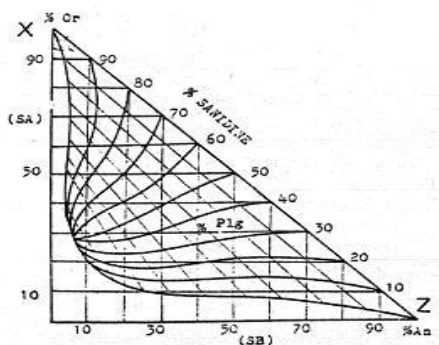
$$۱۰۰ - ۱۷/۹۹ = ۸۲/۰۱$$

$$۶۹/۷۱ = (۹۰ \times ۸۲/۰۱) / ۱۰۰ = \text{درصد آلکالی فلدسپار بعد از محاسبه و تصحیح}$$

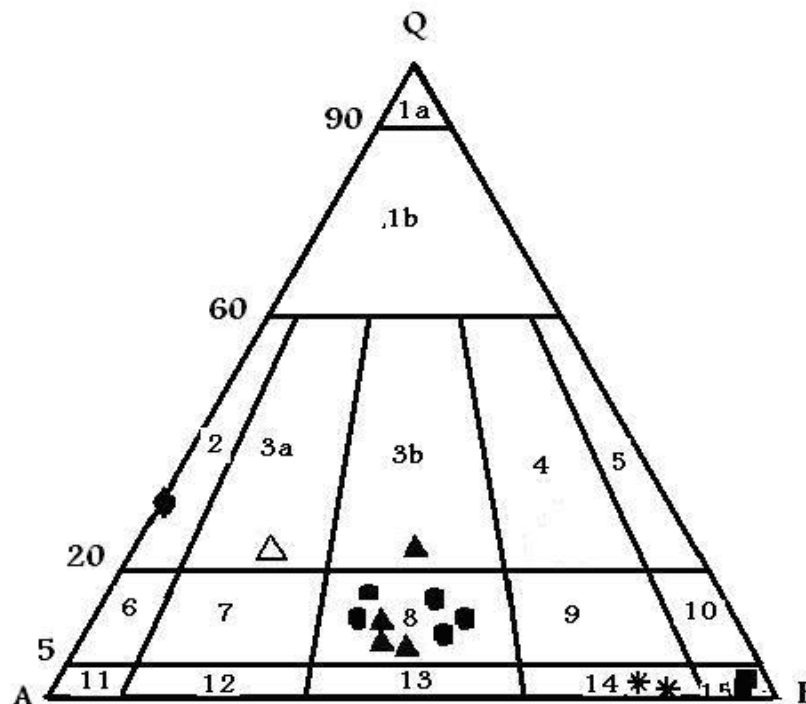
$$۱۲/۳ = (۱۰ \times ۸۲/۰۱) / ۱۰۰ = \text{درصد پلاژیوکلاز بعد از محاسبه و تصحیح}$$

پس در پایان خواهیم داشت:

$$Q=17.99 \quad A=69.71 \quad PL=12.3$$



شکل ۳-۴ - نمودار مولر وبراون (۱۹۷۷)، برای مشخص نمودن درصد فلدسپاتهای آلکالن سنگ مورد نظر نسبت به کل فلدسپاتهای سازنده آن.



شکل ۴-۴- رده بندی نورماتیو با استفاده از روش اصلاحی مولر و براون (۱۹۷۷) و کمک گرفتن از اشتريکازن ولومتر (۱۹۷۹). تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است. 1a: کوارتزولیت، 1b: گرانیتوئیدهای غنی از کوارتز، ۲: آلکالی فلدسپار گرانیت، 3a و 3b: سینو-مونزو گرانیت، ۴: گرانودیوریت، ۵: تونالیت-ترونجمیت، ۶: کوارتز آلکالی فلدسپار سینیت، ۷: کوارتز سینیت، ۸: کوارتز مونزونیت، ۹: کوارتز مونزو دیوریت- کوارتز مونزو گابرو، ۱۰: کوارتز دیوریت- گابرو، ۱۱: آلکالی فلدسپار سینیت، ۱۲: سینیت، ۱۳: مونزونیت، ۱۴: مونزو دیوریت- مونزو گابرو، ۱۵: دیوریت- گابرو

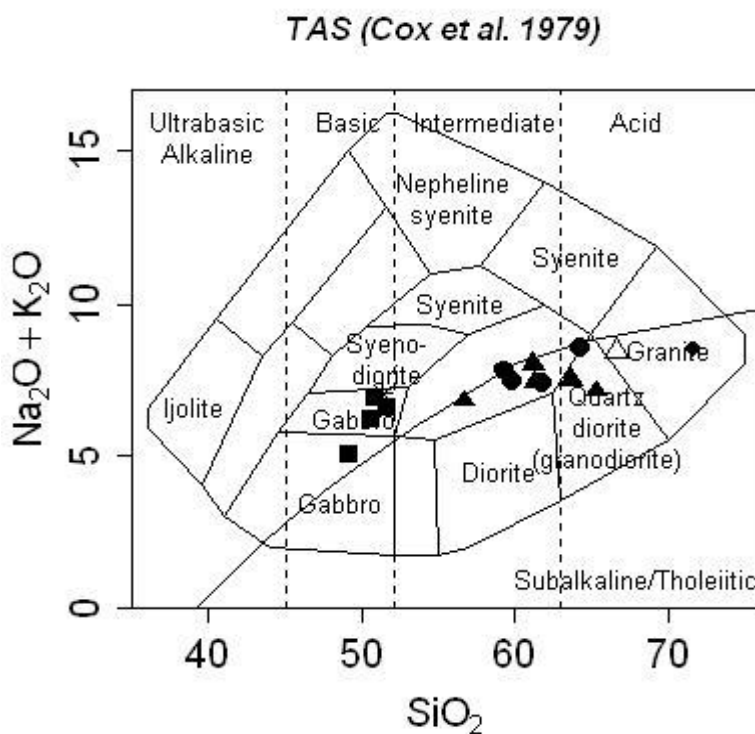
مطابق این رده بندی نمونه های مورد مطالعه در محدوده های گابرو، مونزو گابرو، مونزو گرانیت، سینو گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت و کوارتز مونزونیت قرار می گیرند.

۴-۴-۲- طبقه بندی بر اساس ترکیب شیمیایی

در این طبقه بندی ها از مقادیر اکسیدها و نسبت های کاتیونی محاسبه شده برای عناصر اصلی استفاده می گردد. در ادامه به طبقه بندی های مورد استفاده اشاره می گردد.

- طبقه بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹)

این طبقه بندی با توجه به نمودار مجموع آلکالن ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در مقابل سلیس انجام می‌شود. این نمودار قلمرو سنگهای ساب آلکالن را از آلکالن جدا می‌کند. سنگهای مورد مطالعه در این نمودار در محدوده‌های گرانودیوریت، گرانیت، گابرو و گابرودیوریت قرار می‌گیرند.

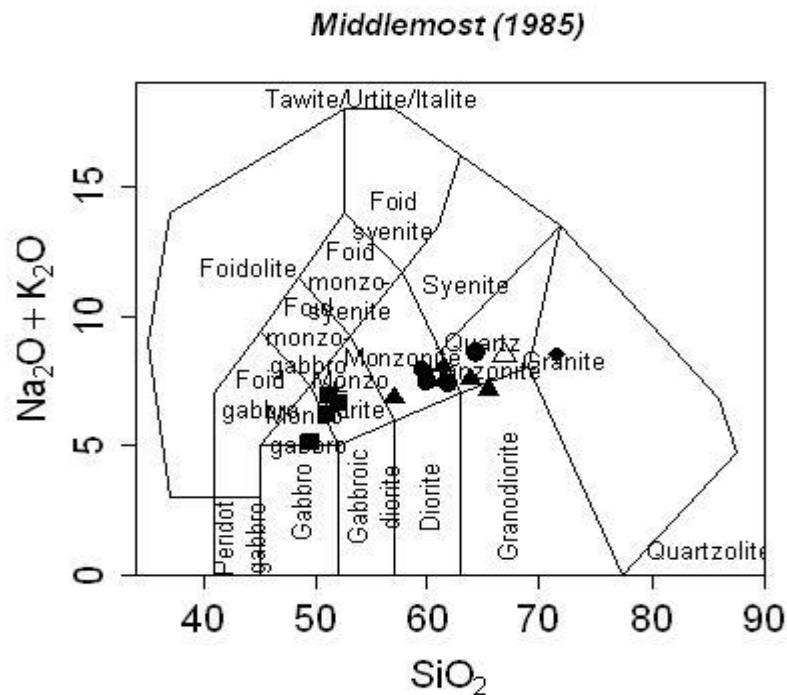


شکل ۴-۵- نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است

– طبقه بندی میدلموست (۱۹۸۵)

میدلموست (۱۹۸۵) از نمودار TAS برای رده بندی مقدماتی سنگهای آذرین درونی استفاده کرد. در این نمودار مجموع آلکالن ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در محور قائم و مقدار SiO_2 در محور افقی آورده شده است. محدوده سنگهای آذرین مختلف در دیاگرام مشخص شده است. با توجه به این دیاگرام سنگهای منطقه در محدوده گرانودیوریت، گرانیت، کوآرتز مونزونیت، مونزونیت، مونزودیوریت و گابرو قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۶- نمودار میدلموست (۱۹۸۵) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن. تمام علائم شبیه شکل ۱-۴ است.

- طبقه بندی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)

این طبقه بندی به طور گسترده‌ای توسط دولاروش (۱۹۶۴) و دولاروش و همکاران (۱۹۸۰) مورد استفاده قرار گرفته است. در این طبقه بندی شیمی سنگ کل به صورت پارامترهای کاتیونی R_1, R_2 نمایش داده شده و این پارامترها مبنای طبقه بندی می‌باشند، باید توجه داشت که نسبت‌های کاتیونی به صورت میلی کاتیون بیان می‌شوند. نحوه محاسبه پارامترهای R_1, R_2 به صورت زیر است.

$$R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$$

$$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

این طبقه بندی مزایایی دارد که عبارتند از:

- محاسبه پارامترهای R_1 و R_2 نسبت به CIPW آسانتر است.

- کل شیمی عناصر اصلی سنگ به استثناء اکسیژن در طبقه بندی به کار می‌روند.

- در این روش درجه اشباع از سیلیس و تغییرات ترکیب فلدسپاتها مشخص می‌شود.

- این رده بندی با دقت و سهولت قابل استفاده برای سنگهای درونی و بیرونی است. با توجه به این دیاگرام

نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های گرانودیوریت، گرانیت، تونالیت، مونزودیوریت، سینوگابرو و آلکالی‌گابرو قرار می‌گیرند.

جدول ۴-۴ - مقادیر میلی کاتیون عناصر اصلی و پارامترهای R_1, R_2 نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

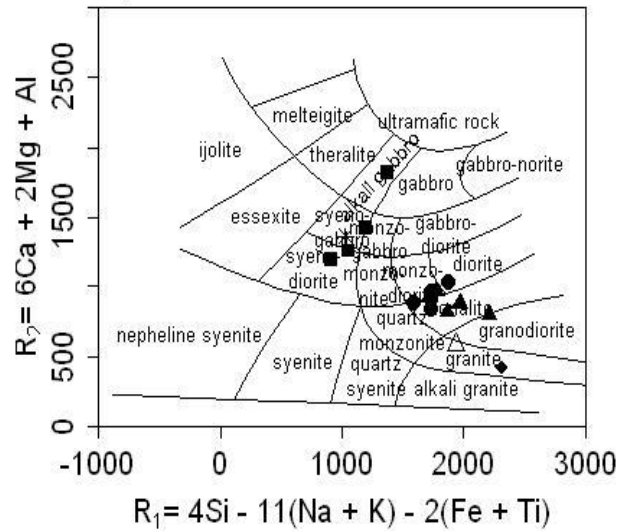
شماره نمونه	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	R ₁	R ₂
S-1-3	1028.6	410.0	0.1	24.8	47.1	86.8	118.9	77.2	7.6	1892.2	1025.2
S-1-4	1060.1	366.2	0.1	36.3	46.1	70.1	109.5	87.9	7.6	1980.4	878.9
S-4-2	1019.8	455.7	0.1	33.8	34.4	48.3	101.5	91.2	6.7	1878.4	814.3
S-4-3	1019.0	462.1	0.1	12.9	41.4	62.1	119.4	91.8	7.1	1712.5	917.2
S-3-4	944.9	557.9	0.1	29.6	33.1	56.2	89.6	84.9	6.3	1787.6	961.0
S-3-1	1192.0	368.6	0.0	2.1	1.7	9.1	119.2	103.0	2.1	2315.2	426.6
S-3-3	1087.4	359.9	0.1	37.2	36.6	60.8	100.9	84.5	7.0	2221.2	797.9
S-8-1	987.9	471.4	0.1	34.8	34.9	55.5	115.8	89.3	7.7	1610.2	873.8
S-11-1	1069.7	375.8	0.1	14.5	33.1	76.7	133.3	93.5	9.0	1737.0	902.1
S-18-2	1109.5	368.4	0.1	28.8	25.5	27.3	118.1	101.5	6.7	1950.8	583.1
S-18-3	1069.2	361.3	0.1	25.9	39.3	64.9	124.1	100.0	9.4	1740.5	829.4
S-19-1	996.2	459.0	0.1	29.9	40.4	70.1	115.5	81.1	8.4	1745.3	960.2
S-23-3	857.7	362.3	0.3	98.4	143.2	100.9	149.2	40.7	22.3	1099.6	1254.3
S-23-5	845.2	387.6	0.3	100.2	138.6	86.7	153.5	44.7	21.9	956.8	1184.7
S-24-1	817.8	391.7	0.2	78.6	149.8	188.5	132.9	19.5	15.3	1407.0	1822.2
S-28-1	853.4	357.4	0.3	90.0	155.7	114.7	131.9	61.9	18.3	1064.0	1356.7
S-25-1	841.1	349.5	0.3	93.4	176.4	120.4	121.6	50.7	23.2	1235.7	1424.4

جدول ۴-۵ - مقادیر میلی کاتیون عناصر اصلی و نسبت‌های کاتیونی آنها.

اکسید عناصر	اکسید سنگ (درصد وزنی)	وزن مولکولی	تعداد کاتیونها	نسبت‌های کاتیونی	میلی کاتیون در ۱۰۰ گرم
SiO ₂	55.55	60.09	1	0.9244457	924.445
TiO ₂	0.56	79.9	1	0.00701	7.01
Al ₂ O ₃	16.17	101.96	2	0.15859	317.18
Fe ₂ O ₃	1.88	159.69	2	0.011772	23.554

FeO	8.36	71.85	1	0.011635	116.35
MgO	1.92	40.3	1	0.04767	47.64
CaO	2.64	56.08	1	0.04707	47.07
Na2O	2.86	61.98	2	0.04614	92.29
K2O	3.61	94.2	2	0.03832	76.65

R_1-R_2 plot (De la Roche et al. 1980)



شکل ۴-۷- نمودار دولاروش و همکاران (۱۹۸۰) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است

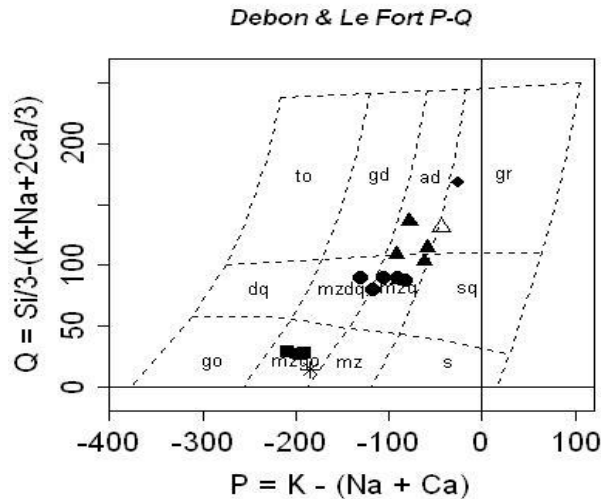
- طبقه بندی دوبون و لوفور (۱۹۸۳)

در این رده بندی از پارامترهای P و Q استفاده می‌شود. این پارامترها از طریق معادلات زیر بدست می‌آیند و در آنها همانند طبقه بندی دولاروش از مقادیر میلی کاتیون استفاده می‌شود.

$$Q = (Si/3) - (K + Na + 2/3Ca)$$

$$P = K - (Na + Ca)$$

با توجه به این رده بندی نمونه‌های منطقه در محدوده‌های گرانودیوریت، گرانیت، آداملیت، کوارتز مونزونیت مونزونیت کوارتزار و مونزوگابرو قرار می‌گیرند.

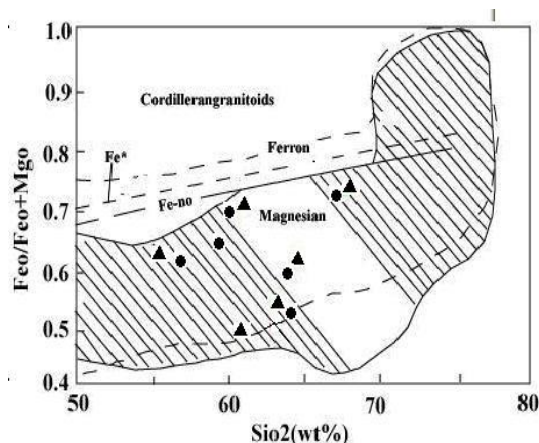


شکل ۴-۸- نمودار دوبون و لوفور (۱۹۸۳) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است.

- طبقه بندی فروست و همکاران (۲۰۰۱)

فروست و همکاران (۲۰۰۱) با توجه به دیاگرام‌های قبلی یک تقسیم بندی جدیدی را برپایه پارامتر آهن ارائه نمودند. مقدار این پارامتر در محور قائم و درصد سیلیس در محور افقی قرار می‌گیرد و بر اساس این نمودار سنگهای گرانیتوئیدی به دو دسته آهن دار و منیزیم دار تقسیم می‌شوند. نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای منیزیم‌دار قرار می‌گیرند.



شکل ۴-۹- نمودار فروست و همکاران (۲۰۰۱) به موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه توجه کنید.

تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است.

۴-۵- استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه در بررسی

روندهای تغییرات آنها

برای مشاهده روند تغییرات عناصر اصلی، فرعی و مشاهده تغییرات آنها در طی تبلور کانیهای متفاوت از ماگما و همچنین بررسی فرضیه های پترولوژیکی در جریان انجماد ماگما، دیاگرامهای گوناگونی توسط پترولوژیستها ارائه شده است. از مهمترین آنها می توان به دیاگرامهای درصد اکسید- درصد سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹)، درصد اکسید- درصد منیزیم (فنز)، درصد اکسید- ضریب تفریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰) و درصد اکسید- ضریب انجماد (کونو، ۱۹۵۹) اشاره کرد. این دیاگرامها روند تحول ماگما را نشان می دهند. در تفسیر روندهای مشاهده شده در نمودارهای تغییرات باید کاملاً احتیاط کرد. دلیل این امر ایجاد برخی روندهای مشابه در اثر فرایندهای متفاوت در این نمودارهاست. به عنوان مثال فرایندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی ممکن است روندهای مشابهی را بر روی این نمودارها ایجاد نمایند.

۴-۵-۱- دیاگرام درصد اکسید- درصد سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹)

این دیاگرامها قدیمیترین و پر استفاده ترین شکل نمودارهای تغییرات می باشند. در محور افقی این نمودارها، سیلیس که سازنده اصلی سنگها و دارای بیشترین محدوده تغییرات است، نشان داده می شود و روی محور قائم سایر اکسیدها قرار می گیرند. این دیاگرامها جزء نمودارهای دو متغیره بوده و به دو صورت دارای ارتباط منطقی و یا پراکنده می باشند. مزیت این نمودارها این است که حجم زیادی از اطلاعات عددی بطور فشرده آورده شده و نشان می دهند که انطباق جالبی (مثبت و منفی) بین هر کدام از جفت اکسیدها عناصر اصلی وجود دارد. با توجه به روند تغییرات دیاگرامهای هارکر می توان به فرایندها و تحولاتی نظیر ذوب بخشی، تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی و آلودگی پوسته ای و فرایند هضم و تبلور بخشی (AFC) که در تشکیل یا تبلور ماگماها صورت می گیرند، پی برد (ویلسون، ۱۹۸۹).

- دیاگرام Al_2O_3 در مقابل SiO_2

با افزایش SiO_2 مقدار Al_2O_3 در نمونه‌های منطقه، کاهش می‌یابد، این امر با کاهش سهم پلاژیوکلازها و تمایل کانیهای روشن به سمت تشکیل فلدسپارهای سدیک و پتاسیک سازگار است. همچنین میزان این اکسید در طی تبلور ماگما، در مایع باقیمانده کاهش می‌یابد که ناشی از تبلور پلاژیوکلازها است.

-دیاگرام Fe_2O_3 در مقابل SiO_2

نمودار تغییرات Fe_2O_3 در برابر SiO_2 روند نزولی نشان می‌دهد. این پدیده به علت تشکیل کانیهای فرومنیزین در جریان تبلور ماگما است. با ادامه تبلور ماگما و تشکیل فازهای اسیدی تر مقادیر کانیهای فرومنیزین نظیر بیوتیت و کانیهای اپک نظیر مگنتیت کاهش می‌یابد. در نتیجه میزان Fe_2O_3 کاهش می‌یابد.

-دیاگرام FeO در مقابل SiO_2

روند تغییرات این اکسید در برابر SiO_2 نیز همانند Fe_2O_3 نزولی می‌باشد. این روند با تبلور الیوین، کلینوپیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و تیتانومگنتیت مرتبط بوده و نشان دهنده مشارکت آهن در ساختمان این کانیهاست.

-دیاگرام MgO در مقابل SiO_2

روند تغییرات این اکسید در برابر SiO_2 مشابه FeO نزولی بوده، ولی نمونه‌ها پراکندگی کمتری نشان می‌دهند. دلیل آن مصرف شدن این اکسید در فازهای بازیگ و در ساختمان کانیهایی نظیر پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت است.

-دیاگرام MnO در مقابل SiO_2

با افزایش SiO_2 در نمونه‌ها مقدار MnO کاهش یافته و روند تقریباً نزولی نشان می‌دهد. این امر به دلیل مشارکت این اکسید در تشکیل کانیهای فرومنیزین همچون هورنبلند سبز و بیوتیت است.

-دیاگرام CaO در مقابل SiO_2

روند تغییرات این اکسید نیز مشابه MgO بوده و دلیل آن مشارکت این اکسید در ساختمان پیروکسنها و پلاژیوکلازهای با درصد آنورتیت بالا است. مقدار این اکسید در طی عمل تفریق کاهش می‌یابد. بالاترین مقدار این اکسید ۵ درصد وزنی در نمونه‌های منطقه می‌باشد.

-دیاگرام Na₂O درمقابل SiO₂

با افزایش SiO₂ در نمونه‌ها مقدار Na₂O افزایش می‌یابد. این اکسید در مراحل اولیه تبلور ماگما به مقدار کم وارد ساختمان پلاژیوکلازها می‌شود. بنابراین در طی جریان تفریق مقدار آن در ماگمای باقیمانده افزایش می‌یابد. سپس در فازهای اسیدی در جریان تفریق مقدار آن کاهش می‌یابد، زیرا وارد ساختمان پلاژیوکلاز سدیک شده و مصرف می‌شود. دلیل روند صعودی این اکسید در مقابل سیلیس تبلور کمتر پلاژیوکلازها و فراوانی فلدسپاتهای آلکالن سدیک در ترمهای اسیدی و تفریق یافته (گرانیت‌های آلکالن و گرانیت‌ها) است. همانطور که در دیاگرام مشاهده می‌شود، این اکسید در مقابل سیلیس روند پراکنده دارد و دلیل آن می‌تواند دگرسانی هیدروترمال مؤثر بر فلدسپات‌ها باشد.

-دیاگرام K₂O درمقابل SiO₂

روند تغییر مقادیر K₂O در مقابل SiO₂ روند صعودی بوده که این امر با روند عادی تفریق ماگمایی سازگار است. پتاسیم به دلیل شعاع یونی بزرگ خود در ترمهای بازیک در ساختمان کانیه‌ها وارد نمی‌شود و به همین دلیل در طی عمل تفریق مقدار آن به شدت افزایش می‌یابد. شیب تغییرات آن شدیدتر و دارای روند منظم تری نسبت به Na₂O می‌باشد. علت بالا بودن آن در ترمهای اسیدی به دلیل مشارکت آن در ساختمان فلدسپات‌های آلکالن پتاسیک و بیوتیت است.

-دیاگرام TiO₂ درمقابل SiO₂

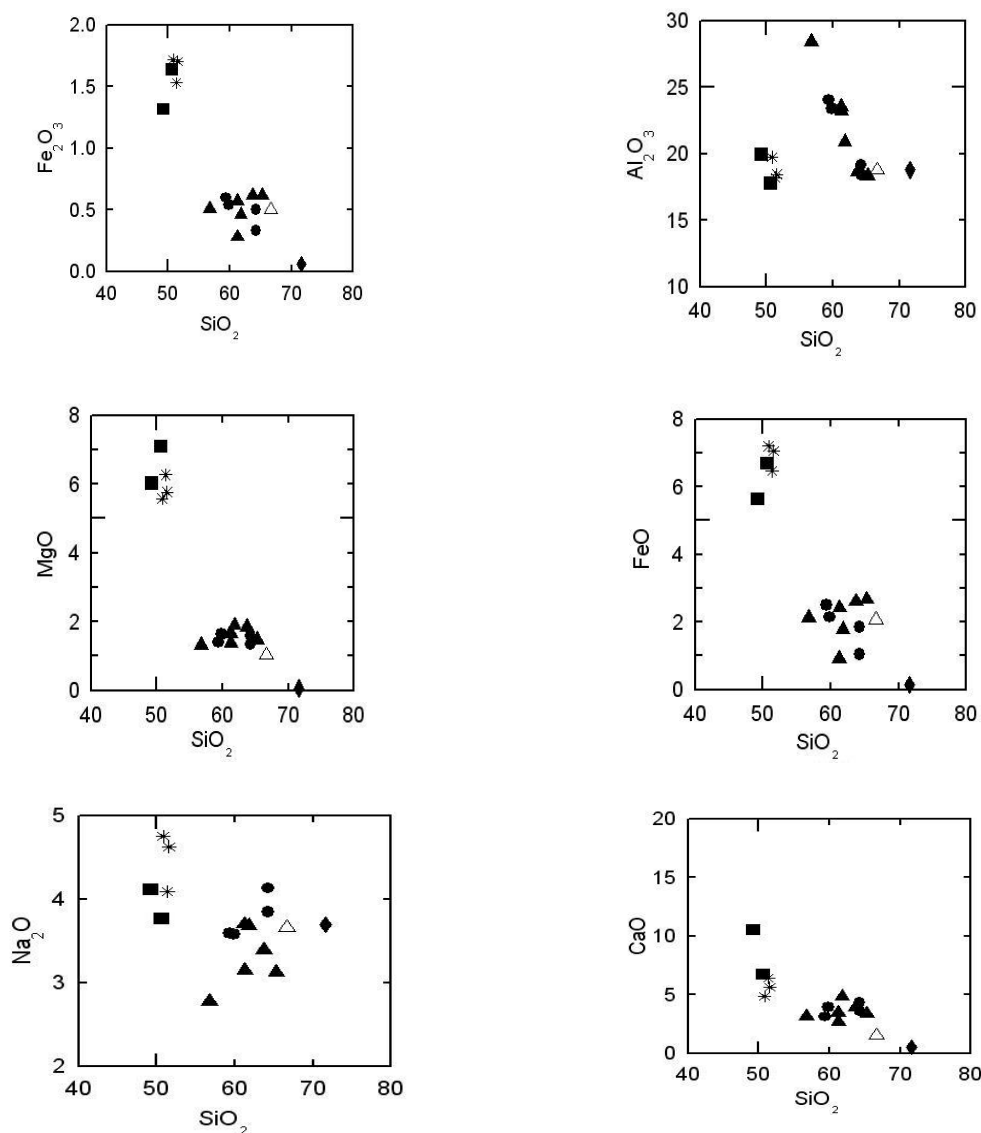
مقدار این اکسید با افزایش SiO₂ کاهش می‌یابد. این اکسید در مراحل اولیه تبلور و تفریق ماگمایی در ساختمان کلینوپیروکسینها و اکسیدهای آهن (تیتانو مگنتیت) وارد می‌شود. ولی در ترمهای حدواسط و اسیدی در ساختمان اسفن شرکت می‌کند. شکل گیری اسفن در سنگها مبین فشار بخشی بالای TiCl₃ و TiF₄ در ماگماست (درویش زاده، ۱۳۶۷). روند تغییرات این اکسید تقریباً نزولی بوده و مقدار آن در سنگهای گرانیتوئیدی منطقه بین ۰/۴۵ تا ۰/۶ درصد وزنی تغییر می‌کند.

-دیاگرام P₂O₅ درمقابل SiO₂

روند این اکسید نیز نزولی بوده و علت آن تبلور مقدار زیادی آپاتیت در مراحل اولیه تبلور ماگماست.

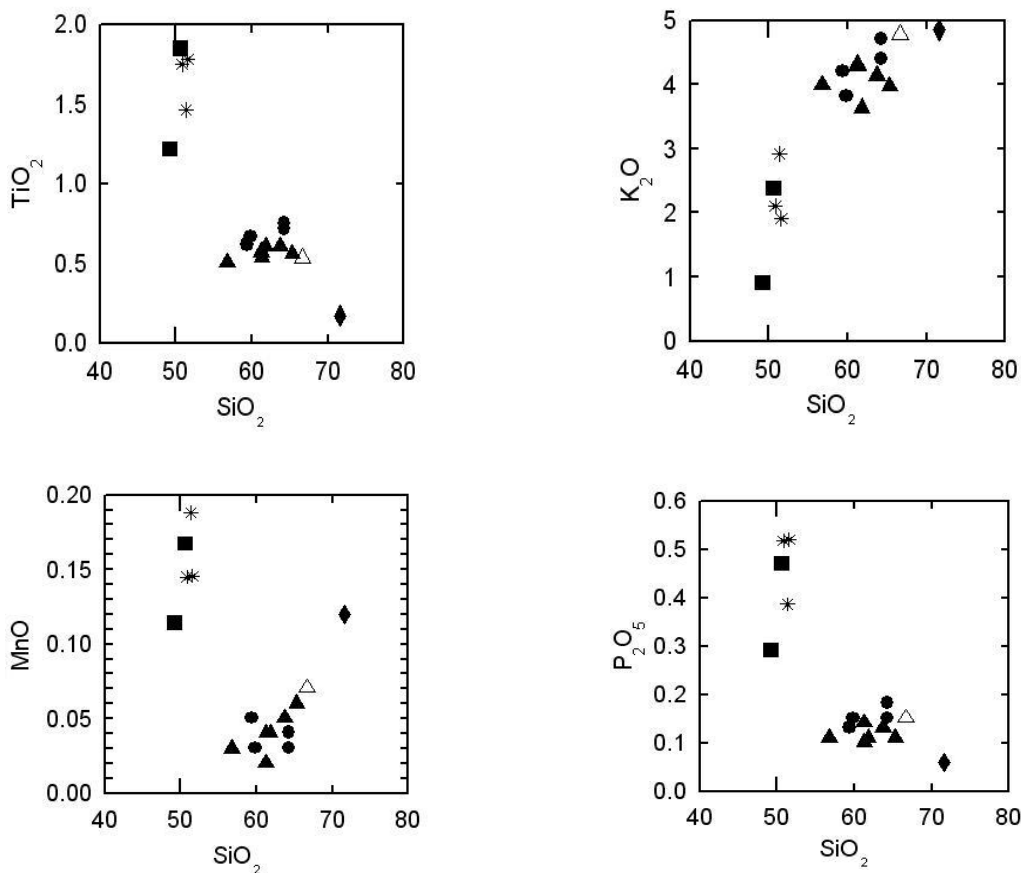
کاهش مقادیر V, P_2O_5 و TiO_2 با افزایش SiO_2 به علت جدایش فازهای فرعی همچون آپاتیت، روتیل و زیرکن از مذاب در طی عمل تفریق است (ناگودی و همکاران، ۲۰۰۳).

از نمودارهای ژئوشیمیایی ارائه شده در این بخش نتیجه می‌گیریم که یک وقفه ترکیبی بین سنگهای بازیک (گابروها و الیون گابروها) و سنگهای اسیدی (گرانیتها) وجود دارد. با توجه به شواهد صحرائی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی این سنگها از دو منشاء متفاوت سرچشمه گرفته‌اند که به تفصیل در فصل ۶ مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد.



شکل ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در

برابر سیلیس. تمام علائم شبیه شکل ۱-۴ است.



شکل ۴-۱۱- نمودار های تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس. تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است.

۴-۵-۲- دیاگرامهای ضریب تفریق (D.I) درمقابل اکسیدهای عناصر اصلی (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)

برای بررسی و پی بردن به تحولات شیمیایی صورت گرفته در ماگما در جریان عمل تفریق، تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و آنورتیت درصد ($An\%$) نسبت به اندیس تفریق مورد بررسی قرار می گیرند. در این دیاگرامها، اندیس تفریق (D.I) برابر با مجموع کوارتز، ارتوز، آلبیت نورماتیو در ترمهای اشباع از سیلیس و مجموع نفلین، کالیوفیلیت و لوسیت نورماتیو در ترمهای تحت اشباع از سیلیس می باشد (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰). مقادیر D.I برای گابروها، گابرودیوریتها و سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد محاسبه قرار گرفته است و در جدول ۴-۱۱ به همراه شماره نمونه ها آورده شده است. منظور از آنورتیت درصد نسبت $An\% = [An / (An + Ab)] \times 100$ بوده و این پارامتر اولین بار توسط باراگار ۱۹۷۱ معرفی شده است.

شکل (۴-۹) دیاگرامهای اکسیدهای عناصر اصلی را در مقابل اندیس تفریق نشان می دهد. همان طور که از این دیاگرامها مشهود است با افزایش D.I مقادیر SiO₂، Na₂O، K₂O افزایش و مقادیر Fe₂O₃، MgO، Al₂O₃ و

CaO کاهش می‌یابند. با افزایش ضریب تفریق (D.I) مقادیر P_2O_5 و TiO_2 کاهش می‌یابد. ولی در یاگرام S.I در مقابل P_2O_5 و TiO_2 با افزایش ضریب انجماد مقادیر این اکسیدها افزایش می‌یابد.

۴-۵-۳- دیاگرامهای اندیس انجماد در برابر اکسیدهای عناصر اصلی (کونو، ۱۹۵۹)

ضریب انجماد که توسط کونو (۱۹۵۹) معرفی شد بصورت زیر محاسبه می‌گردد.

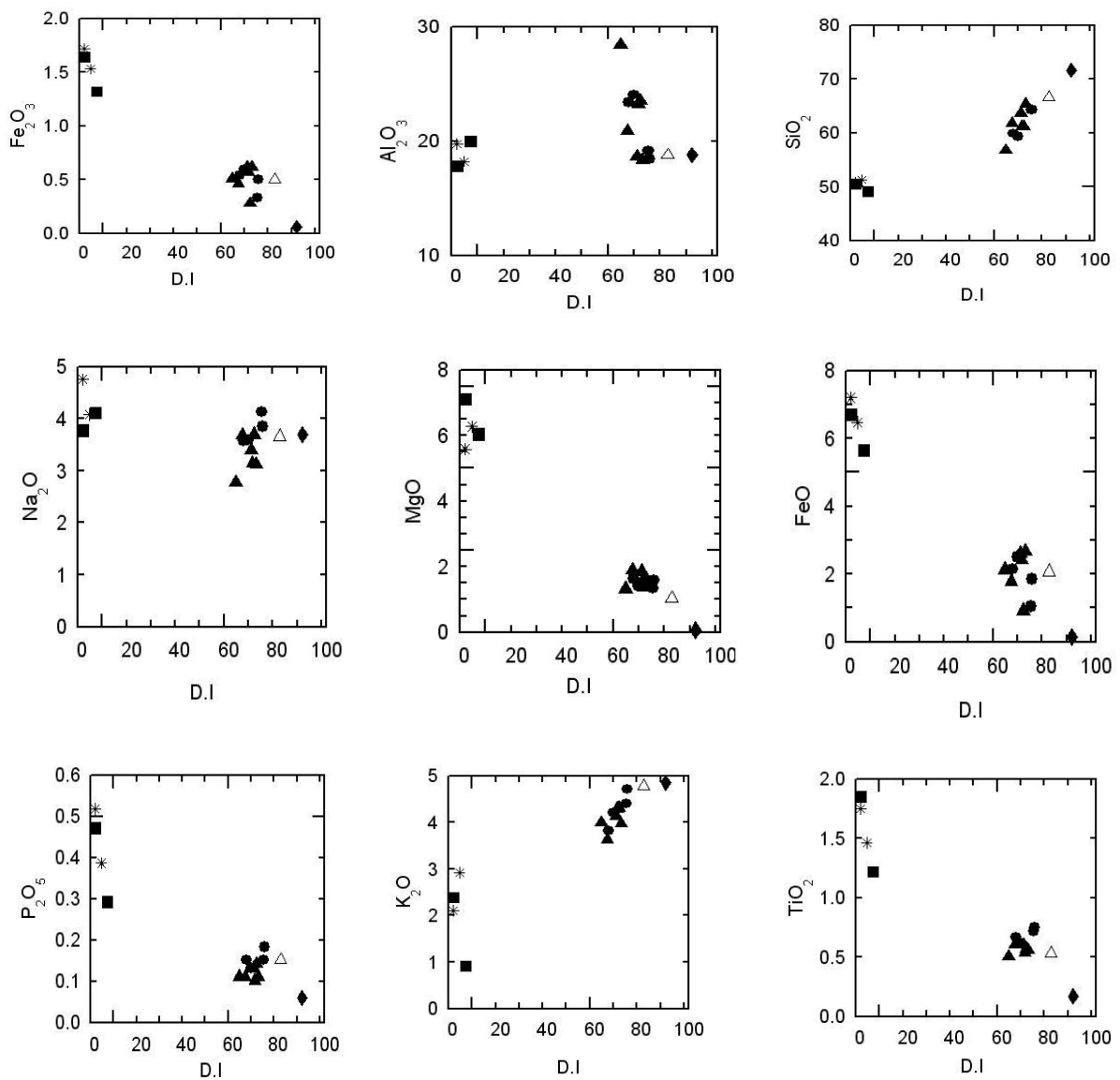
$$S.I = [MgO / (FeO + Fe_2O_3 + MgO + K_2O + Na_2O)] \times 100$$

با توجه به دیاگرامهای ترسیم شده با افزایش ضریب انجماد مقادیر CaO ، Fe_2O_3 ، MgO ، FeO افزایش و مقادیر TiO_2 و K_2O کاهش می‌یابند (شکل ۴-۱۲). کونو (۱۹۵۹) بیان می‌کند که اگر ضریب انجماد کوچکتر از ۳۲ باشد نشانگر وجود ترمهای تفریق یافته است. ضریب انجماد برای سنگهای گابرویی از ۲۷ تا ۳۲ و برای سنگهایی گرانیتی از ۸/۵ تا ۱۶/۵ تغییر می‌کند.

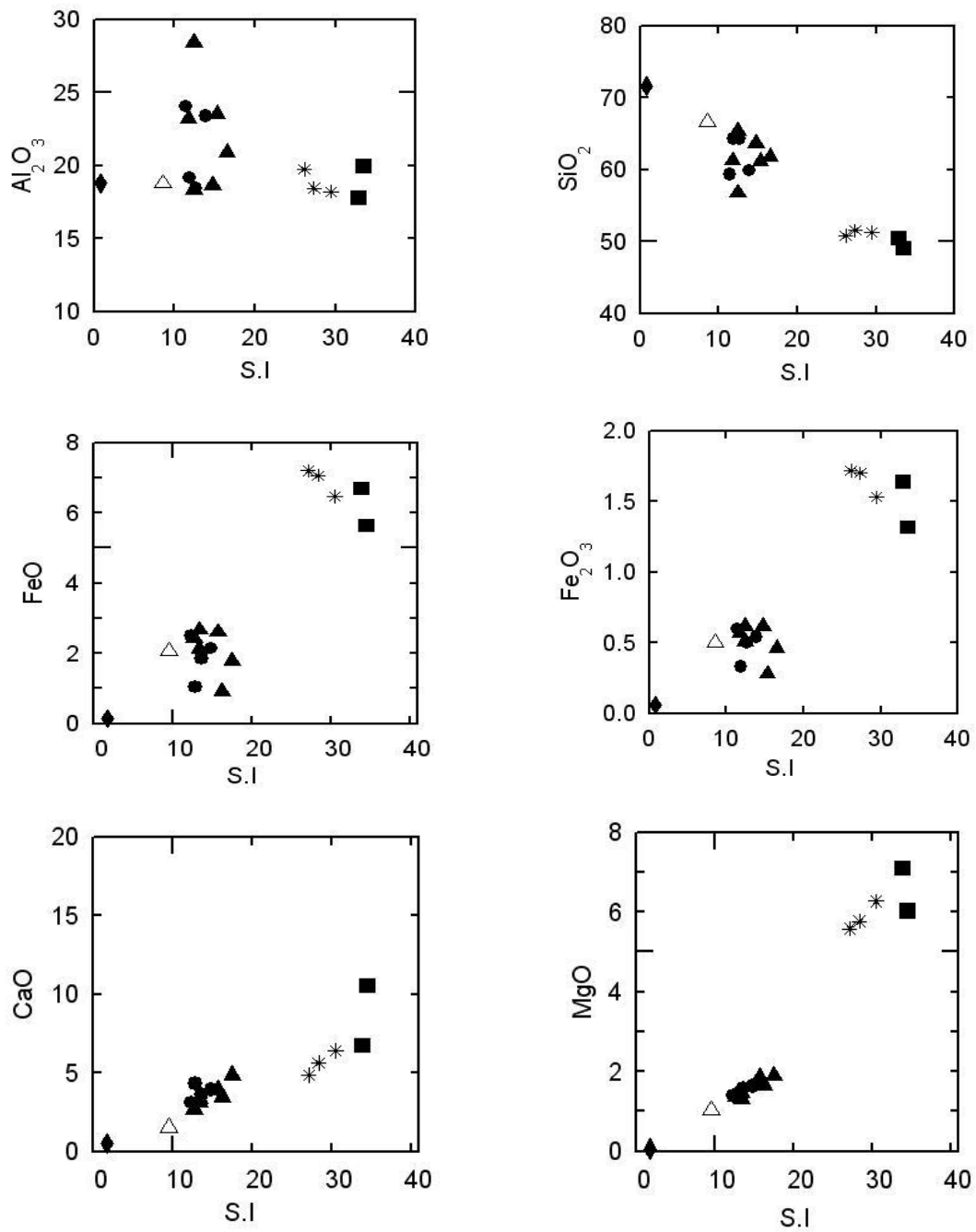
جدول ۴-۶- مقادیر محاسبه شده **S.I** و **D.I** برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

شماره نمونه	D.I	S.I
S-1-3	65.41454	16.55944
S-1-4	69.14197	14.7226
S-4-2	69.70103	11.71205
S-4-3	70.28493	15.2986
S-3-4	62.94262	12.40148
S-3-1	90.30426	0.796381
S-3-3	71.29091	12.41361
S-8-1	68.05072	11.42477
S-11-1	73.46141	11.86377
S-18-2	80.90321	8.544032
S-18-3	73.9108	12.6676
S-19-1	65.90435	13.89008

S-23-3	0	27.37262
S-23-5	0.151387	26.14043
S-24-1	5.344802	33.45639
S-28-1	2.68945	29.4816
S-25-1	0.232309	32.88519

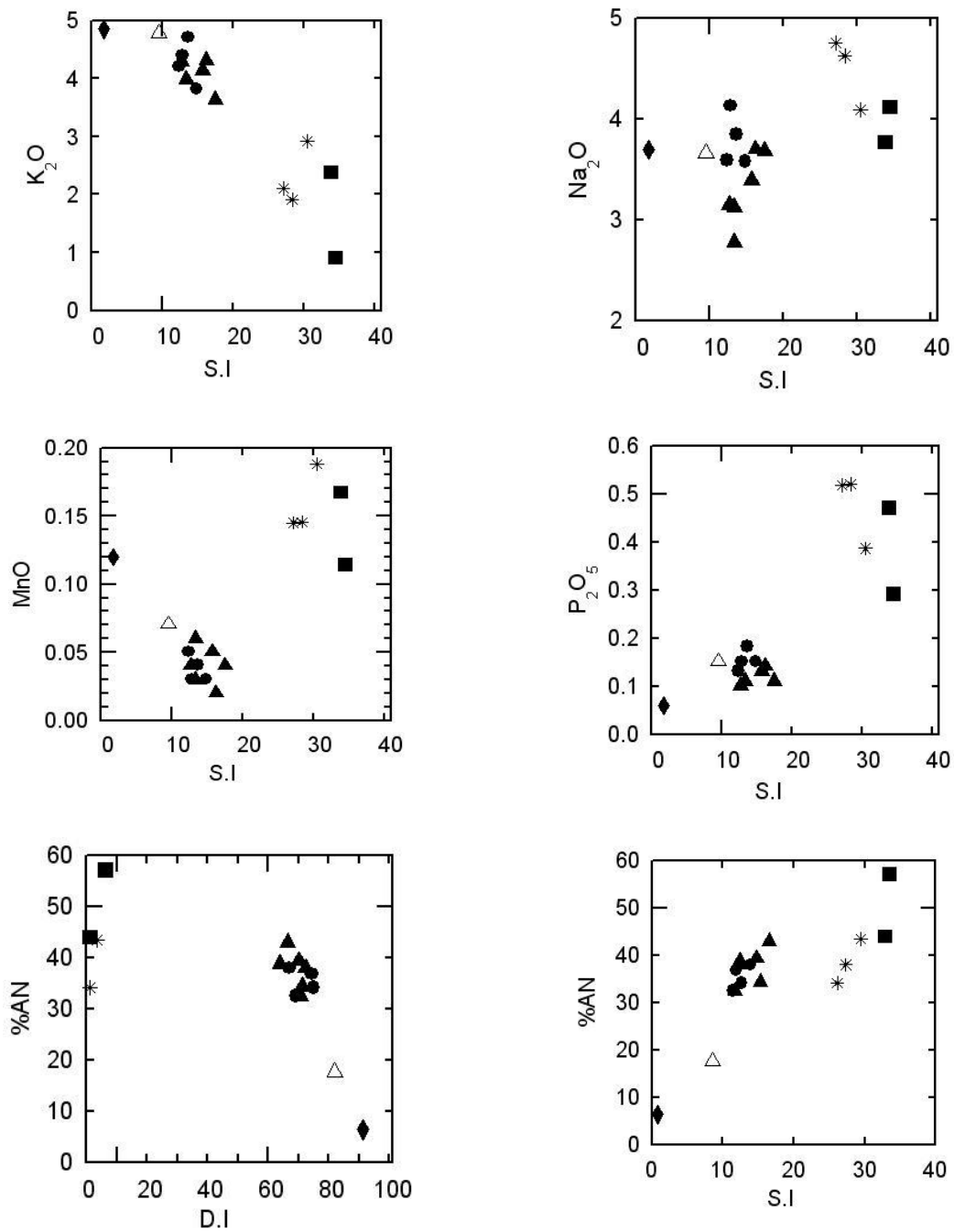


شکل ۴-۱۲- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب انجماد. تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است.



شکل ۴-۱۳- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در

برابر ضریب تفریق. تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است.



ادامه شکل ۴-۱۳- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در

برابر ضریب تفریق. تمام علائم شبیه شکل ۴-۱۱ است.

۴-۵-۴ - استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه در بررسی

روندهای تغییرات آنها

مطالعه عناصر کمیاب بخش اصلی و اساسی از پترولوژی مدرن بوده و زیرا که توانایی این عناصر در متمایز کردن فرایندهای سنگ شناختی بیشتر از عناصر اصلی است. عناصر کمیاب به ندرت کانی خاصی را تشکیل می‌دهند و غالباً جانشین عناصر اصلی در شبکه بلور می‌شوند. یک عنصر کمیاب به یکی از سه حالت زیر می‌تواند جانشین یک عنصر اصلی در شبکه بلوری گردد (میسون، ۱۹۸۲).

وقتی یک عنصر کمیاب دارای بار الکتریکی یکسان و شعاع یونی نزدیک به عنصر اصلی باشد، در شبکه بلوری در بردارنده عنصر اصلی، استتار می‌شود. مثل گالیوم در کانیه‌های آلومینیوم دار و هافنیم در کانیه‌های زیرکونیم دار.

اگر یک عنصر کمیاب دارای شعاع یونی مشابه و بار الکتریکی بزرگتر از عنصر اصلی باشد، در شبکه بلوری دربر دارنده عنصر اصلی، اسیر می‌شود مثل جانشینی باریم به جای پتاسیم در سیلیکات‌های پتاسیم‌دار.

اگر یک عنصر کمیاب دارای شعاع یونی مشابه و بار الکتریکی کوچکتر از عنصر اصلی باشد، در شبکه بلوری دربردارنده عنصر اصلی، پذیرفته می‌شود.

در این بخش ابتدا روند تغییرات تعدادی از عناصر کمیاب حاصل در نمونه‌های مورد مطالعه را در قبال سیلیس، اندیس تفریق و در مقابل یکدیگر مورد بطور مجزا بررسی قرار می‌دهیم (شکل‌های ۴-۱۰، ۴-۱۱ و ۴-۱۲). سپس داده‌های عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه را بصورت نمودارهای عنکبوتی نمایش خواهیم داد و در پایان به بحث و بررسی این نمودارها خواهیم پرداخت.

الف- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر سیلیس

: Ba

باریم با عدد اتمی ۵۶ و جرم اتمی ۱۳۷/۳۴ عنصری لیتوفیل است که در سنگ‌های آذرین کانی مستقل تشکیل نداده و از نظر اندازه یونی قابل مقایسه با پتاسیم است. در نتیجه بیشتر در بیوتیت و فلدسپار پتاسیم یافت می‌شود. باریم به خاطر بار بیشتر باید در ترکیبات پتاسیم‌دار به صورت عنصری اسیر یا گرفتار شده حضور داشته باشد. این عنصر همچنین به جای کلسیم با شعاع یونی ($1/08 A^{\ominus}$) و بار الکتریکی مشابه در ساختمان پلاژیوکلاز به صورت عنصری پذیرفته شده، جانشین می‌شود. مقدار این عنصر به دلیل اینکه وارد شبکه سیلیکات‌های حرارت بالا نمی‌شود، در طی عمل تفریق افزایش می‌یابد و در فازهای پایانی به همراه پتاسیم وارد فلدسپات‌های آلکالن و بیوتیت می‌شود و یا در فازهای هیدروترمالی بصورت رگه‌ای تشکیل باریت می‌دهد. مقدار

این عنصر در نمونه‌های منطقه نوکه از حدود ۶۲۶ در نمونه‌های گرانیتوئیدی به ۱۲۱۰ در نمونه‌های گابرویی می‌رسد. همان طور که در فصل قبلی نیز اشاره شد کانی پلاژیوکلاز در سنگهای گابرویی منطقه از فراوانی بالایی برخوردار می‌باشد و از آنجا که عنصر باریوم نیز در این کانی به صورت پذیرفته شده حضور دارد باعث بالا رفتن میزان این عنصر در سنگهای گابرویی گردیده است. میزان این عنصر در سنگهای گرانیتی ۶۲۶ PPM و در سنگهای گابرویی به ۱۲۱۰ ppm می‌رسد.

: Sr

استرانسیم با عدد اتمی ۳۸، جرم اتمی ۸۷/۶۲ و شعاع یونی ۱/۱۸ آنگستروم از فراوان‌ترین عناصر کمیاب در پوسته زمین است. این عنصر به دلیل مشابهت بار الکتریکی با کلسیم، جانشین این عنصر در کانیهای کلسیم‌دار می‌شود و در کانیهای پتاسیم دار به علت بار بیشتر به صورت عنصری اسیر شده حضور دارد. مقدار این عنصر با ادامه روند تفریق کاهش می‌یابد.

: Zr

زیرکونیم با عدد اتمی ۴۰، جرم اتمی ۹۱/۲۲ و شعاع یونی ۰/۷۹ عنصری لیتوفیل است که جانشین تیتانیوم در کانیهای نظیر اسفن و روتیل می‌شود. کانی سنگ ساز این عنصر زیرکن است. زیرکونیم عنصری ناسازگار بوده و به شدت وارد مذابهای سیلیکاته می‌گردد، در سیال آبی نسبتاً غیر متحرک است و از اینرو می‌تواند اطلاعاتی در مورد منشاء گوشته اولیه ارائه دهد (کارن و پیل، ۲۰۰۰). زیرکن در محصولات نهایی تفریق ماگمایی به وفور یافت می‌شود زیرا غلظت اولیه زیرکونیم در ماگما معمولاً کمتر از مقدار مورد نیاز برای اشباع شدن زیرکن است. در نمونه‌های مورد مطالعه منطقه با افزایش SiO₂ و D.I مقدار زیرکن افزایش می‌یابد.

: Rb

این عنصر با عدد اتمی ۳۷، جرم اتمی ۴۷/۸۵ عنصری لیتوفیل است که کانی مستقلاً تشکیل نداده و در کانیهای نظیر مسکوویت، بیوتیت، هورنبلند و فلدسپار پتاسیم جانشین پتاسیم می‌شود. مقدار این عنصر و همچنین نسبت آن با پتاسیم با ادامه روند تفریق افزایش می‌یابد. در دیاگرامهای SiO₂ و D.I در مقابل Rb روند صعودی این عنصر دیده می‌شود که دلیل آن در ارتباط با افزایش کانیهای حاوی پتاسیم نظیر بیوتیت، ارتوز در سنگهای منطقه می‌باشد. در نمودار Rb-Ba نسبت مستقیمی بین افزایش مقادیر روبیدیم و باریوم در

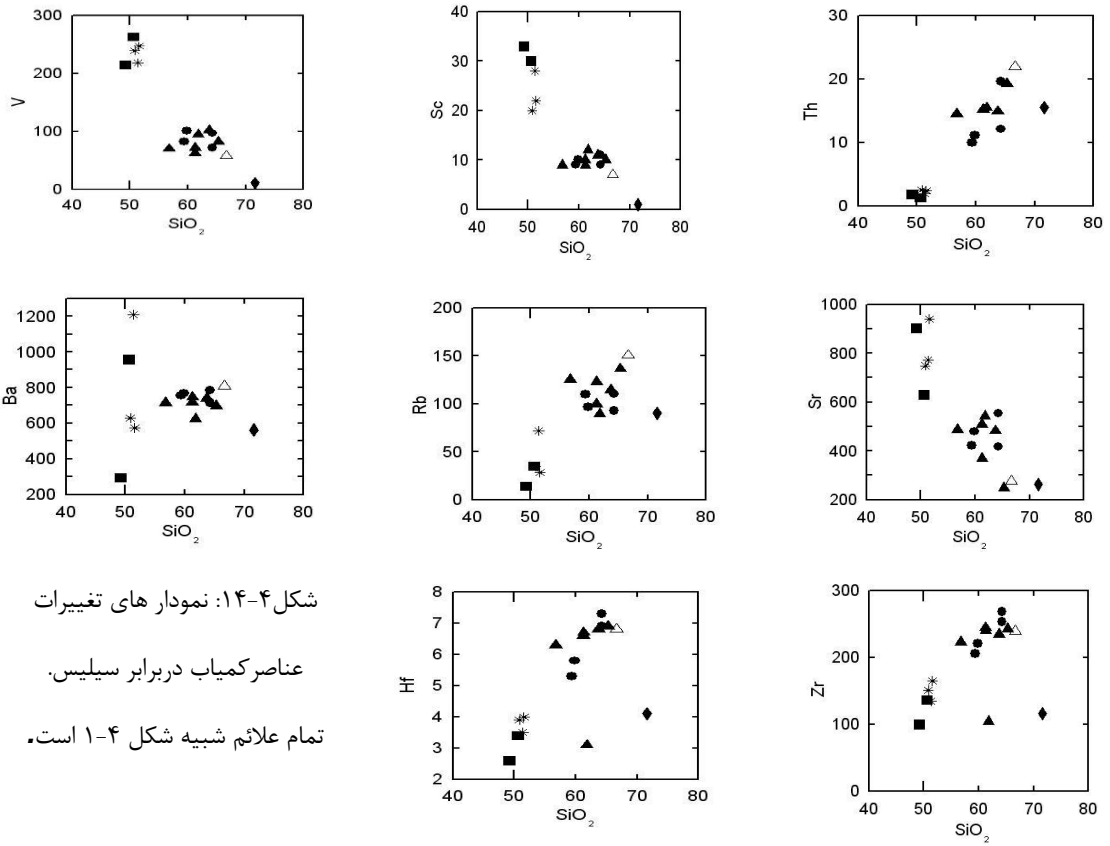
مایعات تفریق یافته وجود دارد. نسبت Ba/Rb در مایعات باقیمانده طی مراحل اولیه ثابت باقی می ماند سپس با شروع تبلور فلدسپار پتاسیم کاهش می یابد (اهارا و همکاران، ۲۰۰۱).

SC:

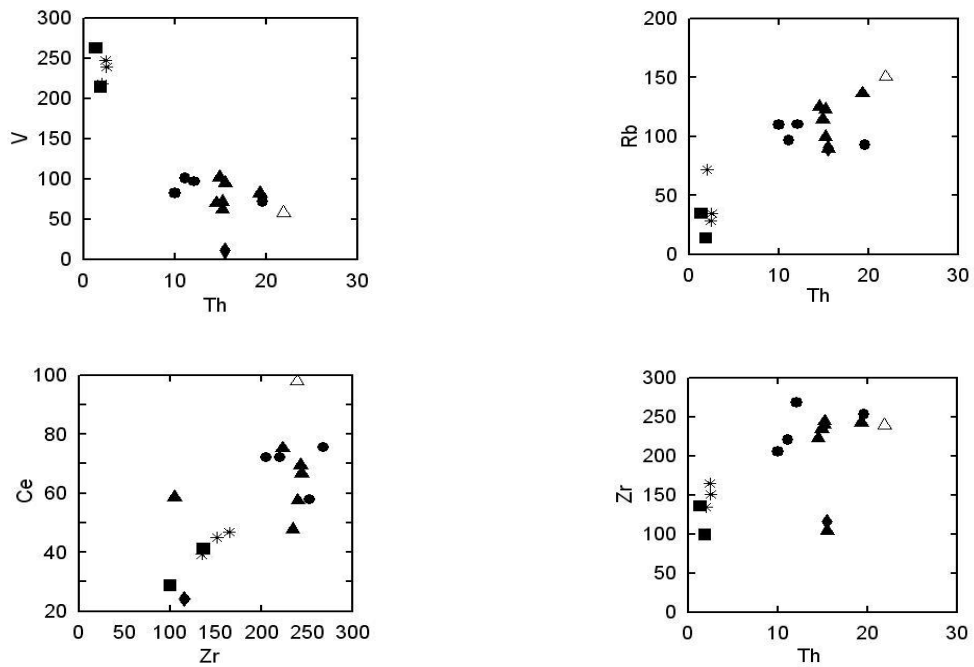
SC شعاع یونی نزدیک به Fe^{2+} داشته، بنابراین می تواند جانشین آن گردد. این عنصر از گروه عناصر با شدت میدان بالا بوده (HFSE) بوده و در پیروکسینها، هورنبلند و بیوتیت تمرکز می یابد. دیاگرام این عنصر در مقابل سیلیس روندی کاهشی را از گابروها به سمت گرانیتوئیدها نشان می دهد که با روند مشاهده شده برای $Fe_2O_3(t)$ کاملاً سازگاری دارد (شکل). این عنصر به واسطه اشکال در متعادل کردن بار مثبت اضافی که از طریق سایر جانشینی های مناسب دیگر بوجود می آید، در الیوین های اولیه متمرکز نمی شود (مر، ۱۳۷۱). بنابراین Sc در ماگمای باقیمانده جمع شده و با شروع تبلور پیروکسینها، جانشین Fe^{2+} در این کانیها می گردد.

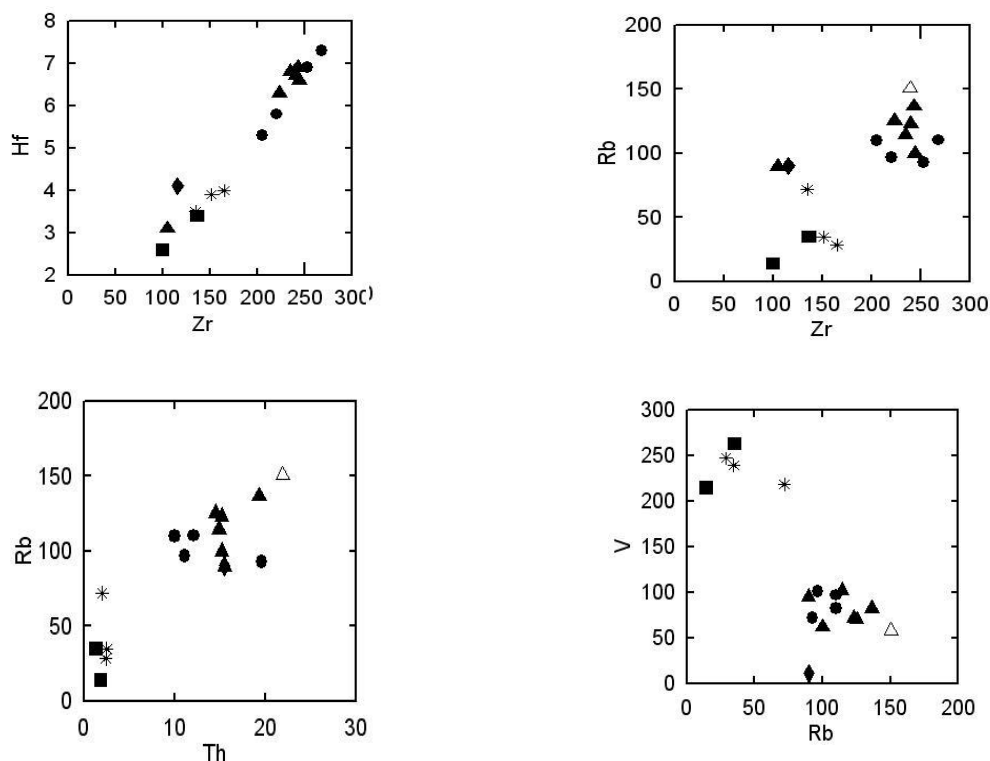
V بصورت V^{3+} در ماگما حضور داشته و جانشین Fe^{3+} مگنتیت می شود. V همچنین در پیروکسینها، آمفیبولها و بیوتیتها وارد می گردد. در نمودار تغییرات V نسبت به ضریب تفریق سنگ های منطقه، یک روند کاهشی با شیب تند دیده می شود (شکل ۴-۱۴).

برای فهم بیشتر از دیاگرامهای جفت عناصر ناسازگار مقابل یکدیگر و یک عنصر سازگار بهره می گیریم. به نظر راجرز و همکاران (۱۹۸۰ و ۱۹۸۴) اگر نمودارهای تغییرات دو عنصر ناسازگار در قبال همدیگر دارای روند خطی و مثبت باشند و از مبداء مختصات نیز بگذرد و همچنین در نمودارهای عناصر سازگار- ناسازگار روند خطی و منفی دیده شود در این صورت می توان فرایند اصلی مرتبط به تشکیل سنگها را تبلور تفریقی دانست. به عبارت دیگر معمولاً فرض می شود که نسبت عناصر ناسازگار در طی ذوب بخشی یا تبلور تفریقی تغییر نمی کند (یانگ و هارنس ۲۰۰۰) و نسبت عناصر ناسازگار که دارای ضریب جدایش یکسانی هستند می تواند نشان دهنده نسبت این عناصر در محل منشاء باشد (سان و مک دونوف ۱۹۸۹). حال اگر تغییراتی در این نسبتها دیده شود بیانگر فرایندهایی نظیر تغییرات درجه ذوب بخشی، اختلاط و آرایش ماگمایی هستند. برای سنگهای گرانیتی عناصری همچون Rb، Ba، Sr موثرترین عناصر برای پی بردن به پدیده تبلور تفریقی هستند. زیرا این عناصر در این سنگهای گرانیتی به شدت وابسته به فازهای کانیایی اصلی مانند فلدسپاتها و میکاها می باشند (نیوا و همکاران ۱۹۸۷). روندهای جفت عناصر ناسازگار در شکل ۴-۱۵ نشان داده شده است. این نمودارها همگی روندی خطی و مثبت نشان داده و نشانه تبلور تفریقی هستند.



شکل ۴-۱۴: نمودارهای تغییرات
 عناصر کمیاب در برابر سیلیس.
 تمام علائم شبیه شکل ۱-۴ است.





شکل ۴-۱۵- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب ناسازگار در مقابل یکدیگر و در مقابل عناصر سازگار. تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است.

در اشکال (۴-۱۵) روندهای عناصر ناسازگار در مقابل سازگار هم نشان داده شده است.

۴-۶- تعیین سری ماگمایی با استفاده از تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب

یکی از مهمترین کاربردهای نتایج تجزیه‌های شیمیایی، استفاده از این نتایج در تعیین سری ماگمایی سنگها می‌باشد. در این بخش سعی شده است با استفاده از نمودارهای مختلف متمایز کننده سری ماگمایی سنگهای منطقه و ارتباط بین آنها تعیین شود.

- دیاگرام AFM ابروین و باراگار (۱۹۷۱)

در نمودار مثلی AFM رئوس آن با $F=FeO+Fe_2O_3$, $A=Na_2O+k_2O$, $M=MgO$ مطابقت می‌کند. در این دیاگرام مطابق شکل (۴-۱۷ الف) تمام سنگها در محدوده کالکوالکان قرار می‌گیرند. این دیاگرام مقدار آهن ماگما را در طی فرایند تفریق نشان می‌دهد.

- دیاگرام تایلور و پکسریلور (۱۹۷۶)

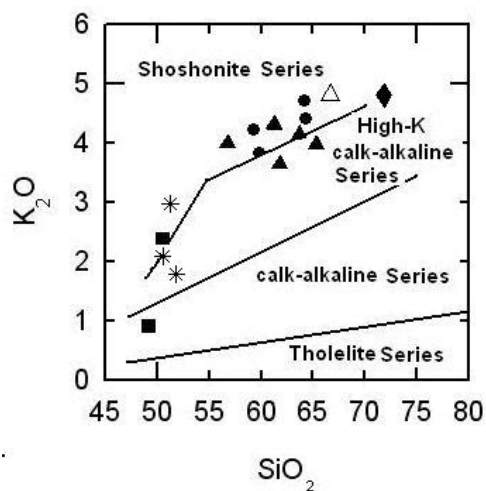
در این دیاگرام مقدار K_2O روی محور قائم و مقدار SiO_2 روی محور افقی آورده شده است. مطابق این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو کالک آلکالن با پتاسیم بالا و سری شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۷ ب).

- دیاگرام کونو (۱۹۶۸)

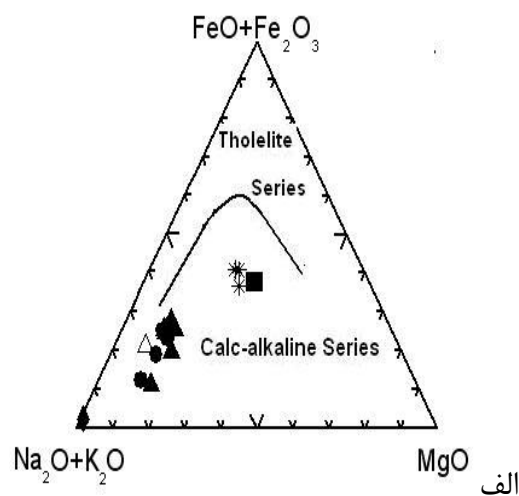
در این دیاگرامها مقادیر Na_2O+K_2O روی محور قائم و مقدار SiO_2 روی محور افقی آورده شده و قلمرو ماگماهای مختلف توسط خطوط منحنی شکل از هم جدا شده‌اند. مطابق این نمودارها نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو کالک آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۷ ج).

- دیاگرام FeO/MgO در مقابل SiO_2 (میاشیرو، ۱۹۷۴)

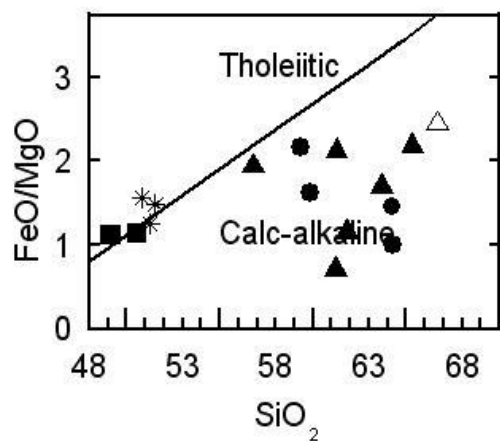
این دیاگرام از نسبت FeO/MgO در مقابل SiO_2 استفاده شده است. مطابق این نمودار نیز نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو کالکوآلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۷ د).



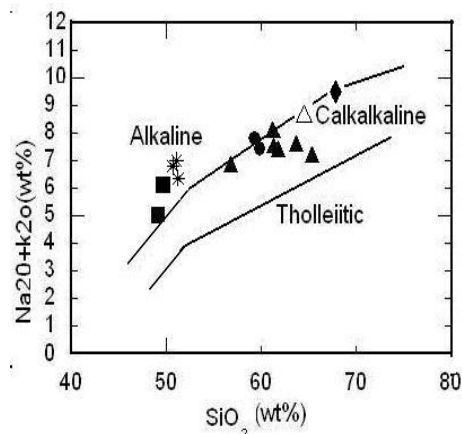
ب



الف



د



ج

شکل ۴-۱۶- نمودارهای تعیین سری ماگمایی سنگهای منطقه نوکه- عطاری (علائم شبیه شکل ۴-۱) است.

شکل الف- دیاگرام AFM ایروین باراگار (۱۹۷۱) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

شکل ب- دیاگرام تایلور و پکسریلور (۱۹۷۶) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه.

شکل ج- دیاگرام کونو (۱۹۶۸) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

شکل د- دیاگرام میاشیرو (۱۹۷۴) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

۴-۷- درجه اشباع از آلومین (ASI) سنگهای گرانیتوئیدی و گابرویی منطقه نوکه

شاند (۱۹۴۲)، سنگهای آذرین را از نظر اشباع از آلومین به چهار گروه پرآلومین، متآلومین، ساب آلومین و پرآلکالن تقسیم نموده است. در این تقسیم بندی از مقادیر مولکولی Al_2O_3 ، CaO ، Na_2O ، K_2O استفاده شده است که به شرح زیر می باشد:

$$1- \text{ پرآلومین } Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$$

$$2- \text{ متآلومین } CaO + Na_2O > Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$$

$$3- \text{ ساب آلومین } Al_2O_3 = Na_2O + K_2O$$

$$4- \text{ پرآلکالن } Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$$

بر اساس این رده بندی نمونه‌های گرانیته‌ی در محدوده پراآلومین و وسنگهای گابرویی در محدوده متاآلومین قرار می‌گیرند.

- دیاگرام $A/CNK - SiO_2$ (عبدالرحمن، ۱۹۹۰)

در این دیاگرام نسبت مولکولی $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 ترسیم می‌شود ولی فرم کلی آن متفاوت است. در این دیاگرام نمونه‌های مورد مطالعه در قسمت متاآلومین تا پراآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۹-الف).

- دیاگرام $A/CNK - A/NK$ (شانده، ۱۹۴۳)

در این دیاگرام تغییرات نسبت مولکولی $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ بر روی محور افقی و تغییرات نسبت مولکولی $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ بر روی محور قائم آورده شده است. در این دیاگرام نمونه‌های مورد مطالعه در قسمت متاآلومین تا پراآلومین ضعیف قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۹-ب و ج).

- دیاگرام $A/CNK - SiO_2$ (چپل و وایت، ۱۹۷۴)

این دیاگرام مشابه دیاگرام عبدالرحمن (۱۹۹۰) بوده، با این تفاوت که محدوده گرانیته‌های تیپ ۱ و ۵ نیز مشخص گردیده است (شکل ۴-۱۹-د).

جدول ۴-۷- نسبت‌های مولکولی $Al_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O$ برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

شماره نمونه	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	$10/3Molesp_2o_5$	CaO^*	CIA	CNK	A/CNK	A/NK
S-1-3	0.205	0.09	0.059	0.039	0.003	0.084	52.89	0.185	1.11	3.485
S-1-4	0.183	0.07	0.055	0.044	0.003	0.067	52.49	0.169	1.08	3.388
S-4-2	0.228	0.05	0.051	0.046	0.002	0.046	61.59	0.145	1.57	4.537
S-4-3	0.231	0.06	0.06	0.046	0.003	0.059	58.41	0.168	1.38	3.915
S-3-4	0.279	0.06	0.045	0.043	0.003	0.054	66.42	0.144	1.94	6.267
S-3-1	0.184	0.01	0.06	0.052	0.001	0.008	60.77	0.12	1.53	3.142

S-3-3	0.18	0.06	0.05	0.042	0.003	0.058	54.35	0.154	1.17	3.608
S-8-1	0.236	0.06	0.058	0.045	0.003	0.052	60.31	0.158	1.49	4.115
S-11-1	0.188	0.08	0.067	0.047	0.004	0.073	50.15	0.19	0.99	2.866
S-18-2	0.184	0.03	0.059	0.051	0.004	0.024	57.94	0.137	1.34	3.169
S-18-3	0.181	0.07	0.062	0.05	0.004	0.061	51.09	0.177	1.02	2.96
S-19-1	0.229	0.07	0.058	0.041	0.004	0.067	58.17	0.169	1.36	4.015
S-23-3	0.181	0.1	0.075	0.02	0.012	0.089	49.62	0.196	0.92	2.448
S-23-5	0.194	0.09	0.077	0.022	0.012	0.075	52.72	0.186	1.04	2.548
S-24-1	0.196	0.19	0.066	0.01	0.007	0.182	43.14	0.265	0.74	2.958
S-28-1	0.179	0.11	0.066	0.031	0.009	0.106	46,84	0.212	0.84	2.74
S-25-1	0.175	0.12	0.061	0.025	0.011	0.109	47.17	0.207	0.85	2.9

- شاخص دگرسانی

با توجه به اینکه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای مختلف تعیین منشاء بر خلاف انتظار در محدوده پیرآلومین قرار می‌گیرند. زیرا در اثر تجزیه پلاژیوکلاز و تشکیل سریسیت و کانیهای رسی و به دلیل از دست رفتن مقادیری از CaO و افزایش Al_2O_3 نسبت A/CNK بطور محسوسی افزایش یافته است و نمونه‌های را از موقعیت واقعی خود به موقعیت تا حدی غیر واقعی سوق داده است. برای بهتر روشن شدن موضوع در اینجا از شاخص دگرسانی CIA نسبت و همکاران ۱۹۸۲ استفاده شده است.

$$CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + K_2O)$$

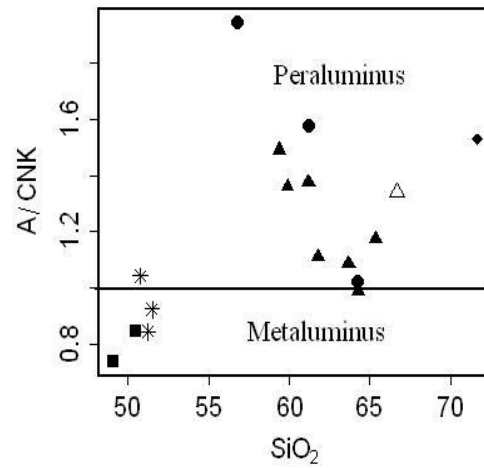
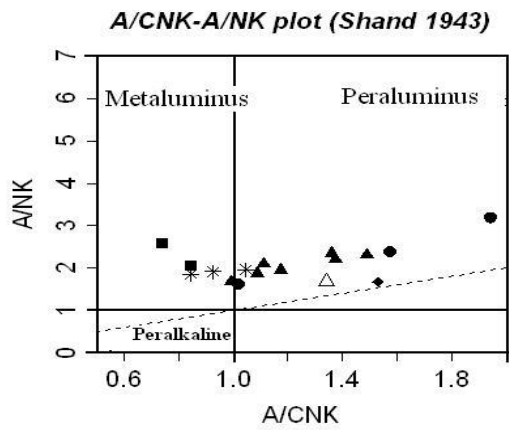
$$CaO = Moles CaO - (10/3 moles P_2O_5)$$

اگر شاخص دگرسانی بین ۶۰-۵۰ باشد، هوازگی در مراحل اولیه است.

اگر شاخص دگرسانی بین ۸۰-۶۰ باشد، هوازگی در مراحل حدواسط است.

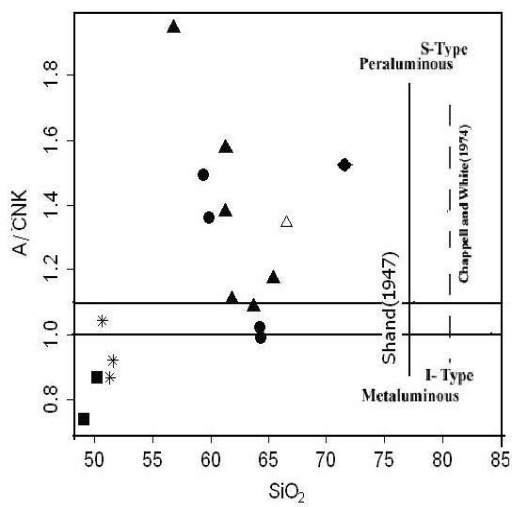
اگر شاخص دگرسانی بیشتر از ۸۰ باشد، هوازگی در مراحل پیشرفته است.

بعد از انجام محاسبات مشخص گردید که CIA بین ۵۰ تا ۶۰ متغیر است. این موضوع موید هوازگی در مراحل اولیه است. همچنین با افزایش دگرسانی، درجه اشباع آلومین A/CNK و A/NK هم افزایش یافته که این باعث می‌شود نمونه‌های دگرسان شده منطقه با افزایش این دو پارامتر در محدوده پیرآلومین قرار می‌گیرند.

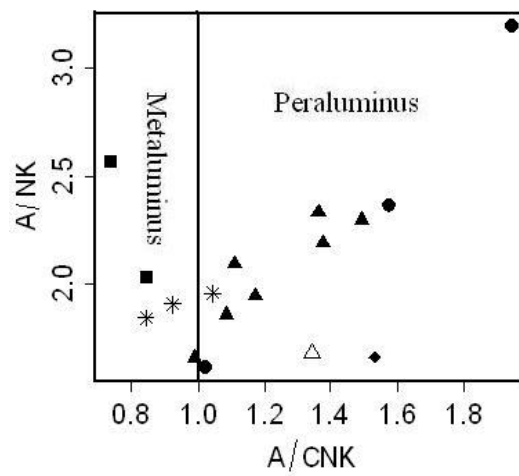


الف

ب



ج



د

شکل ۴-۱۷- نمودارهای تعیین درجه اشباع آلومین (ASI) سنگهای گرانیتوئیدی و گابرویی منطقه نوکه- عطاری.

شکل الف - دیاگرام $A/CNK-SiO_2$ (عبدالرحمن، ۱۹۹۰) جهت تعیین درجه اشباع از آلومین سنگهای آذرین منطقه.

شکل ب و ج- دیاگرام $A/CNK-A/NK$ (شاند، ۱۹۴۳) جهت تعیین درجه اشباع از آلومین سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه.

شکل د- دیاگرام $A/CNK-SiO_2$ (چپل و وایت، ۱۹۷۴) جهت تعیین درجه اشباع از آلومین سنگهای آذرین منطقه.

۴-۸- نمایش داده‌های عناصر کمیاب در نمودارهای عنکبوتی

یکی از روش‌های نمایش داده‌های عناصر کمیاب که به منظور بررسی فرایندهای پترولوژیکی بکار می‌رود، استفاده از نمودارهای عنکبوتی است. در نمودارهای عنکبوتی، فراوانی گروه‌هایی از عناصر کمیاب و کمیاب خاکی موجود در نمونه‌های سنگی، نسبت به فراوانی این عناصر در یک سری نمونه‌های استاندارد خاص بهنجار می‌شود. بطور کلی جهت بهنجار کردن داده‌های عناصر کمیاب سه روش وجود دارد (رولینسون، ۱۹۹۳) که عبارتند از: ۱- ترکیب تخمین گوشته اولیه

۲- متئوریت‌های کندریتی

۳- MORB اولیه

یکی از مزیت‌های بهنجار کردن نمونه‌ها نسبت با این استانداردها این است که اولاً تغییرات فراوانی عناصر با عدد اتمی زوج و فرد حذف شود و ثانیاً هرگونه جدایش و تفکیکی که از عناصر کمیاب نسبت به این استانداردها صورت گرفته باشد به آسانی قابل تشخیص است.

الف- نمودارهای عنکبوتی به هنجار شده برای سنگهای گرانیتوئیدی

نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه نسبت به نمودار عناصر کمیاب خاکی سان و مک دونوف (۱۹۸۹) نسبت به کندریت به هنجار شدند. همان طور که در شکل (۴-۲۰الف) مشاهده می‌کنید، عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) غنی شدگی بیشتری نشان می‌دهند

آنومالی عنصر Eu اغلب توسط پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم کنترل می‌شود که در حالت دو ظرفیتی در پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم سازگار است. بنابراین جدایش پلاژیوکلاز از مذاب فلسیک در طی تبلور تفریقی باعث ایجاد آنومالی منفی این عنصر در سنگها می‌شود (رولینسون ۱۹۹۳؛ ویسبورد و همکاران، ۲۰۰۲). علاوه بر این جدایش پلاژیوکلاز از مذاب باعث ایجاد آنومالی منفی در استرانسیم نیز می‌شود.

این نمونه‌های سنگی در دو نمودار عنکبوتی چند عنصری تامپسون (۱۹۸۲) و وود و همکاران (۱۹۸۰) نسبت به کندریت و گوشته اولیه نیز به هنجار شده‌اند، در LREE، U، Th، Rb، K آنومالی مثبت و در HREE، Ba، Ti، P آنومالی منفی نشان می‌دهند (شکل‌های ۴-۲۰ب و ۴-۲۰ج). میزان تمرکز برخی عناصر توسط کانیهای مخصوصی کنترل می‌شود. برای مثال غلظت P توسط آپاتیت، Ba و Sr توسط پلاژیوکلاز کنترل می‌شود.

ب- نمودارهای عنکبوتی به هنجار شده برای سنگهای گابرویی

نمونه‌های گابرویی منطقه نیز همچون نمونه‌های گرانیتوئیدی نسبت به نمودار عناصر کمیاب خاکی سان و مک دونوف (۱۹۸۹) نسبت به کندریت به هنجار شدند. این نمونه‌ها نیز غنی شدگی بیشتری از عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نشان می‌دهند (شکل ۴-۲۱-الف).

در نمودارهای چند عنصری به هنجار شده نسبت به گوشته اولیه وود و همکاران (۱۹۸۰) و MORB پیرس (۱۹۸۳)، این نمونه‌ها از عناصر K, Ba, Sr, Rb و Th غنی شدگی و آنومالی منفی متوسط تا شدید از عناصر Hf, Ti, U, Zr, Ta نشان می‌دهند. به عقیده برخی محققین، این ویژگیها از مشخصات ماگماهای وابسته به فرورانش است. ماگماهای قوس آتشفشانی که عمدتاً کالک آلکالن هستند در صورتی که نسبت به مورب یا کندریت هنجار شوند دارای نسبت بالای LILE/ HFSE و LREE/ HFSE هستند. از LILE (Sr, Ba, Cs, K و Rb) و همچنین LREE غنی شدگی نشان می‌دهند در حالی که از HFSE (Nb, Ta, Zr و Hf) و HREE تهی شده‌اند (گیل، ۱۹۸۱؛ پیرس، ۱۹۸۲؛ هاوکسورث و همکاران، ۱۹۹۱؛ وودهد و همکاران، ۱۹۹۳؛ پیرس و همکاران، ۱۹۹۹؛ کاستیلو و همکاران، ۲۰۰۶).

همچنین تهی شدگی عناصر از چپ به راست در این دیاگرامها از ویژگیهای بارز نواحی کوهزایی است و نیز غنی شدگی LREE در سریهای کالک آلکالن عادی است (گیل^۵، ۱۹۸۱؛ هاوکسورث و همکاران^۶، ۱۹۹۱؛ وودهد و همکاران^۷، ۱۹۹۳؛ پیرس و همکاران، ۱۹۹۹؛ کاستیلو و همکاران^۸، ۲۰۰۶).

با توجه به ویژگیهای ژئوشیمیایی و موقعیت زمین‌شناسی منطقه سنگهای گابرویی از ذوب گوشته غنی شده نشأت گرفته‌اند.

۹-۴- خاستگاه ماگمایی سنگهای گرانیتوئیدی منطقه

مطالعات نشان داده است که سنگهای گرانیتوئیدی از لحاظ منشاء با یکدیگر تفاوت دارند. در سال ۱۹۷۴ چپل و وایت گرانیتها را از نظر منشاء به دو دسته ۱ و ۲ تقسیم بندی کردند. گرانیتوئیدهای نوع ۱ منشاء آذرین داشته

¹-Gill

²-Hawkesworth.

³-Woodhead .

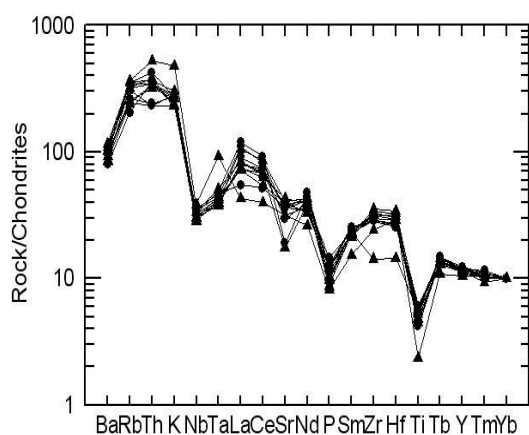
⁴-Castillo.

و یا از تفریق ماگمای مافیک تر (بازالتی) حاصل شده‌اند. گرانیتوئیدهای نوع S سنگ منشاء رسوبی داشته و از ذوب بخشی سنگهای پوسته‌ای حاصل شده‌اند. (شلی، ۱۹۹۳).

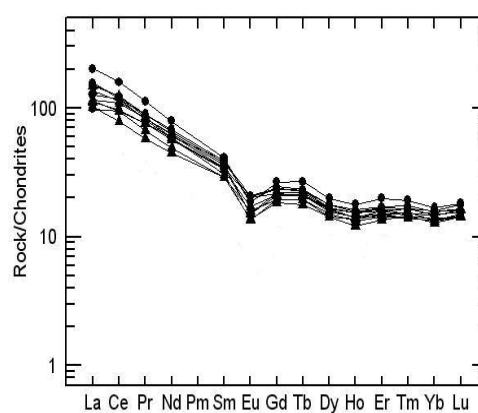
برای تفکیک گرانیتوئیدهای نوع A و S از یکدیگر و همچنین از نوع A نمودارهای متفاوتی توسط آلن و همکاران (۱۹۸۷)، چیل و وایت (۱۹۷۴)، کالینز و همکاران (۱۹۷۱) ارائه گردیده است. با توجه به این نمودارها، نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه در محدوده نوع A قرار می‌گیرند.

- نمودارهای Nb و Zr در مقابل 10000 Ga/Al (والن و همکاران، ۱۹۸۷)

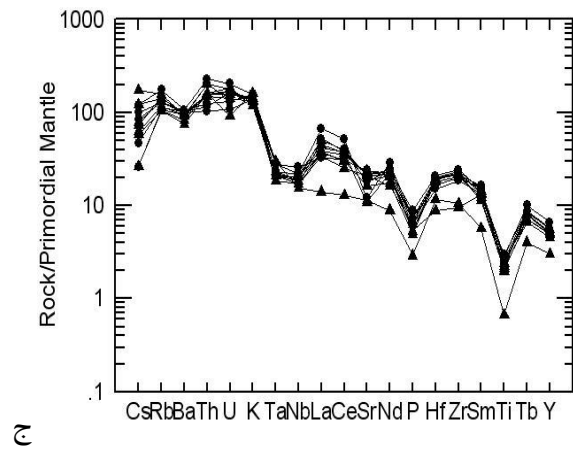
این دیاگرامهای لگاریتمی بر اساس مقادیر Nb و Zr در برابر $10000 \times \text{Ga/Al}$ رسم شده‌اند و گرانیتوئیدهای نوع A، S و A را از هم تفکیک می‌کنند. بر اساس این نمودارها نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای نوع A قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۱).



ب



الف

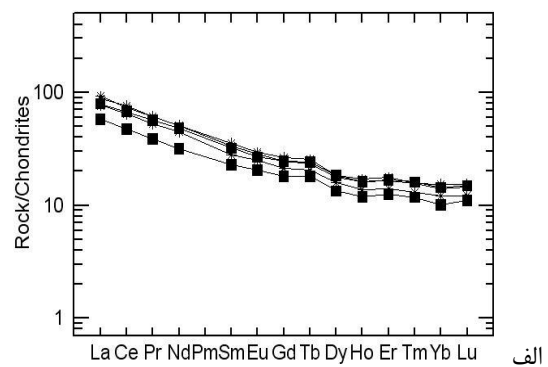
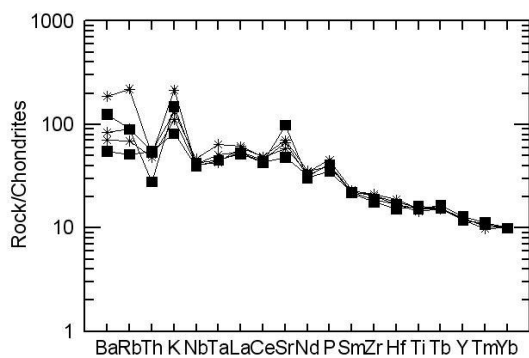


شکل ۴-۱۸- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت برای نمونه‌های گرانیتی منطقه مورد مطالعه.

شکل الف- نمودار سان و مک دونوف (۱۹۸۹)

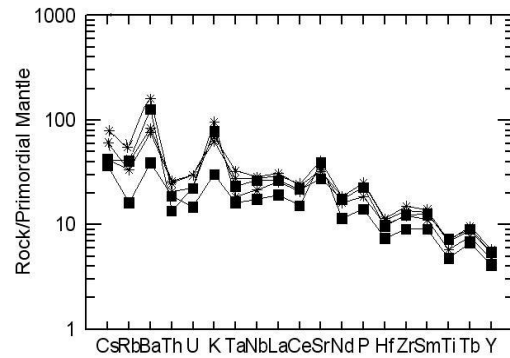
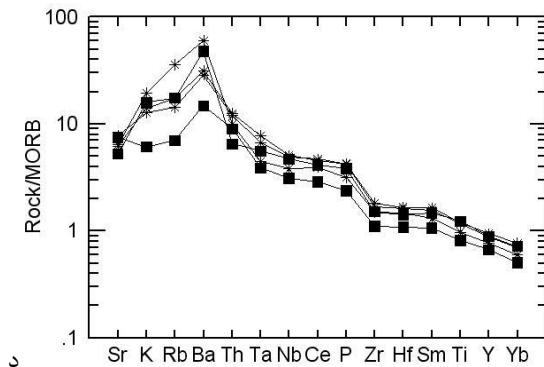
شکل ب- نمودار تامپسون (۱۹۸۲)

شکل ج- نمودار وود و همکاران (۱۹۸۰).



ج

الف



ج

شکل ۴-۱۹- نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و **MORB** برای نمونه‌های گابرویی منطقه مورد مطالعه.

شکل الف- نمودار سان و مک دونوف (۱۹۸۹).

شکل ب- نمودار تامپسون (۱۹۸۲).

شکل ج- نمودار وود و همکاران (۱۹۸۰).

شکل ج- نمودار پیرس و همکاران (۱۹۸۳).

– نمودار $Zr+Nb+Ce+Y$ در مقابل Na_2O+K_2O/CaO (والن و همکاران، ۱۹۸۷)

در این دیاگرام گرانیتوئیدهای A و S عادی از یک طرف از گرانیتوئیدهای نوع I تفریق یافته و از طرف دیگر از گرانیتوئیدهای نوع A متمایز می‌شوند. در این دیاگرام علامت اختصاری FRAC مخفف Fractionated I-type granitoid یعنی گرانیتوئیدهای نوع I تفریق یافته می‌باشد. مطابق این نمودار گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند.

– نمودار Na_2O در مقابل K_2O (چپل و وایت ۱۹۷۴)

این دیاگرام بر اساس درصد وزنی Na_2O در مقابل K_2O رسم شده است و گرانیتوئیدهای نوع S و I را از هم تفکیک می‌کند. بر اساس این نمودارها نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۲- ب).

– نمودار Ce در مقابل SiO_2 کالینز و همکاران (۱۹۷۱)

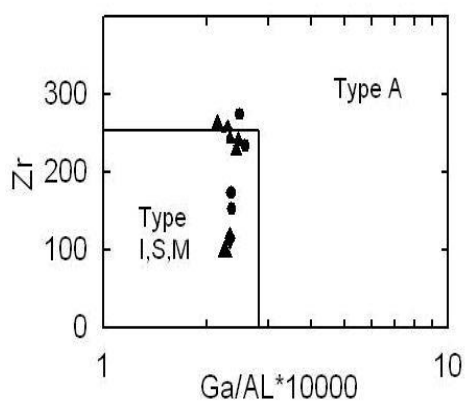
این دیاگرام بر اساس مقدار Ce در برابر SiO_2 رسم شده است و گرانیت‌های نوع A و ۱ را از هم تفکیک می‌کند. بر اساس این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های نوع ۱ قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۲-الف).

– نمودار Y در مقابل SiO_2 (فرنس و همکاران، ۱۹۹۶)

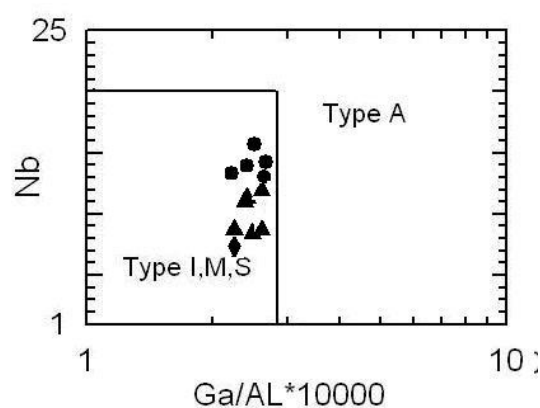
این دیاگرام بر اساس مقدار Y در برابر SiO_2 رسم شده است و گرانیت‌های نوع A و ۱ را از هم تفکیک می‌کند. بر اساس این نمودار نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های نوع ۱ قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۲-ج).

– نمودار Nb در مقابل SiO_2 (کلمن و همکاران، ۱۹۸۶)

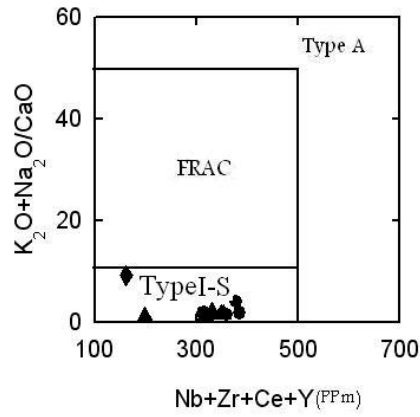
این دیاگرام بر اساس مقدار Nb در برابر SiO_2 رسم شده است و گرانیت‌های نوع A و ۱ را از هم تفکیک می‌کند. بر اساس این نمودار نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های نوع ۱ قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۲-ج).



ب



الف

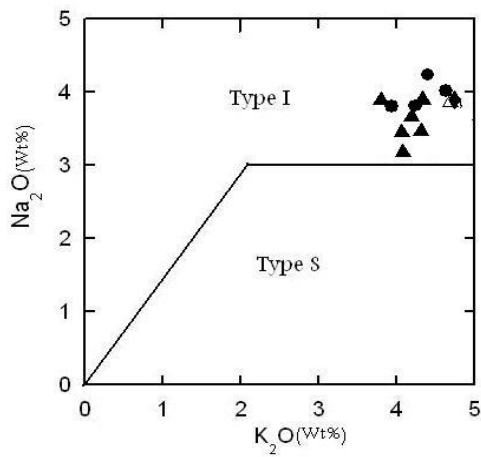


ج

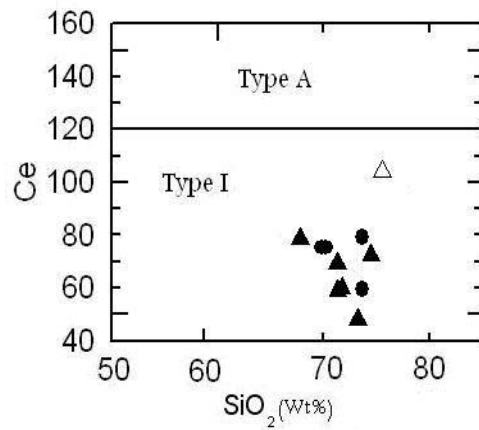
شکل ۴-۲۰- نمودارهای والن و همکاران برای تکفیک انواع گرانیتها از یکدیگر.

شکل الف و ب- نمودارهای Zr, Nb در مقابل Ga/Al ۱۰۰۰۰ (والن و همکاران، ۱۹۸۷) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه.

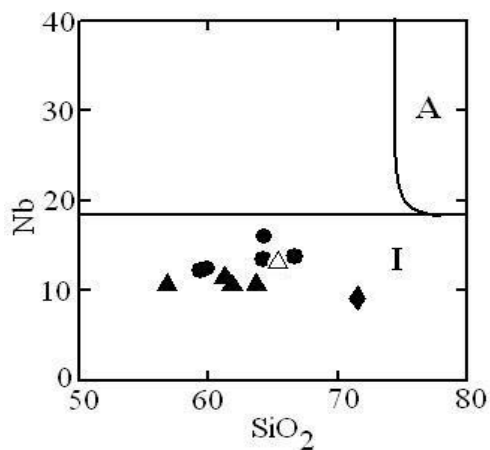
شکل ج- نمودار $Zr+Nb+Ce+Y$ در مقابل Na_2O+K_2O/CaO (والن و همکاران، ۱۹۸۷) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.



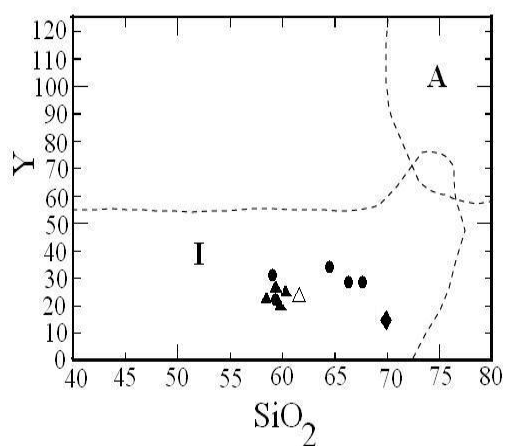
ب



الف



د



ج

شکل ۴-۲۱- نمودارهای کولینز و همکاران و چپل و وایت (۱۹۷۴) برای تکفیک انواع گرانیتها از یکدیگر.

شکل الف- نمودار- نمودار Ce در مقابل SiO_2 کالینز و همکاران (۱۹۷۱) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

شکل ب- نمودار درصد وزنی Na2O در مقابل K2O برای تمایز گرانیتوئیدهای نوع S و A (چپل و وایت، ۱۹۷۴).

شکل ج- نمودار درصد وزنی SiO_2 در مقابل Y برای تمایز گرانیتوئیدهای نوع A و I (فرنس و همکاران، ۱۹۹۶).

شکل د-

نمودار درصد وزنی SiO_2 در مقابل Nb برای تمایز گرانیتوئیدهای نوع A و I (کلمن و همکاران، ۱۹۸۶).

نتیجه گیری

از بررسی و تجزیه و تحلیل آنالیزهای ژئوشیمیایی مربوط به نمونه‌های گرانیتوئیدی و گابرویی منطقه نوکه

چنین نتیجه می‌شود که:

۱- با توجه به دیاگرامهای طبقه بندی نورم و شیمیایی سنگهای منطقه نوکه- عطاری سنگهای مورد مطالعه در محدوده گرانودیوریت، گابرو، مونزوگابرو، مونزو گرانیته، آلکالی فلدسپار گرانیته و کوارتز مونزونیت قرار می گیرند.

۲- با بررسی روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل سیلیس و اندیس تفریق به طور کلی مقادیر Na_2O ، K_2O افزایش می یابد. ولی مقادیر Al_2O_3 ، MgO ، Fe_2O_3 ، CaO ، MnO و TiO_2 کاهش می یابند.

۳- بررسی روندهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل سیلیس و اندیس تفریق گویای افزایش مقادیر Ba ، Rb ، Zr و کاهش مقدار Sr می باشند.

۴- با توجه به نمودار Y در مقابل Zr معلوم می گردد که تشکیل توده نفوذی منطقه مورد مطالعه طی پدیده تبلور تفریقی صورت گرفته است.

۵- افزایش نسبت Rb/Sr و کاهش نسبت Sr نشانه تفریق پلاژیوکلاز به عنوان یک فاز اولیه بوده است و کاهش نسبت K/Rb همراه با افزایش Rb نشانگر تفریق فلدسپات پتاسیک در این سنگهاست.

۶- کاهش TiO_2 و P_2O_5 با پیشرفت عمل تفریق در نمونه های مورد مطالعه گرانیته ممکن است به علت کاهش فازهای فرعی همچون آپاتیت، روتیل و زیرکن از مذاب در طی عمل تفریق در ماگمای گرانیتهایی باشد.

۷- تمامی نمونه های مورد مطالعه در نمودارهای پترولوژیکی مختلف روندهای کالکوالکان نشان داده و در محدوده گرانیتهایی متآلومین تا پراآلومین ضعیف قرار می گیرند.

۸- با توجه به دیاگرامهای مورد استفاده برای تفکیک انواع گرانیتهها، گرانیتهای منطقه مورد مطالعه از نوع ۱ می باشند.

۹- نمونه های مورد مطالعه نسبت به مقادیر کندریتی و گوشته اولیه و MORB بهنجار شده اند. در این نمودارها عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) غنی شدگی بیشتری نشان می دهند.

10- میزان عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در سنگهای گابرویی منطقه بالا بوده و بسیار نزدیک به سنگهای گرانیتهایی می باشد. این مسئله به دو موضوع اشاره می کند:

۱- این سنگها از یک منشاء غنی شده نشأت گرفته اند.

۲- میزان آلودگی پوسته ای آنها بالاست.

فصل پنجم

زمین شناسی اقتصادی

۵-۱- مقدمه

اصولاً فعالیتهای ماگمایی در یک منطقه، چه بصورت پلوتونیک و چه بصورت ولکانیکی، با کانی سازی نیز همراه می‌باشند. توده گرانودیوریتی نوکه به درون سنگهای کرتاسه و ولکانوکلاستیکهای ائوسن نفوذ کرده است که به دلیل آبدار بودن ماگما و همچنین واکنش پذیری سنگهای در برگیرنده فرایند متاسوماتیسم صورت گرفته است. در نتیجه این فرایند نهشته‌های اسکارنی تشکیل شده‌اند. وجود کانیهای از قبیل گارنت، اسکاپولیت، پیروکسن و اپیدوت تاییدی بر وجود کانه‌زایی اسکارن در منطقه می‌باشند. در ادامه مختصری در مورد اسکارنها، نحوه تشکیل ذخایر اسکارن، اسکارنهای آهن و در نهایت خصوصیات کانی شناسی و بافتی نهشته‌های اسکارن منطقه توضیح داده می‌شود.

۵-۲- اسکارنها

اسکارنها سنگهای دارای سیلیکاته‌ها یا آلومینوسیلیکاته‌های کلسیم، آهن و منیزیم‌داری هستند که در طی دگرگونی ناحیه‌ای، مجاورتی و یا فرایندهای متاسوماتیسم مجاورتی وابسته به نفوذیهای آذرین تشکیل می‌گردند. اسکارنها در محیطهای تکتونیک مختلف تشکیل می‌شوند. ترکیب کانی شناسی، این محیطهای مختلف را بهم پیوند می‌دهد.

اسکارنها و ذخایر مرتبط با آنها توسط زمین شناسان متعددی مانند:

Beek(1900), Barell(1902), Evans(1997), Ferry(2002), Minret(1995)...

مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته‌اند. در این رابطه طبقه بندیهای متعددی ارائه گردیده است. در جدول (۵-۱)

(۱) بعضی از خصوصیات کنسارهای اسکارن بطور خلاصه آمده است (اونس، ۱۹۹۷).

۵-۳- تقسیم بندی اسکارنها

اسکارنها از دیدگاههای مختلفی تقسیم بندی شده‌اند. زمین شناسان، اسکارنها را با توجه به نوع سنگ جانشین شونده، ترکیب شیمیایی سنگ مادر، نحوه تشکیل، تجمع کانیهای فلزی، موقعیت تکتونیکی، شکل، شرایط Eh و ... به گروههای مختلفی تقسیم بندی کرده‌اند.

۵-۳-۱- تقسیم بندی اسکارنها بر اساس سنگ جانشین شده

اسکارنها را بر اساس نوع سنگ جانشین شده به دو دسته درون اسکارن ۱ و برون اسکارن ۲ تقسیم شده‌اند. هنگامی که اسکارن زایی در درون سنگهای آذرین صورت گیرد درون اسکارن و در صورتی که اسکارن زایی در داخل سنگهای درونگیر (عمدتاً کربناته) ایجاد شود، برون اسکارن تشکیل می‌شود. درون اسکارنها در مناطقی تشکیل می‌شوند که حرکت سیال در محل تماس با توده نفوذی با کربنات، به سمت توده باشد. در نواحی عمیق درون اسکارن از گسترش کمتری برخوردار می‌باشد، زیرا در نواحی عمیق شکستگیها کمتر و چرخش سیالات محدودتر است. بیشتر اسکارنها از دسته برون اسکارن بوده و در سنگهای اطراف توده نفوذی تشکیل می‌شوند و اکثر ذخایر اقتصادی دنیا در برون اسکارنها یافت می‌شوند (اینودی و همکاران، ۱۹۸۱). بر اساس این تقسیم بندی، اسکارنهای منطقه مورد مطالعه از نوع برون اسکارن می‌باشند.

۵-۳-۲- تقسیم بندی اسکارنها بر اساس ترکیب شیمیایی

برون اسکارنها، بر اساس مجموعه کانیهای غالب به سه گروه اسکارن منیزیم دار^۹، اسکارن کلسیک^{۱۰} و اسکارن سیلیکاته^{۱۱} تقسیم می‌شوند.

الف- اسکارن کلسیک

این اسکارن از جانشینی سنگهای آهنی حاصل شده و متداولترین نوع اسکارن می‌باشد. کانیهای اصلی اسکارنهای کلسیک شامل گارنت (گروسولار- آندرادیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید- هدنبرژیت)، وزوویانیت،

^۹- Magnesian skarn

^{۱۰}- Calcic Skarn

^{۱۱}- Silicate Skarn

اسکاپولیت، اپیدوت، ولاستونیت، مگنتیت و ... است. اسکارنهای کلسیک عمدتاً در مراحل نهایی ماگمایی تشکیل می‌گردند. بخش اعظم ذخایر اقتصادی دنیا در برون اسکارنهای کلسیم‌دار یافت شده‌اند.

اسکارن کوه نوکه از این نوع بوده و دارای مجموعه کانیایی مشابهی است. اینودی (۱۹۸۱)، مینرت (۱۹۸۴) و کاکس و سینگر (۱۹۸۶)، وجود کبالت را از مشخصات بارز اسکارنهای آهن کلسیک می‌دانند و این مسئله آنها را از انواع دیگر متمایز می‌سازد. لذا حضور و بالا بودن این عنصر در نمونه‌های ماده معدنی، می‌تواند معرف اسکارن آهن کلسیک باشد (غیاثوند، ۱۳۸۵).

جدول ۵-۱- خصوصیات کانسارهای اسکارنی و اسکارن نوکه (جهت مقایسه) (اونس، ۱۹۹۷).

اسکارن کوه نوکه	خصوصیات عمومی اسکارنها	
عمق تشکیل	یک تا چند کیلومتر	یک تا ۲ کیلومتر
درجه حرارت تشکیل	۳۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد	۳۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد
محل رخداد	در نزدیکی و یا بطور بخشی در درون توده‌های نفوذی عمیق. غالباً در درون سنگهای کربناته و بعضاً در درون هورنفلس، شیست و گنایس	در نزدیکی توده نفوذی
ماهیت منطقه معدنی	بسیار نامنظم، زبانه‌هایی از ماده معدنی ممکن است در امتداد هر عارضه ساختمانی صفحه‌ای از قبیل سطح لایه بندی، سطح درزه‌ها، گسلها و غیره تشکیل می‌شوند.	بسیار نامنظم، زبانه‌هایی از ماده معدنی ممکن است در امتداد هر عارضه ساختمانی صفحه‌ای از قبیل سطح لایه بندی، سطح درزه‌ها، گسلها و غیره تشکیل می‌شوند.
کانیهای فلزی	مگنتیت، اسپیکولاریت، گرافیت، طلا، مولیبدنیت، پیریت، کالکوپیریت، پیروتیت، شئلیت، گالن، اسفالریت، کاسیتريت	مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت و مارتیت
کانیهای متداول و بارز	گروسولار، هیدنبریت، ایدوکراز، اپیدوت، اکتینولیت، ولاستونیت، دیوپسید، فورستريت، آنورتيت، کوارتز و کربناتها.	گروسولار، اپیدوت، دیوپسید، کوارتز، اسکاپولیت و کلسیت.
بافت و ساخت	معمولاً دانه درشت و ممکن است بواسطه سنگهای آهکی لایه‌ای، ساختی لایه‌ای مانند داشته باشد.	معمولاً دانه درشت

ب- اسکارن منیزیم‌دار

این اسکارنها از جانشینی دولومیت یا سنگ آهک دولومیتی بوجود می‌آیند. کانیهای شاخص این اسکارنها شامل فورستریت، مونتی سیلیت، دیوپسید، اسپینل، فلوگوپیت، کانیهای گروه هومیت، سرپانتین، پاراگازیت و ... است.

ج- اسکارن‌های سیلیکاته

این اسکارنها از جانشینی سنگهای سیلیکاته به وجود می‌آیند. این اسکارنها به سه دسته تقسیم می‌شوند.

۱- اسکارنهای که از جانشینی سنگهای آذرین عمقی با ترکیب گرانودیوریت، آداملیت، سینیت و گرانیت به وجود می‌آیند.

۲- اسکارنهای که از جانشینی سنگهای آذرین سطحی مانند توفها و ولکانیکها به وجود می‌آیند.

۳- اسکارنهای که در ماسه سنگهای آرکوزی و سنگهای سلیسی تشکیل می‌شوند. وجود اسکاپولیتها از مهمترین ویژگی این اسکارنها می‌باشد.

بطور کلی با توجه به مطالعات XRD صورت گرفته، کانیهای اصلی اسکارنهای منطقه از گارنت، دیوپسید، کلسیت، اپیدوت، کوارتز و اسکاپولیت تشکیل شده‌اند. اسکاپولیت‌زایی در آلکالی فلدسپار گرانیتها و توفها صورت گرفته است.

۵-۳-۳- تقسیم بندی اسکارنها بر اساس تجمع کانیهای فلزی

از نقطه نظر اقتصادی، اسکارنها بر حسب تجمع مواد فلزی به اسکارنهای آهن، تنگستن، مس، سرب-روی و مولیبدن و قلع طبقه بندی شده‌اند (اینودی وهمکاران، ۱۹۸۱). این فلزات می‌توانند در انواع اسکارنها یافت شوند اما تشکیل ذخایر تنگستن، مس و سرب-روی در اسکارنهای منیزیم‌دار کمیاب است. نوع و میزان ذخیره به عوامل مختلفی از جمله نوع ماگما، ترکیب شیمیایی سنگ میزبان، فاصله سنگهای کربناته از منبع ماگمایی و میزان دخالت آبهای جوی بستگی دارد. خلاصه‌ای از ویژگیهای اسکارنهای دربردارنده کانه در جدول (۵-۲) آورده شده است.

جدول ۵-۲- مشخصات کانسارهای اسکارن (اونس و همکاران، ۱۹۹۷)

نوع ماده معدنی	میزان (تن × ۱۰ ^۶)	عیار	فلزات همراه	سنگهای آذین	کانه	کانیهای اولیه	کانیهای تأخیری
Fe	۵-۲۰۰	۴۰ Fe درصد	Cu, CO, Au	گابرو، سینیت، دیوریت	مگنتیت، کالکوپیریت، کبالتیت و پیروتیت	فروسالیت، اگراندیت، اپیدوت، مگنتیت	آمفیبول، کلریت، ایلوانیت
W	۰/۱-۲	۰/۵W درصد	Cu, W, MO, Zn, Bi	کوارتز موزونیت، کوارتز دیوریت	مگنتیت، کالکوپیریت، اسفالریت، مولیبدنیت، شلتیت	فروسالیت، اگراندیت، هدنبرژیت، ایدوگراز	اسپسارتین، اگراندیت، بیوتیت، هورنبلند، پلاژیوکلاز
Sn-W	۰/۱-۲	۰/۲ Sn تا ۰/۷ درصد	Sn, W, Zn, Bi	گرانیت	مگنتیت، پیریت، کاستریت، اسفالریت، مولیبدنیت، شلتیت	ایدوگراز، اسپسارتین، آندرادیت	آمفیبول، کلریت، تورمالین، فلوئورین
MO	<۰/۱-۲	MO ۰/۱ درصد	Cu, W, U, Bi	گرانیت، کوارتز دیوریت	بورنیت، پیروتیت، اسفالریت، مولیبدنیت، پیریت	گازنت، پیروکسن، ولاستونیت، ایدوگراز، الیوین	آمفیبول، کلریت، اپیدوت، اکتینولیت
Cu	۱-۴۰۰	۱Cu تا ۲ درصد	MO, Zn, W, Ag	گرانودیوریت، کوارتز موزونیت، استوکها، دایکها و پاپیهای برشی	مگنتیت، کالکوپیریت، پیروتیت، مولیبدنیت، پیریت	آندرادیت، دیوپسید، ولاستونیت	مونتموریلونیت، کلریت، اکتینولیت

اکتینولیت، کلریت	هدنبرژیت، آندرادیت، اسپسارتین، ردونیت	گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، پیریت	گرانودیوریت، دیوریت، سینیت، استوکها، دایکها	W, Cu, Ag	۹ Zn درصد	۰/۱-۲	Zn-Pb
---------------------	--	--	---	--------------	--------------	-------	-------

کانیهای فلزی مشاهده شده در منطقه مشتمل بر مگنتیت، هماتیت، پیریت و کالکوپیریت می باشد که این کانیها بیانگر نوع اسکارنهای منطقه از نوع آهن دار می باشند.

اسکارنهای آهن به دو دسته کلسیمی و منیزی می تقسیم می شوند. در جدول ۵-۳ بطور خلاصه به ویژگیهای این دو گروه اشاره شده است. با توجه به ویژگیهای ذکر شده در جدول زیر اسکارن آهن شمال سمنان از نوع کلسیمی می باشد.

جدول ۵-۳- ویژگیهای انواع اسکارنهای آهن (اینودی و همکاران، ۱۹۸۱)

نوع	آهن کلسیمی	آهن منیزی	اسکارن آهن شمال سمنان
موقعیت تکتونیکی	جزیره قوسی اقیانوسی، حاشیه قاره ای گسیخته.	حاشیه قاره ای، همزمان با کوهزایی	حاشیه قاره ای
ترکیب توده نفوذی	گابرو تا سینیت، دیوریت	گرانودیوریت تا گرانیت	مونزونیت تا سینیت،
مورفولوژی توده نفوذی	استوک های بزرگ تا کوچک، دایک	استوک های کوچک، دایک و سیل	استوک های بزرگ تا کوچک
بافت توده نفوذی	متوسط دانه تا دانه ریز، همسان دانه	متوسط دانه تا دانه ریز، همسان دانه	متوسط دانه تا دانه ریز، همسان دانه
کانی شناسی مربوط به دگرسانی پیش رونده	گراندیت، سالیته، فروسالیته، رزالیته، اپیدوت و مگنتیت	فورستریته، کلسیت، اسپینل، دیوپسید و مگنتیت	دیوپسید و آندرادیت
کانی شناسی مربوط به دگرسانی قهقرائی	آمفیبول، کلریت	آمفیبول، هومیت، سرپانتین، فلوگوپیت	اپیدوت، کلریت، کلسیت، ژپس
کانیهای فلزی	مگنتیت، کبالتیت، کالکوپیریت، پیروتیت	مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، پیروتیت	مگنتیت، کالکوپیریت، پیریت، الیژست و هماتیت
ذخیره	بیش از ۲۰ میلیون تن	۱۴۴ میلیون تن	بیش از ۲۰ میلیون تن
دگرسانی توده نفوذی	سیلیکاتهای سدیم، درون اسکارن بطور گسترده	درون اسکارن، بطور فرعی پروپیلیتی تیک	سیلیکاتهای سدیم، درون اسکارن بطور گسترده
عیار	Cu=0.1 و Fe=43	Fe=38	Fe=43

۵-۳-۴- تقسیم بندی اسکارنها بر اساس شکل

براین اساس اسکارنها به انواع لایه‌ای، عدسی، استوک، لوله‌ای، رگه‌ای، لانه‌ای، شاخه درهم طبقه بندی می‌شوند. اسکارنهای منطقه مورد مطالعه از نوع توده‌ای و رگه‌ای می‌باشند.

۵-۳-۵- تقسیم بندی اسکارنها بر اساس جایگاه تکتونیکی

اسکارنها در محیطهای مختلف تکتونیکی تشکیل می‌شوند. بیشترین گسترش آنها در مرزهای صفحات همگرا مشاهده می‌گردد. تقریباً اکثر اسکارنهای موجود در جزایر قوسی آتشفشانی، اسکارنهای مگنتیت دار کلسیک هستند که اغلب دارای مقادیر قابل توجهی از Co, Cu و Au هستند. شکل (۵-۱) ارتباط کانسار سازی در اسکارنها را در موقعیتهای تکتونیکی مختلف نشان می‌دهد (مینرت، ۱۹۹۲). در قسمت A ذخایر تشکیل شده در جزایر قوسی نشان داده شده است. تقریباً فقط اسکارنهای مگنتیت دار کلسیک، ذخایر اسکارن همراه با انواع مافیکتر سنگهای آذرین زمین های جزایر قوسی آتشفشانی بوده که اغلب دارای مقادیر قابل توجهی از Cu, Co و Au است. بطور کلی این اسکارنها غنی از آهن و فقیر از منیزیم بوده که نشانگر پوسته اقیانوسی اولیه، سنگهای دیواره و توده‌های عمقی همراه با اسکارنها است. در قسمت B اسکارنهای مربوط به محیط فرورانش قاره‌ای همراه با گوه‌های افزایشنده نشان داده شده است. اسکارنهای تنگستن و سولفیدی فلزات پایه (Cu, Pb, Zn, Mo) شاخص این گونه محیطها می‌باشند. شواهد حاکی از تشکیل اسکارنهای غنی از تنگستن در اعماق بیشتر و دمای بالاتری از اسکارنهای Cu, Pb و Zn است. در اینگونه محیطها اختلاف در انواع فلزات پایه اصلی، با محیط زمین شناسی محلی (عمق تشکیل، ساختار و مسیر عبور سیال) ارتباط دارد (ناکانو و همکاران، ۱۹۹۰). در قسمت C محیط فرورانش تحولی با زاویه کم نشان داده شده است. در این مناطق ماگما واکنش بیشتری با پوسته داده و حرکت رو به پایین قطعه باقیمانده از فرورانش، می‌تواند موجب یک ریفتینگ محلی شود (تاکاهاشی و همکاران، ۱۹۸۰) ترکیب توده‌های نفوذی در این مناطق عمدتاً گرانیتی بوده و اسکارنها، اکثراً غنی از W, Mo, Zn, Bi و Co به مقدار کمی F هستند. در قسمت D محیط پس از فرورانش با ریفتینگ قاره‌ای نشان داده شده است. اسکارنها می‌توانند همراه با ماگماتیسم نوع S و یا همراه با ریفتینگ کراتون پایدار شده باشند. نفوذیها عمدتاً گرانیتی بوده و اسکارنهای وابسته به آنها نیز اکثراً غنی از قلع و فلوئور هستند. این اسکارنها می‌توانند با یک سری عناصر مهمان شامل W, Pb, Bi, Li, REE, B و F که از نظر اقتصادی دارای اهمیت می‌باشند، همراه باشند.

۵-۳-۶- تقسیم بندی اسکارنها بر اساس ترکیب کانی شناسی

مگنتیت، کالکوپیریت، اسفالریت و گالن به ترتیب منابع اصلی آهن، تنگستن، مس، قلع، روی و سرب است. کانیهای باطله اصلی در برون اسکارنها، گارنت، پیروکسن و آمفیبول است. کانیهای یاد شده موثرترین عامل در رده بندی و اکتشاف ذخایر اسکارنی به شمار می‌روند، زیرا در تمام انواع اسکارنها وجود داشته و از خود تغییرات شیمیایی مشخصی نشان می‌دهند. شکل‌های ۳-۵ و ۴-۵، ترکیب شیمیایی متفاوت کانسنگها را در انواع مختلف اسکارن نشان می‌دهد.

۵-۷-۳- تقسیم بندی اسکارنها براساس مکانیسم تشکیل

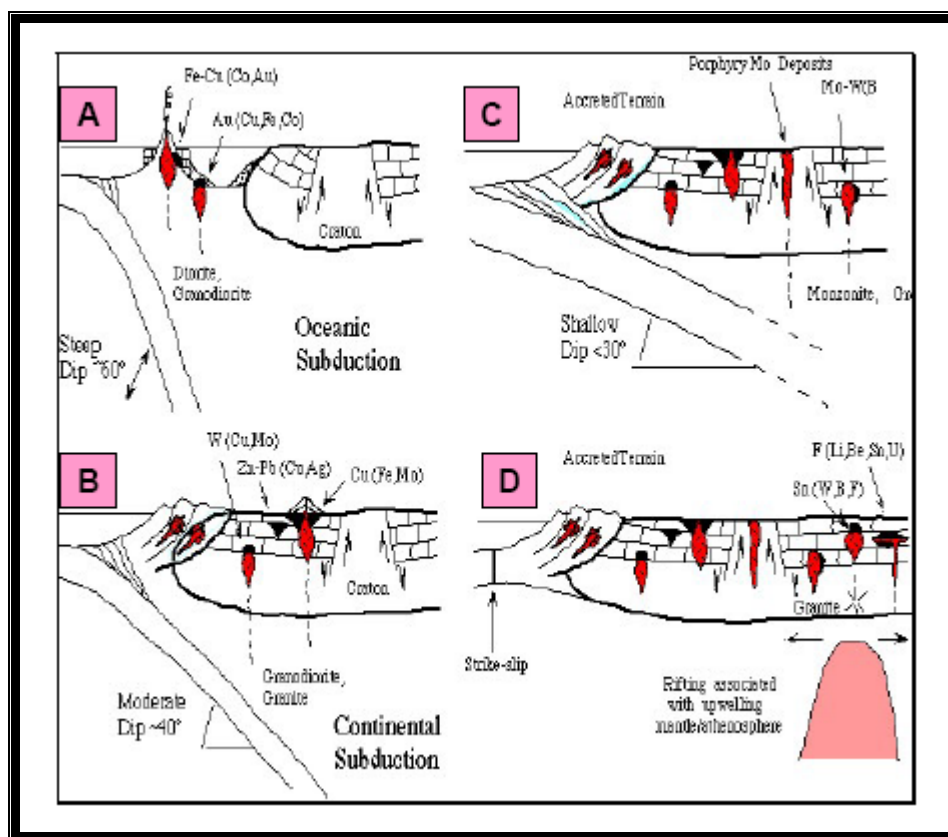
۱- اسکارنهای بی‌متاسوماتیک که در این نوع اسکارن تبادل بین توده نفوذی و سنگهای همبری از طریق نشر در دو جهت صورت می‌گیرد.

۲- اسکارنهای تراوشی که در این نوع اسکارن تبادل مواد در یک جهت انجام می‌گیرد. این اسکارنها معمولاً در فاصله دورتری از توده نفوذی و به دور از مجاورت بلافصل توده تشکیل می‌شوند.

۵-۴- فرایند، مراحل تشکیل و تکامل اسکارن

برای تشکیل اسکارنها دو فرایند مهم و مؤثر تراوش و نشر عنوان می‌گردد. براساس فرضیه تراوش- نشر کورژینسکی اسکارن و کانسارهای اسکارن در نزدیکی محل تماس سنگهای سیلیکاته و کربناته در جریان گردش محلولهای داغی تشکیل می‌شوند که موادشیمیایی خود را یا از مخزن ماگمایی و یا از سنگهای درونگیر گرفته‌اند. نسبت عناصر در مناطقی که محلول وارد منطقه همبری می‌شود تا از مناطقی که بیرون می‌رود، متفاوت است. در نقاطی که محلول وارد منطقه همبری می‌شود، نقش فرایند تراوش در تشکیل اسکارن بیشتر است و در مناطقی که محلول از سیستم خارج می‌شود اهمیت فرایند نشر عناصر بین سنگهای سیلیکاته و کربناته افزایش می‌یابد (اسمیرنوف، ۱۹۷۶). بسیاری از محققان از جمله اینودی و بارت مکانیزم اصلی تشکیل اسکارن را تراوش عنوان نموده‌اند. آنچه مسلم است وجود یک وابستگی اساسی بین تشکیل اسکارن و تکامل سیستماتیک آن یا جایگزینی و تاریخچه انجماد توده نفوذی همراه با اسکارن

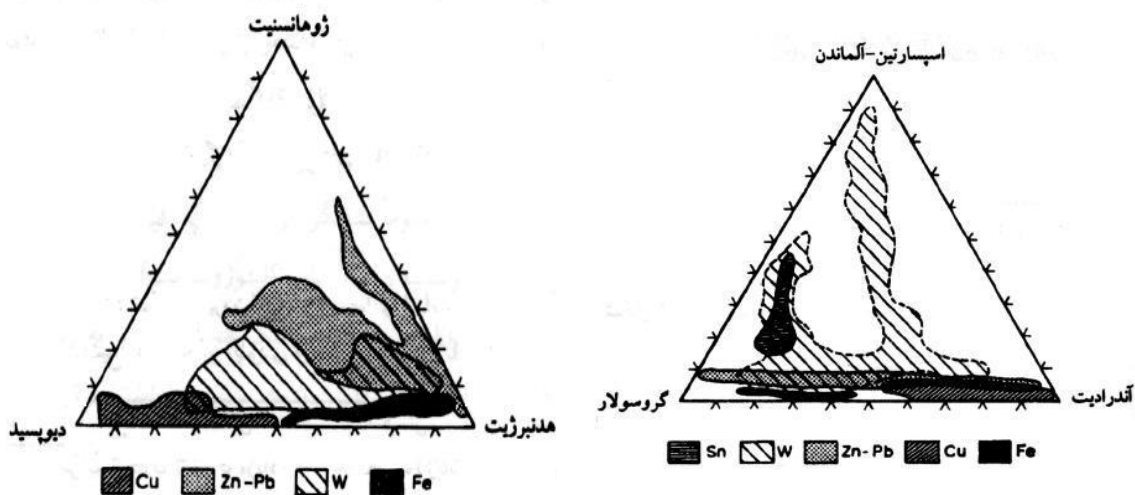
می‌باشد. بطوریکه پیدایش اسکارن و کانسار اسکارن نتیجه تأثیر توام نفوذی‌های آذرین و محلولهای داغ ماگمایی یا گرمایی و واکنش آنها با سنگهای درونگیر می‌باشد.



A: محیط فرورانش اقیانوسی حوضه پشت قوس C: محیط فرورانش تحولی با زاویه کم

B: محیط فرورانش قاره‌ای به همراه گوه‌های افزایشنده D: محیط پس از فرورانش یا ریفتمینگ قاره‌ای

شکل ۵-۱- مدل‌های تکتونیکی آرمانی تشکیل اسکارن (منیرت، ۱۹۹۲)



شکل ۵-۲-گونه‌های گارنت ذخایر اسکارن کلسیک(اینودی و شکل ۵-۳-گونه‌های پیروکسن ذخایر اسکارن کلسیک(اینودی و همکاران، ۱۹۸۲).
همکاران، ۱۹۸۲).

توده‌های آذرین از یک سو سنگهای اطراف را داغ کرده و سبب تبلور مجدد آنها شده و بدین ترتیب هاله‌هایی کم و بیش از دگرگونی حرارتی پیرامون نفوذی‌ها گسترش می‌یابد. از طرف دیگر با آزاد شدن مواد فرار از توده نفوذی فرایندهای متاسوماتیک روی می‌دهند و در نتیجه درون این هاله، توده‌های اسکارن پدید می‌آیند. به عقیده Pertsev (۱۹۹۱) تشکیل اسکارن بین توده نفوذی و سنگهای کربناته به طور طبیعی نمی‌تواند بدون دخالت سیالاتی که از مذاب ماگمایی آمده‌اند و حامل مواد لازم برای تشکیل اسکارن می‌باشد، انجام پذیرد. این سیالات را کورژینسکی به نام سیالات Transmagmatic خوانده است. ترکیب این سیال با تبلور ماگما تغییر می‌یابد. این تغییرات در اسکارن با پاراژنهای کانیاپی ویژه مشخص می‌گردد(مینرت، ۱۹۹۵).

شواهدی که تا به امروز از مطالعه اسکارنها در مناطق مختلف دنیا بدست آمده، سه مرحله را در تشکیل اسکارنها نشان می‌دهد:

۱- جایگزینی توده مولد که به دگرگونی مجاورتی منجر می‌شود.

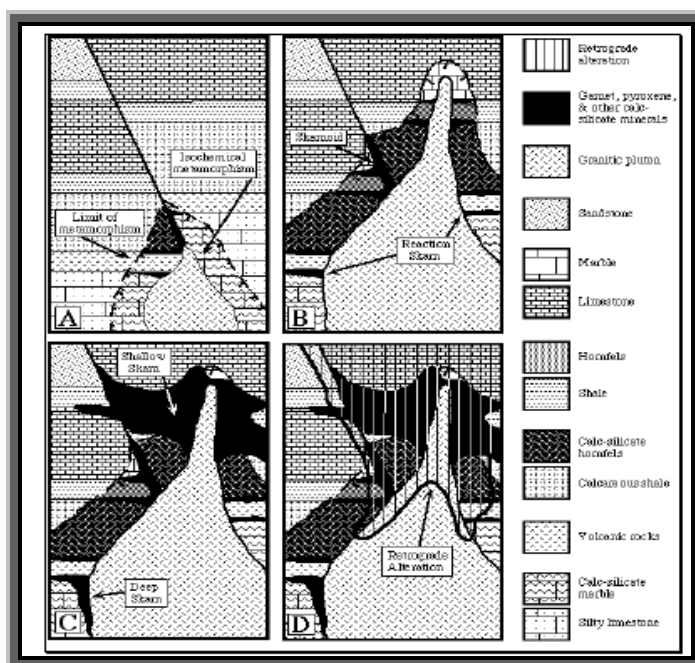
۲- رشد اسکارن پیشرونده که معمولاً متاسوماتیک است.

۳- دگرسانی پسرونده.

مرحله اول را می‌توان مرحله آماده سازی زمین برای ژنر اسکارن عنوان نمود. این مرحله در حالت عادی بدون کانه سازی است که دگرگونی مجاورتی موجب شکننده شدن سنگهای دیواره و توانایی بیشتر برای فرایند شکستگی هیدرولیکی مرحله ۲ می‌شود. در مرحله دوم کانسار سازی صورت می‌گیرد که کانسار سازی در مراحل اولیه، کانسار سازی همزمان نام دارد و شامل مگنتیت در اسکارنهای کلسیمی و شیلیت در اسکارنهای کلسیمی است. در مراحل پایانی این مرحله ته نشینی مگنتیت و سولفیدها آغاز می‌گردد که به آن کانسار سازی همراه گفته می‌شود(اسمیرنوف، ۱۹۷۶ و ژاریکف، ۱۹۷۰). در شکل ۵-۴ یک مدل از تکامل یک نهشته اسکارنی نشان داده شده است.

بطور خلاصه می‌توان گفت که تشکیل اسکارن در سیستمهای گرمایی ماگمایی تا چشمه‌های آبگرم صورت می‌گیرد. سیالات دخیل در تشکیل اسکارن، از سیالات دگرگونی تا ماگمایی و جوی تغییر می‌کند. شکل ۵-

۴ توالی عمومی گسترش تشکیل اسکارن را برای چنین سیستمهایی وابسته به توده‌های نفوذی نشان می‌دهد. درجه گسترش یک مرحله ویژه اسکارن بخصوص، بستگی به محیط زمین شناسی تشکیل اسکارن دارد. برای مثال دگرگونی در اطراف یک اسکارن تشکیل یافته در عمق پوسته نسبت به اسکارنی که تحت شرایط سطحی تشکیل می‌یابد، نافذتر و درجه بالاتر خواهد بود. بر عکس دگرسانی برگشتی در طی سرد شدن و واکنش با آبهای جوی برای اسکارن تشکیل یافته در اعماق سطحی پوسته زمین در مقایسه با اسکارنی که در اعماق بیشتر تشکیل یافته است، نافذتر خواهد بود. تفاوت در حالت ساختاری سنگهای کربناته، ترکیب سنگ میزبان، عمق تشکیل و موقعیت ساختاری همگی از دلایل موجود برای انحراف از مدل آرمانی اسکارن همراه با توده نفوذی در شکل ۵-۴ می‌باشد (مینرت، ۱۹۹۶).



شکل ۵-۴ - مراحل تکاملی یک نهشته اسکارن (مینرت، ۱۹۹۲).

A: نفوذ یک توده آذرین موجب دگرگونی سنگهای اطراف می‌شود.

B: تبلور مجدد دگرگونی و تغییرات فازی در اطراف توده نفوذی رخ میدهد. سنگهای دگرگونی منعکس کننده سنگ مادر و بی متاسوماتیسم محلی بوده و چرخش سیالات، کانیهایی کالک سیلیکاته متفاوت را در لیتولوژیهای ناخالص، در امتداد مسیر سیالات برجای می‌گذارد.

C: تبلور کانیهایی توده، منجر به آزاد شدن یک فاز آبدار جداگانه شده، که این امر سبب تشکیل اسکارن متاسوماتیک، تحت کنترل سیالات می‌شود.

D: سرد شدن توده نفوذی و چرخش آبهای جوی سردتر، باعث دگرسانی برگشتی مجموعه‌های دگرگونی و متاسوماتیک کالک سیلیکاته می‌شود.

۵-۵- ژنز ذخایر اسکارنی

شرط اساسی برای تشکیل اسکارنها، محلولهای ماگمایی سرچشمه گرفته از توده آذرین می‌باشد. بطور کلی عناصری که توسط محلولهای ماگماتیک و یا هیدروترمال به سنگهای کربناته اضافه می‌گردند. شامل Si, Cu, Zn, Pb, Br, K, Na, Ti, Mn, Mg, Al, F, Fe و اندکی Au و Ag خواهد بود (کریم پور، ۱۳۶۸ در اسداللهی، ۱۳۸۲).

مقدار درصد عناصر در محلولها بستگی به منشاء محلول دارد. اگر توده نفوذی از نوع گرانیتی تا گرانودیوریتی باشد، محلول ماگماتیک آن از Na, Al, K, Si, Cl و W غنی خواهد بود (کریم پور، ۱۳۶۸ در اسداللهی، ۱۳۸۲).

- مرحله اول (دگرگونی مجاورتی)

با نفوذ توده گرانیتوئیدی نوکه با دمای حدود ۷۵۰ درجه سانتیگراد در مجموعه ولکانوکلاستیک ائوسن، دگرگونی مجاورتی صورت گرفته است. نتیجه این دگرگونی تشکیل کانیهای کالک سیلیکاته نظیر گارنت نوع آندرادیت و پیروکسن از نوع دیوپسید است. در این مرحله سنگ ترد و شکننده شده و شرایطی برای حرکت سیال ایجاد می‌شود.

- مرحله دوم (متاسوماتیسم و تشکیل اسکارن)

در این مرحله با سرد شدن و انجماد ماگمای اسیدی سیال های گرمایی - ماگمایی در سنگ همبری، نفوذ کرده و سبب تغییر هورنفلس های کالک سیلیکاته اولیه می‌شوند که در واقع یک دگرگونی پسرونده و متاسوماتیک است و در دمای حدود ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد رخ می‌دهد. در مراحل اولیه تشکیل اسکارن، کانیهای سولفیدی ته نشین نمی‌شوند، بلکه در مراحل پایانی مربوط به اسکارن پیشرو ته نشینی مگنتیت و سولفیدها آغاز می‌شود. در این مرحله غنی شدگی سیلیکاته‌ها از آهن و فقیر شدن آنها از منیزیم نیز صورت می‌گیرد.

- مرحله سوم (دگرسانی قهقهرائی و ته نشینی کانیهای سولفیدی)

کانسار سازی در این مرحله به کانسار سازی تأثیری موسوم است (ژرانیکف، ۱۹۷۰ و اسمیرنوف، ۱۹۷۶). در این مرحله کارستهای اولیه اسکارن و توده نفوذی توسط آبهای جوی مورد نفوذ قرار گرفته و فرایند دگرسانی

صورت می گیرد. تشکیل هماتیت، اولیژیست و پدیده مارتیتی شدن منیتیت احتمالاً به این مرحله مربوط می شود. بر اساس هانیز و همکاران (۱۹۹۵) برای تشکیل هماتیت در قسمت های فوقانی کانسار حضور اکسیژن ضروری است. به عبارت دیگر، فوگاسیته اکسیژن باید افزایش پیدا کند. برای این امر یک منبع خارجی لازم است تا اکسیژن اضافی را تأمین کند و محتمل ترین منبع برای آن، آبهای جوی است که در اثر چرخش در قسمت بالایی کانسار باعث اکسیده شدن قسمت فوقانی کانسار می شوند. هماتیت در زونهای اکسیدی و سطحی به طور گسترده حضور دارد. در این مرحله اسکارن کلسیم خود را از دست می دهد و مواد فرار را جذب می نماید. اپیدوت های فقیر از آهن، کلریت و کلسیت جانشین گراسولار؛ کوارتز، اکسیدهای آهن و کلسیت جانشین آنداردیت می شوند. در اسکارنها همراهی کانیهای اپاک با دگرسانی قهقرائی بیانگر بالاتر بودن شرایط اکسیداسیون و سولفیداسیون و پایین بودن درجه حرارت نسبت به مرحله کانسارسازی همراه است.

پس بنابراین در نقاطی که سیال مشتق شده از توده های نفوذی حاوی آهن، مس و گوگرد بوده است، کانه زایی مگنتیت، هماتیت، کالکوپیریت و پیریت منجر شده است. در نقاطی که پیریت و کالکوپیریت حضور داشته است در اثر دگرسانی پیریت به هماتیت تبدیل گردیده و گوگرد آزاد شده همراه با کلسیم موجود در محیط ژئیس ساخته است. از آنجایی که مگنتیت در محیط احیایی تشکیل می شود لذا می تواند با کانیهای سولفیدی نظیر پیریت یا کالکوپیریت یافت گردد. مگنتیت در اثر دگرسانی به هماتیت نوع مارتیتی تبدیل می گردد. چرخش سیالات جوی در درون سنگهای کانه دار به تشکیل هماتیت، لیمونیت، ژئیس، مالاکیت و کلسیت منجر شده است.

در برخی نقاط مواد فرار و هالوژنهای موجود در سیال نظیر (Cl) از تمرکز بیشتری برخوردار بوده و در نتیجه اسکاپولیت زایی رخ داده است. سیالات مورد نظر، پلاژیوکلازهای سدیک را تحت تأثیر قرار داده و اسکاپولیت تشکیل گردیده است.

در جریان اسکارن زایی در نقاطی که آهن به اندازه کافی وجود داشته است همراه با کانیهای متداول اسکارنها نظیر گارنت، دیوپسید-هدنبرژیت و اپیدوت مگنتیت و هماتیت نیز تشکیل شده است. ولی کانه های آهن دار به حدی نیست که کانسار تشکیل شود.

۶-۵- استخراج و بهره برداری از معدن آهن شمال سمنان

شرکت خصوصی هامون پس از مطالعات مقدماتی و تعیین ذخیره کانسار، با انعقاد قرارداد با دولت، کار بهره برداری را از سال ۱۳۷۴ آغاز نمود. برای استخراج آهن ۳ کارگاه اکتشافی در نظر گرفته شد و کار اکتشاف و بهره برداری پس از انجام مطالعات دقیق و آنالیزهای شیمیایی در منطقه آغاز گردید.

با استفاده از روشهای X.R.D و X.R.F بر روی سه نمونه KH_1 ، KH_2 و KH_3 آنالیز شیمیایی صورت گرفت. نمونه KH_1 مربوط به کارگاه شماره ۱ و KH_2 مربوط به کارگاه شماره ۲ و KH_3 مربوط به کارگاه شماره ۳ می باشد.

جدول ۵-۴- نتایج آنالیز نمونه های معدن آهن شمال سمنان.

شماره کارگاه	KH_1 پیریت + مگنتیت	KH_2 پیریت + مگنتیت	KH_3 پیریت + کلسیت + کوارتز + هماتیت + مگنتیت
SiO ₂	۰/۸۷	۰/۶۶	۷/۳۵
Fe ₂ O ₃	۷۰/۰۹	۶۵/۳۷	۶۵/۵۹
FeO	۲۷/۵۳	۲۸/۴۵	۱۵/۹۷
SO ₃	۰/۲۹	۲/۵۰	۰/۳۸
P ₂ O ₅	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۷۸
MnO	۰/۲۱	۰/۱۰	۰/۰۶

جدول ۵-۵- میزان ناخالصی های موجود در معدن آهن شمال سمنان

مقدار گوگرد یا SO ₂	MgO	مقدار سیلیس یا SiO ₂	ناخالصی
۰/۱	۰/۰۸	۳/۰۵	حداقل
۰/۹۰٪	۰/۳۹٪	۴/۳۵٪	حداکثر

خلوص : حداقل خلوص سنگ آهن ۹۲/۴۰٪ و حداکثر ۹۵/۸۰٪ می باشد.



شکل ۵-۵- دورنمایی از معدن آهن شمال سمنان

کارگاه شماره ۱ دارای هماتیت توده‌ای و نامنظم، پیریت و مگنتیت می‌باشد که دارای حدود ۲۲۵۰۰ تن ذخیره بوده است. کارگاه شماره ۲ دارای هماتیت توده‌ای، الیژیست و مگنتیت می‌باشد که ذخیره آن ۶۴۸۰۰ تن بوده است. در این کارگاه کانه سازی بصورت رگه‌ای و افشان صورت گرفته است.

در کارگاه شماره ۳ کانه سازی مگنتیت به صورت رگه‌ای و افشان صورت گرفته است. دو رگه اصلی و با روند شمال غرب - جنوب شرق در منطقه وجود دارند. میزان ذخیره رگه اول ۲۳۰۴۰ تن و ذخیره رگه دوم ۵۷۶۰۰ تن بوده است.

بهره‌برداری از ذخایر بصورت روباز و با روش پلکانی از توده‌های بزرگ و بصورت ترانشه‌ای با رعایت شیب بهینه و دیگر مسائل ایمنی از توده‌های کوچکتر انجام شده است. در این روش ابتدا عملیات باطله برداری در حجم قابل توجهی با روش آتش کاری انجام گرفته است. حفر چاههای آتشکاری با چالزندهای دستی و با استفاده از سرمته‌های ۴۲ میلی متری صورت گرفته است. لذا قطر نهائی چال در محاسبات ۴۵ میلی متر منظور شده است که چالها توسط دینامیت پر شده و توسط چاشنی الکتریکی مسلح و نهایتاً بوسیله شارژ الکتریکی منفجر می‌شوند.

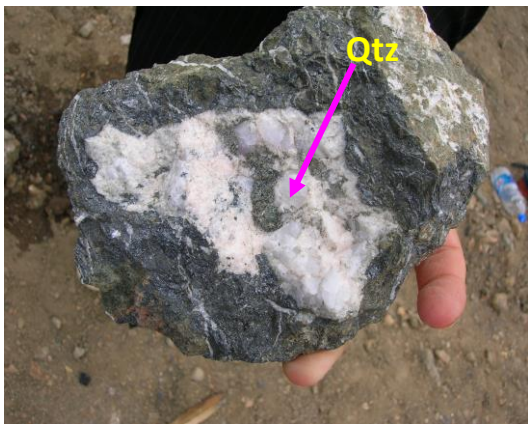
با افزایش میزان باطله، پایین آمدن عیار آهن، وجود آب زیاد در چالها و فقدان امکانات و تسهیلات برای بهره‌برداری در سال ۱۳۸۳ عمل استخراج آهن متوقف گردید. در حال حاضر نیز معدن متروکه است ولی مطالعات مگنتومتری و ژئوفیزیکی جهت برآورد ذخیره باقیمانده کانسار و احیای مجدد معدن آهن شمال سمنان در حال انجام می‌باشد. فعالیتهای اکتشافی نیز آغاز گردیده است.



شکل ۵-۷- آینه گسلی و آثار خش گسلی در دیواره‌های معدن آهن شمال سمنان.



شکل ۵-۶- نمای نزدیک گسل در سینه کار قدیمی معدن آهن شمال سمنان.



شکل ۵-۹- همراهی مگنتیت با کلسیت و کوارتز در معدن آهن شمال سمنان.



شکل ۵-۸- تشکیل کانسار آهن به صورت رگه‌ای در معدن آهن شمال سمنان.

فصل ششم

منشاء و محیط تکنیکی

در فصلهای گذشته روابط صحرایی، ویژگیهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت. در این فصل منشاء و محیط تکتونیکی تشکیل سنگهای منطقه را مورد مطالعه و بررسی قرار می‌دهیم. در این راستا از نمودارها، اطلاعات حاصل از مقالات علمی و کتب مختلف استفاده گردیده است. نظریات و عقاید مختلفی در مورد منشاء و نحوه تکوین و تکامل سنگهای گرانیتی وجود دارد. گرانیتوئیدها از نظر منشاء دارای محدوده وسیعی از گوشته خالص تا پوسته خالص بوده و به وسیله فرایندهای گوناگون در محیطهای تکتونیکی مختلفی تشکیل می‌شوند. محیطهای تکتونیکی مختلف، مسیرهای عبور ماگما، فرایندهای ثانویه بعد از تولید ماگما، خصوصیات فیزیکی شیمیایی ماگمای اولیه و مذابهای نهایی از عواملی هستند که باعث تنوع سنگ شناختی در گرانیتوئیدها می‌شوند (کلارک، ۱۹۹۲).

طبقه بندیهای متفاوتی توسط افراد مختلف در طی سالیان متمادی برای گرانیتوئیدها ارائه شده است که هر کدام از معیارهای خاصی استفاده نموده‌اند و از این میان می‌توان به معیارهای ژنتیکی، کانی‌شناسی و شیمیایی اشاره نمود.

۶-۲- تقسیم‌بندی ژنتیکی گرانیتوئیدها

بر اساس واژه‌های ژنتیکی گرانیتوئیدها به چهار نوع S و M ، A طبقه بندی می‌شوند (A ژنتیکی نیست اشکالات این طبقه بندی در صفحات بعدی ذکر خواهد شد).

در سال ۱۹۷۴ چپل و وایت گرانیت‌ها را بر اساس پارامترهای ژئوشیمیایی به دو گروه A و S تقسیم نمودند. این محققین گرانیت‌های نوع S را حاصل ذوب بخشی سنگهای رسوبی یا معادل‌های دگرگونی آنها عنوان نمودند که از بخشهای عمیق تر پوسته مشتق گردیده و در ترازهای بالاتر جای گرفته‌اند. آنها همچنین گرانیت‌های نوع A را حاصل تفریق ماگمای بازالتی یا ذوب بخشی سنگهای آذرین پوسته تحتانی که متعاقباً تحت تأثیر هوازدگی شیمیایی قرار نگرفته‌اند، قلمداد نمودند. استقرار این نوع سنگها به بالا زدگی و افت فشار وابسته است که بعد از بسته شدن یک حوضه اقیانوسی اتفاق می‌افتد.

ایشی‌هارا (۱۹۷۷) سنگهای گرانیتی ژاپن را به سریهای منیتیتی و ایلمنیتی تقسیم نمود. وی اساس تقسیم‌بندی خود را بر حضور کانیهی منیتیت و ایلمنیت قرار داد و فوگاسیته اکسیژن را عامل اصلی تشکیل این کانیهی دانست. وی معتقد است که در گوشته فوقانی یا پایین‌ترین بخش پوسته به علت کمبود مواد کربنی جهت انجام واکنش با اکسیژن، فوگاسیته اکسیژن ماگماهای حاصل از این اعمال بالا بوده در نتیجه نسبت

در این ماگماها بالا و شرایط مساعد برای تشکیل منیتیت فراهم می‌گردد. در صورتی که در F_2O_3/FeO پورته فوقانی به دلیل حضور مواد کربنی و واکنش بین ماگماهای حاصل از این اعماق با مواد مزبور فوگاسیته اکسیژن کاهش یافته و در نتیجه نسبت F_2O_3/FeO پائین و شرایط مساعد برای تشکیل ایلمنیت فراهم می‌گردد.

ایشی‌ها را در مورد سریهای منیتیتی و ایلمنیتی به این نتیجه رسید که گرانیتهای سری منیتیتی نسبتاً اکسید شده‌اند در حالیکه سری ایلمنیتی نسبتاً احیاء شده‌اند و همچنین هر دو سری با نهشته‌های معدنی همراهند.

تاکاهاشی و همکاران (۱۹۸۰) با توجه به رده بندی ایشی‌ها را و مقایسه آن با گرانیتهای نوع ۱ و S نتیجه گرفتند که گرانیتهای سری مگنتیت با گرانیتهای نوع ۱ قابل مقایسه هستند ولی گرانیتهای سری ایلمنیت می‌توانند هم به گرانیتهای نوع ۱ یا نوع S تعلق داشته باشند.

گرانیتهای نوع A اولین بار توسط لوئیس و ونز (۱۹۷۹) به عنوان گرانیتهای نواحی غیرکوهزایی معرفی گردیدند. از ویژگیهای بارز این گرانیتهای می‌توان به موارد زیر اشاره کرد (کولینز و همکاران ۱۹۷۱):

مقدار بالای K/Na , $K+Na/Al$, Fe/Mg و هالوژنها (Cl, F)

غنی شدگی از HFSE مانند Y, Zr و Ga/Al و REE (بجز Eu)

مقدار پایین Co و $Eu, Ba, Sr, V, Ni, Cr, CaO, MgO, Fe^{+2}/Fe^{+3}$

از نظر کانی‌شناسی، وجود میکاهای غنی از آهن، آمفیبولها، پیروکسنهای پر آلکالین و فراوانی کانیهای فرعی مانند آلانیت و زیرکن از مشخصات بارز آنهاست (والن و همکاران، ۱۹۸۷). گرانیتهای نوع A معرف ماگماتیسیم وابسته به ریفت مناطق سپر و همچنین معرف حادثه نفوذی نهایی در نوار کوهزایی می‌باشند و می‌توانند به وسیله اشتقاق از ماده بخش تحتانی پورته‌ای ذوب شده در بالای دیابیرهای گوشته‌ای به عنوان الگو و مدل مورد توجه قرار گیرند. این گروه از گرانیتهای هم می‌توانند از نوع S یا نوع ۱ باشند ولی غنی شدگی بیشتری از Ga/Al و Th نسبت به این گرانیتهای دارند. همچنین دارای خاستگاه تکتونیک غیرکوهزایی بوده به طوریکه بیشتر محققین این گرانیتهای را وابسته به کشیدگی پورته قاره‌ای می‌دانند (والن و همکاران، ۱۹۸۷)؛

ابی، ۱۹۹۰). از دلایل وابستگی این گرانیته‌ها به نواحی غیر کوهزایی می‌توان به وجود دگرشکلی نادر در آنها و همچنین رخداد آنها به بعد از جوانترین رویداد دگرشکلی اشاره نمود.

گروه دیگری از گرانیته‌ها تحت عنوان گرانیته‌های نوع M توسط وایت (۱۹۷۹) ارائه شد. این نوع گرانیته‌ها در واقع زیر گروهی از گرانیته‌های نوع A هستند و در پشته‌های میان اقیانوسی، نوارهای افیولیتی، توده‌های آذرین لایه‌ای و جزایر قوسی اقیانوسی یافت می‌شوند. این نوع سنگ‌ها از گوشته و احتمالاً از پوسته اقیانوسی فرورانده شده در زیر قوسهای آتشفشانی حاصل شده‌اند. گرانیته‌های نوع M معمولاً همان پلاژیوگرانیته‌های همراه افیولیتها هستند.

بعد از بررسی طبقه بندیهای مختلف این موضوع قابل تأمل است که طبقه بندی گرانیته‌ها به انواع S و امسلاً ژنتیکی است و به ترتیب برداشتهای منشاءهای آذرین و رسوبی دلالت می‌کند. در صورتی که گرانیته‌های تیپ M منشاء گوشته‌ای داشته و تیپ A غیر کوهزایی است.

این طبقه بندی دارای اشکالاتی است که مهمترین آنها عبارتند از :

۱- عناوینی که برای انواع مختلف به کار رفته تمام ویژگیهای آنها را ارائه نمی‌دهد و طبقه بندی فوق اصول ثابتی ندارد. چنین سیستم متغیری از مشارکت ناهماهنگ و ناموزون واژه‌ها ناشی می‌شود.

۲- فرایندهایی نظیر تفریق و تغییرات ساب سولیدوس در سنگ‌های آذرین، گسترش و تنوع ترکیب اصلی حاصل از مذاب‌های بخشی را فراهم خواهد آورد. تشخیص منشأ اصلی سنگ‌های آذرین بسیار مشکل بوده و به راحتی نمی‌توان منشأ آنها را تعیین نمود.

۳- عدم پاسخگویی به این سوال که آیا هر توده گرانیته‌ای مشتق شده از پوسته عمدتاً تحت تأثیر فعالیت‌های آذرین از سنگ‌های آذرین شکل گرفته یا از سنگ‌های رسوبی؟

علیرغم اشکالاتی که در این طبقه بندی عنوان گردید، اطلاعات بسیار مفیدی را می‌توان از منشأ سنگ‌های گرانیته‌ها به دست آورد. لذا وجود تغییراتی به شرح زیر در آن ضروری است.

الف- گرانیته‌های نوع A از طبقه بندی خارج گردند.

ب- مسأله همپوشانی ویژگیهای مشترک نوع A و M تصحیح شوند.

ج- باید پذیرفت که در سایر انواع، آن چیزی که به عنوان منشأ معرفی می‌شود صرفاً نوعی پیش بینی و احتمال است (خانعلی‌زاده، ۱۳۸۴).

۳-۶- معیارهای ارائه شده برای تشخیص گرانیتوئیدهای نوع ۱ و S

برای تمایز گرانیتوئیدهای انواع ۱ و S از یکدیگر از معیارهای صحرایی، سنگ‌شناسی و شیمیایی که توسط محققان مختلف ارائه گردیده است، استفاده می‌شود. در این قسمت به صورت مجزا آنها را مورد بررسی قرار داده و در ادامه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه را با معیارهای ارائه شده مود مقایسه قرار می‌دهیم.

1-3-6- معیارهای صحرایی

معیارهای صحرایی جهت تشخیص گرانیتوئیدهای ۱ و S (چپل و وایت، ۱۹۷۴؛ وایت و چپل، ۱۹۷۷؛ هاین و همکاران، ۱۹۷۸؛ هاین‌دمن، ۱۹۸۵ و کلارک ۱۹۹۲) از یکدیگر در جدول (۶-۱) آورده شده است.

جدول ۶-۱- معیارهای صحرایی جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع ۱ و S و مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با آنها.

منطقه نوکه	نوع ۱	نوع S
------------	-------	-------

معمولاً به صورت توده‌های نفوذی کوچک و مجزا دیده می‌شوند.	معمولاً به صورت توده‌های نفوذی بزرگ و پیچیده دیده می‌شوند.	معمولاً به صورت توده‌های نفوذی کوچک دیده می‌شوند.
طیف ترکیبی این توده نفوذی عمدتاً شامل گرانودیوریت و آلکالی فلدسپار گرانیت و مونزوگرانیت می‌باشد.	طیف ترکیبی آنها گسترده بوده و شامل گابرو دیوریت (۱۵٪)، گرانودیوریت (۵۰٪) و گرانیت (۳۵٪) می‌باشد.	طیف ترکیبی آنها محدود بوده و شامل گابرو دیوریت (۲٪) و گرانو دیوریت (۱۸٪) و گرانیت (۸۰٪) می‌باشد.
دارای آتشفشانهای مرتبط با آنهاست.	دارای آتشفشانهای مرتبط با آنهاست.	فاقد آتشفشانهای مرتبط با آنهاست.

گرانیتهای نوع S اگر به صورت برجا باشند همیشه با میگماتیتها و سایر سنگهای دگرگونی حرارت بالا همراه بوده و در این موارد تشخیص صحرائی آنها بسیار ساده خواهد بود، اما اگر نابرجا باشند تشخیص آنها به مطالعات دقیق پتروگرافی و شیمیایی نیاز دارد. با توجه به خصوصیات ذکر شده گرانیتهای منطقه از نوع ۱ می‌باشند.

۶-۳-۲- معیارهای سنگ‌شناسی

در رده‌بندی بین‌المللی IUGS (اشتریکایزن، ۱۹۷۶) گرانیتهای نوع ۱ شامل مونزوگرانیتهای، گرانودیوریتها، کوارتزیدیوریتها و دیوریتها بوده، در حالی که گرانیتهای نوع S شامل مونزوگرانیتهای و گرانودیوریتها هستند (دیدیه و همکاران، ۱۹۸۲).

در جدول (۶-۲) ویژگیهای کانی‌شناسی و پتروگرافی گرانیتهای نوع S و ۱ به همراه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه ارائه شده است (چپل و وایت، ۱۹۷۴؛ ایشی‌هارا، ۱۹۷۷؛ دیدیه و همکاران، ۱۹۸۲؛ پیچر، ۱۹۸۲؛ کلارک، ۱۹۹۲؛ چپل و وایت، ۲۰۰۱).

۳-۳-۶- معیارهای شیمیایی

یکی از اساسی‌ترین و مهم‌ترین پارامتر برای مطالعه سنگهای آذین‌ویژگیهای شیمیایی آنهاست. ترکیبات شیمیایی سنگهای گرانیتوئیدی معمولاً برای دستیابی به اطلاعاتی درباره خصوصیات محیط تکتونیکی و سنگ منشاء به کار گرفته می‌شوند (پیرس و همکاران ۱۹۸۴؛ هاریس و همکاران، ۱۹۸۷ و ای، ۱۹۹۰). بدیهی است که هر محیط تکتونیکی دارای اختصاصاتی خاص خود است که آن را در ترکیب شیمیایی ماگمای مربوطه منعکس می‌سازد.

جداول (۳-۶ و ۳-۷) فاکتورهای شیمیایی تعیین‌کننده سربهای S_0 را نشان می‌دهند (چپل و وایت، ۱۹۷۴؛ هاین و همکاران ۱۹۷۸؛ دیدیه و همکاران، ۱۹۸۲؛ پیچر، ۱۹۸۲؛ کلارک، ۱۹۹۲؛ چاپل و وایت، ۲۰۰۱). با توجه به پارامترهای صحرایی، پتروگرافی و شیمیایی مشخص گردید که نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه نوکه خصوصیات گرانتیهای نوع ۱ را نشان می‌دهند.

بسیاری از محققین با استفاده از عناصر اصلی و کمیاب، نمودارهای متفاوتی را برای تمایز انواع محیط تکتونیکی تشکیل سنگهای گرانیتوئیدی ارائه نموده‌اند. آنها همچنین اعتقاد دارند تمرکز این عناصر در سنگهای گرانیتوئیدی با محیط تکتونیکی تشکیل آنها مرتبط می‌باشد (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۵؛ پترو و همکاران، ۱۹۷۹؛ مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹؛ فورستر و همکاران، ۱۹۹۷).

جدول ۲-۶- معیارهای کانی‌شناسی و پتروگرافی جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع A و S و مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با آنها.

منطقه نوکه	نوع A	نوع S
دارای هورنبلند و پیروکسن بیوتیت دارای پلی کروئیسیم گاهی تا شکلاتی	دارای هورنبلند و بقایای از پیروکسن اورالیتیزه و برتری هورنبلند بر بیوتیت بیوتیت‌دارای پلی کروئیسیم گاهی تا شکلاتی	بدون پیروکسن و هورنبلند و در ترمهای مافیک اگر هورنبلند وجود داشته‌باشد برتری با بیوتیت است.
اسفن‌های اولیه و ثانویه زیادی وجود دارند.	اسفن و آلانیت به صورت اولیه وجود دارند.	اسفن تنها به صورت ثانویه وجود دارد مونازیت به صورت کانی فرعی وجود دارد
موسکویت وجود ندارد.	موسکویت به صورت فرعی و ثانویه و در اقسام بسیار فلسیک وجود دارد.	موسکویت به صورت اولیه و اصلی وجود دارد.
دارای ایلمنیت و مگنتیت اما برتری با مگنتیت است.	دارای ایلمنیت و مگنتیت اما برتری با مگنتیت است.	دارای ایلمنیت
ارتوز به رنگ صورتی و با بافت پرتیتی دیده می‌شود.	ارتوز به رنگ صورتی دیده می‌شود.	میکروکلین به رنگ خاکستری متمایل به سفید دیده می‌شود.
فاقد کانیهای دگرگونی کردیریت، گرونا، آندالوزیت و سیلیمانیت	فاقد کانیهای دگرگونی کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت	امکان وجود کانیهای دگرگونی کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت

ادخالهای آپاتیت در بلورهای مجزای بزرگ وجود دارند.	ادخالهای آپاتیت معمولاً در بیوتیت و هورنبلند وجود دارند.	آپاتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلازها وجود دارند.
دارای زینولیت‌های رسوبی دگرگونی غالب و زینولیت‌های هورنبلنددار مافیک نادر	دارای زینولیت‌های هورنبلنددار مافیک غالب	دارای زینولیت‌های هورنبلنددار مافیک غالب
کانسارزایی قلع	کانسارزایی تنگستن، مس و مولیبدن	کانسارزایی آهن و پیریت

جدول ۳-۶- ویژگیهای شیمیایی گرانیتوئیدهای نوع I و S و مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با آنها.

نوع S	نوع I	منطقه نوکه
نسبت مولکولی $A/CNK < 1/1$	نسبت مولکولی $A/CNK > 1/1$	نسبت مولکولی $A/CNK > 1/1$
دامنه تغییرات SiO_2 بین ۶۶ تا ۷۹	دامنه تغییرات SiO_2 بین ۵۷ تا ۷۳	دامنه تغییرات SiO_2 بین ۵۹ تا ۷۱
Na_2O پایین به طوری که مقدار آن در سنگهای دارای ۵٪ وزنی K_2O کمتر از ۳٪ و در سنگهای دارای ۲٪ وزنی K_2O مقدار آن کمتر از ۲٪ وزنی است.	Na_2O بالا به طوری که مقدار آن در سنگهای فلسیک ۳٪ وزنی و در سنگهای مافیک ۲٪ درصد وزنی است.	Na_2O بالا به طوری که مقدار آن در سنگهای فلسیک ۳٪ وزنی است.
نسبت $0.2 F_2O_3 / FeO_{(t)}$	نسبت $0.2 F_2O_3 / FeO_{(t)}$	نسبت $0.2 F_2O_3 / FeO_{(t)}$
$Feo_{(t)} + Mgo + Mno + Tio_2 = 2/4\%$ با دامنه تغییرات ۰ تا ۶ درصد.	$Feo_{(t)} + Mgo + Mno + Tio_2 = 5/4\%$ با دامنه تغییرات ۲ تا ۱۱ درصد.	$Feo_{(t)} + Mgo + Mno + Tio_2 = 5/4\%$ با دامنه تغییرات ۳ تا ۶ درصد.
در نورم CIPW بیش از یک درصد کروندم	در نورم CIPW کمتر از یک درصد کروندم و یا دارای دیوپسید	در نورم CIPW کمتر از یک درصد کروندم و یا دارای دیوپسید
مقدار CaO در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 کمتر از ۳٪ درصد	مقدار CaO در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 بیشتر از ۳٪ درصد	مقدار CaO در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 بیشتر از ۳٪ درصد

مقدار Zr در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO ₂ کمتر از ۱۵۰ ppm	مقدار Zr در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO ₂ کمتر از ۱۵۰ ppm	مقدار Zr در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO ₂ بیشتر از ۱۵۰ ppm
_____	ایزوکرونها توزیع منظم نقاط را عرضه می‌دارند.	ایزوکرونها پراکندگی نقاط را نشان می‌دهد.
دیگرامهای تغییرات خطی یا نزدیک به خطی هستند.	دیگرامهای تغییرات خطی یا نزدیک به خطی هستند.	دیگرامهای تغییرات نامنظم و بی‌قاعده هستند.
محل منشأ گابروها: گوشته فوقانی محل منشأ گرانیتها: پوسته تحتانی	محل منشأ گوشته فوقانی یا قاعده پوسته زمین	محل منشأ پوسته زیرین تا میانی

۶-۴- رده‌بندی گرانیتوئیدها براساس عناصر اصلی

سنگهای گرانیتوئیدی را بر اساس عناصر اصلی به دو گروه کوهزایی و غیر کوهزایی تقسیم می‌کنند (مانیاری و پیکولی، ۱۹۸۹).

۶-۴-۱- گرانیتوئیدهای کوهزایی

هر واقعه کوهزایی معمولاً با تغییر شکل، ماگماتیسم نفوذی و دگرگونی همراهی می‌شود. ماگماتیسم نفوذی مزبور ممکن است در هر مرحله از این حادثه صورت گیرد. گرانیتوئیدهای حاصل در خلال فعالیت‌های کوهزایی به شرح زیر می‌باشند.

الف- گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG)

این گرانیتوئیدهای ناشی از فرورانش یک ورقه اقیانوسی به زیر یک ورقه اقیانوسی دیگر بوده و ماگمای تشکیل‌دهنده آنها از نوع کالک آلکالن ترونجمیتی (پتاسیم پایین) است.

ب- گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG)

این گرانیتوئیدها ناشی از فرورانش یک ورقه اقیانوسی به زیر یک ورقه قاره‌ای بوده و در حاشیه‌های فعال قاره‌ها تشکیل می‌گردند. ماگمای آنها کالک آلکالن گرانودیوریتی (پتاسیم متوسط) است.

ج- گرانیتوئیدهای برخورد قاره‌ای (CCG)

این گرانیتوئیدها در جریان فاز برخورد قاره به قاره یک واقعه کوهزایی و در محل الحاق دو قاره به دلیل اصطکاک و افزایش گرما و ذوب پوسته‌ای ایجاد می‌گردند.

د- گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (POG)

این گرانیتوئیدها پس از کوهزایی در مناطق برخورد قاره-قاره و عموماً پس از توقف دگرشکلی در ناحیه نفوذ نموده و از نظر زمانی و مکانی با واقعه کوهزایی در ارتباط می‌باشند. ماگمای آنها کالک آلکالن مونزونیتی (پتاسیم بالا) می‌باشد.

۶-۴-۲- گرانیتوئیدهای غیر کوهزایی

این گرانیتوئیدها فاقد شواهد محیطهای کوهزایی از قبیل دگرشکلی و دگرگونی بوده و شامل سریهای زیر هستند.

الف- گرانیتوئیدهای وابسته به ریفت (RRG)

این گرانیتوئیدها با تشکیل ریفت در پوسته قاره‌ای مرتبط بوده و ماگمای آنها از نوع کالک آلکالن (هیپرآلکالن) است. فرایند تشکیل ریفت شامل سه مرحله بالازدگی پوسته، تشکیل گرابن ریفت و ایجاد یک حوضه اقیانوسی است.

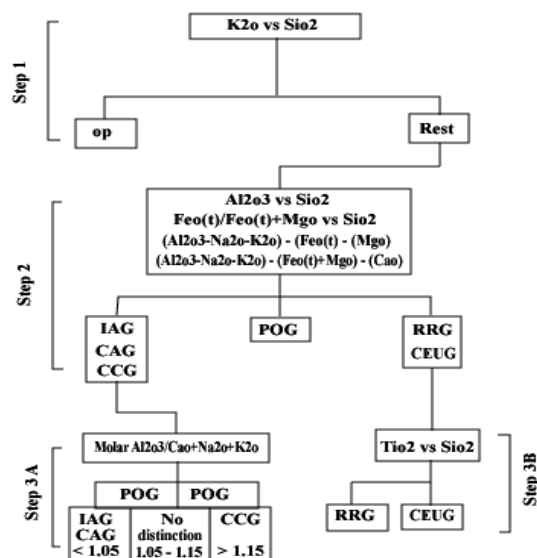
ب- گرانیتوئیدهای مربوط به بالازدگی خشکی زایی قاره‌ای (CEUG)

این گرانیتوئیدها در مناطقی از پوسته قاره‌ای که تحت بالازدگی خشکی‌زایی پوسته‌ای قرار گرفته ولی منجر به تشکیل ریفت نگردیده است، تشکیل می‌گردند.

ج- پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP)

اینها شامل گرانیتوئیدهایی هستند که در مقادیر کم و همراه با حجم عظیمی از سنگهای مافیک در جزایر اقیانوسی و پشته‌های میان اقیانوسی دیده می‌شوند، این مناطق در واقع محل‌های استقرار پوسته اقیانوسی قدیمی بوده‌اند که بعدها در اثر فرورانش از بین رفته و تنها بخشهایی از آنها بر روی پوسته قاره‌ای رانده شده است (نوارهای افیولیتی). در بعضی از مناطق قاره‌ای این گرانیتوئیدها را همراه با توده‌های نفوذی لایه لایه گزارش نموده‌اند. ماگمای این گرانیتوئیدها تولییتی است.

برای تمایز خاستگاه تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی، مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) بر مبنای عناصر اصلی مدلی ارائه کردند که در شکل ۶-۱ نشان داده شده است. با استفاده از دیاگرام K_2O در مقابل SiO_2 به آسانی می‌توان پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی و سایر گرانیتوئیدها را از هم تفکیک نمود (شکل ۶-۲-الف). با استفاده از تغییرات FeO_t/FeO_t+MgO در مقابل SiO_2 می‌توان محدوده‌های I و II, III را از یکدیگر تفکیک نمود. برای تمایز بیشتر بین این گروهها از نمودار درصد وزنی FeO_t در مقابل MgO استفاده می‌شود. در این دیاگرام‌های از داده‌های مستقیم اکسیدهای عناصر اصلی استفاده نمی‌شود و باید از دیاگرام سه تایی AFM که از قطب A بر روی نمودار FeO_t در مقابل MgO تصویر شده است، استفاده کرد. در مثلث ACF از قطب A بر روی FeO_t نمودار در مقابل CaO تصویرگری شده است. این پارامترها در مثلث AFM، $A=Al_2O_3-Na_2O-K_2O$ ، رأس F شامل $F=FeO+Fe_2O_3$ و رأس M شامل $M=MgO$ می‌باشد. در مثلث ACF رئوس عبارتند از: $A=Al_2O_3-Na_2O-K_2O$ ، $C=CaO$ و $F=FeO(t)+MgO$ می‌باشد. سپس این پارامترها محاسبه شده، سپس به ۱۰۰ رسانده می‌شوند و در مقابل یکدیگر ترسیم می‌شوند (جدول ۶-۸).

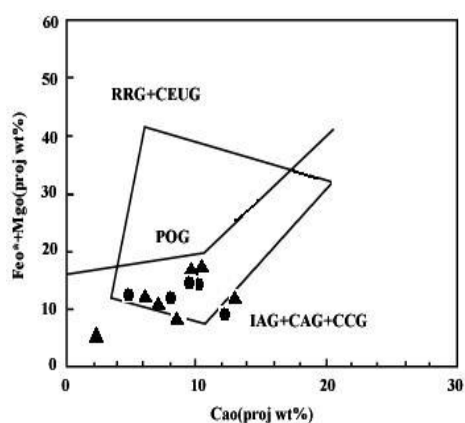


شکل ۶-۱- مراحل تدریجی تفکیک انواع محیط تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی (مانیاریو پیکولی، ۱۹۸۹) بر مبنای استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی.

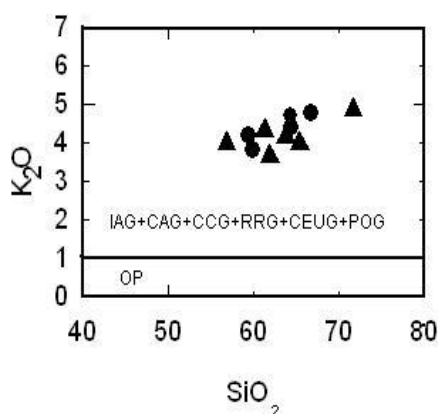
جدول ۶-۴- مقادیر مورد استفاده در دیاگرامهای تمایز محیط تکتونیکی (مانیاریو پیکولی، ۱۹۸۹) برای نمونههای منطقه مورد مطالعه.

شماره نمونه	AFM			AFC		
	A	F	M	A	F	C
S-1-3	76.61902	12.6679	10.71308	60.10276752	18.34089406	21.55634
S-1-4	68.63464	19.90951	11.45586	55.25058917	25.24898398	19.50043
S-4-2	78.26388	14.87054	6.865581	68.99565078	19.16207192	11.84228
S-4-3	84.37302	6.570863	9.056116	70.9625119	13.14317832	15.89431
S-3-4	84.50164	10.29795	5.200408	75.25482732	13.80241408	10.94276
S-3-1	97.33676	1.995364	0.667877	92.83794186	2.540147637	4.621911
S-3-3	70.23837	20.55476	9.206875	57.90253805	24.5346525	17.56281
S-8-1	78.27902	14.9462	6.774783	68.07202396	18.88872547	13.03925
S-11-1	79.71707	10.27907	10.00386	60.27173279	15.33532943	24.39294

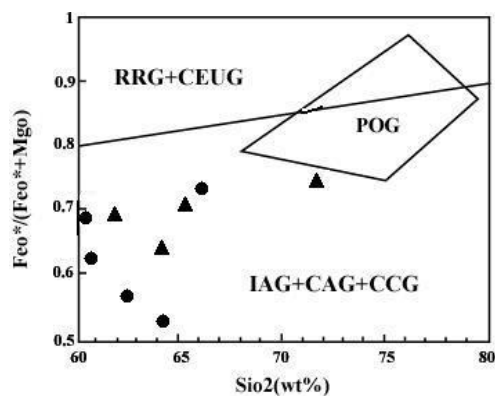
S-18-2	74.17847	18.44014	7.381393	66.84071044	23.26725497	9.892035
S-18-3	71.43635	17.09373	11.46992	56.53179512	22.60409842	20.86411
S-19-1	78.74991	13.23964	8.010449	65.98638432	17.80594302	16.20767



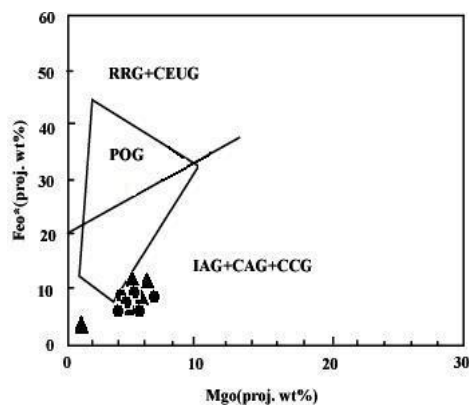
ب



الف



د



ج

شکل ۶-۲- موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه بر روی نمودارهای تکنیکی (مانیار و بیکولی، ۱۹۸۹). همچنین مانیار و بیکولی (۱۹۸۹) با استفاده از اندیس آکالی و مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی انواع گرانیتوئیدها را از هم تفکیک نمودند که در جدول ۶-۵ این مقادیر همراه با نمونه‌های مورد مطالعه ارائه شده است.

۶-۵- تقسیم بندی گرانیتوئیدها بر اساس عناصر کمیاب

با استفاده از غلظت برخی عناصر کمیاب (Hf و Zr, Sm, Ce, Ta, Nb, K, Ba, Yb, Y) در مقابل مقدار سیلیس و در مقابل یکدیگر می‌توان جایگاه‌های مختلف تکتونیکی تشکیل گرانیتوئیدها را از هم متمایز و تفکیک نمود. در این بین می‌توان به نمودارهای تمایزی هاریس و همکاران (۱۹۸۶)، پییرس و همکاران (۱۹۸۴) و کوندی (۱۹۸۶) اشاره کرد. در ادامه به هریک از این نمودارها به طور جداگانه اشاره می‌شود.

۶-۵-۱- نمودار متمایز کننده براساس Nb-Y و Ta-Yb (پییرس و همکاران، ۱۹۸۴)

نمودار دو متغیره Nb و Y به سه محدوده تقسیم می‌شود که در آنها گرانیت‌های اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG) همراه با گرانیت‌های همزمان با برخورد (Syn-ColG) قرار می‌گیرند (شکل ۶-۳-الف) مطابق این نمودارها گرانیتوئیدهای منطقه نوکه در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند.

جدول ۶-۵- خصوصیات ژئوشیمیایی گرانیتوئیدها در موقعیتهای تکتونیکی مختلف (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹).

گرانیت منطقه نوکه	غیر کوهزایی				کوهزایی			
	OP	CEUG	RRG	POG	CCG	CAG	LAG	محیط تکتونیکی
CAG	OP	CEUG	RRG	POG	CCG	CAG	LAG	محیط تکتونیکی
۶۰-۷۱	۶۱-۷۸	۷۱-۷۷	۷۲-۷۸	۷۰-۷۸	۷۶-۷۶ ۷۰	۷۶-۷۲	۶۸-۶۰	SiO ₂ %
کالک آلکان	کلسیک	آلکالی	آلکالی	آلکالی کلسیک	کالک الکان	کالک آلکان	کلسیک کالک	اندیس آلکالی
متآلومین	متآلومین و فوق آلومین	فوق آلکان و متآلومین	فوق آلکان و متآلومین	فوق آلومین و متآلومین	فوق آلومین	متآلومین	متآلومین	اندیس AL
-۰/۷۷ ۲/۳۹	کمتر از ۴	۱-۱۲	۲-۲۵	۴-۱۸	۱۰-۲	کمتر از ۴	حدود ۱	Na ₂ O/CaO
۰/۶-۱/۲	۰-۵۰	۰/۶-۱	۰/۷-۱	۰/۶-۱/۲	-۱/۵ ۰/۴	۰/۴-۲	۰/۴-۳	Na ₂ O/K ₂ O

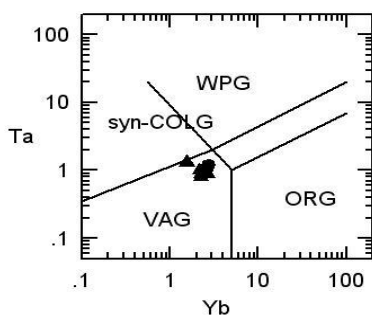
۱-۲	۰/۷-۰	۰/۱۲-۰	۰/۲-۰	۰/۰۲-۰/۳	-۰/۶ ۰/۰۵	۰/۱۱-۰/۵	۰/۳-۰/۸۵	MgO/FeO _(T)
۹-۱۴/۵	۵۰-۰	۰-۷/۵	۰-۷/۵	۲-۱۸	۲-۴۵	۲-۳۸	۱۲-۲۸	Al ₂ O ₃ /Na ₂ O+ K ₂ O

نمودار مشابهی با استفاده از مقادیر Ta و Yb، محدوده‌های گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد و قوس آتشفشانی را از هم متمایز می‌کند (شکل ۶-۳-ب). مطابق این نمودار گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند.

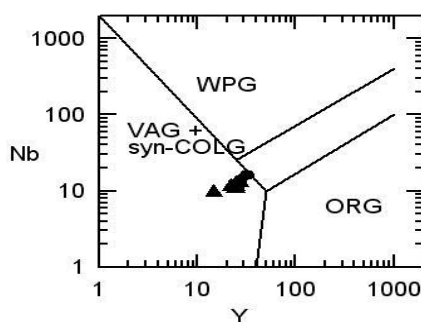
۶-۵-۲- نمودار های متمایز کننده براساس Rb-(Yb+Ta), Rb-(Y+Nb) (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)

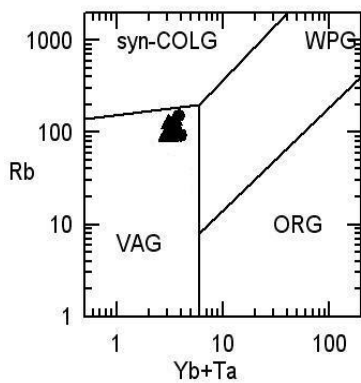
نمودار دو متغیره Rb در مقابل (Y+Nb) به خوبی گرانیت‌های همزمان با برخورد را از گرانیت‌های قوس آتشفشانی متمایز می‌کند. در ضمن، جدایش مشخصی بین گرانیت‌های درون صفحه‌ای و اقیانوسی در این نمودار وجود دارد (شکل ۶-۳-ج) مطابق این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند. از نمودار Rb در مقابل (Yb+Ta) نیز نتیجه مشابهی بدست می‌آید. (شکل ۶-۳-د).

الف

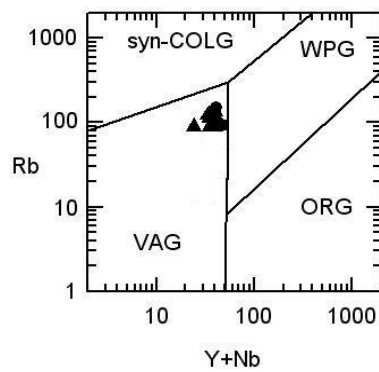


ب





د



ج

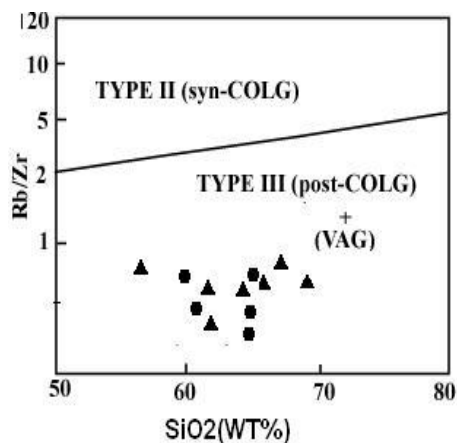
شکل ۳-۶- نمودارهای متمایزکننده گرانیتها بر مبنای عناصر کمیاب (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴).

۳-۵-۶- نمودار متمایز کننده بر اساس نسبت Rb/Zr در مقابل SiO₂ (هاریس و همکاران، ۱۹۸۶)

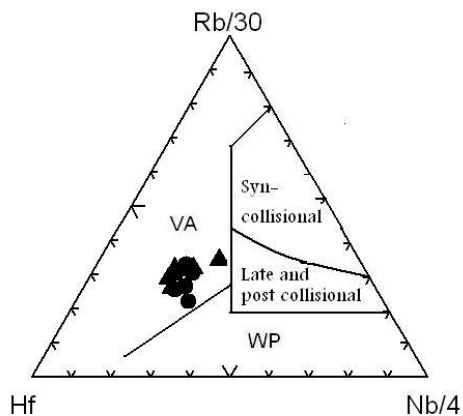
نمودار دو متغیره Rb/Zr و SiO₂ گرانیت‌های همزمان با برخورد را از گرانیت‌های بعد از برخورد و قوس آتشفشانی جدا می‌کند. مطابق این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های بعد از برخورد و قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶-الف).

۴-۵-۶- نمودار متمایز کننده بر اساس Rb/30-Hf-Nb/4 (هاریس و همکاران، ۱۹۸۶)

این نمودار گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد و بعد از برخورد را از گرانیت‌های قوس آتشفشانی و درون قاره‌ای جدا می‌کند. مطابق این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶-ب).



الف

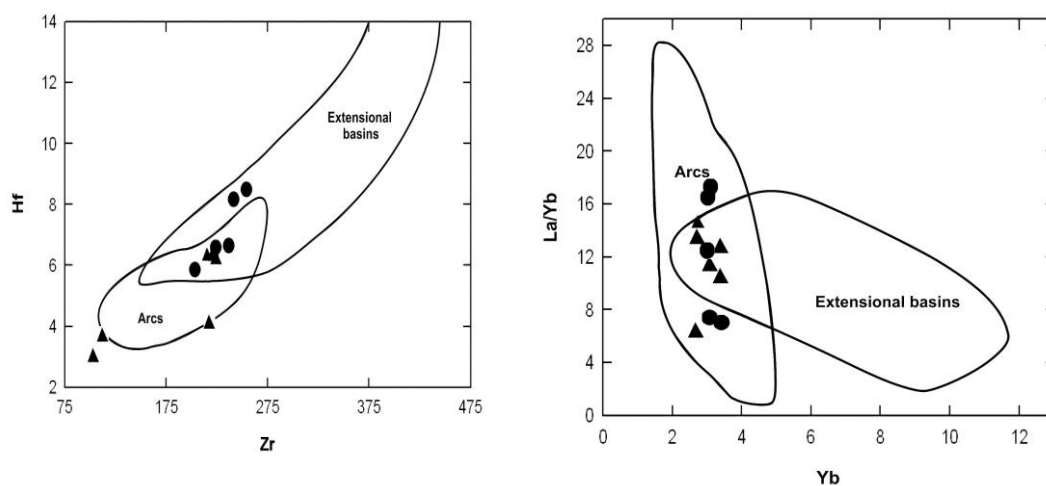


ب

شکل ۴-۶- نمودارهای متمایزکننده گرانیتها بر مبنای عناصر کمیاب (هاریس و همکاران، ۱۹۸۶).

۵-۵-۶- نمودارهای La/Yb-Yb و Hf-Zr کوندی^۱ (۱۹۸۶)

این نمودار جهت مشخص کردن سنگ‌های فلسیک قوسها و حوضه‌های کششی بکار می‌رود. حوضه‌های کششی شامل ریفتهای قاره‌ای و حوضه‌های پشت قوس می‌باشد. در هر دو نمودار، سنگ‌های گرانیتوئیدی نوکه در محدوده قوسها قرار می‌گیرند (شکل ۵-۶).



شکل ۵-۶- نمودارهای الف) La/Yb-Yb و ب) Hf-Zr جهت متمایز کردن سنگ‌های فلسیک قوسها و حوضه‌های کششی (کوندی، ۱۹۸۶) و موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه. علائم بکار رفته مانند شکل ۴-۱ است.

1- Condie

۶-۶- تقسیم بندی گابروها بر اساس عناصر کمیاب و اصلی

۶-۶-۱- نمودار Ta/Yb-Th/Yb پییرس (۱۹۸۳)

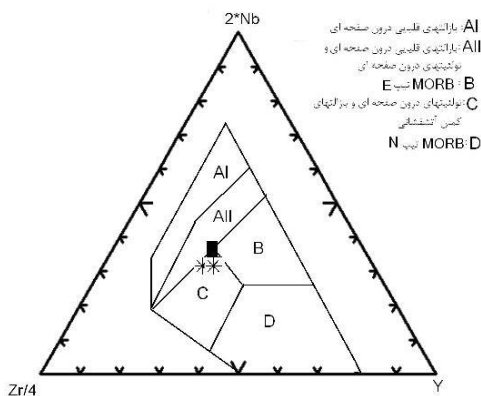
در این نمودار (شکل ۶-۶) که بر اساس نسبت‌های عناصر کمیاب استوار است، محدوده‌ی بازالت‌های قوس آتشفشانی (VAB)، MORB و بازالت‌های درون صفحه‌ای (WPB) نشان داده شده است. در این نمودار سنگ‌های منطقه در محدوده قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند.

۶-۶-۲- نمودار Nb×2-Zr/4-Y (مشد، ۱۹۸۶)

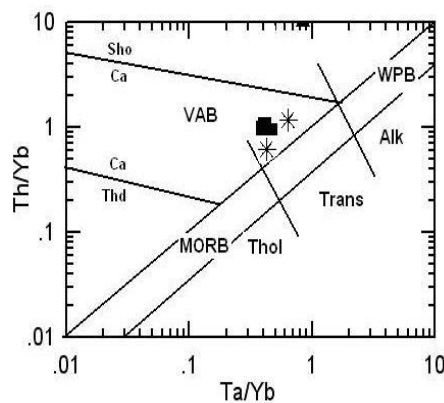
این نمودار (شکل ۶-۷) بر مبنای مقادیر Zr، Nb و Y استوار است و در آن اکثر نمونه‌ها در محدوده کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند.

۶-۶-۳- نمودار TiO₂/Zr (پییرس، ۱۹۸۲)

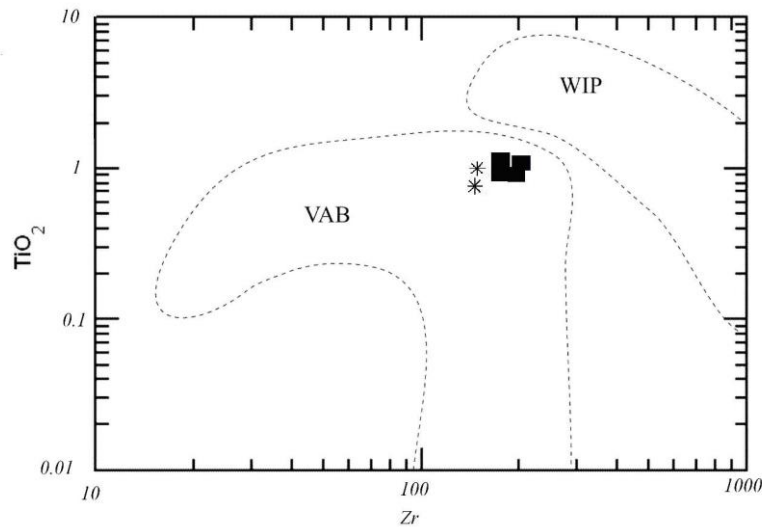
در این نمودار محدوده‌های بازالت‌های قوس آتشفشانی و بازالت‌های درون صفحه‌ای مشخص شده است. در این نمودار نیز نمونه‌ها در محدوده قوس آتشفشانی واقع می‌شوند (شکل ۶-۸).



شکل ۶-۷- نمودار متمایزکننده محیط تکتونیکی (مشد، ۱۹۸۶) برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.



شکل ۶-۶- نمودار متمایزکننده محیط تکتونیکی (پییرس، ۱۹۸۳) برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.



شکل ۶-۸- نمودار TiO_2/Zr جهت تشخیص بازالت‌های قوس آتشفشانی از انواع درون صفحه‌ای (پیرس، ۱۹۸۲). و قرارگیری نمونه‌های منطقه در جایگاه قوس آتشفشانی. علائم بکار رفته مانند شکل ۴-۱ می‌باشد.

۶-۶- خصوصیات منشاء و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل مجموعه‌های سنگی منطقه

با توجه به نمودارهای ترسیم شده برای تعیین محیط تکنوماگمایی تشکیل سنگهای گرانیتوئیدی و گابرویی منطقه می‌توان عنوان نمود که این سنگها در محدوده قوس آتشفشانی تشکیل شده‌اند. حال ۲ سؤال مطرح می‌گردد.

۱- آیا محیط تکتونیکی مشخص شده توسط این سنگها در نمودارهای محیط تکتونیکی با موقعیت زمین شناسی و تکتونیکی منطقه مورد مطالعه همخوانی دارد؟

۲- چه جایگاه تکتونیکی و سازوکاری را می‌توان برای تشکیل سنگهای گابرویی و گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه بیان کرد؟

برای پی بردن به جایگاه تکتونیکی و سازوکار تشکیل سنگهای آذرین منطقه، مطالعه و بررسی رخدادهای صورت گرفته در زمان سنوزوئیک در ایران حائز اهمیت می‌باشد. یکی از رخدادهای بسیار مهم در زمان سنوزوئیک در ایران، فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر بلوک ایران مرکزی و در نتیجه تصادم دو صفحه عربی و ایران مرکزی می‌باشد. برخی محققین (اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱) اعتقاد دارند که فرورانش در کرتاسهٔ پسین پایان یافته و صفحهٔ عربی و ایران مرکزی

در اوایل ترشیاری به هم برخورد کرده‌اند. ولی برخی محققین همچون دیویی و همکاران (۱۹۷۳)، اسمیت^۱ (۱۹۷۳)، فورستر (۱۹۷۴)، کرومزیک^۲ (۱۹۷۶)، کاناسویچ و همکاران^۳ (۱۹۷۸)، کلوتویک^۴ (۱۹۷۹)، شنگور^۵ و کید (۱۹۷۹)، پادل (۱۹۷۹)، استونلی (۱۹۹۰) و ... به برخورد قاره‌ای در میوسن اعتقاد دارند (مر و مدبری، ۱۳۸۰).

از پیامدهای این فرورانش و برخورد می‌توان به شکل‌گیری ۳ نوار آتشفشانی (ایران مرکزی، لوت و البرز) و تزریق توده‌های نفوذی متعدد اشاره کرد. سنگهای آتشفشانی منطقه مورد مطالعه در نوار آتشفشانی ترشیاری البرز قرار دارند. اعتقاد بر این است که سازوکار تکتونوماگمایی تشکیل این سنگها با سازوکار مسئول در تشکیل سنگهای آتشفشانی نوار آتشفشانی سنوزوئیک ایران مرکزی یکسان است. برخی محققین اعتقاد دارند این سنگهای آتشفشانی وابسته به ریفت هستند (عمیدی، ۱۹۷۵؛ یونگ و همکاران^۶، ۱۹۷۵؛ امامی، ۱۹۸۱؛ عمیدی و همکاران، ۱۹۸۴ و ...). در حالی که برخی دیگر آنها را به یک زون فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای مربوط می‌دانند (تکین، ۱۹۷۲؛ اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ بربریان و کینگ^۷، ۱۹۸۱؛ معین وزیری، ۱۹۸۵؛ حسن‌زاده، ۱۹۹۳؛ علوی، ۱۹۹۶ و ...). منتقدین نظریه فرورانش، عدم تطابق زمانی بین فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس و وقوع ولکانیسم ترشیاری و حضور ماگمای آلکالن و تحت اشباع به همراه سنگهای کالک آلکالن در ترشیاری را بیان کرده‌اند. در مقابل، طرفداران نظریه فرورانش نیز ایراداتی نظیر حضور سنگهای کالک آلکالن، فقدان سنگهای کربناتی و ملییتی که خاص مناطق ریفتی است و عدم توجیه زون دگرگونی سنندج-سیرجان با مدل تکتونیکی ریفت قاره‌ای را مطرح کرده‌اند (معین‌وزیری، ۱۳۷۵).

به نظر بربریان (۱۹۸۳b)، رخداد گسترده سنگ‌های آتشفشانی آلکالن پالئوژن در غرب دریای خزر (شمال غرب ایران، شمال تالش و جنوب البرز) را می‌توان نشانگر توسعه رژیم کششی پالئوژن و حوضه حاشیه‌ای پشت کمر بند کمان ماگمایی کالک آلکالن تیپ آندی ایران مرکزی در نظر گرفت.

1- Smith

2- Krumnsiek

3- Kanasevich et al.

4- Klootwijk

5- Sengor

6- Jung et al.

7- Berberian & King

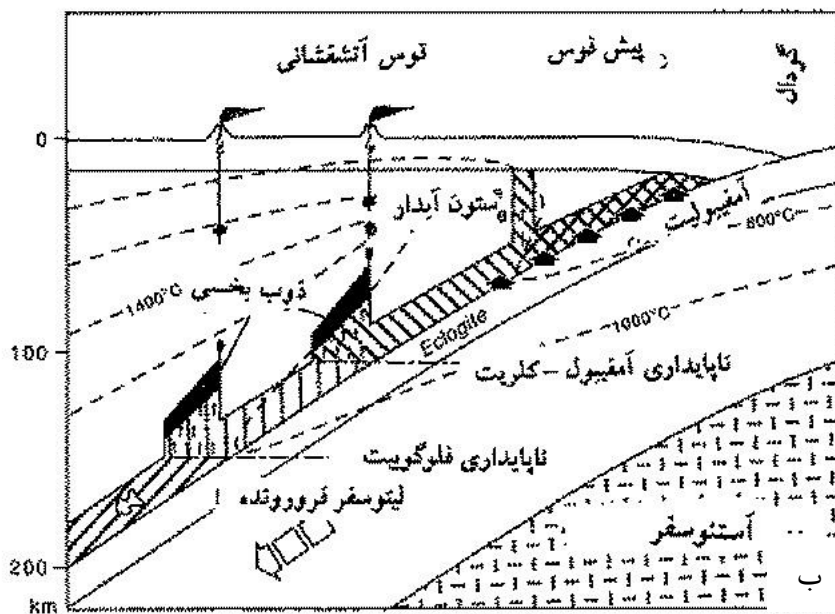
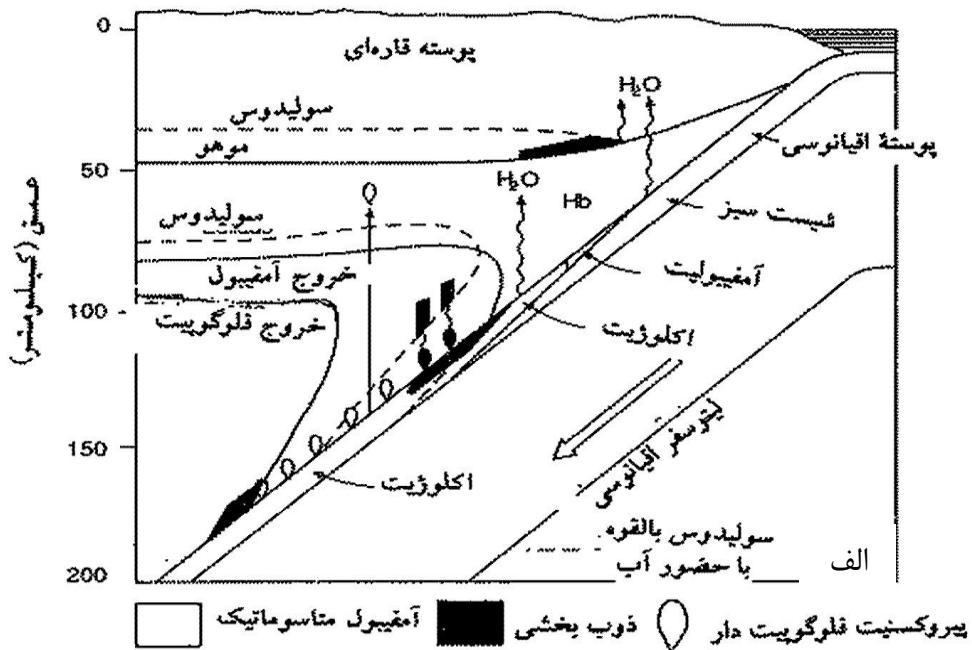
آتشفشانی‌های آلکالن پالئوژن در شمال ایران و ناحیه خزر (دور از ژرفنای زاگرس) و آتشفشانی‌های کالک آلکالن تیپ آندی همزمان با آن در ایران مرکزی (نزدیک ژرفنای زاگرس) و یک حوزه آتشفشانی حدواسط بین آنها توسعه یافته است. فرونشست خزر جنوبی که در اثر فازهای کششی مزوزوئیک و توسعه حوضه پشت کمانی (حاشیه‌ای) ایجاد شده و بدلیل حرکات برخوردی کرتاسه پسین بصورت یک سیستم کافت وامانده خاتمه یافته بود، به ظاهر به عنوان یک حوضه حاشیه‌ای واقعی در حین کافتش پشت کمانی پالئوژن، در عقب کمان ماگمایی کالک آلکالن تیپ آندی ایران مرکزی تکامل یافته است.

۶-۷- نحوه تشکیل ماگما در قوس‌های آتشفشانی

شکل‌گیری ماگما در این محیط‌ها حاصل آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورونده و ذوب گوه گوشته‌ای روی آن در نتیجه ورود سیالات آزاد شده از صفحه فرورونده به داخل آن می‌باشد. در آغاز فرورانش، پوسته اقیانوسی آب خود را با خروج آب بین ذره‌ای رسوبات از دست می‌دهد. سپس در اعماق زیادتر، در نتیجه واکنش‌های دگرگونی یعنی گذر از مرحله دیاژنز به رخساره زئولیتی آب به مصرف می‌رسد و سرانجام در مرحله عبور از رخساره شیبست سبز به آمفیبولیت و در آخر به اکلوزیت به کلی بی‌آب می‌شود. این آب می‌تواند عناصر لیتوفیل بزرگ یون (Ba, Sr, K و Rb) و همچنین LREE را به گوشته پریدوتیتی بالای سطح بنیوف حمل کند. این عناصر به همراه آبی که در انتقال آنها شرکت دارد، جذب گوشته پریدوتیتی بالای سطح بنیوف شده و در نتیجه کانی‌های آبدار از آن به وجود می‌آید (عمدتاً آمفیبول نوع پارگازیت و میکای نوع فلوگوپیت). بطور کلی این سیالات موجب متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای فوقانی می‌شوند. این سیالات باعث کاهش دمای شروع ذوب و بالا رفتن مقدار مذاب تولید شده می‌گردند. ذوب بخشی این گوشته متاسوماتیسم‌شده آبدار، معمولاً به دنبال ناپایداری آمفیبول که آب موجود در خود را آزاد می‌کند، در حدود ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد انجام می‌شود. ماگمای حاصل از ذوب مزبور، از خلال گوشته لیتوسفری و سپس از پوسته بالا می‌آیند و معمولاً در مخازن ماگمایی و در درون پوسته ذخیره می‌شوند و قبل از رسیدن به سطح زمین (فورانه‌ای آتشفشانی)، بر اثر تبلور جزء به جزء و واکنش‌های شیمیایی با سنگ دیواره دچار تغییر و تحول می‌گردند (ژوتو و موری، ۱۹۹۸).

در مدل پتروژنتیکی ارائه شده توسط ویلی و سکین^۱ (۱۹۸۲) بی آب شدن پوسته اقیانوسی و ورود آن به گوشته قوس، باعث ظهور و پایداری آمفیبول در گوشته قوس می شود و سالیدوس آن به اعماق ۹۰-۱۰۰ کیلومتر، نزول می کند. از ذوب پوسته اقیانوسی، در اعماق ۱۲۰-۱۰۰ کیلومتر، ماگماهای اسیدی به وجود می آید که گوشته را متاسوماتیزه می کند. این گوشته، منبع ماگماهای کالکوالکالن است (شکل ۶-۹-الف). به نظر تاتسومی (۱۹۸۹)، بی آب شدن تدریجی پوسته فرورونده، در اعماق ۸۰-۶۰ کیلومتری انجام می شود و در طی آن آمفیبولیت به اکلوزیت تبدیل می گردد. سیالات حاصل از آن، گوشته فوقانی رویی را متاسوماتیزه می کند. گوشته آبدار مزبور بر اثر جریان کنوکسیون به اعماق کشیده می شود و در اعماق حدود ۱۲۰-۱۱۰ کیلومتری، آمفیبول ناپایدار می شود و در اعماق حدود ۱۷۰ کیلومتری (در قلمرو پشت قوس)، فلوگوپیت موجود در پریدوتیت گوشته مزبور نیز به صورت ناپایدار در می آید و در نهایت به ذوب بخشی گوشته منجر می شود و به این طریق ماگماهای محور قوس و حوضه پشت قوس به وجود می آید (شکل ۶-۹-ب) (موری و همکاران، ۱۹۹۶).

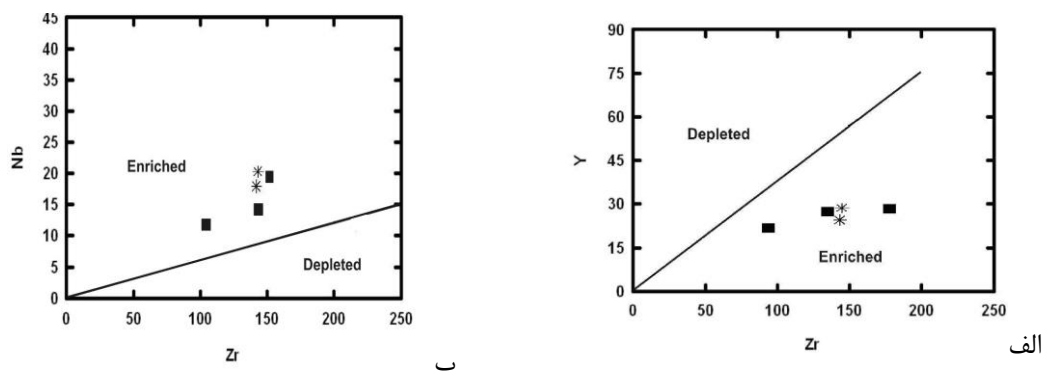
عناصر Nb، Zr و Y در مقابل سیالات غیر متحرک بوده و قادرند که اطلاعاتی را در مورد منبع گوشته ای و میزان غنی شدگی و تهی شدگی آن در اختیار ما قرار دهند (تاتسومی و همکاران، ۱۹۸۶). لذا از نسبت های عناصر Nb-Zr و Y-Zr جهت تشخیص وجود یا عدم وجود غنی شدگی در محل منشأ سنگ های گابرویی منطقه مورد مطالعه استفاده شده است.



شکل ۶-۹- مدل‌های پتروژنتیکی تولید ماگماهای قوس: الف) ویلی و سکین (۱۹۸۲) و ب) تاتسومی (۱۹۸۹) (موری و همکاران، ۱۹۹۶).

تمامی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده سنگهای حاصل از یک گوشته غنی شده قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱۰). همچنین در این نمودارها مقادیر کمی تغییرات در نسبتهای عناصر Nb-Zr و Y-Zr دیده می‌شود. میزان این تغییرات برای نسبت Zr/Nb در محدوده ۸/۵۲ تا ۱۰/۱۱ و برای نسبت Zr/Y بین ۴/۹۸ تا ۵/۸۰ قرار دارد. از آنجائی که تبلور تفریقی نمی‌تواند تغییرات اساسی در نسبتهای عناصر ناسازگاری

نظیر Zr/Nb و Zr/Y ایجاد کند (آلوارو و همکاران^{۲۱}، ۲۰۰۶)، می‌توان گفت که بروز تغییرات در این نسبتها می‌تواند در نتیجه تفاوت درجه ذوب بخشی از یک منبع همگن (رئو و رای^{۲۲}، ۲۰۰۶) و یا در اثر ناهمگنی منشأ (ویور و تارنی^{۲۳}، ۱۹۸۱) ایجاد شده باشند.



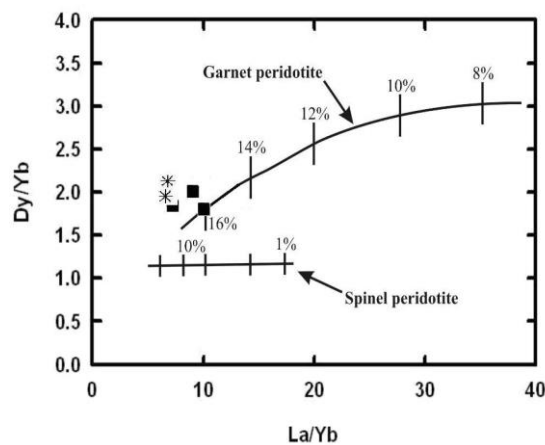
شکل ۶-۱۰- نمودارهای تفکیک منشأ غنی شده و تهی شده با استفاده از نسبت Nb/Zr (الف) و Y/Zr (ب) برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹). علائم بکار رفته به مانند شکل ۴-۱ می‌باشد. به منظور تعیین درجه ذوب منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه مورد مطالعه از نمودارهای طراحی شده بر اساس نسبتهای عناصر کمیاب Dy/Yb در برابر La/Yb (تروال و همکاران^{۲۴}، ۱۹۹۴؛ بوگارد و وارنر^{۲۵}، ۲۰۰۳)، و نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb طراحی شده بر اساس مقادیر پیشنهادی سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹) استفاده شده است.

بر اساس نسبتهای Dy/Yb در برابر La/Yb، منحنی ذوب برای منشأ گارنت پریدوتیت و اسپینل پریدوتیت نمایش داده شده‌اند (شکل ۶-۱۱). نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی منحنی ذوب گارنت پریدوتیت قرار گرفته و درجات ذوب ۱۵ تا ۱۶ درصد را نشان می‌دهند.

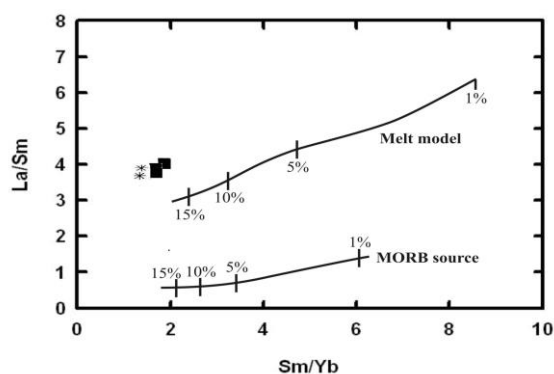
در نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb منحنی مدل ذوب بسته‌ای (Batch Melting) برای منشأ غنی شده و نیز منشأ مورب تهی شده (N-MORB) نمایش داده شده است (شکل ۶-۱۲). محل قرارگیری نمونه‌های منطقه بر روی نمودار مذکور، درجات ذوب بخشی تعادلی ۱۴ درصدی از یک منشأ غنی شده را نشان می‌دهد. با توجه

1- Alvaro.
2- Rao & Rai
3- Weaver & Tarney
4- Thirwall.
5- Bogard & Warner

به نمودارهای ارائه شده، می‌توان درجات ذوب ۱۵ تا ۱۶ درصدی از یک منشأ غنی‌شده گارنت‌پریدوتیت را برای ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه در نظر گرفت.



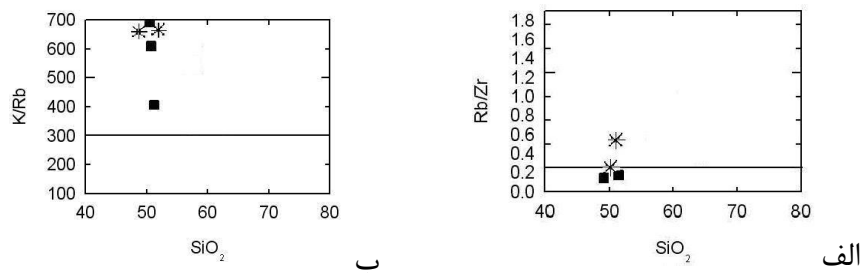
شکل ۶-۱۱- نمودار Dy/Yb - La/Yb جهت تعیین درجه ذوب بخشی محل منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه مورد مطالعه (تروال و همکاران، ۱۹۹۴؛ بوگارد و وارنر، ۲۰۰۳) و موقعیت نمونه‌های منطقه در آن. علائم بکار رفته به مانند شکل ۴-۶ می‌باشد.



شکل ۶-۱۲- نمودار La/Sm - Sm/Yb جهت تعیین مدل ذوب بخشی تعادلی در گوشته غنی‌شده و مورب تهی‌شده و موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در آن. در این نمودار منحنی بالایی نشان دهنده مدل ذوب بخشی در گوشته غنی‌شده و منحنی پایینی نشان دهنده ذوب بخشی در منشأ مورب تهی‌شده (N-MORB) می‌باشند (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹). علائم بکار رفته به مانند شکل ۴-۶ می‌باشد.

جهت مشخص شدن این موضوع که آیا سنگ‌های منطقه دچار آلیش پوسته‌ای شده‌اند یا خیر از نمودارهای دو متغیره و نمودارهای عناصر کمیاب استفاده کرده‌ایم. از آنجا که این عناصر (Zr و K, Rb) ناسازگار هستند و نمی‌توانند در ساختمان مجموعه‌های فنوکریست‌هایی همچون پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های اپک قرار گیرند، به همین دلیل نسبت‌های Rb/Zr و K/Rb در طی تبلور تفریقی بدون تغییر باقی می‌مانند و اگر

تغییراتی در این نسبت‌ها مشاهده شود می‌تواند نشانه‌ای از آرایش پوسته‌ای باشد (دیویدسون و همکاران^۲، ۱۹۸۷). در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه این نسبت‌ها در تغییر است که مبین نقش آلودگی پوسته‌ای آنهاست (شکل ۶-۱۳).



شکل ۶-۱۳- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای K/Rb-SiO₂ (الف) و Rb/Zr-SiO₂ (ب) جهت نشان دادن نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل این سنگها (دیویدسون و همکاران، ۱۹۸۷). تغییرات مشاهده شده در نسبتها نشان‌دهنده نقش آلودگی پوسته‌ای در این سنگهاست. علائم بکار رفته به مانند شکل ۴-۱ می‌باشد.

سیالات آبدار آزاد شده از متاسوماتیسم صفحه فرورونده باعث کاهش نقطه ذوب در گوه گوشته‌ای گردیده‌اند. ذوب گوه گوشته‌ای منجر به تولید ماگمای بازالتی شده و این ماگما تا اعماقی که در آن اختلاف چگالی ماگما و دیواره صفر شود بالا می‌آید. پوسته قاره‌ای به دلیل چگالی کمتر، به عنوان فیلتری عمل می‌کند که باعث توقف ماگمای صعود کننده شده و آنها را در اعماق زیاد، دچار آلودگی و تفکیک می‌کند. از سوی دیگر به علت حضور ماگمای بازالتی درجه حرارت در پوسته قاره‌ای بالا رفته و منجر به ذوب بخشی سنگهای پوسته‌ای شده است.

برای ایجاد ماگماهای فلسیک در محیط‌های پشت قوس و قوس دو حالت وجود دارد:

۱- تفریق از یک ماگمای بازالتی در طی عمل هضم و تبلور تفریقی (AFC) (گرو و نولان - دانلی^۲، ۱۹۸۶؛ باکون و درویت^۳، ۱۹۸۸).

هیلدرث و موربات (۱۹۸۸) این مدل را تحت عنوان مدل MASH بیان کرده‌اند (M:Melting, H:Homogenization, S:Stoarge, A:Assimilation).

1-Dwidson.

2-Grove and Donnelly-Nolan

3-Bacon and Druitt

۲- ذوب بخشی سنگهای آذرین پوسته‌ای (بولن و کلین، ۱۹۹۰؛ رابرت و کلین، ۱۹۹۳؛ تپر و همکاران، ۱۹۹۳؛ گفانتی و همکاران، ۱۹۹۶).

سنگهای حاصل از ذوب بخشی سنگهای پوسته‌ای فراوانی بالایی از عناصر (LREE) Pb و Rb, Th, U, K, La دارند و از عناصر Nb و Ta نسبتاً تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این سنگها غنی از عناصر کمیاب متحرک بوده و تفریق یافتگی ضعیفی از عناصر HREE در آنها دیده می‌شود. باربارن (۱۹۹۶) عنوان نمود که بیشتر گرانیتوئیدهای پرآلومین از ذوب بخشی سنگهای پوسته‌ای حاصل شده‌اند.

سنگهای گرانیتوئیدی نوکه دارای پتاسیم بالا، کالک آلکالن و به سری ۱ تعلق دارند. این سنگها از عناصر Nd, K, Ce, La, Rb و Th غنی‌شدگی و از عناصر Sr, Ba, Nb, Ta, P, Ti آنومالی منفی نشان می‌دهند. در این سنگها نسبت Rb/Sr بالا و نسبت Sr/Y (در اکثر نمونه‌ها کمتر از ۲۰) و Sm/Nd پایین است.

همچنین به منظور تشخیص بهتر منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه، نسبتهای برخی عناصر کمیاب موجود در این سنگها با، نسبتهای موجود در ترکیبات مختلف گوشته اولیه (P.M)، مورب نرمال (N-MORB) و متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای^{۲۷} (Cont.C.av) مورد مقایسه قرار گرفته است (جدول ۶-۹). همان طور که در جدول ۶-۹ دیده می‌شود، نسبتهای Ba/La و Th/La, Zr/Nb, La/Nb, Ba/Th منطقه مورد مطالعه به ترکیبات متوسط پوسته قاره‌ای نزدیک می‌باشد. این امر می‌تواند نشان دهنده نقش منشایی با ترکیب نزدیک به پوسته قاره‌ای در شکل‌گیری ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه باشد.

مطالعات آزمایشگاهی و تجربی حاکی از تشکیل ماگماهای متنوع از ذوب ترکیبات پوسته‌ای می‌باشد. از ترکیبات متنوع می‌توان به متاپلیت‌ها، آمفیبولیت‌ها، گنیس‌ها و متاگنیوک‌ها اشاره کرد.

27- Continental composition in average -

ذوب هر یک از این ترکیبات در شرایط مختلف (میزان H₂O، فشار، درجه حرارت و فوگاسیته اکسیژن) باعث تولید مذاب های متنوعی می گردد (ولف و وایلی^{۲۸}، ۱۹۹۴؛ گاردین^{۲۹}، ۱۹۹۵؛ پاتینو دوس و برد^{۳۰}، ۱۹۹۵ و ۱۹۹۶؛ تامپسون^{۳۱}، ۱۹۹۶؛ سینگ جوهانز^{۳۲}، ۱۹۹۶).

به عنوان مثال ذوب دهیدراته سنگهای متابازالت یا آمفیبولیت تحت فشارهای پوسته میانی تا بالایی (کمتر از ۱۰ kbar)، منجر به تولید مذابی با محتوی بالای (SiO₂ 66-75Wt%) و (MgO 0.24-1.70Wt%) می شود (برد و لافگرن^{۳۳}، ۱۹۹۱؛ ولف و وایلی، ۱۹۹۴؛ رپ و واتسون^{۳۴}؛ ۱۹۹۵؛ پاتینو دوس، ۱۹۹۹).

همان طور که در شکل ۶-۱۴ الف-ج مشاهده می شود مذابهای حاصل از ذوب سنگهای مافیک پوسته‌ای نسبت به مذابهای حاصل از ذوب سنگهای متاگژیوکی و پلیتهای فلسیک دارای نسبت کمتری در $\text{CaO/FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ ، $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O/FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ ، $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ بوده ولی نسبت $\text{CaO/FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ آنها بالاتر است. با توجه به این نسبتها در سنگهای گرانیتوئیدی نوکه (شکل ۶-۱۵ الف-ج) و بالا بودن $\text{Mg} \neq$ (45-70) $[\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) \times 100]$ مولار $\text{Mg} \neq$ در این سنگها یک منشاء پوسته تحتانی برای سنگهای منطقه نوکه پیشنهاد می شود.

ذوب دهیدارته سنگهای مافیک در دمای ۷۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد و فشار کمتر از ۱/۵ Gpa منجر به تولید مذاب ترونجمیتی غنی از آلومینیوم می گردد. باقیمانده حاصل از ذوب، غنی از پلاژیوکلاز، آمفیبول و گارنت است. اما در فشار کمتر از ۱/۵ Gpa مذاب ترونجمیتی تولید شده فقیر از آلومینیوم و دارای ماهیت کالک آلکالن بوده تا ترکیبات دیوریت/گرانودیوریتی تغییر می یابد (رپ، ۱۹۹۱).

1-Wolf and Wyllie

2-Gardien

30- patino Douce and Beard

4- Tampson

5- Singh, Johannes

6-Beard and Lofgren

7- Rapp and Watson

میزان بالای CaO، آنومالی منفی Eu، Sr و تهی شدگی از عناصر REE نشان دهنده وجود پلاژیوکلاز در محل منبع است. از طرف دیگر کاهش مقدار Y، نسبتهای بالای $(La/Yb)_{(17/67-8)}$ و $(Ta/Yb)_{(34/0-31/0)}$ ، مقدار پایین عناصر HREE و غنی شدگی از عناصر LREE در سنگهای منطقه حاکی حضور گارنت در محل منبع است.

وجود آمفیبول نیز در ناحیه منشاء باعث کاهش مقدار Rb/Sr ، K/Rb ، TiO_2 در مذاب حاصله می‌گردد (پت فورد و آرتون، ۱۹۹۶). همچنین مذابهای منشاء گرفته از یک منبع آمفیبول دار حاوی مقادیر بسیار زیادی Ba و نسبت بالای Ba/Rb می‌باشند (فورمن و گراهام، ۱۹۹۹).

اسمیت و ویلزوف (۲۰۰۱)، عنوان نمودند که گارنت در فشارهای بین 0.9 تا 1.4 Gpa و درجه حرارت 800 تا 1000 درجه سانتیگراد پایدار است. آمفیبول نیز به همراه گارنت تا فشار $1/5$ Gpa پایدار است. با افزایش فشار ($> 2/2$ Gpa) آمفیبول و پلاژیوکلاز ناپایدار گشته و گارنت تشکیل می‌گردد.

گارنت + کلینوپیروکسن + پلاژیوکلاز (آلبیت) + مذاب = آمفیبول + پلاژیوکلاز ± کوارتز

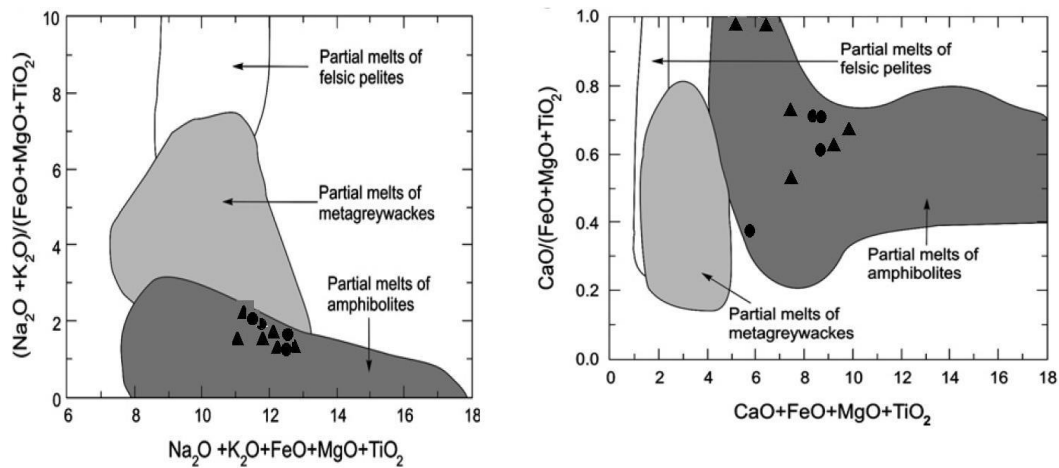
بنابراین عمل ذوب دهیدارته سنگهای مافیک در شرایط پوسته پایینی یعنی فشار 1 تا $2/2$ Gpa و درجه حرارت 850 تا 1100 سانتیگراد منجر به تولید حجم قابل ملاحظه‌ای مذاب (کوارتز دیوریت تا تونالیت) می‌گردد که تفاله حاصل از ذوب غنی از پلاژیوکلاز، آمفیبول و گارنت می‌باشد. بویژه اگر هدایت گرمایی بالایی در منطقه فراهم باشد (راشمر، ۱۹۹۱؛ برد و لافگرن، ۱۹۹۱؛ ولف و وایلی، ۱۹۹۴؛ رپ و واتسون، ۱۹۹۵؛ پاتینودوس و برد، ۱۹۹۵؛ واندلا، ۱۹۹۲؛ سن و دان، ۱۹۹۴).

جدول ۶-۶- مقایسه نسبت‌های عناصر Ba/La, Th/La, Zr/Nb, La/Nb, Ba/Th سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با نسبت‌های موجود در ترکیبات مختلف گوشته اولیه (P.M)، مورب نرمال (N-MORB) و متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای (Cont.C.av).

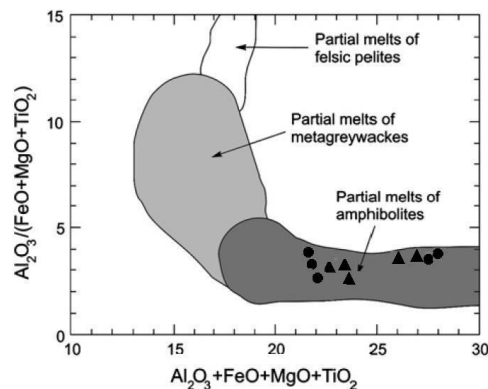
شماره نمونه	Zr/Nb	Ba/La	La/Nb	Ba/Th	Th/La
S-1-3	9.867925	23.71212	2.490566	40.3871	0.587121
S-1-4	21.91589	30.41152	2.271028	49.59732	0.613169
S-4-2	20.86957	27.74349	2.33913	49.09868	0.565056
S-4-3	21.4386	26.33456	2.385965	47.125	0.558824
S-3-4	20.85981	20.36752	3.280374	49.30345	0.413105
S-3-1	12.17895	56.29	1.052632	36.31613	1.55
S-3-3	18.98438	21.72274	2.507813	36.12953	0.601246
S-8-1	16.82787	20.39459	3.032787	75.46	0.27027
S-11-1	15.80625	30.61803	1.45625	36.39796	0.841202
S-18-2	17.31884	16.86639	3.471014	36.89041	0.457203
S-18-3	20	21.9888	2.664179	64.87603	0.338936
S-19-1	17.77419	25.87542	2.395161	69.23423	0.373737
S-23-3	9.575581	27.52153	1.215116	239.6667	0.114833
S-23-5	8.525424	28.79909	1.237288	252.28	0.114155
S-24-1	9.137615	21.59124	1.256881	164.3333	0.131387
S-28-1	10.11278	66.51648	1.368421	605.3	0.10989
S-25-1	8.29878	51	1.146341	737.5385	0.069149
Referenc e	Values from	Weaver(1991)			
HIMU-mini	2.7	6.2	0.66	39	0.1
HIMU-max	5.5	9.3	0.77	58	0.2
EM1-mini	3.5	11.3	0.86	80	0.1

EM1-max	13.1	19.1	1.19	204	0.2
EM2-mini	4.4	7.3	0.89	57	0.1
EM2-max	7.8	13.5	1.09	105	0.2
P.M	14.8	4.3	0.94	77	0.1
N-MORB	30	9	1.07	60	4
Cont.cav	16.2	54	2.2	124	0.2

الف



ب



ج

شکل ۶-۱۵- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای مختلف (۱۹۹۹) Patino Douce جهت نشان

دادن منشاء آنها. علائم بکار رفته به مانند شکل ۴-۶ می‌باشد.

با توجه به مباحث انجام شده می‌توان نتیجه گرفت که بر اثر آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورونده و ذوب بخشی گوه گوشته‌ای روی آن ماگمای بازالتی حاصل گردیده است. این ماگما به سمت بالا صعود کرده و توقف آن در پوسته از یک سو منجر به تشکیل سنگهای گابرویی منطقه و از سوی دیگر باعث ذوب پوسته

تحتانی (با ترکیب مافیک) گردیده است. مذاب گرانیتی حاصل از ذوب پوسته به آرامی سرد شده و منجر به تشکیل سنگهای گرانیتوئیدی منطقه نوکه گردیده است (شکل ۶-۱۵). البته به علت متاسوماتیسم و تبادل عناصر و سیالات بین مذاب گرانیتی و سنگهای میزبان منطقه اسکارنزایی نیز صورت گرفته است.

فصل هفتم

نتیجه گیری و پیشنهادات

۷-۱- نتیجه‌گیری

۱- منطقه مورد مطالعه در شمال-شمال شرق سمنان و در انتهای زون البرز مرکزی قرار داشته و تنوع سنگی آن عمدتاً شامل سنگهای آتشفشانی (بازالت، آندزیت و تراکی آندزیت)، سنگهای آتشفشانی-رسوبی و سنگهای نفوذی است.

۲- مجموعه سنگی مورد مطالعه شامل توده‌های نفوذی بازیک (گابرو دیوریت، مونزوگابرو و دیوریت) و توده‌های نفوذی اسیدی (گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت) است.

۳- با توجه به مطالعات صحرایی و تفاوت‌های بارز در روندهای شیمیایی عدم ارتباط ماگمایی و ژنتیکی سنگهای گابرویی و گرانیتی منطقه محرز می‌باشد.

۴- اسپایدر دیاگرامهای عناصر نادر خاکی و اسپایدر دیاگرامهای چند عنصری این سنگها، هر چند نشان دهنده یکنواختی و ارتباط زایشی بین سنگهای منطقه می‌باشند. ولی سایر شواهد اعم از پتروگرافی، ژئوشیمیایی و صحرایی این موضوع را تایید نمی‌کند. همچنین یک غنی شدگی از LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE در آنها دیده می‌شود. این ویژگیها شاخص سنگهای کالک آلکالن مناطق فرورانش حاشیه قاره‌ای است. ۵- با استفاده از نمودارهای تکنوماگمایی، جایگاه تکتونیکی این سنگها یک قوس آتشفشانی در ارتباط با فرورانش تعیین شده است. وجود چنین جایگاهی با توجه به موقعیت زمین شناسی منطقه، توجیه پذیر نمی‌باشد. بنابراین می‌توان یک حوضه پشت قوس را برای منطقه تصور کرد که در مراحل اولیه تکاملی قرار داشته و از این رو خصوصیات ماگمای قوس را نشان می‌دهد.

۶- با توجه به نمودارهای تعیین سری ماگمایی، سنگهای منطقه مورد مطالعه به سری ماگمایی کالک آلکالن تعلق دارند.

۷- به احتمال زیاد ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویی منطقه در یک زون فرورانش و بر اثر آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورونده و ذوب بخشی گوه گوشته‌ای روی آن ایجاد شده است. غنی شدگی ماگمای تولید شده می‌تواند به دلیل متاسوماتیسم شدید منشاء، نرخ نسبتاً پایین ذوب بخشی منشاء و یا آرایش پوسته‌ای صورت گرفته باشد.

- ۸- بعد از جایگزینی ماگمای بازیک پر دما در پوسته قاره‌ای، دما در پوسته بالا رفته و ذوب بخشی سنگهای آذرین آن باعث شکل‌گیری ماگمای اسیدی در منطقه نوکه گردیده است.
- ۹- در اثر متاسوماتیسم و تبادل عناصر و سیالات بین توده‌های نفوذی گرانیتی و سنگهای میزبان، اسکارن‌زایی آهن و همچنین پاراژنز گارنت-مگنتیت-دیوپسید اسکارن و اسکاپولیت زایی در آلکالی فلدسپار گرانیتها و توفها صورت گرفته است.
- ۱۰- دگرگونی مجاورتی مزبور در حد رخساره پیروکسن هورنفلس، در دمای ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۲ کیلو بار صورت گرفته است.
- ۱۱- علاوه بر تشکیل کالک سیلیکاتها مزبور، کانه‌زایی آهن نیز صورت گرفته است. کانسار آهن عمدتاً از هماتیت و مگنتیت بوده است و کانیهای پیریت و کالکوپیریت نیز به مقدار کمتر در آن یافت می‌شود.
- ۱۲- شکستگیها و گسلهای موجود در منطقه، نقش مهمی در انتقال و خروج ماگما به سطح زمین و کانسار زایی داشته‌اند.

۲-۷- پیشنهادات

- ۱- انجام مطالعات ایزوتوپی برای تعیین منشاء گرانیتها بطور دقیق‌تر و قابل اعتمادتر.

۲- انجام آزمایشات میکروپروپ و ترموبارومتري مجموعه دگرگونی.

۳- سن سنجی توده‌های نفوذی مورد مطالعه.

۴- مطالعات مگنتومتري و ژئوفيزيكي گسترده برای تخمین ذخیره کانسار آهن (مقادير باقیمانده).

۵- استفاده از تصاویر ماهواره‌ای با دقت بالا برای تهیه و ترسیم نقشه‌های زمین‌شناسی دقیق.