



دانشکده علوم زمین  
پایان نامه کارشناسی ارشد

عنوان

مطالعه رخساره‌ها و پتروژنی سنگ‌های آتشفشانی منطقه  
زرشک-سلطان‌قیس، شمال قزوین

نگارش  
مصطفی مشکین

اساتید راهنما  
دکتر حبیب‌ا.. قاسمی  
دکتر عباس آسیابانها

استاد مشاور  
دکتر فرج‌ا.. فردوست

«من بىنلە آنم كە بە من كلمە اى بىامۇزد».

على (ع)

تەقىل بىم راڭ

ئەمەي كەنلى كە

سرا آمۇخىنلەك

## تشکر و قدردانی

حمد و سپاس خداوند یکتا را سزاست که این بندۀ حقیر را تا به امروز مورد لطف و عنایت بی‌دریغ خویش قرار داده است و مرا در به انجام رساندن این رساله با هموار کردن مسیر و از بین بردن مشکلات، مورد مرحمت خود قرار داده و به طرق مختلف یاری نموده است. همچنین تقدیر و تشکر بی‌پایان از یکایک افرادی که در جهت هر چه پربار شدن این مجموعه مرا یاری نموده‌اند را بر خود لازم و واجب می‌دانم، لیکن ذکر اسامی تک‌تک آنان در این مقال مقدور نمی‌باشد. در عین حال، مراتب سپاسگزاری ویژه خود را از بعضی عزیزان که با مساعدت‌های بی‌دریغ خویش در تهیه این مجموعه سهم بسزایی داشته‌اند به شرح ذیل ابراز می‌دارم.

اساتید گرامی و ارجمند راهنمای، جناب آقایان دکتر حبیب‌ا. قاسمی و دکتر عباس آسیابانها و استاد گرانقدر مشاور این رساله، دکتر فرج‌ا. فردوست که ضمن بهره‌مندی علمی از محضر گرانقدر ایشان، با صبر و شکیبایی و راهنمایی‌های علمی، کمک‌های شایانی در به انجام رساندن این تحقیق داشته و همواره از تذکرات، مساعدت‌ها و راهنمایی‌های سودمندشان در غنای هر چه بیشتر علمی این مجموعه بهره جسته‌ام.

از جناب آقای دکتر عزیزا. طاهری که در تشخیص و شناسایی نمونه‌های فسیل کمک فراوانی نموده و از راهنمایی‌های علمی ایشان برخوردار بوده‌ام، سپاسگزاری می‌نمایم. از آقایان دکتر محمود صادقیان، دکتر حسین مهدیزاده شهری و دکتر پرویز امیدی که هر یک به نوعی در پیشبرد این مطالعه سهیم بوده‌اند نیز مراتب سپاس و قدردانی به جای آورده می‌شود.

در پایان ضمن تشکر و سپاسگزاری از مساعدت‌های آقای مهندس سید رضا میرباقری کارشناس آزمایشگاه اپتیک دانشگاه صنعتی شاهروд و همچنین آقایان درخشی، خانعلی‌زاده، حاجی‌زاده و عسکری و سرکار خانم‌ها عابدپور، صفرایی، کاکاوند، محمودی، آرمانپور و سایر دانشجویان کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، بر خود لازم می‌دانم که جهت ارج نهادن بر زحمات خانواده عزیز و بزرگوارم که همواره در تمامی مراحل زندگی حامی، پشتیبان و مشوق من بوده‌اند، از ایشان کمال تشکر و قدردانی را داشته باشم.

## چکیده

منطقه زرشک- سلطان قیس در ۱۰ کیلومتری شمال قزوین و در زون ساختاری البرز غربی قرار دارد. واحدهای سنگی این منطقه را ولکانی کلاستیک‌ها (آذرآواری‌ها، اپی‌کلاستیک‌ها و اتوکلاستیک‌ها)، روانه گدازه‌های الیوین‌بازالت، آندزیت و تراکی‌آندزیت، دایک‌های تراکی‌آندزیتی و میکرو مونزوگابرویی، گنبد آتشفشاری داسیتی و سنگهای نفوذی مونزوگابرویی تشکیل می‌دهند. سن آذرآواریها با توجه به فسیل‌های روزنداران بنتیک و پلازیک موجود در یک لایه آهک توفی و توپهای سنگی، اوسن میانی می‌باشد. وجود این لایه آهک توفی نومولیت‌دار در زیر روانه گدازه‌های الیوین‌بازالتی به همراه ساختهای رسوبی نظیر لایه‌بندی دانه تدریجی و چینه‌بندی متقاطع در آذرآواریها وجود توپهای سنگی، بیانگر تشکیل این سنگها در حوضه دریابی کم‌عمق است. مطالعات رخساره‌شناسی صحرایی منطقه، نشان‌دهنده تغییر محیط فوران از زیرآبی به فوران هوایی است. بررسی شواهد پتروگرافیکی این سنگها، حاکی از تغییر و تحولات پیوسته‌ای در آنها شامل ظهرور و حذف برخی کانیها، خوردگی فنوکریست‌ها و تشکیل بافت غربالی در نتیجه فرآیندهای نظیر تفریق، افت فشار و اختلاط است. با توجه به تفاوت‌های بارز ژئوشیمیایی داسیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها با سایر سنگهای منطقه، به نظر می‌رسد، داسیت‌ها محصول ذوب بخشی پوسته قاره‌ای در نتیجه تزریق ماقمای پرحرارت بازیک به درون آن می‌باشند. تراکی‌آندزیت‌ها نیز حاصل اختلاط ماقمای بازیک با ماقمای اسیدی حاصل ذوب بخشی پوسته قاره‌ای هستند. اسپایدر دیاگرامهای منطقه ویژگیهای سنگهای مناطق فرورانش را نشان می‌دهند و نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی حاکی از طبیعت کالکوآلکالن پتاسیک سنگهای منطقه است. جایگاه تکتونیکی این سنگها با توجه به اینکه خصوصیات قوسهای آتشفشاری را نشان می‌دهند، یک محیط پشت قوس در مراحل اولیه تکامل است که تحت تأثیر قوس ماقمایی ارومیه- دختر قرار گرفته است. غنی‌شدنگی ماقمای تولید شده را می‌توان به متاسوماتیسم شدید منشأ، نرخ نسبتاً پایین ذوب بخشی (۱۵ تا ۱۶ درصد) و آلیش پوسته‌ای نسبت داد.

کلمات کلیدی: زون البرز، قزوین، سنگ‌های آذرین، ماقماتیسم کالکوآلکالن پتاسیک، حوضه پشت قوس.

الف	.....	تقدیم
ب	.....	تشکر و قدردانی
ج	.....	چکیده

## فهرست مطالب

### فصل اول - کلیات

۱	.....	۱-۱- مقدمه
۲	.....	۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی
۲	.....	۱-۳- آب و هوا
۳	.....	۱-۴- ژئومورفولوژی
۵	.....	۱-۵- مطالعات قبلی
۷	.....	۱-۶- هدف از مطالعه
۸	.....	۱-۷- روش مطالعه

### فصل دوم - زمین‌شناسی عمومی منطقه

۱۰	.....	۲-۱- مقدمه
۱۵	.....	۲-۲- پیکره‌های سنگی منطقه مورد مطالعه
۱۵	.....	۲-۳-۱- ولکانی کلاستیکها
۲۷	.....	۲-۳-۲- روانه گدازه‌های بازیک تا حد واسط
۳۲	.....	۲-۳-۳- سنگ‌های نیمه عمیق
۳۲	.....	الف- دایکها
۳۵	.....	ب- گنبد آتشفسانی سلطان قیس
۳۸	.....	۲-۳-۴- سنگ‌های نفوذی
۳۹	.....	۲-۴- تطابق واحدهای مختلف سنگی در منطقه
۴۵	.....	۲-۵- زمین‌شناسی ساختمانی
۴۵	.....	۲-۵-۱- گسلهای فشاری یا راندگی‌ها
۴۶	.....	۲-۵-۲- گسلهای عرضی برشی
۴۸	.....	۲-۶- زمین‌شناسی اقتصادی و پتانسیل معدنی منطقه
۴۸	.....	۲-۶-۱- کانسارهای بنتونیت
۵۹	.....	۲-۶-۲- کانسار سیلیس میزوج

### فصل سوم - پتروگرافی

۶۰	.....	۳-۱- مقدمه
۶۱	.....	۳-۲- آذرآواریها

۶۱	..... ۱-۲-۳ کریستال لیتیک توف
۶۲	..... ۲-۲-۳ کریستال ویتریک توف
۶۳	..... ۳-۳ گدازه‌ها
۶۴	..... ۱-۳-۳ الیوین بازالت‌ها
۷۳	..... ۲-۳-۳ آندزیت‌ها
۷۴	..... ۳-۳-۳ تراکی آندزیت‌ها
۷۹	..... ۴-۳ داسیت‌ها
۸۰	..... ۵-۳ سنگ‌های نفوذی
۸۰	..... ۱-۵-۳ مونزوگابروها
	<b>فصل چهارم - ژئوشیمی</b>
۸۵	..... ۴-۱-۴ مقدمه
۸۶	..... ۴-۲-۴ منابع خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌ها
۸۷	..... ۴-۳-۴ آماده سازی و تصحیح داده‌های تجزیه شیمیایی
۹۳	..... ۴-۴ طبقه‌بندی‌های شیمیایی
۹۳	..... ۴-۴-۱ طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های آتش‌شناختی
۹۴	..... ۴-۴-۲ طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های نفوذی
۹۶	..... ۴-۵ روندهای ژئوشیمیایی
۹۶	..... ۴-۵-۱ نمودارهای هارکر
۹۸	..... ۴-۵-۲ نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب در برابر ضریب تفرقی
۹۸	..... ۴-۵-۳-۱ نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفرقی
۱۰۱	..... ۴-۵-۴-۲ نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به ضریب تفرقی
۱۰۶	..... ۴-۵-۴-۳ نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب
۱۰۸	..... ۴-۶ اسپایدر دیاگرامهای عناصر کمیاب
۱۰۸	..... ۴-۶-۱ اسپایدر دیاگرامهای عناصر کمیاب خاکی
۱۱۰	..... ۴-۶-۲ اسپایدر دیاگرامهای چند عنصری
۱۱۱	..... ۴-۷-۴ سریهای ماگمایی
۱۱۱	..... ۴-۷-۴-۱ نمودار $\text{SiO}_2$ - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ایروین و باراگار (۱۹۷۱)
۱۱۳	..... ۴-۷-۴-۲ نمودار سه‌تایی $\text{MgO}$ - $\text{FeO}^+$ - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ایروین و باراگار (۱۹۷۱)
۱۱۳	..... ۴-۷-۴-۳ نمودارهای نسبت-نسبت عناصر کمیاب $\text{Ce}/\text{Yb}$ و $\text{Th}/\text{Yb}$ در مقابل $\text{Ta}/\text{Yb}$
۱۱۴	..... ۴-۷-۴-۴ نمودار $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ لومتر و همکاران (۱۹۸۹)
۱۱۵	..... ۴-۸-۴ جایگاه تکتونیکی
۱۱۵	..... ۴-۸-۴-۱ نمودارهای $\text{Ti}/100-\text{Zr}-\text{Sr}/2$ و $\text{Ti}/100-\text{Zr}-\text{Y}^{*3}$ پیرس و کن (۱۹۷۳)
۱۱۶	..... ۴-۸-۴-۲ نمودارهای $\text{La}/\text{Yb}-\text{Yb}$ و $\text{Hf}-\text{Zr}$ کاندی (۱۹۸۶)

۱۱۶	..... نمودار Zr/Y-Ti/Y پیرس و گیل (۱۹۷۷) ۴-۳-۸-۴
۱۱۶	..... نمودار Zr/Y-Zr پیرس (۱۹۸۳) ۴-۴-۸-۴
۱۱۷	..... نمودارهای مولر و همکاران (۱۹۹۲) ۴-۵-۸-۴
۱۱۹	..... نمودارهای وود (۱۹۸۰) ۴-۶-۸-۴
۱۱۹	..... نمودار La/10-Y/15-Nb/8 کابانیس و لکول (۱۹۸۹) ۴-۷-۸-۴
۱۲۰	..... نمودار Cr-Y پیرس (۱۹۸۲) ۴-۸-۸-۴
۱۲۱	..... نمودار TiO <sub>2</sub> /Zr پیرس (۱۹۸۲) ۴-۹-۸-۴
۱۲۳	..... نمودار K/Yb - Ta/Yb پیرس (۱۹۸۲) ۴-۱۰-۸-۴

#### **فصل پنجم- پتروژئن**

۱۲۵	..... ۱-۱- مقدمه ۵-۱
۱۲۶	..... ۲-۵- تحولات تکتونیکی- رسوبی البرز
۱۲۸	..... ۱-۲-۵- تحولات تکتونیکی- رسوبی پالئوژن البرز
۱۲۹	..... ۳-۵- خصوصیات منشأ و الگوی تکتونوماگمایی مجموعه‌های سنگی منطقه
۱۳۲	..... ۱-۳-۵- نحوه تشکیل حوضه‌های پشت قوس
۱۳۳	..... ۲-۳-۵- نحوه تشکیل ماگما در قوس‌های آتشفشاری
۱۴۴	..... ۴-۵- نتیجه‌گیری
۱۴۷	..... الف- منابع فارسی
۱۴۹	..... ب- منابع لاتین
۱۶۳	..... ضمیمه

#### **فهرست شکل‌ها، جداول و تابلوها**

#### **شکل‌ها**

۴	..... شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه
۹	..... شکل ۲-۱- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه
۱۱	..... شکل ۱-۲- انواع سنگ‌های بیرونی متعلق به دوران سوم ایران
۱۲	..... شکل ۲-۲- زونهای مختلف البرز و موقعیت تقریبی منطقه مورد مطالعه
۱۶	..... شکل ۳-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی
۱۷	..... شکل ۴-۲- توف خاکستری روشن تا صورتی با میان لایه‌هایی از توف سبز
۱۷	..... شکل ۵-۲- تصویری از توف شیلی با قلوه‌های گرد شده
۱۸	..... شکل ۶-۲- توف‌های سبز با لایه‌بندی نازک
۱۸	..... شکل ۷-۲- باند سفید تا قرمز متمایل به بنفش از جنس کریستال ویتریک توف

۱۹	..... شکل ۸-۲- تناوبی از شیل خاکستری با بین لایه‌های ماسه‌سنگ نازک لایه
۲۰	..... شکل ۹- تناوبی از ماسه‌سنگها با بین لایه‌هایی از شیل‌های خاکستری
۲۰	..... شکل ۱۰-۲- واحد آهک توفی فسیل‌دار به رنگ کرم تا خاکستری
۲۱	..... شکل ۱۱-۲- میکروفسیل‌های موجود در واحد آهک توفی
۲۲	..... شکل ۱۲-۲- تصویری از آگلومرا بصورت بین لایه‌ای در داخل توفها
۲۳	..... شکل ۱۳-۲- لاپیلی توف بصورت میان لایه در داخل توفها
۲۵	..... شکل ۱۴-۲- توپهای توفی شمال سلطان قیس
۲۵	..... شکل ۱۵-۲- توپهای ماسه‌ای جنوب زرشک
۲۶	..... شکل ۱۶-۲- توپهای ماسه‌ای شرق تراتون
۲۶	..... شکل ۱۷-۲- تصویر میکروسکوپی فسیل <i>Globigerina sp.</i> در توپهای ماسه‌ای
۲۶	..... شکل ۱۸-۲- تصویری از لایه‌بندی دانه‌تدریجی در رسوبات توفی سیلتستونی
۲۹	..... شکل ۱۹-۲- گدازه‌های آندزیتی
۲۹	..... شکل ۲۰-۲- جهت‌یافته‌گی بلورهای پلاژیوکلاز بدنبال یکدیگر در گدازه آندزیتی
۲۹	..... شکل ۲۱-۲- قرارگیری گدازه آندزیتی بر روی پالتوسل
۳۰	..... شکل ۲۲-۲- کانال‌های پر شده با ماسه‌سنگ توفی
۳۰	..... شکل ۲۳-۲- تبعیت کردن گدازه از مورفولوژی بخش بالایی لایه سیلتستونی
۳۰	..... شکل ۲۴-۲- قرارگیری گدازه آندزیتی بر روی یک لایه توفی بسیار ریزدانه
۳۱	..... شکل ۲۵-۲- گدازه‌های الیوین‌بازالت بصورت دگرشیب بر روی نهشته‌های آذرآواری
۳۲	..... شکل ۲۶-۲- شکستگیهای فراوان موجود در گدازه‌های منطقه
۳۳	..... شکل ۲۷-۲- دایک‌های موجود در منطقه
۳۴	..... شکل ۲۸-۲- سیل‌های موجود در منطقه
۳۴	..... شکل ۲۹-۲- دایک‌های گروهی موجود در منطقه
۳۷	..... شکل ۳۰-۲- گنبد داسیتی سلطان قیس
۳۷	..... شکل ۳۱-۲- ساخت منشوری در سنگ‌های داسیتی گنبد آتشفسانی
۳۷	..... شکل ۳۲-۲- درز و شکاف موجود در داسیتها و ایجاد واریزه در دامنه
۳۹	..... شکل ۳۳-۲- دبی دیاکلазی و فرسایش پوست پیازی در توده نفوذی مونزوگابرویی
۳۹	..... شکل ۳۴-۲- متبلور شدن توفهای موجود در مجاورت توده نفوذی مونزوگابرویی
۴۲	..... شکل ۳۵-۲- ستون چینه نگاری منطقه شمال تراتون
۴۳	..... شکل ۳۶-۲- ستون چینه نگاری منطقه شمال شرق میزوج
۴۴	..... شکل ۳۷-۲- تطابق واحدهای سنگ‌شناسی در دو مقطع مختلف منطقه مطالعاتی
۴۶	..... شکل ۳۸-۲- گسل‌های عمدۀ و اصلی در منطقه
۴۷	..... شکل ۳۹-۲- صفحه گسل همراه با آینه گسل و خش لغزش
۴۷	..... شکل ۴۰-۲- گسل نرمال در منطقه مورد مطالعه

۴۹	..... شکل ۲-۴۱-۲- دگرسانی آرژیلیک در کن tact دایک با سنگهای میزبان در منطقه
۴۹	..... شکل ۲-۴۲-۲- توفهای دگرسان شده در اطراف گند داسیتی سلطان قیس
۵۰	..... شکل ۲-۴۳-۲- آثار معدنی کربناتهای مس (مالاکیت) در منطقه
۵۰	..... شکل ۲-۴۴-۲- معدن بنتونیت نیاق
۵۳	..... شکل ۲-۴۵-۲- بنتونیت در جنوب اردبیلک
۵۴	..... شکل ۲-۴۶-۲- دیاگرام دیفراکسیون اشعة ایکس(XRD) نمونه A از کانسار بنتونیت اردبیلک
۵۵	..... شکل ۲-۴۷-۲- دیاگرام دیفراکسیون اشعة ایکس(XRD) نمونه B2 از کانسار بنتونیت اردبیلک
۵۶	..... شکل ۲-۴۸-۲- دیاگرام دیفراکسیون اشعة ایکس(XRD) نمونه C1 از کانسار بنتونیت اردبیلک
۵۷	..... شکل ۲-۴۹-۲- دیاگرام دیفراکسیون اشعة ایکس(XRD) نمونه C2 از کانسار بنتونیت اردبیلک
۵۸	..... شکل ۲-۵۰-۲- دیاگرام دیفراکسیون اشعة ایکس(XRD) نمونه D2 از کانسار بنتونیت اردبیلک
۵۹	..... شکل ۲-۵۱-۲- معدن سیلیس رگهای در جنوب میزوج
۷۰	..... شکل ۳-۱-۳- نمودار ترکیب شیمیایی- فشار سیستم آلبیت- آورتیت و نمودار ترکیب شیمیایی- فشار سیستم دیوپسید- آلبیت- آورتیت
۷۱	..... شکل ۳-۲-۳- تغییرات ترکیب الیوین به ایدینگسیت در بازالت‌های بلکس در ماسیو سانترال فرانسه
۸۸	..... شکل ۴-۱-۴- نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (TAS)
۹۳	..... شکل ۴-۲-۴- نمودار طبقه‌بندی لوباس و همکاران (۱۹۸۶)
۹۴	..... شکل ۴-۳-۴- نمودار طبقه‌بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹)
۹۵	..... شکل ۴-۴-۴- نمودار طبقه‌بندی سنگهای نفوذی با استفاده از پارامترهای $R_1-R_2$
۹۵	..... شکل ۴-۵-۴- نمودار طبقه‌بندی سنگهای نفوذی بر اساس $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$
۹۹	..... شکل ۴-۶-۴- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به $SiO_2$
۱۰۲	..... شکل ۷-۴- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به ضریب تفریق
۱۰۵	..... شکل ۸-۴- نمودارهای تغییرات عنصر کمیاب نسبت به ضریب تفریق
۱۰۷	..... شکل ۹-۴- نمودارهای تغییرات عنصر ناسازگار- ناسازگار و سازگار- ناسازگار
۱۰۸	..... شکل ۱۰-۴- نمودارهای نسبت- نسبت عنصر ناسازگار $Rb/Y-Nb/Y$ و $Ce/Nb-Ba/Nb$
۱۱۰	..... شکل ۱۱-۴- اسپایدر دیاگرام‌های عنصر کمیاب خاکی به هنجار شده با کندریت
۱۱۲	..... شکل ۱۲-۴- اسپایدر دیاگرام‌های چند عنصری سنگهای منطقه
۱۱۲	..... شکل ۱۳-۴- نمودار $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$
۱۱۲	..... شکل ۱۴-۴- نمودار سه‌تایی $FeO^+-(Na_2O+K_2O)-MgO$
۱۱۴	..... شکل ۱۵-۴- نمودارهای نسبت- نسبت عنصر کمیاب $Th/Yb-Ta/Yb$ و $Ce/Yb-Ta/Yb$
۱۱۴	..... شکل ۱۶-۴- نمودار $K_2O-SiO_2$
۱۱۵	..... شکل ۱۷-۴- نمودارهای نسبت $Ti/100-Zr/Sr/2$ و $Ti/100-Y^{*3}$
۱۱۶	..... شکل ۱۸-۴- نمودارهای $Hf-Zr$ و $La/Yb-Yb$

۱۱۷	..... شکل ۴-۱۹- نمودار Zr/Y-Ti/Y
۱۱۷	..... شکل ۴-۲۰- نمودار Zr/Y-Zr
۱۱۸	..... شکل ۴-۲۱- نمودارهای مولر و همکاران (۱۹۹۲)
۱۲۰	..... شکل ۴-۲۲- نمودارهای مثلثی وود (۱۹۸۰)
۱۲۱	..... شکل ۴-۲۳- نمودار La/10-Y/15-Nb/8
۱۲۲	..... شکل ۴-۲۴- نمودار Y-Cr
۱۲۲	..... شکل ۴-۲۵- نمودار TiO <sub>2</sub> /Zr
۱۲۳	..... شکل ۴-۲۶- نمودار K/Yb - Ta/Yb
۱۳۵	..... شکل ۱-۵- مدل‌های پتروژنتیکی تولید مagmaهای قوس
۱۳۸	..... شکل ۲-۵- نمودار تفکیک منشأ غنی شده و تهی شده با استفاده از نسبت Y/Zr و Nb/Zr
۱۴۰	..... شکل ۳-۵- نمودار Dy/Yb - La/Yb جهت تعیین درجه ذوب بخشی محل منشأ magma
۱۴۰	..... شکل ۴-۵- نمودار La/Sm-Sm/Yb جهت تعیین مدل ذوب بخشی تعادلی در گوشته غنی شده و مورب تهی شده
۱۴۱	..... شکل ۵-۵- نمودارهای Rb/Zr-SiO <sub>2</sub> و K/Rb-SiO <sub>2</sub>

## جداول

۱۴	..... جدول ۱-۲- فازهای آتشفسانی پالتوژن منطقه طالقان و قزوین
۵۱	..... جدول ۲-۲- نتایج آنالیز شیمیایی به روش XRF شش نمونه از کانسار بنتونیت نیاق
۵۱	..... جدول ۳-۲- ترکیب کانی‌شناسی چهار نمونه از کانسار بنتونیت نیاق
۵۲	..... جدول ۴-۲- نتایج آنالیز شیمیایی به روش XRF سه نمونه از کانسار بنتونیت تراتون
۵۲	..... جدول ۵-۲- ترکیب کانی‌شناسی دو نمونه از کانسار بنتونیت تراتون
۵۲	..... جدول ۶-۲- نتایج آنالیز شیمیایی به روش XRF یک نمونه از کانسار بنتونیت زرشک
۵۳	..... جدول ۷-۲- نتایج آنالیز شیمیایی به روش XRF هفت نمونه از کانسار بنتونیت اردبیلک
۵۳	..... جدول ۸-۲- ترکیب کانی‌شناسی دو نمونه از کانسار بنتونیت جنوب اردبیلک
۵۹	..... جدول ۹-۲- نتیجه آنالیز شیمیایی یک نمونه از کانسار سیلیس میزوج
۸۷	..... جدول ۱-۴- مشخصات و مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌های سنگی منطقه
۸۹	..... جدول ۲-۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و ترکیب نورماتیو نمونه‌های منطقه
۹۱	..... جدول ۳-۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه

## تابلوها

۶۵	..... تابلو شماره ۱-۳
۷۲	..... تابلو شماره ۲-۳
۷۸	..... تابلو شماره ۳-۳
۸۳	..... تابلو شماره ۴-۳
۸۴	..... تابلو شماره ۵-۳

## فصل اول

### کلیات

#### ۱-۱- مقدمه

کمربند چین خورده آلپ- هیمالیا یکی از مهمترین کمربندهای کوهزایی است که موزائیکی از قطعات کوچک و بزرگ قاره‌ای و نوارهای کوهزایی مختلف را به نمایش می‌گذارد. تکوین و تکامل ساختاری این کمربند از دیر باز توجه بسیاری از زمین‌شناسان را به خود معطوف داشته است. سرزمین ایران نیز به دلیل قرار گرفتن در این مسیر، همواره تحت تأثیر تحولات گوناگونی بوده است که هر یک به نوعی در شکل‌گیری طرح کنونی آن مؤثر بوده‌اند.

دوره‌های ماقمایی متعددی پوسته ایران را از بدو تشکیل تاکنون تحت تأثیر قرار داده‌اند که رخداد ماقمایی سنوزوئیک از مهمترین آنها می‌باشد و موجب بر جای گذاشتن نهشته‌های عظیم و بسیار گسترده سنگ‌های آذرآواری، آتشفسانی و درونی شده است. فعالیت ماقمایی ابتدای سنوزوئیک، در دو زون البرز و ارومیه- دختر دارای بیشترین تمرکز بوده و از دیرباز مورد توجه تحقیقات بسیاری از زمین‌شناسان ایرانی و خارجی قرار گرفته است.

علیرغم انجام مطالعات متعدد زمین‌شناسی بر روی سنگ‌های آتشفسانی سنوزوئیک در زون البرز، سرنوشت این سنگ‌ها در این زون نسبت به زون ارومیه- دختر، دارای وضعیت مبهم‌تری از نظر

پتروژنر و موقعیت تکتونیکی می‌باشد. لذا در این مطالعه، با انتخاب بخشی از زون البرز غربی سعی شده است با توجه به فرآیندهای بوجود آورنده نهشته‌های مختلف در منطقه و تطبیق و ارتباط واحدهای سنگی مختلف و با استفاده از آزمایشات ژئوشیمیایی، مسائلی نظری نوع رخسارهای آتشفسانی، ژئوشیمی، سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی رخداد سنگهای منطقه مورد مطالعه مشخص گردد.

## ۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی

منطقه زرشک- سلطان قیس در ۱۰ کیلومتری شمال شهرستان قزوین قرار گرفته است و بخشی از ارتفاعات البرز غربی محسوب می‌شود. منطقه مورد مطالعه بین طولهای جغرافیایی "۳۵° ۵۵' ۴۹° تا ۳۹° ۵۰' ۰۸' شرقی و عرضهای جغرافیایی '۲۲° ۳۶' تا '۲۸° ۳۶' شمالی واقع شده است. مهمترین محورهای ارتباطی که دسترسی به قسمت‌های شرقی، مرکزی و غربی منطقه را فراهم می‌نمایند به ترتیب عبارتند از:

۱- مسیر اول جاده آسفالته قزوین- باراجین- زرشک

۲- مسیر دوم جاده آسفالته قزوین- آلوک

۳- مسیر سوم جاده آسفالته قزوین- گرکین

نظر به وجود روستاهای آبادیهای متعدد در منطقه و وجود راههای شنی، خاکی و حتی آسفالته درجه ۲ بین آنها، دستیابی به محدوده مطالعاتی، علیرغم کوهستانی بودن آن، تا حدودی آسان می‌باشد (شکل ۱-۱).

روستاهای موجود در منطقه عبارتند از آلوک، زرشک، نیاق، کامان، گرکین، میزوج، اردبیلک، تراتون و بزولین. اکثر ساکنین روستاهای منطقه به دامداری و کشاورزی اشتغال داشته، زمین‌های کشاورزی بیشتر در دره‌ها و مناطق کم ارتفاع و هموارتر دامنه‌ها قرار دارند.

## ۱-۳- آب و هوا

منطقه مورد مطالعه با توجه به کوهستانی بودن دارای زمستانهای سرد و پر برف و تابستانهای معتدل می‌باشد. این منطقه تحت پوشش اقلیم‌های نیمه مرطوب سرد و مدیترانه‌ای قرار دارد. دوره

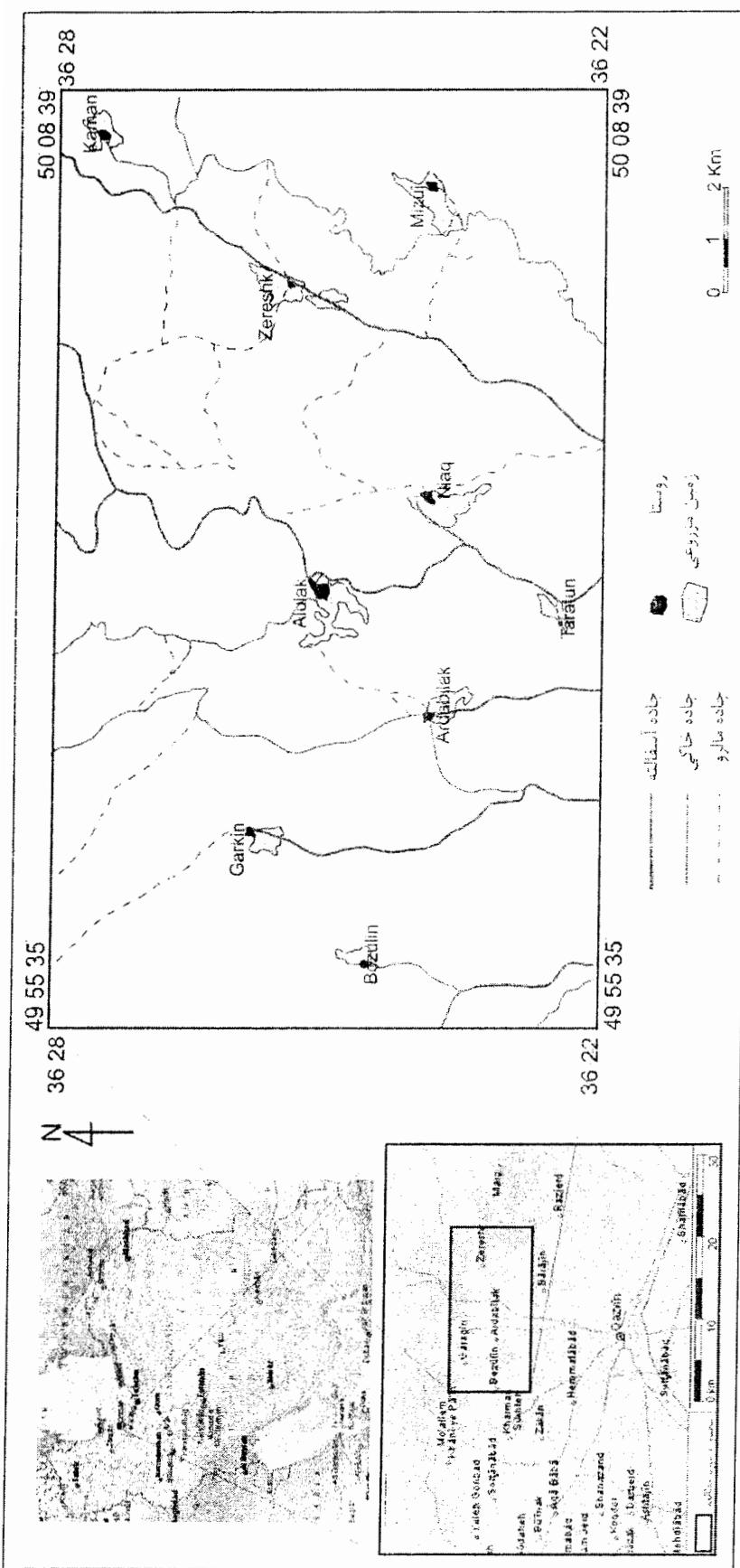
سرما نسبتاً طولانی بوده و حدوداً ۷ ماه از سال را در بر می‌گیرد. دمای هوا در گرمترين روزهای سال نزدیک به ۴۰ درجه سانتیگراد و در سردترین روزهای سال به حدود ۱۳ درجه سانتیگراد زیر صفر می‌رسد. متوسط رطوبت نسبی نزدیک به ۵۳ درصد می‌باشد. میانگین سالانه بارندگی منطقه ۳۱۶/۷ میلیمتر و بیشترین بارندگیها مربوط به فصل زمستان است. میانگین سرعت بادهای غالب در منطقه ۴ متر بر ثانیه با جهت وزش شرقی، جنوب‌شرقی و غربی می‌باشد (سازمان هواسناسی، ۱۳۸۰).

#### ۱-۴- ژئومورفولوژی

تپوگرافی منطقه مورد مطالعه همانند سایر نقاط البرز بسیار مرتفع و ناهموار بوده و در آن ارتفاعات بسیار پر شیب و بلند در مجاورت دره‌های گسلی، مستقیم و عمیق قرار دارند که گاه سیمای ژئومورفولوژیکی بسیار ناهموار و خشنی را نشان می‌دهند. منطقه مورد مطالعه قادر رودخانه‌های دائمی است و رودخانه‌های فصلی موجود نیز عمدتاً بی‌آب بوده و بعضاً در فصول پر باران سال جریان دارند. علاوه بر این، چشمه‌ها و آبگیرهایی بصورت پراکنده در منطقه دیده می‌شوند.

اختلاف ارتفاع در منطقه بسیار متغیر است و با نزدیک شدن به قسمت‌های شمالی بر دامنه ارتفاعات افزوده می‌شود. بر عکس، مناطق جنوبی و بویژه جنوب غربی دارای تپوگرافی ملایمتری هستند بطوریکه پستترین نقطه ارتفاعی منطقه با ارتفاعی در حدود ۱۵۱۳ متر در جنوب غربی محدوده مطالعاتی واقع شده و بلندترین نقطه ارتفاعی منطقه را کوه سلطان قیس با ارتفاع ۲۴۰۳ متر تشکیل می‌دهد که در شمال منطقه واقع می‌باشد. از دیگر ارتفاعات این منطقه می‌توان به کوه تله‌کان با ارتفاع ۲۰۴۸ متر، کوه واشرگیر به ارتفاع ۲۰۴۵ متر، کوه کوناپند با ۱۹۸۹ متر ارتفاع، کوه کافرمیدان به ارتفاع ۱۹۶۵ متر و کوه گلابدره با ارتفاع ۱۹۶۳ متر اشاره داشت.

به علت مجاورت دره‌های عمیق در کنار ارتفاعات بلند و گسلی و شکسته بودن منطقه، شیب‌های ناپایدار بسیاری وجود دارند که زمینه‌ساز بروز زمین لغزه و تشکیل واریزه در دامنه کوهها می‌باشد.



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه.

## ۱-۵- مطالعات قبلی

در منطقه مورد مطالعه، به غیر از کارهای مقدماتی و تهیه نقشه زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ در سال ۱۹۷۵ توسط آنلز و همکاران به نام نقشه و شرح زمین‌شناسی چهارگوش قزوین- رشت و تهیه نقشه زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ در سال ۱۳۸۱، پژوهش قابل ذکر دیگری با اهداف مندرج در این رساله صورت نگرفته است. با این حال برخی از کارها و پژوهش‌هایی که در مناطق مجاور و بیشتر در قالب رساله‌های تحصیلی انجام یافته عبارتند از:

۱- آسیابانها، ع. (۱۳۷۱): این محقق با مطالعه سنگ‌های آتشفسانی شمال غرب قزوین (منطقه ملاعلی) و با توجه به تقسیم‌بندی آنلز و همکاران (۱۹۷۵) که ولکانیسم پالئوژن را در سه فاز جداگانه جای داده‌اند، سنگ‌های فاز دوم را از نوع شوشونیت‌های پتاسیک و سنگ‌های فاز سوم را حاصل اختلاط ماقمایی و ذوب بخشی پوسته قاره‌ای می‌داند. در ضمن با انجام یک بررسی مقایسه‌ای به این نتیجه رسیده است که احتمالاً ولکانیک‌های پالئوژن البرز در منطقه پشت کمان فرورانش و از تحول ماقمای کالکوآلکالن زون ارومیه- دختر در همین زمان حاصل شده‌اند.

۲- پناهی، م. (۱۳۷۵): این مؤلف گذاره‌های شرق و شمال شرق قزوین را به دو بخش ساب آلکالن و آلکالن تقسیم می‌کند که به نظر وی اولی در محیط حاشیه قاره و دومی در محیط داخل قاره فوران کرده‌اند. نامبرده، منشأ ماقمای هر دو را یکسان فرض کرده و ایجاد تغییرات بعدی را به فرآیندهایی نظیر تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی و آلودگی نسبت میدهد.

۳- حسینی طالقانی، ج. (۱۳۷۵): وی توده‌های نفوذی مختلف منطقه شرق و شمال قزوین را اسیدی تا بازیک معرفی کرده و ضمن مشاهده دگرگونی‌های مجاورتی ضعیف در هاله آنها، معتقد است که انواع بازیک و حدواتسط آنها ماهیت آلکالن و پرپتاسیم (وابسته به شوشونیت‌ها) دارند. ولی انواع اسیدی‌تر، ساب آلکالن بوده و با نوع قبلی ارتباطی ندارند. در عین حال نامبرده، یک محیط فرورانش را برای منطقه مورد پژوهش فرض می‌کند.

۴- آسیابانها، ع. (۱۳۸۰): این محقق با بررسی رخساره‌های آتشفسانی غرب قزوین، رخمنهای سنگ‌های آتشفسانی منطقه را معادل مرحله فوران هوایی ولکانیسم البرز طی دو مرحله مختلف ولی پیاپی (ابتدا با شدت انفجاری کم و سپس با فورانهای شدیداً انفجاری) در

نظرگرفته است. به نظر وی این سنگها از یک مagma کالکوآلکالن پتاسیک در حال تحول به سری شوشونیتی حاصل شده است و موقعیت تکتونیکی magma تیسم نیز یک قوس آتشفسانی قاره‌ای در ارتباط با فروزانش و یا تصادم قاره‌ای است.

۵- آسیابانها، ع. (۱۳۸۳): این محقق روابط زمین‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمی سنگهای magma و نشانه‌هایمعدنی شمال شرق قزوین را مورد بررسی قرار داده و نتیجه گرفته است که تحولات آتشفسانی منطقه ابتدا از طریق ولکانیسم انفجاری اسیدی زیرآبی در اوسن میانی- فوقانی صورت گرفته و آنگاه بالا آمدگی و چین خوردگی آنها و سپس فعالیت آتشفسانی آرامتر به صورت خروج گدازه در محیط هوایی دنبال شده است. نامبرده توده‌های نفوذی منطقه را از نوع لاکولیت دانسته و تزریق آنها در سنگهای منطقه را موجب ایجاد دگرسانی‌های ضعیف و نشانه‌های معدنی اندک از نوع مس، گالن، باریت، اسفالریت، کالکوپیریت و اکسید منگنز می‌داند.

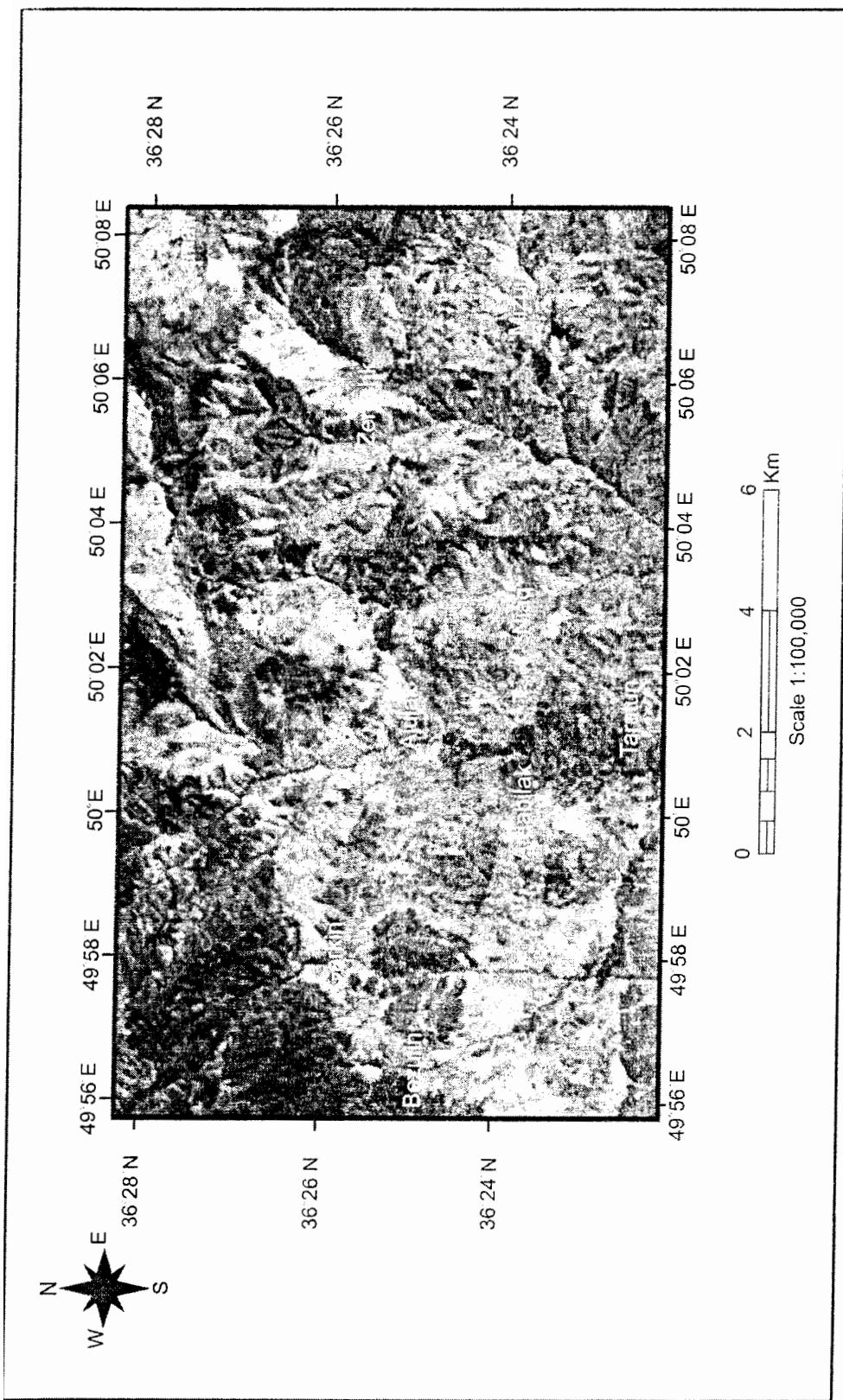
۶- توکلی صبور، الف. (۱۳۸۳): وی با تمرکز بر روی ژئوشیمی نشانه‌های معدنی منطقه شمال شرق قزوین تا طالقان و نیز با استفاده از پردازش تصاویر ماهواره‌ای، اعتقاد دارد که دگرسانی منطقه سیستماتیک نبوده و منطبق بر عبور سیالات در امتداد گسلهای اصلی منطقه است. به این ترتیب نامبرده با بررسی‌های کانه‌نگاری و مشاهدات صحرایی اعتقاد به پتانسیل ارتو‌magma تی و Fe در توده‌های نفوذی دارد.

۷- حیدری، م. (۱۳۸۳): وی توده نفوذی مونزونیتی و گنبد ریوداسیتی در شمال شرق قزوین را مورد مطالعه پترولوزی قرار داده و به دلیل تزریق شدن آنها در میان توفهای اوسن، سن‌شان را پس از اوسن می‌داند. به نظر نامبرده، توده مونزونیتی آلکالن پتاسیک و پرآلومین بوده و بین توده نفوذی و گنبد ریوداسیتی، قرابت ژنتیکی قائل نیست. در ضمن محیط تکتونیکی تشکیل سنگهای مذکور حاشیه فعال قاره‌ای مرتبط با فروزانش است.

۸- کلانتری، ک. (۱۳۸۳): نامبرده با بررسی توفهای گدازه‌های پالئوژن شمال شرق قزوین، اعتقاد دارد که تحولات magma منطقه از طریق ورود پی در پی magma به مخزن زیرزمینی و سپس صعود magma و کاهش فشار طی سرد شدن آنها صورت گرفته است. ضمناً

## ۱-۷- روش مطالعه

به منظور انجام این پژوهش ابتدا عکس‌های هوایی منطقه در مقیاس‌های ۱:۵۰۰۰۰ و ۱:۲۰۰۰۰، نقشهٔ توپوگرافی در مقیاس ۱:۵۰۰۰۰، نقشهٔ زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و اطلاعات ماهواره‌ای منطقه تهیه گردید. مطالعه صحرایی این گستره در تابستان و پائیز ۸۴ انجام گرفت و طی آن، نمونه‌برداری سیستماتیک و انتخابی از واحدهای مختلف سنگی بر اساس تنوع بافتی، کانی‌شناسی و سنگ‌شناختی آنها صورت پذیرفت و از این سنگ‌ها در کارگاه تهیه مقاطع نازک دانشگاه صنعتی شاهرود تعداد ۷۸ مقطع نازک تهیه گردید. بعد از انجام مطالعات پتروگرافی، تعداد ۱۶ نمونه انتخاب و جهت آنالیز شیمیایی به روش ICP-MS به کشور کانادا ارسال شد. نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی پس از انجام تصحیحات لازم، توسط نرم‌افزارهای پترولوزیکی نظریer.Igpet و GCDKit و Newpet Minpet مورد بررسی و پردازش قرار گرفت و در نهایت تصویر ماهواره‌ای با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ ENVI 3.6 منطقه مورد مطالعه تهیه گردید (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه با مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰.

## فصل دوم

### زمین‌شناسی عمومی منطقه

#### ۱-۲ - مقدمه

شاید مهمترین و فرآگیرترین حادثه در تکوین پوسته ایران‌زمین، حوادث ماگماتیک سنوزوئیک بوده باشد که در فاز کوهزایی آلپی روی داده است و طی آن رشته کوههای آلپ-هیمالیا تحت تأثیر قرار گرفته، شکل فعلی کوههای ایران ترسیم و همزمان یا کمی بعد از آن، قسمت اعظم ذخایر معدنی ایران تشکیل شده‌اند.

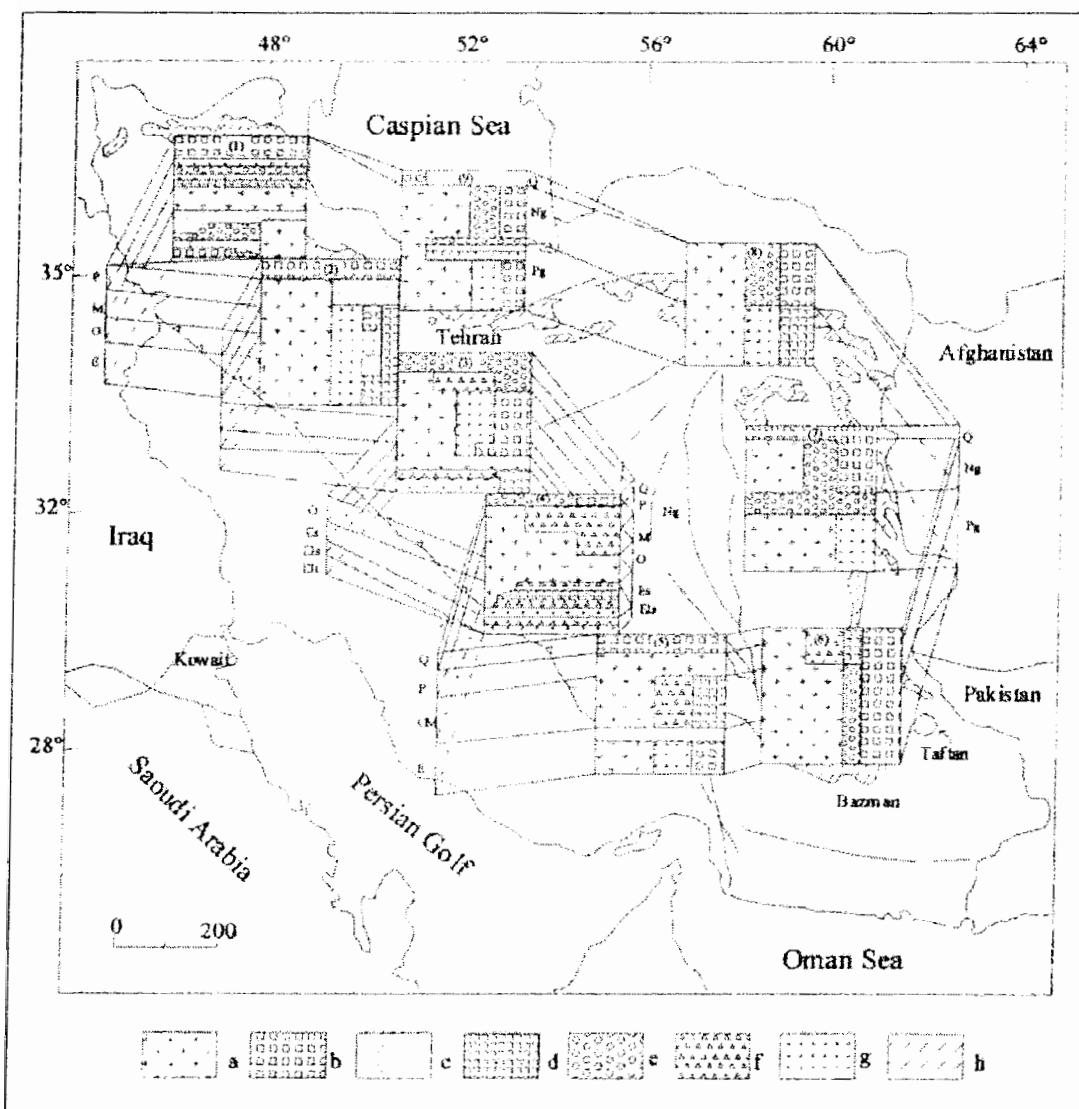
به طور کلی دوران سنوزوئیک را باید دوران فعالیت ماگماتیسم ایران نامید که اثرات آن در سراسر ایران به جز زاگرس و کپه‌داغ دیده می‌شود. فعالیت ماگماتیسم و به ویژه ولکانیسم ترسیم در ایران، ترکیب سنگی متفاوتی (شکل ۱-۲) و همچنین گسترش و پراکندگی زیادی دارد (قربانی، ۱۳۸۲).

کوههای شمال قزوین در بخش البرز غربی- مرکزی (افتخارنژاد، ۱۳۵۹) و زون آتشفسانی ترسیم- کواترنر (اشتوکلین<sup>۱</sup>، ۱۹۷۷) واقع می‌باشد. به نظر نبوی (۱۳۵۵) مجموعه البرز از آذربایجان تا خراسان ادامه می‌یابد. ولی از نظر چینه‌شناسی و زمین‌ساختی اختصاصات یکنواختی نداشته و به همین دلیل به سه واحد کپه‌داغ و البرز شرقی (شامل زونهای کپه‌داغ و بینالود)، البرز مرکزی (شامل دو زون گرگان- رشت و البرز مرکزی- غربی) و البرز غربی- آذربایجان تقسیم شده است

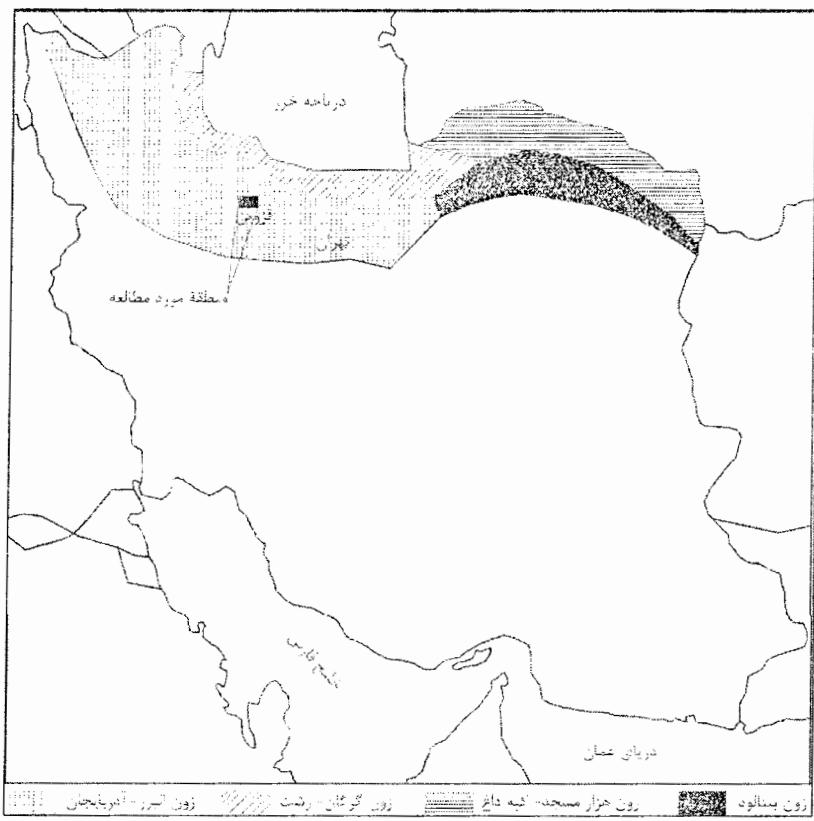
1- Stocklin

(درویشزاده، ۱۳۷۰). رشته کوههای شمال قزوین جزء واحد البرز غربی- آذربایجان می‌باشد (شکل ۲).

در این قسمت ابتدا بطور مختصر به لیتواستراتیگرافی سنگهای آتشفشاری پالئوزن البرز از نظر محیط تشکیل در مقیاس ناحیه‌ای اشاره شده و سپس به محصولات آتشفشاری منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم.



شکل ۲- انواع سنگهای بیرونی متعلق به دوران سوم ایران (نقل از امامی، ۱۹۸۱):  
a: سنگهای بیرونی اسیدی، b: سنگهای بازی قلیایی، c: سنگهای قلیایی (شوشنیتی)، d: سنگهای تولثیتی،  
e: سنگهای قلیایی حدواسط، f: سنگهای کالکوآلکالن حدواسط، g: سنگهای حدواسط، h: سنگهای بیرونی.



شکل ۲-۲- زونهای مختلف البرز (نبوی، ۱۳۵۵) و موقعیت تقریبی منطقه مورد مطالعه.

## ۲-۲- لیتواستراتیگرافی سنگهای آتشفشنای پالئوژن البرز

با شروع دوران سنوزوئیک و قوع کوهزایی‌های آپی، زون البرز پذیرای حادث مهمی در بیشتر نقاط خود شد. اگر چه مؤلفین مختلف سعی کردند تا ولکانیسم پالئوژن در سراسر البرز را علیرغم داشتن واحدهای سنگ‌شناختی و رخسارهای رسوبی و آتشفشنای و حتی سن متفاوت، سازندکرج بنامند، ولی همانطور که می‌دانیم واحدهای سنگی این سازند حتی در مقیاسهای کوچک نیز قابل تعقیب نیست. از این رو به جای مبنا قرار دادن واحدهای لیتوژئیکی و معرفی یک مقطع نمونه و سعی در تطابق چینه‌شناسی سایر مناطق با آن، بهتر است محیط تشکیل واحدها مبنای مطالعات قرار گیرد. به همین جهت آسیابانها (۱۳۸۰) نام کلی «ولکانیکهای پالئوژن البرز» که نامی فراگیرتر است را معرفی می‌نمایند.

آنلز و همکاران<sup>۱</sup> (۱۹۷۵) تاریخچه وقایع زمین‌شناسی در منطقه البرز غربی را به صورتی در نظر گرفته‌اند که در ذیل بطور خلاصه و بر حسب تقدم زمانی به آن اشاره شده است:

از پرکامبرین تا تریاس رسوبگذاری ساحلی بر روی یک پلاتفرم نسبتاً پایدار صورت گرفته و در طول این زمانها، چنین وضعیتی کم و بیش در تمام زون البرز حاکم بوده است. از بالآمدگیها و فرونشینی‌های خفیف در منطقه در طول این دوران می‌توان به بالآمدگی در سیلورین (به دلیل فقدان نهشته‌های مربوط به این زمان) و فرونشینی و رسوبگذاری پس از آن در دونین و کربنیفر زیرین (وجود آهک مبارک) اشاره داشت. در ژوراسیک زیرین اولین علائم بالآمدگی ناحیه‌ای در ناپیوستگی مشخص در قاعده سازند شمشک به ثبت رسیده است. در کرتاسه پسین-ترشیری پیشین چین خوردگی و بالآمدگی شدیدی به وقوع پیوسته که طی آن ولکانیکها و رسوبات مربوط به این زمان تشکیل گردیده است. در قسمت جنوبی این منطقه بالآمدده، پلاتفرم کم ارتفاعی وجود داشته که در زیر دریایی کم عمق قرار گرفته است. در اوسن پیشین تغییر مکان محور زون آتشفسانی به سمت جنوب موجب شروع رخداد آتشفسانی انفجاری و تهنه‌شینی توف و گدازه در حوضه فرونشسته جدید شد. بالآمدگی حوضه مزبور و ظهر فورانهای شکافی بازالتی و سپس فورانهای آندزیتی و داسیتی در الیگوسن پیشین صورت گرفته است (فاز کششی). در الیگوسن پسین، کل منطقه دچار بالآمدگی شد و در طی این رخداد یا قبل از آن، توده‌های نفوذی ساب‌ولکانیک تزریق شده‌اند (فاز فشارشی). در نوزن نیز رسوبات تبخیری در حوضه‌های بین کوهستانی تشکیل شده‌اند.

آنلز و همکاران (۱۹۷۵) حوادث زمین‌شناختی در منطقه البرز غربی را عمدتاً مبتنی بر گسلش پرشیب می‌دانند و با استفاده از معیارهای لیتواستراتیگرافی و مطالعات پتروگرافی، توالی گدازه و نهشته‌های آذرآواری پالئوزن را شامل سه فاز مجزا در نظر می‌گیرند که هر یک مرکب از چند لیتولوژی مشخص بوده و به نظر آنها در هر فاز، فعالیت آتشفسانی مشخصی بروز کرده است (جدول ۱-۲).

1- Annells et al.

جدول ۱-۲ - فازهای آتشفشانی پالئوژن منطقه طالقان و قزوین بر طبق تقسیم‌بندی آنلز و همکاران (۱۹۷۵).

سن	فاز	لیتولوژی غالب
غالباً الیگوسن(?)	۳	گذارهای آندزیتی و اسیدی
	۲	گذارهای بازیک
غالباً ائوسن(?)	۱	توفهای اسیدی و آندزیتی و گلسنگهای توفی

توالی اصلی فاز (۱) عمدتاً متشکل از توف است. ولی آنلز و همکاران آن را به دو رخساره زیرآبی توفهای سبز اسیدی و مادستون‌های تیره تقسیم می‌کنند. خصوصیات لیتولوژیکی این فاز از نظر محیط رسوبگذاری شباهت‌های بسیار زیادی را با سنگ‌های سازند کرج (در مقطع تیپ) نشان می‌دهد. با شروع فاز کششی در پالئوسن- ائوسن زیرین، فرونژینی بزرگ مقیاس حوضه اتفاق افتاده و سری رسوبی- آذرآواری فاز (۱) تشکیل گردیده است. لذا فقط پایین‌ترین قسمت از ولکانیک‌های پالئوژن منطقه البرز غربی را می‌توان معادل سازند کرج در نظر گرفت. در انتهای این فاز، حوضه رسوبی- آتشفشانی دچار بالاً‌آمدگی شد که چنین وضعیتی احتمالاً در سراسر البرز حاکم بوده است. منتهی پس از بالاً‌آمدگی مزبور، در البرز غربی ولکانیسم انفجاری زیرآبی فاز (۱) با ولکانیسم کمتر انفجاری فاز (۲) در شرایط هوایی دنبال می‌شود. در نتیجه این رخداد، گذارهای حدواسط تا بازیک غالباً آلکالن به بیرون ریخته‌اند. اگر چه گذارهای بازیک، لیتولوژی غالب فاز (۲) محسوب می‌شوند ولی نهشته‌های آذرآواری حاصل از دهانه‌های انفجاری (اعم از توف، لاپیلی توف، آگلومرا و برش آتشفشانی) نیز بطور بین لایه‌ای با آنها دیده می‌شوند. به هر حال می‌توان بیرون‌ریزی ولکانیک‌های این فاز را مربوط به یک ولکانیسم شکافی دانست.

نهشته‌های فاز (۳) عمدتاً شامل گذارهای آندزیت و آندزیت بازالتی و نهشته‌های آذرآواری حاصل از فورانهای هوایی و بطور فرعی گنبدهای داسیتی است که بر روی سرزمهینهای فاز (۲) واقع شده‌اند و فقط در محدوده معینی در منتهی‌الیه غربی زون البرز وجود دارند.

در ادامه به تشریح دقیقت ویژگیهای واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه به ترتیب سنی (از قدیم به جدید) می‌پردازیم.

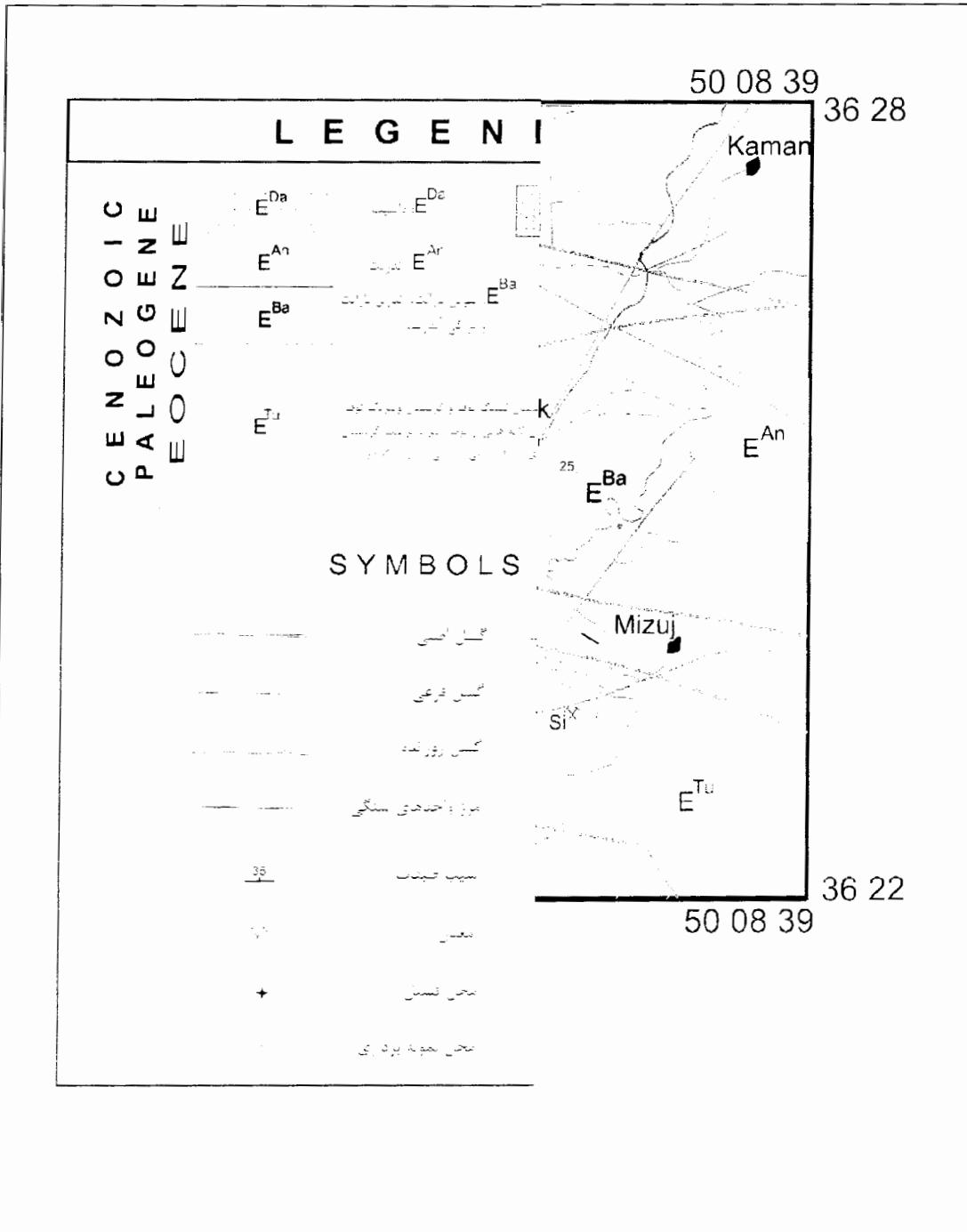
### ۳-۲- پیکره‌های سنگی منطقه مورد مطالعه

سیمای غالب منطقه مورد مطالعه را نهشته‌های آذرآواری، گدازه‌ها و سنگهای نفوذی و نیمه عمیق پالئوژن تشکیل می‌دهند. سنگهای آذرآواری فاز یک به صورت طبقات نازک و ضخیم لایه و گاه توده‌ای، از گسترش و ضخامت زیادی در منطقه برخوردارند. گدازه‌های فاز دو نیز با گسترش محدودتر به طور دگرشیب بر روی توفهای فاز یک قرار گرفته‌اند. در آدامه و یا بطور همزمان، سنگهای نیمه عمیق بصورت گنبد و دایک و همچنین سنگهای نفوذی در توفهای فاز یک تزریق شده‌اند (شکل ۳-۲).

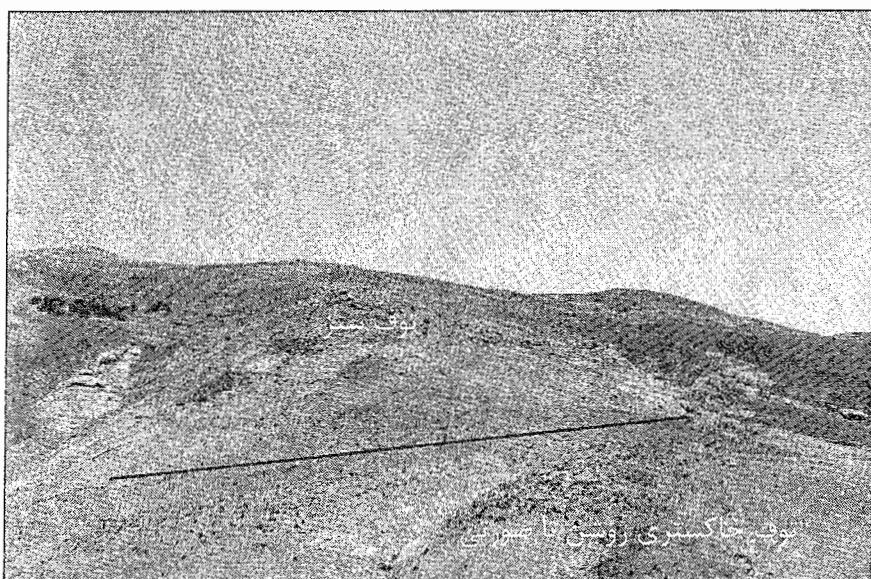
### ۱-۳-۲ - ولکانی کلاستیک‌ها

در این بخش نهشته‌های ولکانی کلاستیک اعم از پیروکلاستیک (آذرآواری)، اپیکلاستیک و اتوکلاستیک منطقه مورد مطالعه، طبق نامگذاری و تقسیم‌بندی کاس و رایت<sup>۱</sup> (۱۹۸۸) شرح داده می‌شوند. عمدت‌ترین رخساره سنگی قابل رویت که تقریباً در تمام منطقه گسترش دارد را انواع توف تشکیل می‌دهد. بطور کلی بدلیل وجود تنوع و پراکندگی، تفکیک واحدهای مختلف توفی از یکدیگر در یک ناحیه مشخص از منطقه مورد مطالعه بسیار مشکل است. انواع توف به رنگ‌های خاکستری روشن تا صورتی و قهوه‌ای مایل به قرمز همراه با میان لایه‌هایی از سیلتستون، توف سبز (ماسه‌ای)، توف شیلی و برش تا لاپیلی توف تشکیل دهنده قسمتهای اعظمی از منطقه می‌باشد (شکل ۴-۲). بیشترین برونزد این واحد در اطراف روستاهای آلولک، اردبیلک، گرکین، زرشک و شمال تراتون قابل مشاهده و ضخامت آن در قسمتهای مختلف متفاوت است. انواع توفهای دانه‌ریز بیشتر دارای لایه‌بندی نازک هستند در صورتی که توفهای دانه درشت‌تر عموماً ساختمان‌های توده‌ای شکل را نشان می‌دهند. توفهای شیلی به رنگ سبز تا خاکستری بوده و در برخی موارد قلوه‌های گرد شده‌ای در آنها به چشم می‌خورد که در آدامه بحث به آنها پرداخته می‌شود (شکل ۵-۲). واحد دیگری که از گسترش و ضخامت نسبتاً خوبی در منطقه برخوردار است، توفهای سبز با لایه‌بندی نازک و نسبتاً منظم است که بیشتر در اطراف روستاهای آلولک، نیاق و میزوج برونزد دارد (شکل ۶-۲).

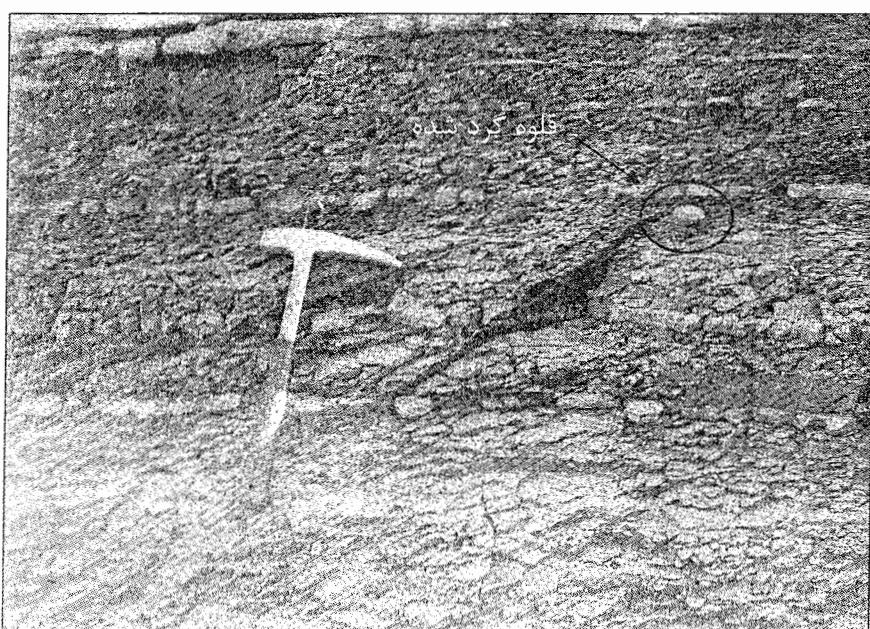
۱- Cas & Wright



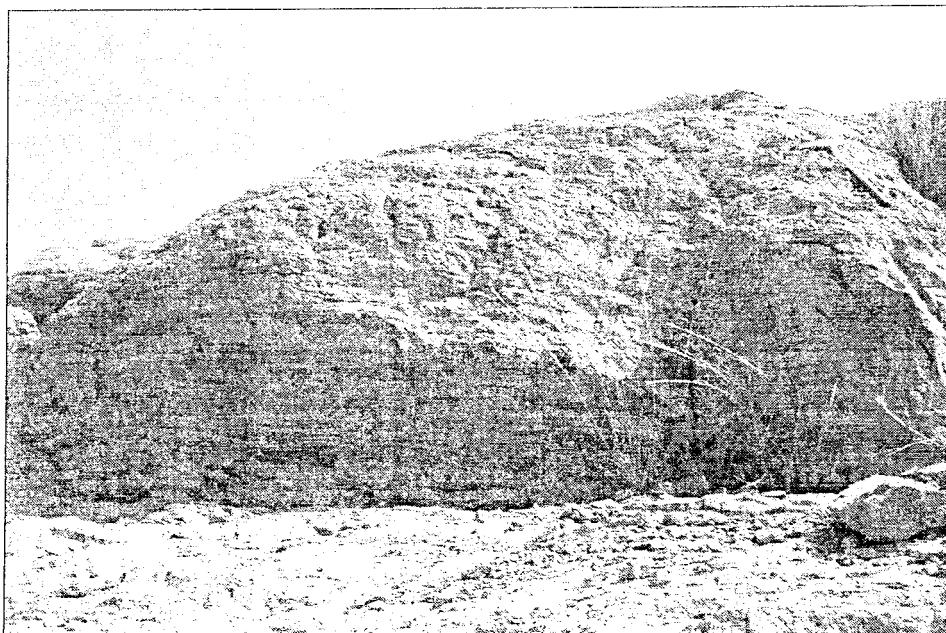
در اطراف روستای زرشک یک واحد توفی قرمز رنگ مشاهده می‌شود که رنگ آن ناشی از اکسید آهن سه ظرفیتی در آن است. در قسمت شمال شرقی این ناحیه، بین روستاهای زرشک و کامان، یک باند سفید تا قرمز متمایل به بنفش از جنس کریستال ویتریک توف دیده می‌شود. گسترش این واحد ناچیز بوده و ضخامت آن به حدود ۴۰ متر می‌رسد (شکل ۲).



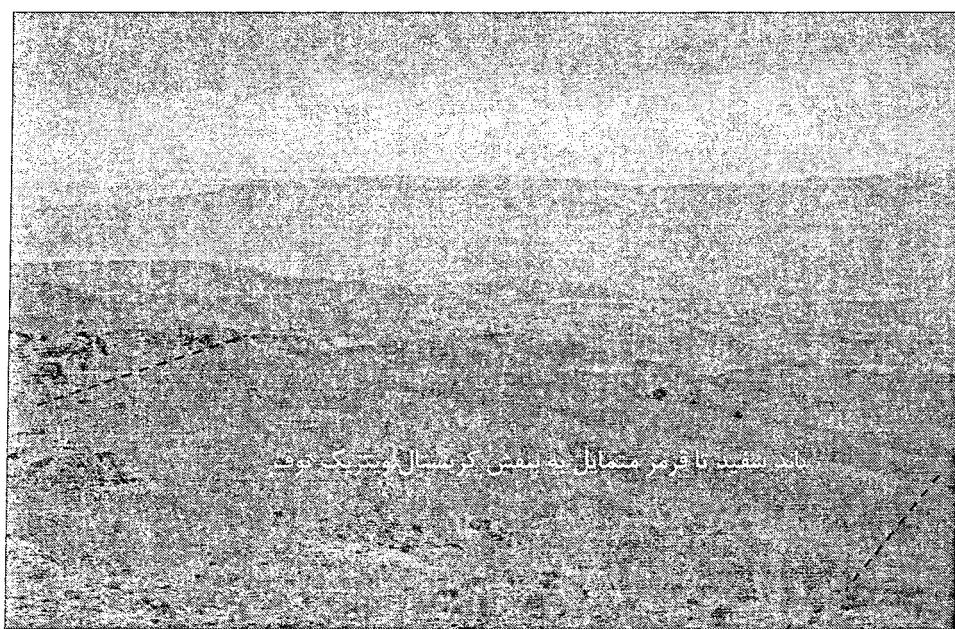
شکل ۲-۴- توف خاکستری روشن تا صورتی با میان لایه‌هایی از توف سبز (دید به سمت شمال شرق).



شکل ۲-۵- تصویری از توف شیلی با قلوه‌های گرد شده در شمال میزوج (دید به سمت شمال).



شکل ۲-۶- توفهای سبز با لایه‌بندی نازک در شمال شرق میزوج (دید به سمت شمال).

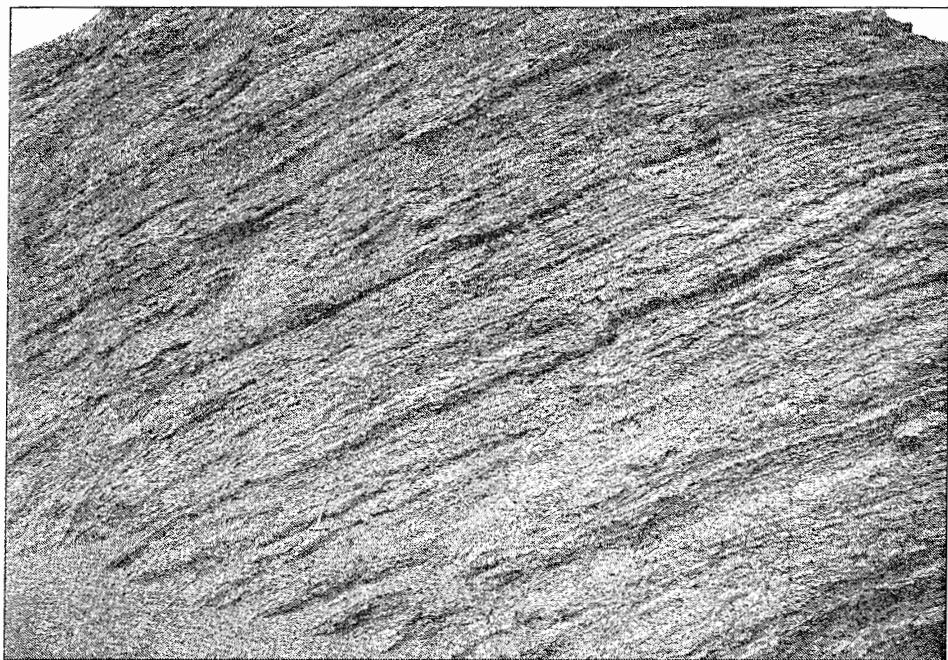


شکل ۲-۷- باند سفید تا قرمز متمایل به بنفش از جنس کریستال ویتریک توف در شمال شرق زرشک (دید به سمت شمال).

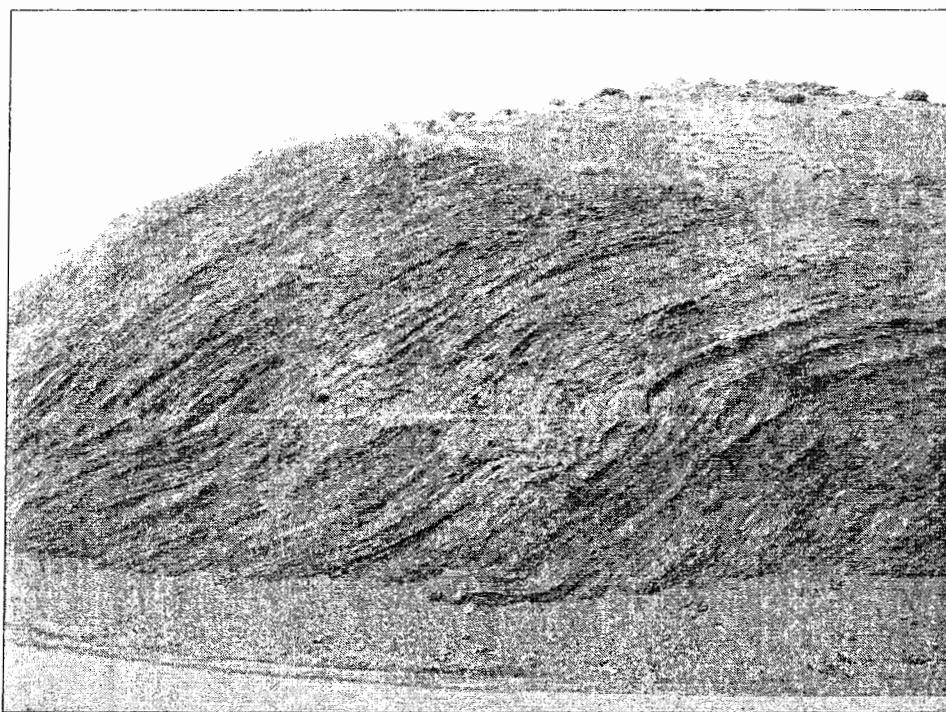
شیل‌های خاکستری تیره با بین لایه‌هایی از ماسه‌سنگ نازک لایه خاکستری متمایل به قرمز در شمال منطقه (شمال کوه سلطان قیس) رخنمون دارند (شکل ۲-۸). این بخش، لایه‌بندی خوبی را

نشان می‌دهد (N40E-65NW). در مجاورت آن تناوبی از ماسه‌سنگ‌های خاکستری متمایل به سبز زیتونی با بین لایه‌هایی از شیل‌های خاکستری که دارای چین‌خوردگی نیز می‌باشد، دیده می‌شود (شکل ۹-۲).

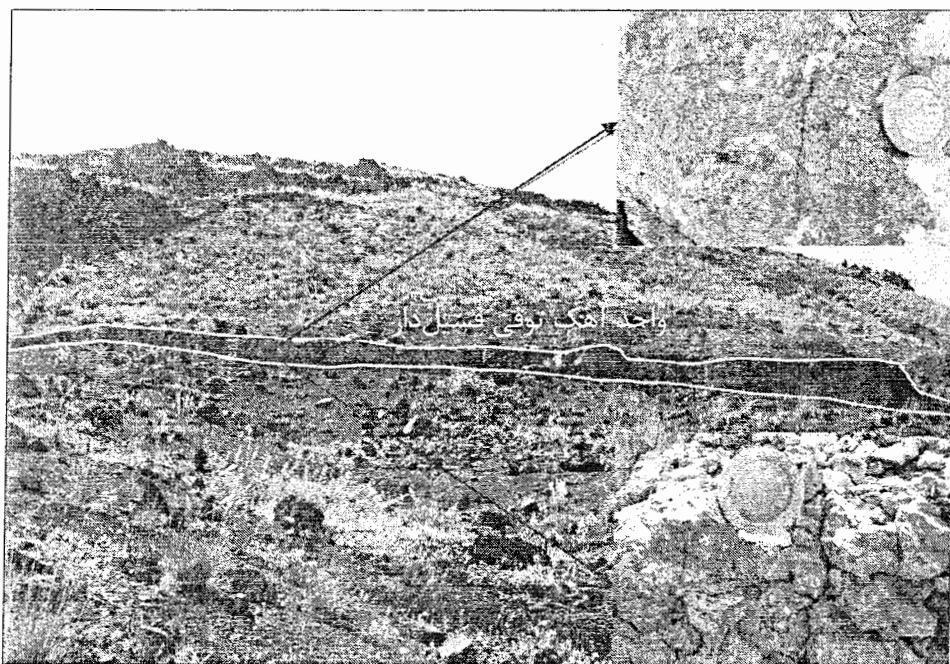
در شمال روستای تراتون و بر روی واحدهای آذرآواری، یک واحد آهک توفی فسیل‌دار به رنگ کرم تا خاکستری و به ضخامت متوسط  $1/5$  متر و طول تقریباً ۲۰ متر (شکل ۱۰-۲) حاوی فسیلهای *Aktinocyclina sp.*, *Discocyclina sella*, *Nummulites sp.*, *Nummulites globules* مشاهده می‌شود (شکل ۱۱-۲). حضور این روزنداران بنتیک نشانگر محیط دریایی باز با شوری عادی بوده و سن اثوسن میانی را برای آن تأیید می‌کند.



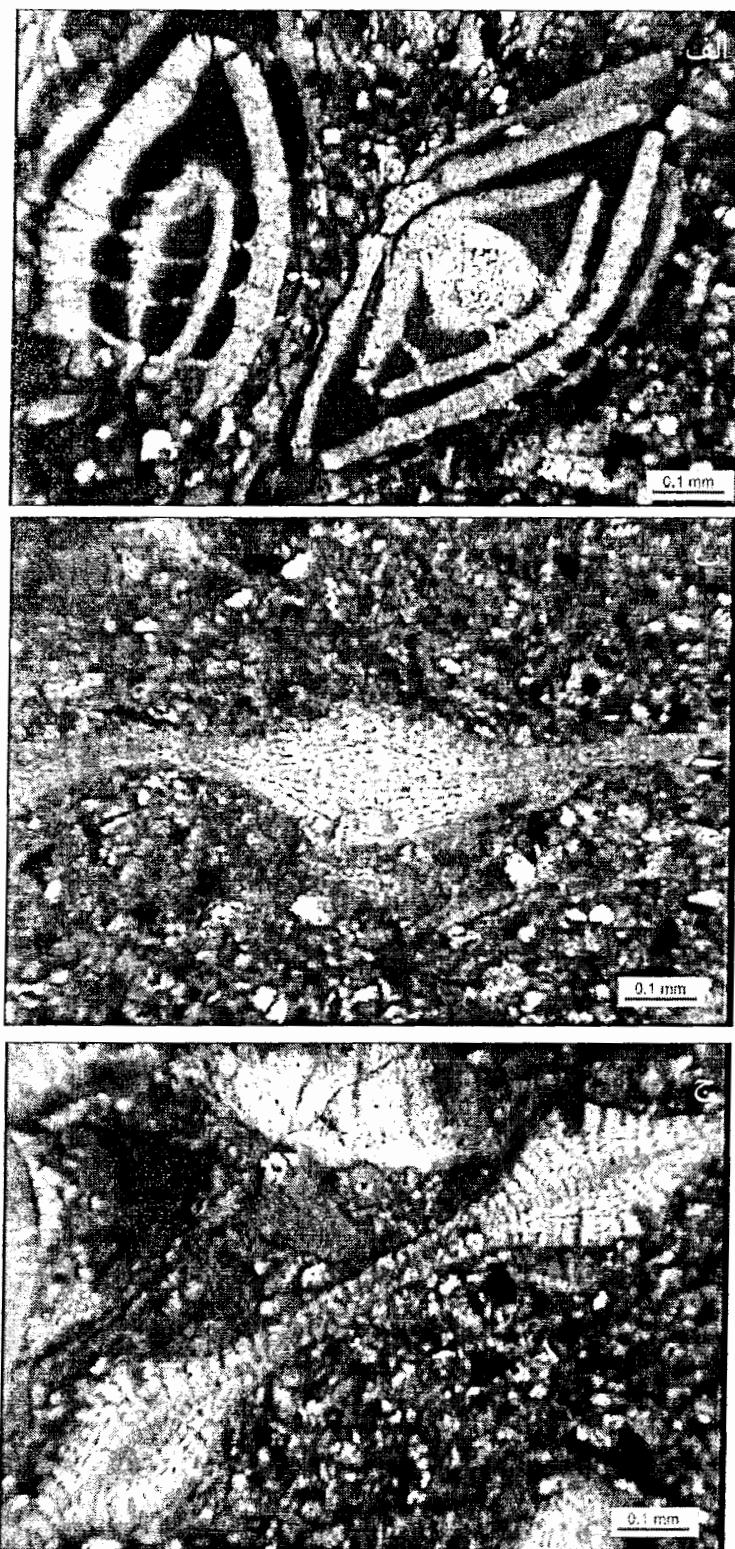
شکل ۲-۸- تناوبی از شیل خاکستری با بین لایه‌هایی از ماسه‌سنگ نازک لایه خاکستری متمایل به قرمز (دید به سمت شمال).



شکل ۹-۲- تناوبی از ماسه‌ستگهای خاکستری متمایل به سبز زیتونی با بین لایه‌هایی از شیل‌های خاکستری (دید به سمت شمال).



شکل ۱۰-۲- واحد آهک توفی فسیل دار به رنگ کرم تا خاکستری و به سن ائوسن میانی در شمال تراتون (دید به سمت شرق).

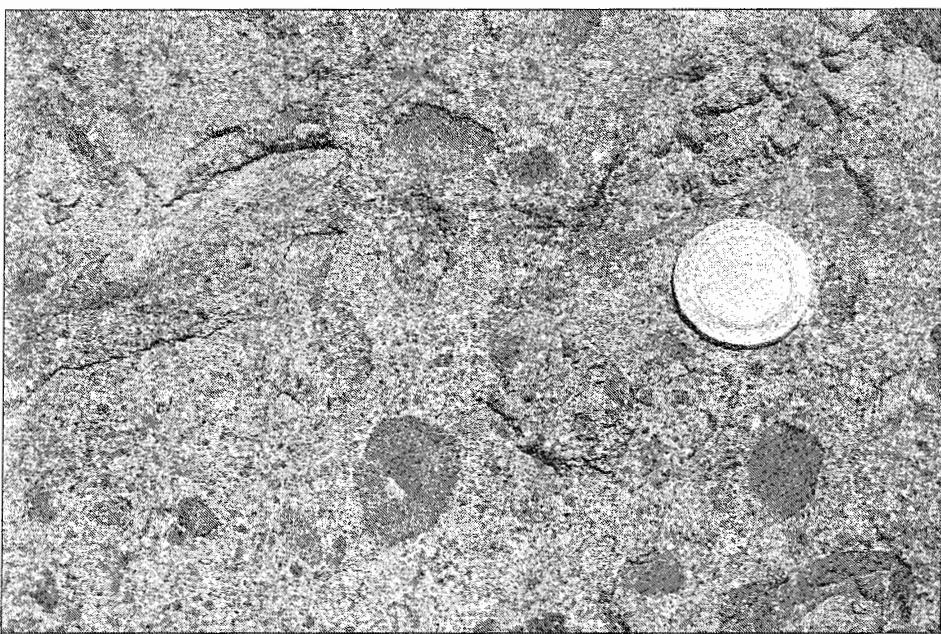


شکل ۱۱-۲- میکروفسیل‌های موجود در واحد آهک توفی: (الف) میکروفسیل *Nummulites sp.*، (ب) میکروفسیل *Aktinocyclina sp.* که سن اتوسن میانی را نشان می‌دهند. و (ج) میکروفسیل *Discocyclina sella*

در برخی مناطق از جمله شمال تراتون و شمال شرق میزوج، در بین واحدهای آذرآواری، واحدهای آگلومرایی با زمینهای توفی به رنگ کرم تا قهوه‌ای و با ضخامت ۲ تا ۵ متر دیده می‌شوند. سخت‌شدگی آنها متوسط بوده و قطعات‌شان عمدتاً آندزیت و یا از جنس زمینه می‌باشند. اندازه قطعات در آگلومراها بسیار متفاوت بوده، از چند سانتی‌متر تا بزرگ‌تر از ۱ متر متغیر است و تقریباً گردشده یا تا حدودی زاویدار می‌باشند. این واحدهای آگلومرایی بطور کلی فاقد هر نوع نظم دانه‌بندی هستند و مقدار قطعات سنگی نسبت به زمینه بیشتر است (شکل ۱۲-۲). در قسمتهایی از منطقه، میان لایه‌های لاپیلی توفی نیز دیده می‌شود. رنگ این واحد از خاکستری تیره تا بنفش متغیر بوده و اندازه قطعات آنها از ۰/۵ میلی‌متر تا ۳ سانتی‌متر متغیر است (شکل ۱۳-۲).



شکل ۱۲-۲ - تصویری از آگلومرا بصورت بین لایه‌ای در داخل توفها، شمال تراتون (دید به سمت شمال شرق).



شکل ۱۳-۲- لایلی توف بصورت میان لایه در داخل توفها، شمال شرق میزوج (دید به سمت شمال).

در برخی نواحی نظیر جنوب زرشک، شمال میزوج، شرق تراتون و شمال سلطان قیس در داخل توفها، مادستونها و در مواردی در داخل شیلهای توفی، توپهای سنگی<sup>۱</sup> کوچک و بزرگ به قطر ۵ تا ۵۰ سانتیمتر دیده می‌شود. توپهای سنگی به رنگ سبز و سفید با قطرهای چند سانتیمتری تا نزدیک به نیم متر، توپهای توفی<sup>۲</sup> نامیده شده و بیشتر در شمال سلطان قیس یافت می‌شوند (شکل ۱۴-۲). برخی از آنها بدون هسته و برخی دارای هسته‌اند. هسته، یک توف بسیار ریزدانه با خمیره شیشه‌ای است. زمینه معمولاً سیلیس، در مواردی کانی‌های رسی (کائولینیت و کلریت) و فلدسپار متبلور می‌باشد. سیلیس همچنین شکافها و شکستگی‌ها را پر کرده است. همه توپهای توفی دارای پوششی هستند که شامل قطعه‌لیتیک دانه متوسط و توف بلوری با یک زمینه شیشه‌ای است. درشت بلورها فلدسپارهای آلکالن، پلاژیوکلاز و کوارتز هستند. خمیره شیشه‌ای به مقدار جزیی به کوارتز و کلریت متبلور شده است که در قسمتهای خارجی توپهای توفی شدت بیشتری دارد. این قسمت همچنین کلسیتی نیز شده است. اکثریت توپهای توفی سبز رنگ هستند، اما تعدادی نیز

---

1- Rockballs  
2- Tuffballs

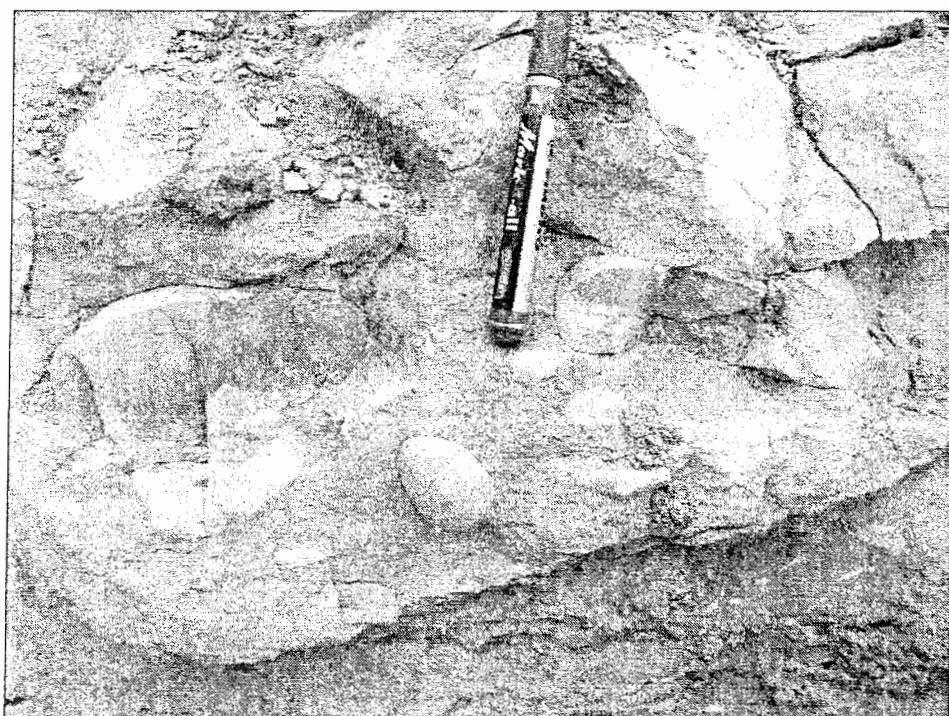
سفیدند. این اختلاف رنگ می‌تواند ناشی از تبلور بیشتر قطعات لیتیک و خمیره (به کلریت) و کلسیتی شدن بیشتر در انواع سبز رنگ باشد.

نوع دیگری از توپهای سنگی، توپهای ماسه‌ای<sup>۱</sup> نامیده می‌شوند که قطرشان تا ۱۵ سانتیمتر نیز می‌رسد (ashkal ۱۵-۲ و ۱۶-۲). توپهای ماسه‌ای معمولاً کلسیتی شده‌اند، برخی دارای هسته و برخی دیگر فقد هر نوع هسته هستند. هسته شامل کوارتز و فلدسپار در اندازه‌های ماسه دانه‌ریز تا سیلت است. پوشش درشت‌دانه شامل کوارتز، فلدسپار آلکالن کائولینیتی شده، پلازیوکلاز و کانی‌های اپاک می‌باشد و خمیره نیز کلریتی شده است.

بعضی از این توپهای سنگی، دارای روزنداران پلازیک *Globigerina sp.* هستند که حاکی از تشکیل آنها در ژرفای نسبتاً عمیق دریای باز می‌باشد (شکل ۱۷-۲). سن این میکروفسیل‌ها انسن میانی است.

در مورد فرآیند تشکیل توپهای سنگی عقیده بر این است که در هنگام فورانهای آتشفسانی زیردریایی، ذرات کوچک ولکانی کلاستیک با موجودات زنده پلانکتونی مخلوط شده و رسوب کرده‌اند. به علت انباسته شدن مقادیر فراوان و بیش از اندازه رسوبات بر روی شبیه‌ای ناپایدار موجود (سراشیبی‌های گسل‌ها و یا شبیه‌ای اطراف مجاري آتشفسانی) و فروریزش ناگهانی آنها، قطعاتی از رسوبات جدا شده و هسته‌های توپهای سنگی را تشکیل می‌دهند. هسته‌ها بر روی رسوبات نرم می‌غلتند و توسط آنها پوشانده می‌شوند و سرانجام در پایین سراشیبی انباسته می‌شوند. فرآیند مشابهی در منطقه البرز مرکزی توسط فیض‌نیا (۱۹۹۰) نیز گزارش شده است.

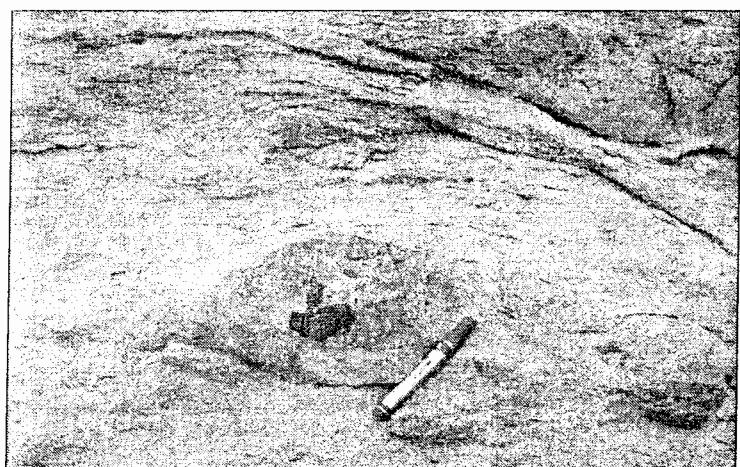
مجموع شواهد فوق، به همراه وجود ساختهای رسوبی لایه‌بندی دانه تدریجی و لایه‌بندی متقطع در آنها (که حاکی از یک جریان آشفته و کاهش قدرت و سرعت جریان در طی مسیر هستند) (شکل ۱۸-۲) مؤید آنست که فوران در این مقطع زمانی از نوع زیرآبی بوده است. با این حال رسوبگذاری و نوع نهشته‌های ایجاد شده، در سرتاسر حوضه و حتی در حوضه‌های مجاور یکسان نیست و به شدت تغییر جنس، رنگ و ضخامت می‌دهد. در ضمن به دلیل وجود لایه‌بندی‌های منظم و نیز گردشگری قطعات، انتظار می‌رود که بین فورانها، دوره‌های رسوبگذاری آرام وجود داشته است.



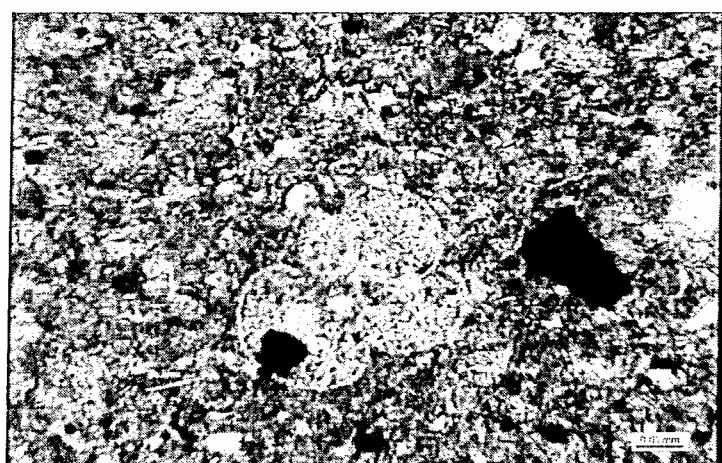
شکل ۱۴-۲ - توپهای توفی شمال سلطان قیس (دید به سمت شمال غرب).



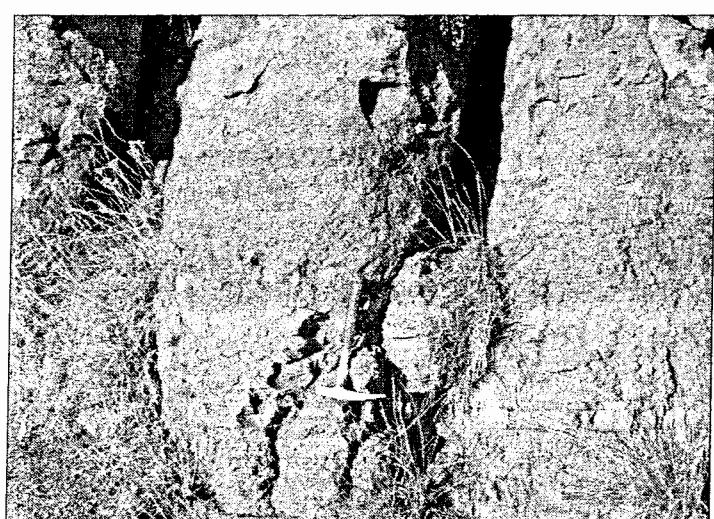
شکل ۱۵-۲ - توپهای ماسه‌ای جنوب زرشک (دید به سمت غرب).



شکل ۱۶-۲ - توپهای ماسه‌ای شرق تراتون (دید به سمت غرب).



شکل ۱۷-۲ - تصویر میکروسکوپی فسیل *Globigerina sp.* به سن ائوسن میانی در توپهای ماسه‌ای شرق تراتون.



شکل ۱۸-۲ - تصویری از لایه‌بندی دانه‌تدریجی در رسوبات توفی سیلتسستونی در شمال زرشک (دید به سمت شمال).

## ۲-۳-۲- روانه گدازه‌های بازیک تا حدواتط

در بعضی نقاط بر روی توف‌های فاز یک منطقه، گدازه‌هایی با ترکیب الیوین‌بازالت، آندزیت و تراکی آندزیت بصورت دگرشیب وجود دارد.

در شرق منطقه مورد مطالعه (شرق دریا بیگ و شمال شرق زرشک) گدازه‌های آندزیتی وجود دارد که در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا قهوه‌ای روشن بوده (شکل ۱۹-۲) و با بافت مگاپورفیری، درشت بلورهای کشیده و در بعضی موارد گرد شده پلازیوکلاز در سطح آنها بخوبی قابل تشخیص است. اندازه بلورهای پلازیوکلاز گاه تا ۲۰ میلیمتر نیز می‌رسد و آثار جهت‌یافتنی موضعی در قرارگیری این بلورها بدبانی یکدیگر دیده می‌شود (شکل ۲۰-۲). مقدار پلازیوکلاز در سراسر گدازه‌های غنی از پلازیوکلاز (در تمام ضخامت گدازه) تقریباً یکسان است و در اندازه بلورها و مقدار آنها تغییر محسوسی مشاهده نمی‌گردد.

درشت بودن بلورهای پلازیوکلاز را می‌توان به پایین بودن نرخ هسته‌بندی و بر عکس بالا بودن نرخ رشد این بلورها نسبت داد. بنابراین هسته‌بندی به سختی صورت گرفته و تعداد محدودی نطفه تشکیل شده است. ولیکن بدلیل آسان بودن انتشار در محیط، بلورها رشد فوق العاده‌ای داشته‌اند. درشت بودن بلورهای پلازیوکلاز همچنین می‌تواند به علت وجود مرحله سرد شدن طولانی پس از تشکیل در یک مخزن ماقمایی باشد. نظرات دیگری همچون شناور بودن در سقف مخزن ماقمایی، تفریق جریانی، کاهش فشار بخار آب و کاهش فشار لیتوستاتیک نیز در تبلور پلازیوکلاز و افزایش میدان پایداری آن مؤثر است. از آنجا که پلازیوکلازها دارای جهت‌یافتنی هستند، بنابراین شناوری و تفریق جریانی را می‌توان در غنی‌شدگی آنها دخیل دانست.

آلودگی پوسته‌ای باعث افزایش میدان پایداری پلازیوکلاز و تولید پلازیوکلاز در بعضی مناطق دنیا (جنوب شرق گرینلند) شده است (تای و همکاران<sup>۱</sup>، ۱۹۹۸). گراندر<sup>۲</sup> (۱۹۹۲) علت غنی‌شدگی گدازه‌های غنی از پلازیوکلاز نوادای شرقی را آلودگی پوسته‌ای ماقمای سازنده می‌داند. آلودگی عموماً باعث ورود آب به ماقما شده و با افزایش فشار بخار آب، پلازیوکلاز ناپایدار و شروع به حل شدن نموده و بافت‌های غیر تعادلی در پلازیوکلاز پدیدار خواهد شد. مگر اینکه پوسته‌ای که ماقما

۱- Thy et al.  
2- Grunder

با آن آلوده شده، قبل نیز چندین بار تحت تأثیر مagmaهای مختلف قرار گرفته، آب و عناصر ناسازگار آن خارج شده باشد. این حالت، در بخش قاعده‌ای پوسته که magmaهای بازالتی گوشته‌ای در آنجا متوقف می‌شوند، امکان‌پذیر است (Nielsen و Hemkaran<sup>۱</sup>، ۱۹۹۵). کولن و همکاران<sup>۲</sup> (۱۹۸۹) برای بعضی از بازالت‌های گالاپاگوس<sup>۳</sup> که تا ۵۰ درصد پلازیوکلاز دارند تحولات را به این صورت بیان کرده‌اند که magmaهای تفریق نیافتنۀ اولیه به درون magmaهای تحول یافته‌تر نفوذ کرده و با اختلاط این دو magma، فنوکریسته‌های پلازیوکلاز در سقف مخزن magmaی حاوی مخلوط دو magma، جمع می‌شوند.

در زیر گدازه آندزیتی، باند نسبتاً ضخیمی از تناب و مادستون و سنگهای آذرآواری دیده می‌شود. قسمت‌های قرمز رنگ در اثر حرارت گدازه فوقانی به پالئوسول<sup>۴</sup> تبدیل شده است (شکل ۲۱-۲). پالئوسول یا خاک فسیل<sup>۵</sup> محصول نوعی دگرگونی حرارتی خاکهای قبلی (محصول هوازدگی سنگهای آتشفسانی قبلی) توسط روانه گدازه‌های جدیدتر است که در قسمت‌های تحتانی روانه، خاکهای قدیمی و زیرین پخته شده و به رنگ قرمز آجری در می‌آیند (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). تشکیل پالئوسول و نیز رنگ قرمز آنها نشان‌دهنده وقوع فوران در محیط هوایی و انجام فرآیند اکسیداسیون می‌باشد. با توجه به وجود کانال‌های پر شده با ماسه‌سنگ توفی (شکل ۲۲-۲) و تبعیت کردن گدازه از مورفولوژی بخش بالایی لایه سیلستونی (شکل ۲۳-۲) می‌توان نتیجه گرفت که گاهی اوقات یک محیط کم عمق ساحلی همراه با فوران آتشفسانی در منطقه حاکم بوده است. تغییرات حوزه رسوبی- آتشفسانی در منطقه به وضوح مشخص می‌باشد. در قسمت‌هایی از منطقه، گدازه بر روی یک لایه توفی بسیار ریزدانه (مادستون توفی) قرار گرفته است و آثار شکستگی‌های انقباضی ناشی از انجام گدازه، در لایه زیرین دنبال نمی‌شود که این امر نیز مؤید هوایی بودن فوران است (شکل ۲۴-۲). سنگ‌های آتشفسانی پس از خروج و به هنگام سرد شدن سریع در سطح زمین متحمل تنشهای کششی شده، شکستگیها و درزهایی به صورت عمود بر سطوح ایزوترم روانه گدازه در آن به وجود آمده است.

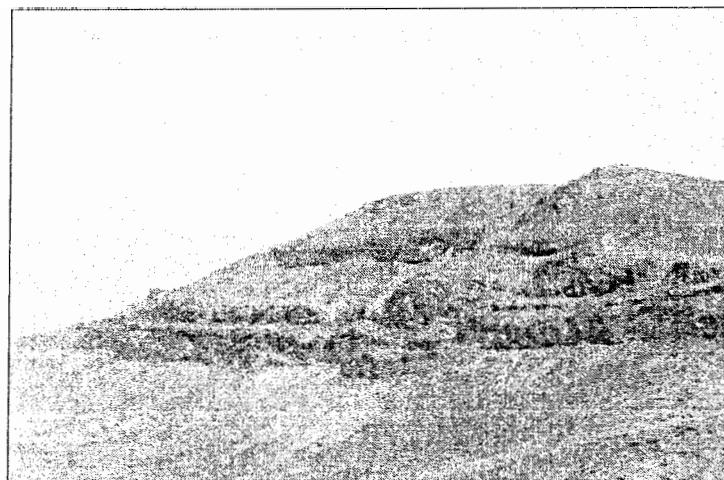
1- Nielsen et al.

2- Cullen et al.

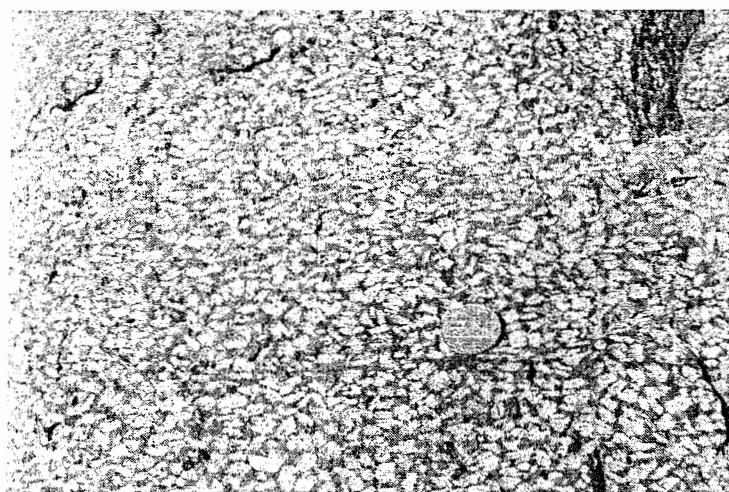
3- Galapagos

4- Paleosol

5- Fossil soil



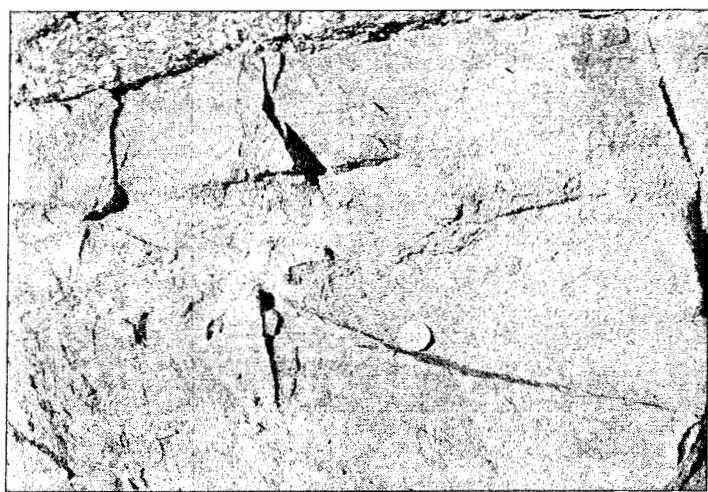
شکل ۲-۱۹-۲- گدازه‌های آندزیتی در شرق دریا بیگ، شمال شرق زرشک (دید به سمت شمال شرق).



شکل ۲-۲۰-۲- جهت یافتنگی بلورهای پلاژیوکلاز بدبانل یکدیگر (اثر تایلینگ) در گدازه آندزیتی در شرق دریابیگ.



شکل ۲-۲۱-۲- قرارگیری گدازه آندزیتی بر روی پالئوسل در شرق دریا بیگ، شمال شرق زرشک (دید به سمت شمال).



شکل ۲۲-۲- کانال‌های پر شده با ماسه سنگ توفی در شرق دریا بیگ، شمال شرق زرشک (دید به سمت شمال).



شکل ۲۳-۲- تبعیت کردن گدازه از مورفولوژی بخش بالایی لایه سیلتستونی (دید به سمت شمال شرق).



شکل ۲۴-۲- قرارگیری گدازه آندزیتی بر روی یک لایه توفی بسیار ریزدانه (مادستون توفی). شکستگیهای انقباضی ناشی از انجاماد گدازه، در لایه زیرین دنبال نمی‌شود (دید به سمت شمال شرق).

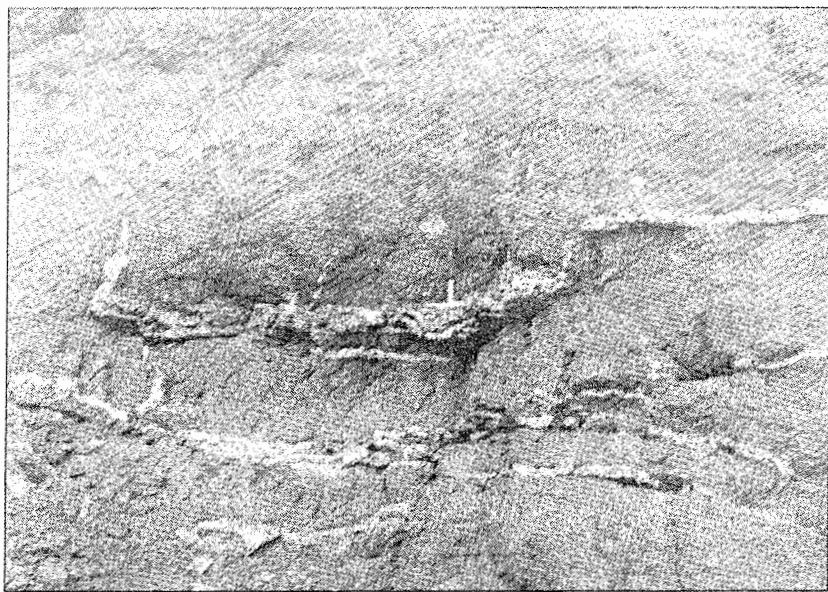
در شمال شرقی نیاق، شمال زرشک، شمال و جنوب تراتون و قسمت‌های غربی منطقه، گدازه‌های گستردۀ و ضخیمی وجود دارند که در اکثر موارد بصورت دگرشیب نهشته‌های آذرآواری را می‌پوشانند و یا در برخی نقاط به صورت سیل در بین لایه‌ها تزریق شده‌اند و بیشتر از الیوین بازالت و تراکی‌آنزیت تشکیل شده‌اند (شکل ۲۵-۲). درزه‌ها و شکستگی‌های فراوانی در این گدازه‌ها دیده می‌شود که مسیر مناسبی را برای محلول‌های گرمابی ایجاد کرده است. عبور این محلول‌ها موجب تشکیل کلسیت و کوارتز در امتداد شکستگی‌های فوق شده است (شکل ۲۶-۲).

الیوین بازالت‌ها در نمونه دستی به رنگ سیاه تا خاکستری تیره بوده و فنوکریست‌های الیوین و پلاژیوکلاز در آن قابل تشخیص هستند. در برخی نمونه‌ها، فنوکریست‌های الیوین ایدنگسیتی شده که اندازه‌ای حدود ۵/۰ تا ۲ میلیمتر دارند، در سطح سنگ به رنگ قرمز قابل تشخیص هستند (نحوه تبدیل الیوین به ایدنگسیت در فصل بعد شرح داده می‌شود). این واحد مورفولوژی نسبتاً مرتفعی را در مناطق شمالی منطقه مورد مطالعه تشکیل می‌دهد.

گدازه‌های تراکی‌آنزیتی به صورت روانه‌های گستردۀ و ضخیمی، نهشته‌های آذرآواری را می‌پوشانند و یا در برخی نقاط با آنها بصورت بین لایه‌ای (سیل) هستند. این سنگ‌ها در نمونه‌های دستی به رنگ خاکستری متمایل به قهوه‌ای و سیاه تا سبز تیره بوده و فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در یک خمیره ریز بلور در آنها دیده می‌شوند.



شکل ۲۵-۲- گدازه‌های الیوین بازالت بصورت دگرشیب نهشته‌های آذرآواری را می‌پوشانند (دید به سمت شمال شرق).



شکل ۲-۲۶- شکستگیهای فراوان موجود در گدازهای منطقه (شمال سلطان قیس) که توسط کلسیت و کوارتز پر شده‌اند (دید به سمت شمال غرب).

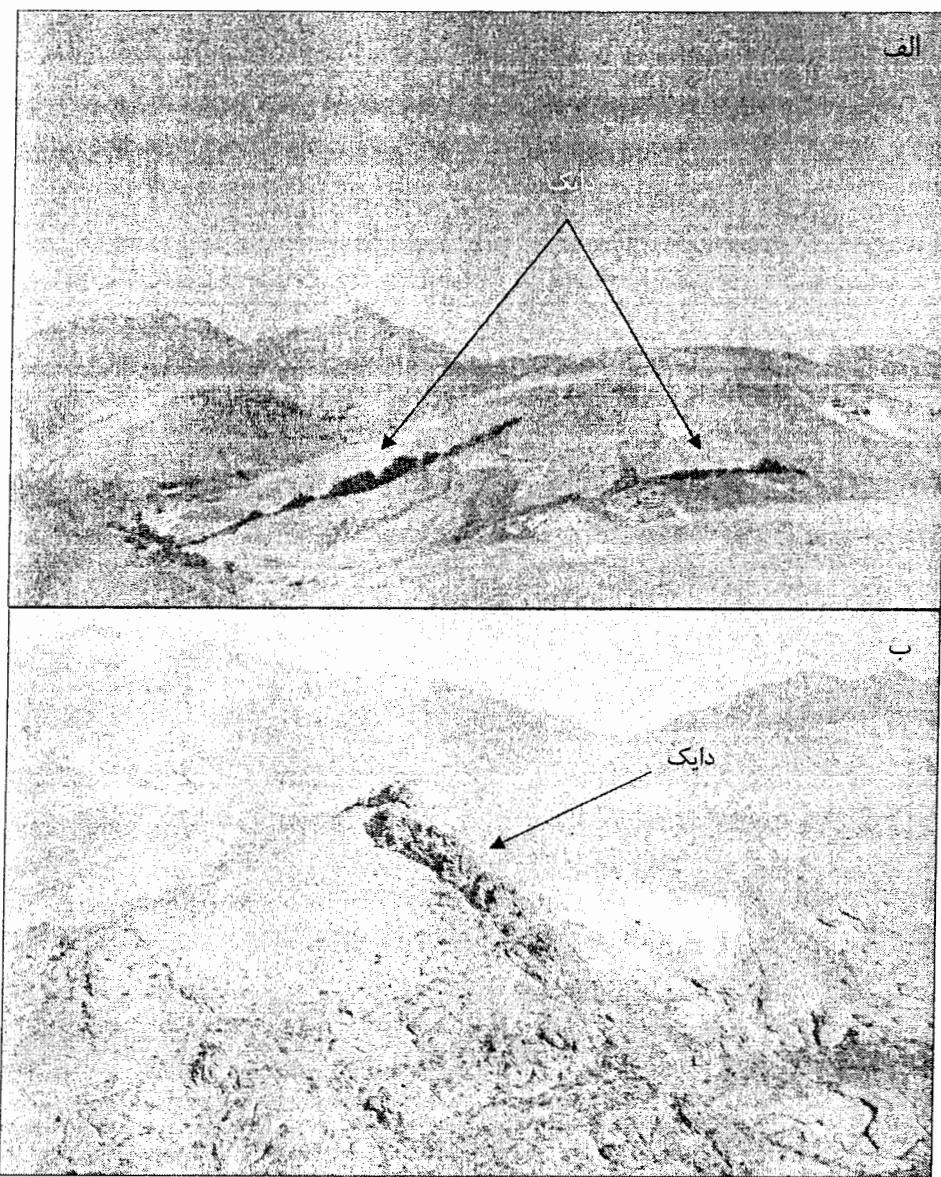
### ۳-۳-۲- سنگ‌های نیمه عمیق

مجموعه‌ای از سنگ‌های نیمه عمیق بصورت دایک، گنبد و سیل با ترکیب تراکی آندزیت، داسیت و مونزوگابرو بطور پراکنده در محدوده مورد مطالعه دیده می‌شوند که بخش‌های مختلف توفهای ائوسن را قطع کرده‌اند (شکل ۳-۲) و در ادامه بحث به آنها پرداخته می‌شود.

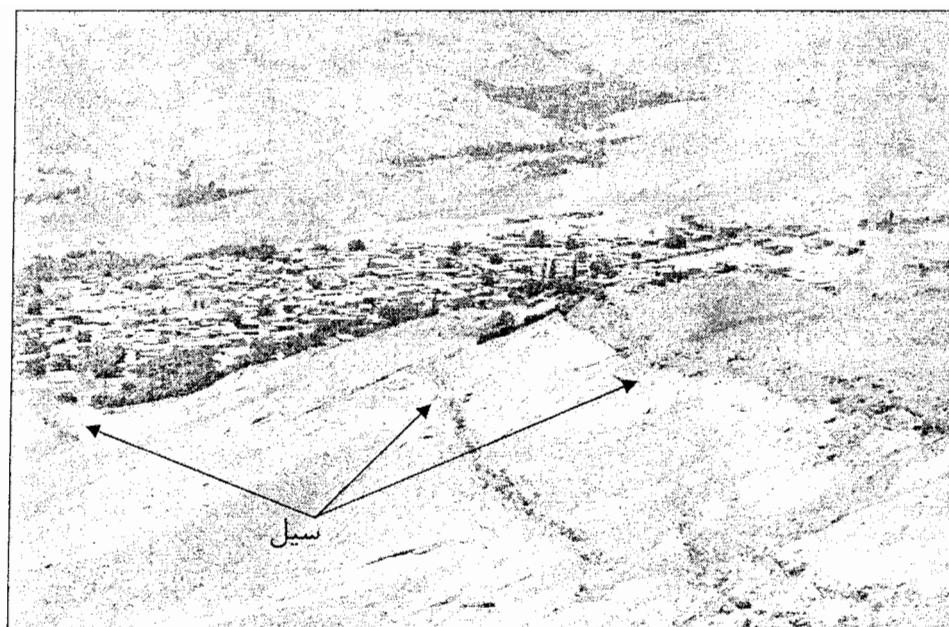
#### الف- دایک‌ها

در داخل توفهای یاد شده، دایک‌های زیادی با پراکندگی‌ها و روندهای متفاوت تزریق شده‌اند. روند اکثر این دایک‌ها شمال‌شرق- جنوب‌غرب می‌باشد ولی بعضی از آنها روند شرقی- غربی و شمال‌غرب- جنوب‌شرق دارند. متوسط طول این دایک‌ها ۲۰ متر بوده ولیکن دایک‌های با طول حد اکثر ۱۰۰ متر نیز در منطقه دیده شده‌اند (شکل ۲-۲۷). ضخامت آنها از ۵/۰ متر تا نزدیک به ۶ متر متغیر است. جنس دایک‌ها، تراکی آندزیت و میکرو مونزوگابرو می‌باشد و بیشترین تمرکز را در جنوب‌غربی زرشک و شمال‌غربی نیاق دارند. فراوانی دایک‌ها در برخی قسمتهای منطقه، موجب تشکیل دسته دایک‌های گروهی شده است. در شمال‌غرب نیاق و شرق آلوک گروهی از دایک‌ها و گاه سیل در امتداد شمال‌شرق- جنوب‌غرب و یا شرقی- غربی و تقریباً به موازات یکدیگر در داخل

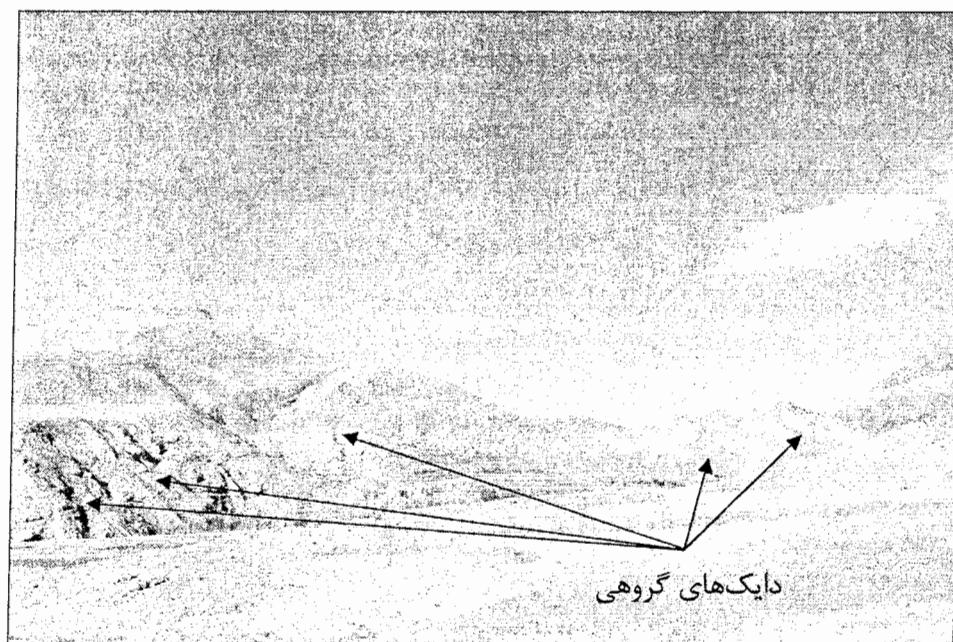
توفهای نفوذ نموده‌اند (شکل ۲۸-۲). ضخامت هر یک از این دایک‌ها بین ۱ تا ۲ متر متغیر بوده و بد فاصله کمتر از ۱۵ متر از یکدیگر قرار دارند. به نظر آنلز و همکاران (۱۹۷۵) دایک‌ها و سیل‌های یاد شده به صورت مجرای‌های تنفسی کننده تراکی آندزیت‌ها و بازالت‌های فاز ۲ عمل نموده‌اند (شکل ۲۹-۲).



شکل ۲۷-۲- دایک‌های موجود در منطقه: (الف) دایک‌های با طول حداقل ۱۰۰ متر و عرض ۶ متر در جنوب‌غربی زرشک (دید به سمت شمال غرب) و (ب) دایک با روند شرقی-غربی در جنوب زرشک (دید به سمت شمال غرب).



شکل ۲۸-۲- سیل‌های با ترکیب مونزوگابرو در شرق آولک (دید به سمت شمال غرب).



شکل ۲۹-۲- دایک‌های گروهی در شمال غرب نیاق (دید به سمت غرب).

## ب- گنبد آتشفشانی سلطان قیس

توفها در قسمت شمالی منطقه، میزبان یک گنبد آتشفشانی هستند که به گنبد آتشفشانی سلطان قیس معروف بوده و در شمال آلولک واقع شده است (شکل ۲-۳). از نظر سنگ‌ساختی، گنبد سابولکانیک ترکیب داسیتی داشته و بافت میکرولیتیک پورفیری با میکروفنوکریست‌های فلدسپات آلکالن و بیوتیت که در زمینه‌ای ریز بلور مشکل از کوارتز، فلدسپات آلکالن، پلازیوکلаз، بیوتیت و کانی‌های تیره قرار گرفته‌اند، دارد. سنگ‌های این گنبد آتشفشانی در نمونه دستی به رنگ صورتی و یا خاکستری روشن دیده می‌شوند و حاوی بلورهای سوزنی شکل و سوخته بیوتیت هستند که ظاهر جربانی به سنگ داده‌اند. در گنبد داسیتی، میکروفنوکریست فلدسپات آلکالن فزونی داشته و دگرسانی کاثولینی‌شدن و سریسیتی‌شدن متوسط تا شدیدی را نشان می‌دهند که در نمونه‌های دستی به رنگ سفید تا شیری مشخص است. ریخت خشن، شیب تند و ساختهای منشوری نامنظم که در قسمت‌هایی از این گنبد به چشم می‌خورد، حاکی از گرانروی بالای مagma‌های سازنده آن است (شکل ۲-۳).

خردشدگی شدید گنبد داسیتی حاصل شکستگی‌های شبیه منشوری در آن است. درزهای شکستگی‌های فراوان موجود باعث صخره‌ساز شدن و تشکیل واریزه در پای دامنه‌ها شده است (شکل ۲-۴) و سیالات گرمابی در طول این درز و شکافها، اکسیدهای آهن را بر جا نهاده‌اند. جایگزینی گنبد داسیتی توسط ساختهای زمین‌ساختی منطقه کنترل شده است. سن این جایگزینی را با توجه به اینکه در داخل توفهای ائوسن میانی در منطقه صورت گرفته است می‌توان به بعد از این زمان نسبت داد. در مورد اینکه تزریق گنبد داسیتی بطور همزمان و یا در ادامه فوران گدازه‌ها صورت گرفته است، شواهدی در منطقه دیده نشده است. ولی در مناطق مجاور، این گنبدها روانه گدازه‌های بازالتی را قطع کرده‌اند (آسیابانه، ۱۳۸۰؛ کلانتری، ۱۳۸۳).

مطالعات محققین مختلف نشان داده است که در بسیاری موارد، گدازه‌های ریولیتی و داسیتی در اطراف شکستگیها و گسلهایی که در امتداد آنها ریزش کالدرایی صورت گرفته است، خارج شده‌اند (کاس و رایت، ۱۹۸۸). اگر چه در درستی رابطه بین گسلهای ریزش کالدرایی با خروج ذمهای اسیدی تردید وجود دارد، ولی همانطور که در قسمت‌های قبلی عنوان کردیم پیشینه ولکانیسم البرز منطبق بر فوران‌های شکافی از طریق گسلهای عمیق است. می‌توان چنین پنداشت که با فعال شدن

مجدد گسلهای و فورانهای انفجاری پراکنده که پس از خروج روانه گدازه‌های بازیک صورت گرفته است، بلوکهای واقع در بین گسلهای پرزاویه دچار حرکات شدیدی شده که با ایجاد ساختمانهای هورست و گرابنی، مآگماهای داسیتی از بین شکافهای مزبور به سمت بالا صعود کرده‌اند (آسیابانها، ۱۳۸۰).

نهشته‌های آذراواری انفجاری، مربوط به قسمت پرگاز و دم گدازه‌های داسیتی مربوط به قسمت بی‌گاز شده مخزن مآگمایی هستند که احتمالاً به دلیل چگالی کم مآگمای اسیدی مزبور، در بالاترین بخش مخزن مآگمایی قرار داشته‌اند. این مآگمای اسیدی به علت گرانزوی بسیار زیاد و همچنین از دست دادن گازهای محتوى خود، تمایل کمتری به خروج داشته و فقط در هنگام مواجه شدن با شکستگی‌های عمیق خارج شده و به شکل دم در آمده‌اند.

حقوقین مختلف همچنین با مطالعه دمهای داسیتی و ریولیتی در مناطق مختلف به این امر اذعان دارند که این سنگها، مآگماهای اسیدی حاصل از نفوذ مآگماهای بازیک در داخل پوسته و ذوب بخشی پوسته قاره‌ای می‌باشند (ایسکوبول و همکارن<sup>۱</sup>، ۲۰۰۲؛ ریجس و نونز<sup>۲</sup>، ۲۰۰۴؛ پارکر و همکاران<sup>۳</sup>، ۲۰۰۵؛ دونگان<sup>۴</sup>، ۲۰۰۵؛ شاتو و همکاران<sup>۵</sup>، ۲۰۰۶). در مقابل، برخی حقوقین، تشکیل دمهای ریولیتی و داسیتی را به منزله آخرین مرحله در یک چرخه فعالیت آتشفسانی می‌دانند (کاس و رایت، ۱۹۸۸). بحث در مورد اینکه گنبد داسیتی منطقه مورد مطالعه در اثر کدام یک از عوامل ذکر شده فوق ایجاد شده است و پی بردن به ارتباط آنها با سنگهای بازیک و حدواتسط در منطقه را به بررسی‌های ژئوشیمیایی در فصل چهارم موکول می‌کنیم.

---

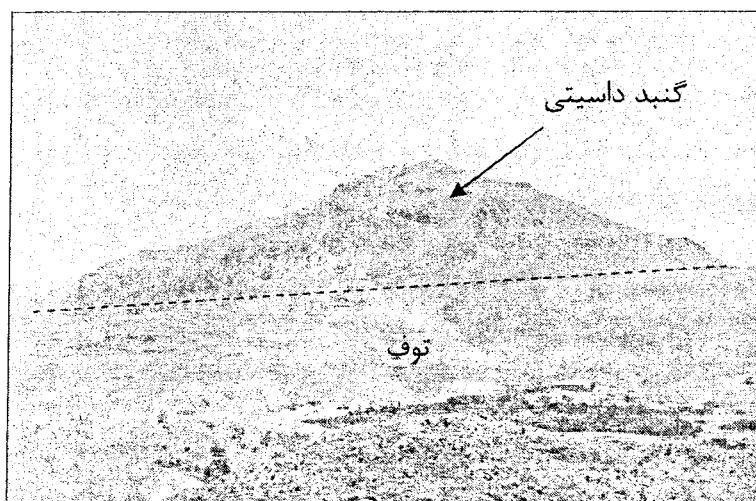
1- Esquivel et al.

2- Riggs & Nunes

3- Parker et al.

4- Dungan

5- Shuto et al.



شکل ۲-۳۰-۲- گنبد داسیتی سلطان قیس در شمال آولک که در داخل توفها تزریق شده است (دید به سمت شمال).



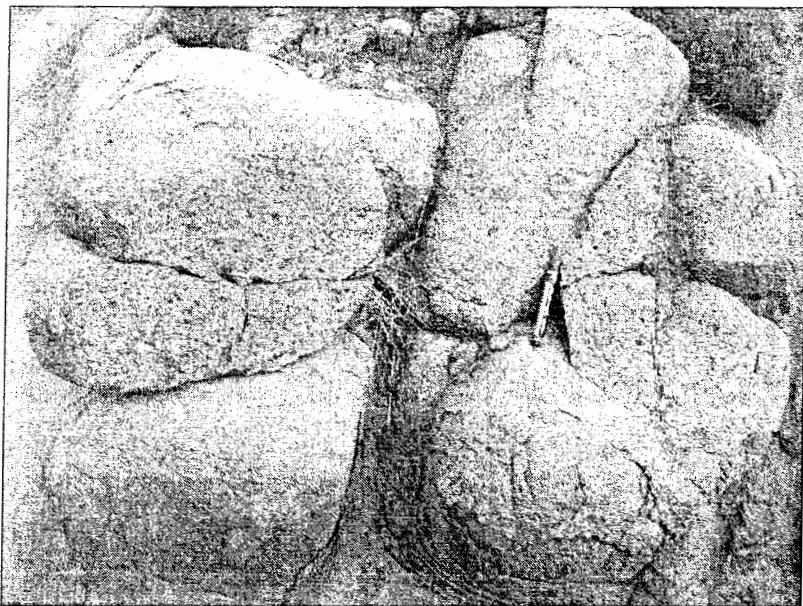
شکل ۲-۳۱-۲- ساخت منشوری در سنگ‌های داسیتی گنبد آتشفسانی سلطان قیس (دید به سمت جنوب‌غرب).



شکل ۲-۳۲-۲- درز و شکاف موجود در داسیت‌ها و ایجاد واریزه در دامنه (دید به سمت غرب).

#### ۴-۳-۲- سنگهای نفوذی

توده‌های نفوذی در منطقه مورد مطالعه دارای رخمنوهای متعدد اما کوچکی هستند. توده‌های کوچکی از سنگهای نفوذی در جنوب گرکین و غرب سلطان قیس بروزد دارند که ظاهراً بصورت استوک در توفهای ائوسن تزریق شده‌اند. ترکیب سنگشناسی این توده‌ها در حدود گابرو تا مونزوگابرو بوده ولی در مناطق مجاور توده‌های نفوذی با ترکیب گرانودیوریت، مونزوگرانیت، مونزوودیوریت، مونزوونیت و کوارتز مونزوونیت دیده شده است (آنلز و همکاران، ۱۹۷۵؛ حسینی طالقانی، ۱۳۷۵؛ آسیابانه، ۱۳۸۰؛ حیدری، ۱۳۸۳). بزرگترین توده نفوذی در محدوده مورد مطالعه در جنوب گرکین با ترکیب مونزوگابرو است که وسعت بیرون‌زدگی آن در حدود  $1/7$  کیلومتر مربع می‌باشد (حسینی طالقانی، ۱۳۷۵). نمونه دستی این سنگ‌ها به رنگ خاکستری تا صورتی روشن می‌باشد و دبی دیاکلازی در آنها دیده می‌شود (شکل ۳۳-۲). نمونه‌های برداشت شده از حاشیه توده‌ها دانه‌ریزتر بوده و توفهای موجود در مجاورت آنها متبلور شده‌اند (شکل ۳۴-۲). سن این توده‌ها را با توجه به اینکه سنگ‌های ائوسن را قطع کرده‌اند می‌توان به بعد از ائوسن نسبت داد. این توده‌های نفوذی می‌توانند به عنوان منبع داغی باشند که آبهای گرم کانیزا (چه از منشأ ماگمایی و چه از منشأ جوی) را در میان سنگ‌های قبلی هدایت نموده و باعث بروز دگرسانیهای هیدروترمالی گستردگی شوند. حتی در مواردی که نمود سطحی توده نفوذی مشاهده نمی‌شود ولی با مناطق دگرسان شده هیدروترمالی مواجهیم، انتظار چنین وابستگی و ارتباطی می‌رود. مشاهده آثار معدنی فلزی مس در شکستگیهای سنگ‌های درونگیر و نیز تشکیل نهشته‌های غیرفلزی مانند سیلیس و بنتونیت در منطقه، این وابستگی و ارتباط زایشی را تأیید می‌کند.



شکل ۳۳-۲- دبی دیاکلازی و فرسایش پوست پیازی در توده نفوذی با ترکیب مونزوگابرو در جنوب گرکین  
(دید به سمت شمال شرق).



شکل ۳۴-۲- متبلور شدن توفهای موجود در مجاورت توده نفوذی مونزوگابروی در جنوب گرکین  
(دید به سمت شمال شرق).

#### ۴-۲- تطابق واحدهای مختلف سنگی در منطقه

جهت انجام مطالعات رخساره‌شناسی، دو مقطع از منطقه مطالعاتی انتخاب شد و ضمن اندازه‌گیری ضخامت، بررسی سنگ‌شناسی و رخساره‌شناسی بر روی آنها انجام گرفت. ویژگیهای سنگ‌شناسی

این دو مقطع، یکی در شمال تراتون (جنوب محدوده مورد مطالعه) و دیگری در شمال شرقی میزوج (شمال شرق محدوده مطالعاتی)، به همراه ستون سنگچینهای مقاطع در شکل‌های (۳۵-۲) و (۳۶-۲) ارائه شده‌اند. در ادامه، مقاطع مطالعه شده با یکدیگر تطبیق داده شده‌اند (شکل ۳۷-۲). تطبیق این ستون‌ها نشان می‌دهد که از سمت شمال شرق به سوی جنوب-جنوب غرب به طور کلی از ضخامت مواد آذرآواری کاسته می‌شود و بالعکس از سمت جنوب-جنوب غرب به سمت شمال شرق واحدهایی چون میان‌لایه‌های گدازه آندزی بازالتی دیده نمی‌شوند. ولی آنچه که مشخص است، وجود یک واحد گدازه با ترکیب بازالتی ولی با ضخامت‌های متفاوت، بعنوان آخرین واحد در هر دو ستون سنگچینهای می‌باشد. این مشخصه در اکثر نقاط محدوده مورد مطالعه به وضوح دیده می‌شود و نشان‌دهنده آن است که پس از اتمام فوران زیرآبی و رسوبگذاری نهشته‌های آذرآواری و آپی‌کلاستیک، بالآمدگی حوضه در کل منطقه صورت گرفته و با تغییر محیط فوران به محیط هوایی، گدازه‌های بازالتی خارج شده‌اند. از طرفی، با توجه به اینکه گسل‌های منطقه عمده‌تر در امتداد روند گدازه‌ها می‌باشند (شکل ۳-۲)، بنابراین می‌توانند در شکل‌گیری و کنترل خروج گدازه‌ها مؤثر بوده باشند.

روشی که امروزه در مناطق و سرزمینهای آتشفشنایی انجام می‌گیرد این است که به جای مبنای قرار دادن واحدهای سنگ‌شناسی و معرفی یک مقطع نمونه و تطابق سنگچینهای سایر مناطق با آن، محیط بوجود آورنده واحدها مورد توجه و مبنایی جهت انجام مطالعات قرار گیرد. به عبارت دیگر محیط تشکیل توالی‌های مختلف با یکدیگر مقایسه شده و در صورت داشتن تشابه، با یکدیگر ارتباط داده می‌شوند (آسیابانها، ۱۳۸۰).

توالی ولکانیکهای پالئوزن البرز و از جمله منطقه مورد مطالعه را می‌توان به دو مرحله کاملاً مشخص و مجزا تقسیم کرد:

#### ۱- مرحله فوران زیرآبی

این مرحله در زمان پالئوسن فوقانی-ائوسن زیرین با تشکیل یک دریای نیمه عمیق در سراسر البرز مرکزی و غربی شروع شده و تناوبی از رخسارهای رسوبی کم‌عمق تا تقریباً عمیق (نظیر مادستون، ماسه‌سنگ، شیل و آهک) و نهشته‌های آتشفشنایی و آذرآواری را تشکیل داده است.

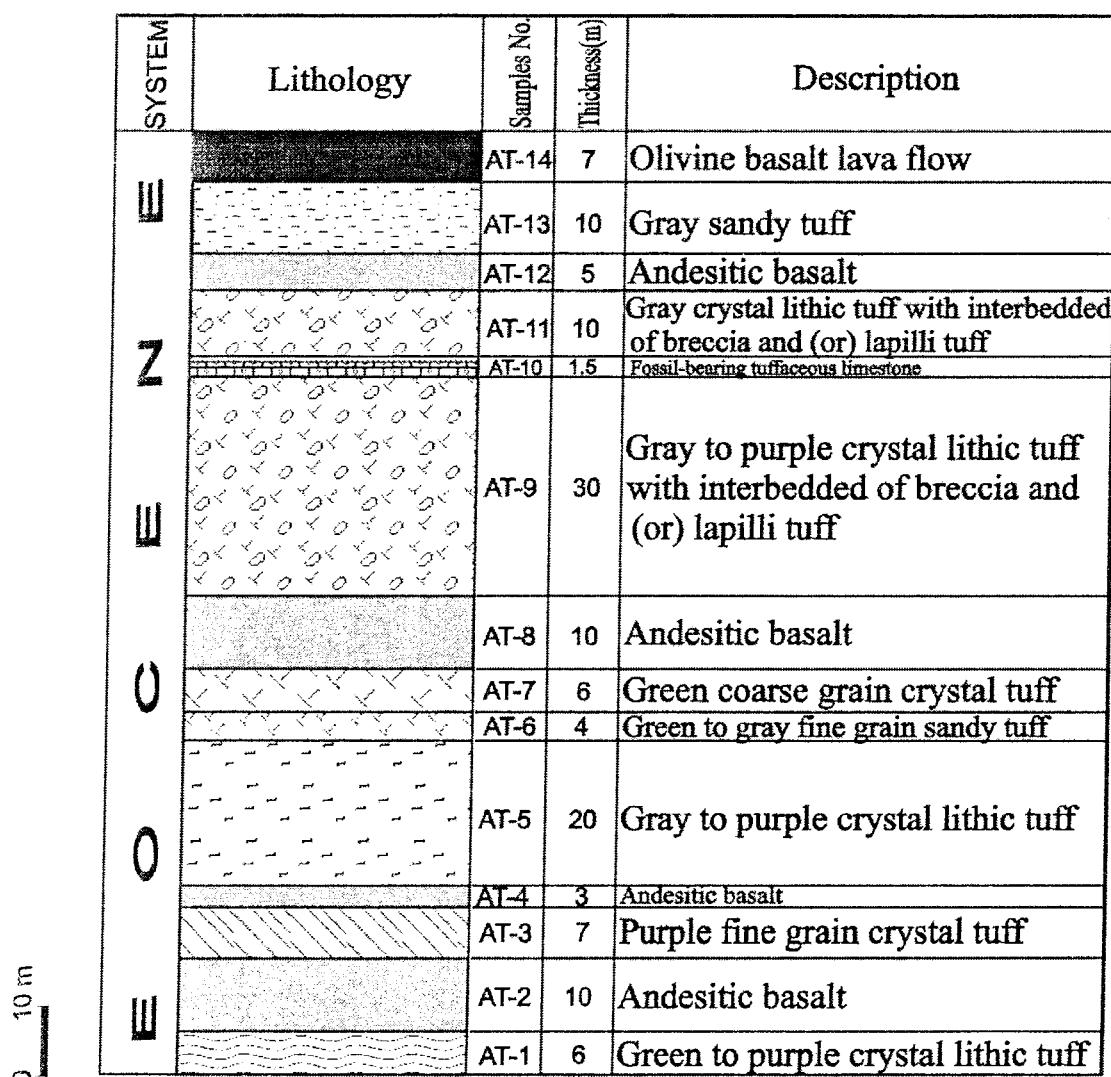
به نظر درویشزاده (۱۳۷۰) این حوضه نسبتاً کم عمق احتمالاً به واسطه تشکیل یک محیط فروافتاده و در اثر عملکرد فاز کششی بوجود آمده است که در طول زمان، مرتبأ در حال فرونژینی بوده است. همزمان با رسوبگذاری رخسارهای کم عمق تا تقریباً عمیق، فورانهای انفجاری زیرآبی نیز در آن صورت می‌گرفته است. وجود فرآمینیفرهای پلانکتونی در منطقه حکایت از سن ائوسن میانی برای این سری نهشته‌ها دارد. نامبرده در مورد نحوه تشکیل این نهشته‌ها چنین فرض می‌کند که: «کف حوضه رسوبگذاری در امتداد گسلها و شکستگیها به تدریج در حال فرونژینی بوده است. در مسیر این شکستگیها و در برخی نقاط، امکان رسیدن گدازه‌های غلیظ اسیدی تا حد واسطه به سطح زمین به تدریج تسهیل شده است. برخورد این گدازه‌ها با آب دریا که در داخل شکافها صورت می‌گرفت، صفت انفجاری آنها را تشدید کرده و سبب پراکندگی قطعات در آب دریا شده است. در عین حال می‌توان چنین فرض کرد که طی رسوبگذاری کوتاه مدت رسوبات، عمق و شرایط رسوبگذاری به طور بسیار شدیدی تغییر می‌کردد که با انفجارات عظیم زیردریایی همراه بوده است». به عقیده وی فرونژینی شدید و ولکانیسم انفجاری و بعضًا از نوع آلکالن ممکن است نشانه ایجاد یک ریفت پشت قوس باشد که مراحل تکاملی خود را به پایان نرسانده و در نتیجه وقوع یک فاز کششی (پس از فاز فشارشی کرتاسه پایانی)، سیستمی از نوع هورست و گرابن ایجاد کرده است.

## ۲- مرحله فوران هوایی

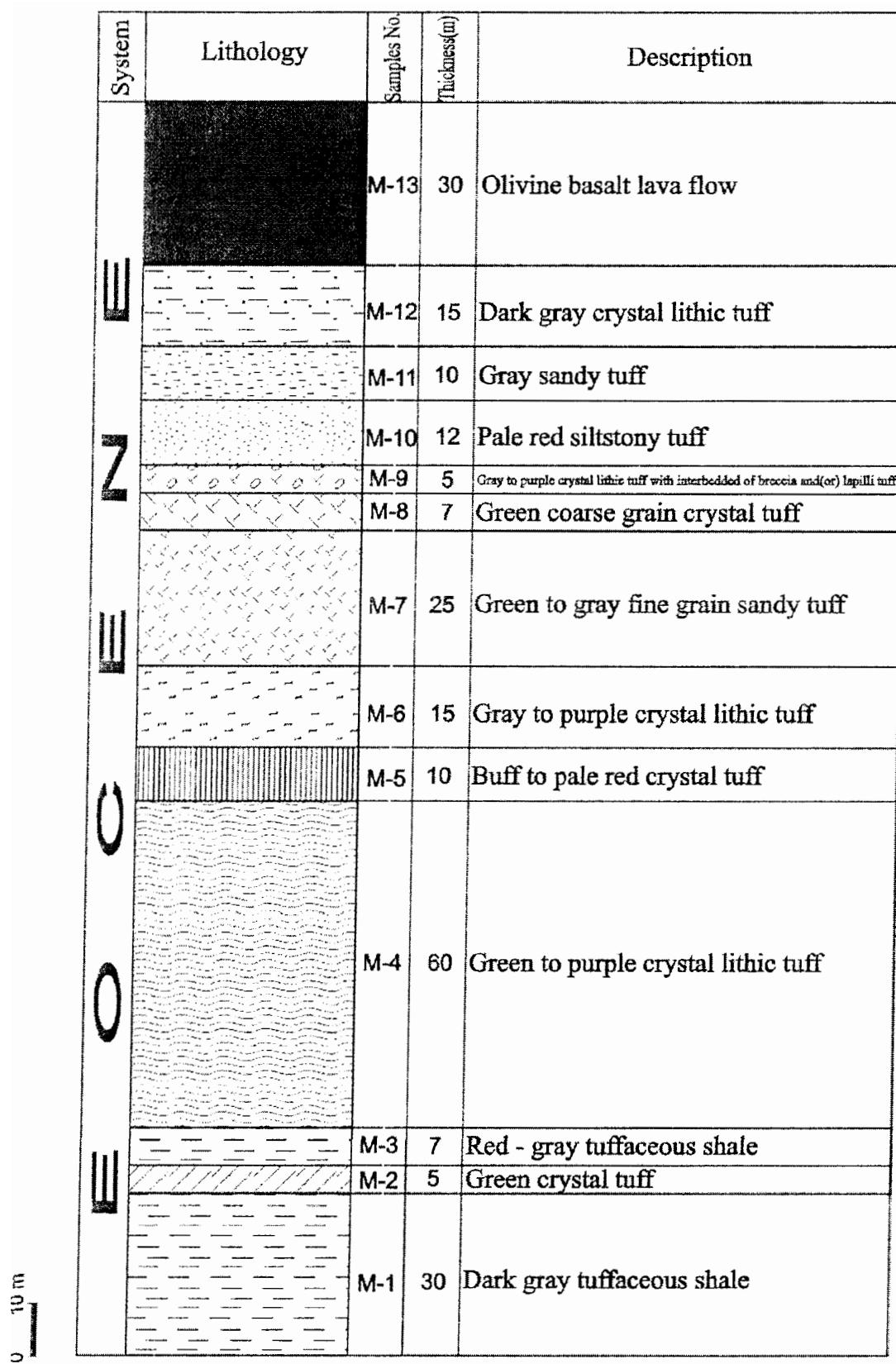
به واسطه بالا آمدگی حوضه و تشکیل محیط‌های پلایا در برخی نقاط، نظریه منطقه گچسر (ددوال<sup>۱</sup>، ۱۹۶۷) و منطقه چوسر در الموت (آسیابانها، ۱۳۸۳) که منجر به تشکیل افقهای ژیپسی در مرز بین فاز (۱) و (۲) گردیده است، فعالیت آتشفسانی زیرآبی به اتمام رسید و البرز غربی وارد مرحله جدیدی شد که در آن فورانهای هوایی گسترده‌ای شروع به فعالیت نمودند. در طی این عمل، مانع‌ما از طریق شکستگی‌های عمیق لیتوسفری به سطح زمین راه پیدا کرده است. این مانع‌ما در بیشتر نقاط ترکیب آلکالن پتابیک داشته که با خصوصیات فوران‌های شکافی قاره‌ای کاملاً همخوانی دارد. ادامه فعالیت ولکانیسم شکافی، همراه با تجدید فعالیت نیروهای تکتونیکی کششی، ولکانیسم البرز غربی را وارد مرحله جدیدی کرد که طی آن فرونژینی بزرگ مقیاس پوسته در امتداد گسلهای پرزاویه باعث

۱- Dedual

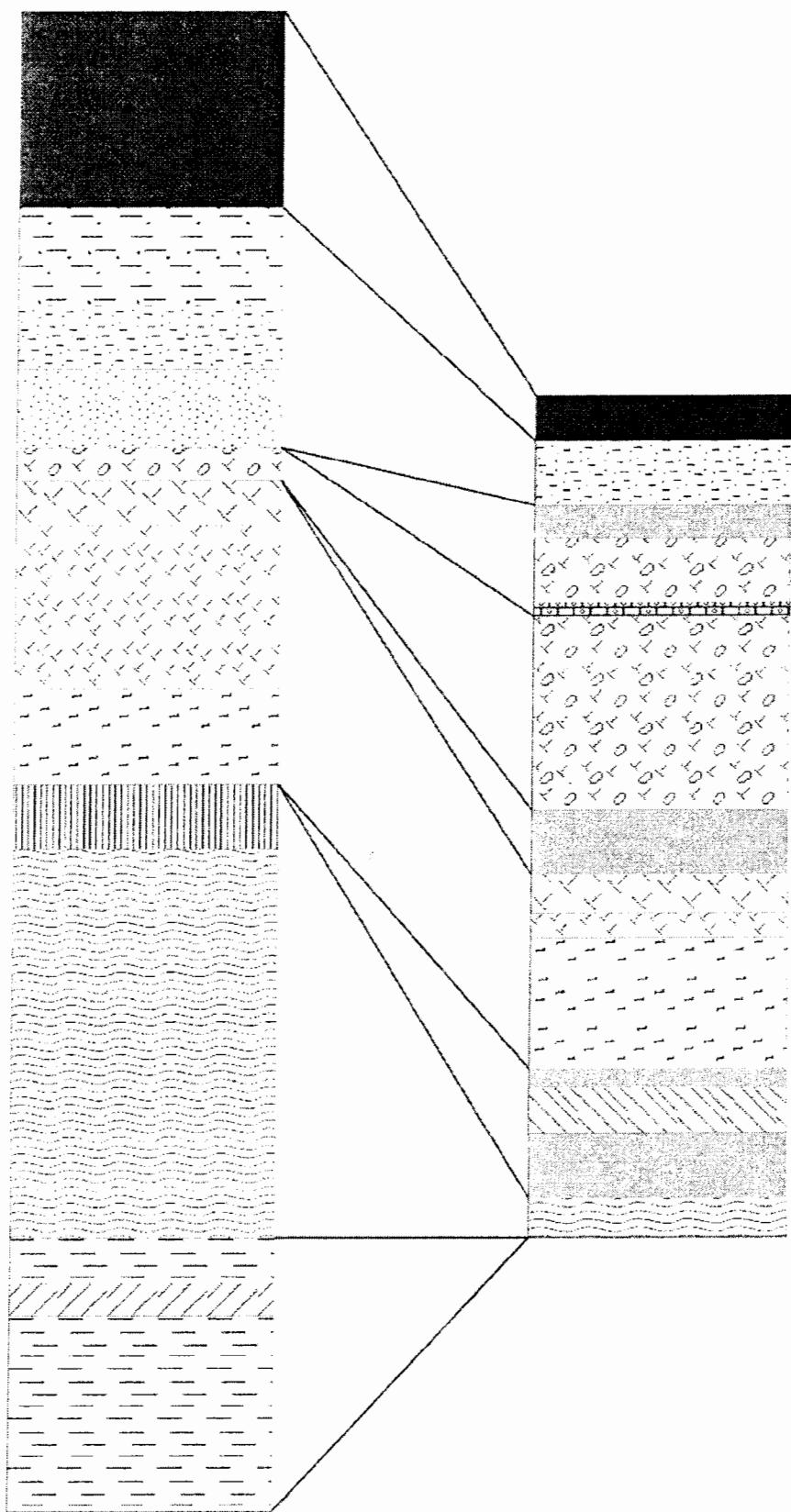
ایجاد یک منطقه فرونژسته کالدرایی یا گودال تکتونیکی- آتشفسانی شد. در طی این عمل، گدازه‌های حدواسط تا اسیدی و نیز نهشته‌های آذرآواری (که یا در محیط خشکی و یا در دریاچه‌های محلی داخل گودالها رسوب کرده‌اند) ایجاد شده‌اند. مagma‌ای خارج شده در طی این مرحله نسبت به مرحله قبلی، اسیدی‌تر و احتمالاً غلیظتر بوده است. به علت تشکیل مناطق شکسته شده بسیار عمیق، دمه‌ای اسیدی در طی این مرحله به سطح زمین رسیده‌اند. با توجه به تشکیل محیط کالدرایی، دگرسانی‌های گرمابی در چنین محیطی بسیار شایع و گسترده بوده که به عنوان فاز تأخیری مagma‌تیسم، ذخایر معدنی متعدد و ارزشمندی را پدید آورده است.



شکل ۲-۳۵- ستون سنگ‌چینه‌ای منطقه شمال تراتون (جنوب محدوده مطالعاتی).



شکل ۲-۳۶- ستون سنگ‌چینه‌ای منطقه شمال شرق میزوج (شمال شرق محدوده مطالعاتی).



شکل ۳۷-۲- تطابق واحدهای سنگ‌شناسی در دو مقطع مختلف منطقه مطالعاتی (شکلهای ۳۵-۲ و ۳۶-۲).

## ۵-۲- زمین‌شناسی ساختمانی

منطقه مورد مطالعه بخش کوچکی از سیستم تکتونیکی پیچیده البرز غربی است. مهمترین عامل ساختاری در زمین‌شناسی منطقه، شکستگیها و گسلهای زیادی هستند که ضمن ایجاد حرکات زمین‌ساختی، مجاری انتقال و خروج ماقما را به سطح زمین فراهم کرده‌اند و مسلمًا بدون وجود آنها تحقق بسیاری از رخدادها غیر ممکن بود. زیرا رسیدن ماقما به سطح زمین و فورانهای آتشفسانی و رسوبگذاری نهشته‌های آذرآواری، در مناطق شکسته شده پوسته و در مناطق فعال تکتونیکی امکان‌پذیر است.

شکستگی‌های موجود در منطقه بطور عمده دارای روند غرب- شمال غرب و شرق- جنوب‌شرق بوده و از روند اصلی شکستگی‌های البرز پیروی می‌نمایند (شکل ۳۸-۲) و بطور عمده از نوع گسلهای فشارشی می‌باشند (رادفر، ۱۳۸۱) (شکل ۳۹-۲). علاوه بر این، شکستگی‌های دیگری نیز در منطقه یافت می‌شوند که دارای روند شمال‌شرق- جنوب‌غرب می‌باشند (شکل ۴۰-۲).

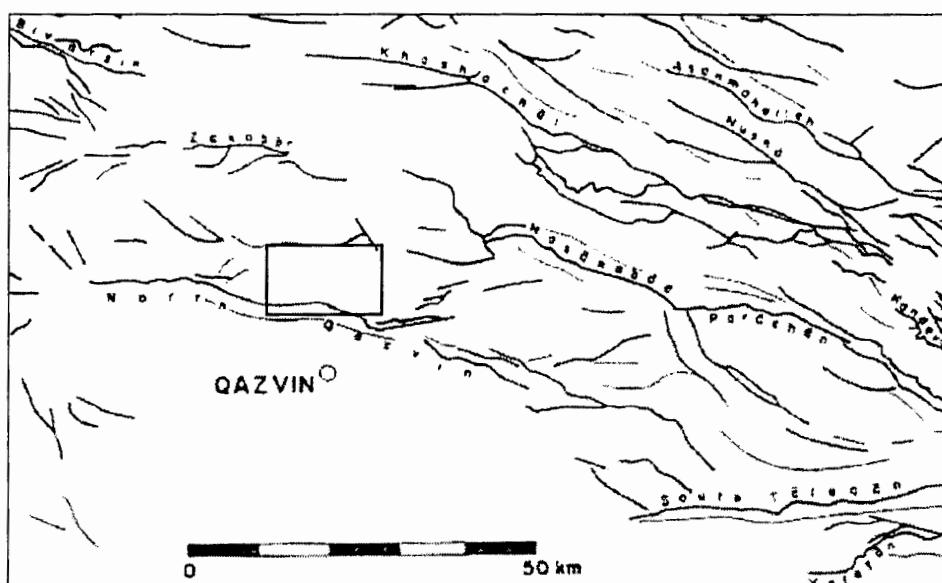
بطور کلی گسلهای منطقه به دو نوع گسلهای راندگی و گسلهای عرضی برشی<sup>۱</sup> تقسیم می‌شوند.

## ۵-۱- گسلهای فشاری یا راندگی‌ها

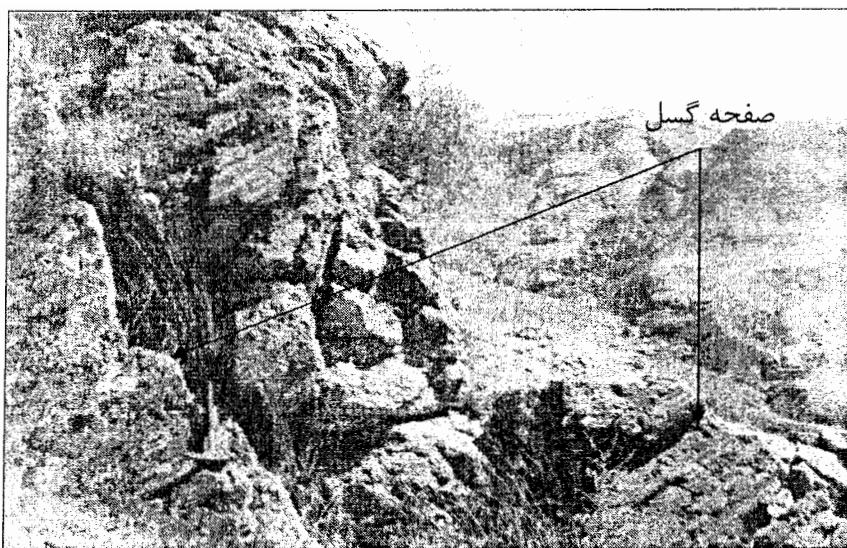
گسلهای فشاری زیادی در منطقه وجود دارد که از مهمترین آنها می‌توان به گسلهای راندگی باقرآباد، شمال کوندج، وندر، میزوج، دیکین، انگه- باراجین (گسله شمال قزوین)، قریب مزرعه، ورس، کوشک و اکبرآباد اشاره کرد (رادفر، ۱۳۸۱). که از این میان، گسله راندگی میزوج در محدوده مورد مطالعه قرار دارد. این گسل با روند تقریباً شرقی- غربی، شیب راندگی حدود ۲۰ تا ۳۰ درجه بسمت شمال و با امتدادی حدود ۲۶ کیلومتر از شمال غربی نیاق شروع شده و از جنوب میزوج می‌گذرد و در منطقه میزوج موجب راندگی سنگهای رسوبی- آتشفسانی ائوسن بر روی نهشته‌های پرمین شده است.

## ۲-۵-۲- گسل‌های عرضی برشی

گسلهای عرضی در محدوده مورد مطالعه، گسلهایی هستند که دارای روند شمال‌شرقی-جنوب‌غربی بوده و بطور عمده گسلهای اصلی را قطع و برخی از آنان را جابجا می‌کنند. شیب این گسلهای معمولاً تند است و گسترش طولی کمتری نسبت به گسلهای اصلی دارند. جابجایی‌ها در امتداد گسل‌های عرضی از نوع امتداد لغز (چپ‌گرد یا راست‌گرد) هستند (رادفر، ۱۳۸۱).



شکل ۲-۳۸-۲- گسل‌های عمده و اصلی در منطقه (آلز و همکاران، ۱۹۷۵). محدوده مورد مطالعه



شکل ۲-۳۹-۲- صفحه گسل همراه با آینه گسل و خش لغزش. روند گسل N20W و شیب آن ۵۷SW می باشد،  
جنوبشرق زرشک (دید به سمت شمال شرق).



شکل ۲-۴۰- گسل نرمال با شیب حدود ۴۰ درجه به سمت جنوبشرق در جنوبغرب زرشک  
(دید به سمت شمال شرق).

## ۶-۲- زمین‌شناسی اقتصادی و پتانسیل معدنی منطقه

گسل خورده‌گی عمیق و پرزاویه در منطقه، ابتدا ولکانیسم شکافی و سپس تراوش و چرخش سیالات در سنگ‌های درونگیر را تسهیل کرده است. به واسطه عملکرد تکتونیک شدید در منطقه، نه تنها مagma به راحتی از طریق شکستگی‌های عمیق خارج شده است، بلکه سنگ‌ها خود نیز دچار شکستگی شده و معابر مناسبی را جهت به گردش در آوردن سیالات فراهم نموده‌اند. از طرفی، شکستگی‌ها و ترکهای انقباضی را نیز باید در نظر گرفت. این دو نوع شکستگی، سیستم هدایتی و به چرخش درآورنده سیالات را در سنگ‌های درونگیر آتش‌شانی فراهم آورده‌اند. در واقع شکستگیها، تشکیل زونهای دگرسان شده و کانی‌زا را در کنترل داشته‌اند (شکل ۴۱-۲). فرآیندهای دگرسانی هیپوزن که توسط صعود سیالات گرمابی اسیدی و سرشار از بخار در یک محیط اکسیداسیونی بوجود آمده‌اند، و از طرف دیگر فرآیندهای غنی‌شدگی سوبرژن که حاصل واکنش آبهای جوی فرورو با سنگ‌های مسیر هستند، در سنگ‌های منطقه، صرف‌نظر از نوع آنها (اعم از توف یا گدازه) تغییراتی را ایجاد کرده‌اند (شکل ۴۲-۲).

در منطقه مطالعاتی فقط معادن و آثار معدنی (عمدتاً غیر فلزی) به چشم می‌خورد، و فعالیت چندان چشم‌گیری نیز در آنها وجود ندارد.

کانی‌زایی مس در بعضی نقاط منطقه، از جمله شمال‌غرب نیاق دیده می‌شود. این کانی‌سازیها عمدتاً شامل کربنات‌های مس (مالاکیت و ندرتاً آزوریت) می‌باشد که ارزش اقتصادی نداشته و تنها به عنوان اثرهای معدنی جالب توجه هستند. این آثار کانی‌سازی مس احتمالاً از محلول‌های هیدروترمال مربوط به توده‌های نفوذی حاصل شده‌اند (شکل ۴۳-۲).

ذخایر غیر فلزی منطقه عمدتاً شامل بنتونیت، سنگ‌های ساختمانی (سنگ مالون) و سیلیس است که از این میان به چند معدن بنتونیت در منطقه و سیلیس میزوج اشاره می‌شود.

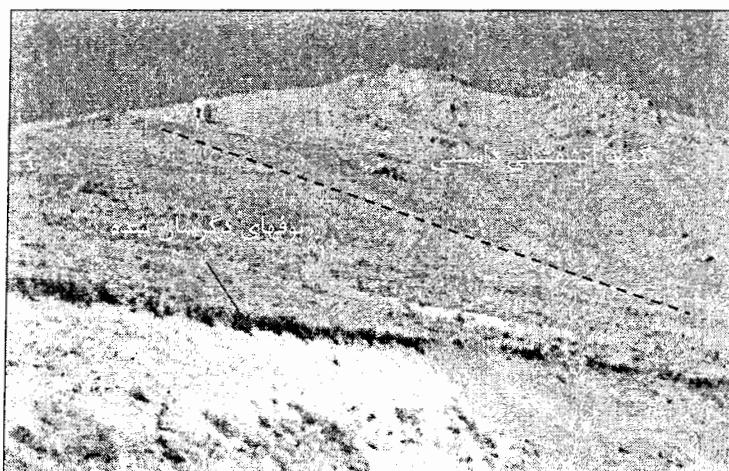
## ۱-۶-۲- کانسارهای بنتونیت

بنتونیتها جزء گروه مونتموریونیت و اصولاً از دسته کانیهای رسی محسوب گشته و از نظر ترکیب شیمیایی سیلیکات آبدار آلومینیم هستند. کانی‌های گروه مونتموریونیت عبارتند از: پیروفیلیت، تالک، مونتموریونیت، بیدلیت، ناترولیت، ساپونیت، هکتوریت و سائوکونیت. در بیشتر کانسارهای

بنتونیتی ایران کانیهای ژیپس، کریستوبالیت، زئولیت، کوارتز و کلسیت بصورت یک کانی فرعی یا همراه و در شمار اندکی از آنها کانیهای آلبیت، فلدوپات و بازماندگان کانیهایی از سنگ مادر یافت می‌شوند. سنگ مادر بنتونیت، سنگهای آتشفسانی از نوع اسیدی، داسیتی تا ریولیتی اند. انباسته‌های بنتونیتی ایران بجز چند مورد نادر، در جازا هستند و از جایی به جای دیگر حمل نشده‌اند. بنتونیت‌هایی که در اثر دگرسانی گرمابی تشکیل می‌شوند معمولاً بصورت رگه‌های غیر منظم رخ می‌نمایند و معمولاً با سنگ میزبان در میان طبقات دگرسان شده در هم می‌آمیزند (حجازی و قربانی، ۱۳۷۳).



شکل ۲-۴۱-۲- دگرسانی آرژیلیک هیدروترمال در کنタکت دایک با سنگ‌های میزبان خود، شمال سلطان قیس (دید به سمت شمال).

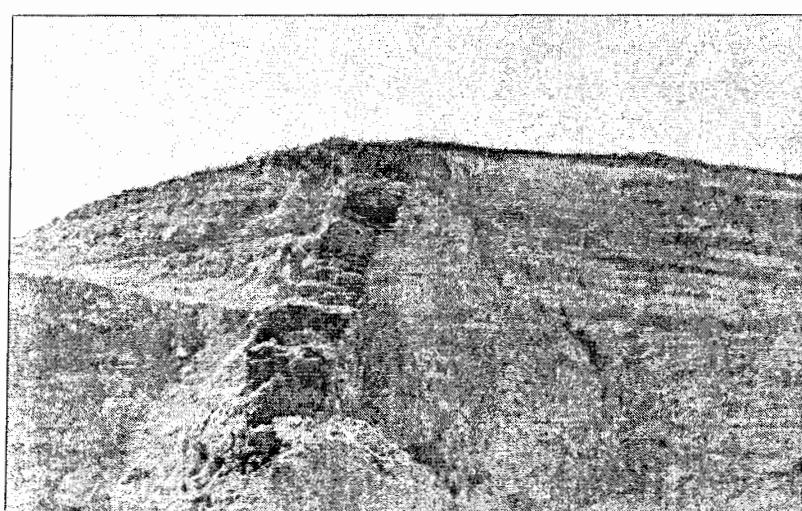


شکل ۲-۴۲-۲- توفهای دگرسان شده در اطراف گنبد داسیتی سلطان قیس (دید به سمت جنوب‌غرب).



شکل ۴۳-۲- آثار معدنی کربنات‌های مس (مالاکیت) در شمال غرب نیاق (دید به سمت شمال شرق).

کانسار بنتونیت نیاق در ۱۵ کیلومتری شمال قزوین و در مسیر جاده قزوین به آلوک و نرسیده به روستای نیاق قرار دارد. دگرسانی هیدرولیتیک تروفهای سبز رنگ اثر کرده و قسمت‌هایی که بطور کامل دگرسان شده تغییر رنگ داده و به رنگ سفید در آمده است که از آنها به عنوان بنتونیت استفاده می‌گردد (شکل ۴۴-۲). نتایج آنالیز شیمیایی به روش XRF شش نمونه از این کانسارد در جدول (۲-۲) آورده شده است. همچنین ترکیب کانی‌شناسی چهار نمونه از این بنتونیت در جدول (۳-۲) نشان داده شده است.



شکل ۴۴-۲- معدن بنتونیت نیاق و دایکی که آن را با روند N10E قطع می‌کند (دید به سمت جنوب).

جدول ۲-۲- نتایج آنالیز شیمیایی به روش XRF شش نمونه از کانسار بنتونیت نیاق (سازمان صنایع و معادن استان قزوین).

		I.D	M.N.11	M.N.12	M.N.13	M.N.14	M.N.15
SiO <sub>2</sub>	%	70.72	71.77	69.33	65.32	67.52	69.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	12.21	12.67	12.2	11.63	13.19	11.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub>	%	1.47	1.4	1.07	1.47	1.27	1.44
TiO <sub>2</sub>	%	0.21	-	-	0.16	0.19	0.2
CaO	%	2.11	2.54	2.58	6.42	3.26	2.81
MgO	%	1.89	0.91	1.67	1.24	1.43	1.34
Na <sub>2</sub> O	%	0.25	0.23	0.31	1.01	0.54	0.42
K <sub>2</sub> O	%	2.12	1.8	2.16	1.65	2.1	2.29
SO <sub>3</sub>	%	0.03	0.51	0.23	Trace	Trace	Trace
LOI	%	8.85	8.82	10.22	10.75	10.31	9.46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0.07	0.04	0.03	0.08	0.11	0.06

جدول ۲-۳- ترکیب کانی‌شناسی چهار نمونه از کانسار بنتونیت نیاق (سازمان صنایع و معادن استان قزوین).

شماره نمونه	نام کانیهای سازنده به ترتیب فراوانی
I.D	کوارتز، مونتموریونیت، پلازیوکلаз، کلسیت، کاٹولینیت
M.N.13	کوارتز، مونتموریونیت، کلسیت، پلازیوکلاز، آلبیت، دولومیت، ایلیت
M.N.14	کوارتز، مونتموریونیت، کلسیت، پلازیوکلاز، کاٹولینیت، دولومیت
M.N.15	کوارتز، مونتموریونیت، پلازیوکلاز، کلسیت، کاٹولینیت

از دیگر کانسارهای بنتونیت منطقه می‌توان به معادن بنتونیت جنوب اردبیلک، تراتون و زرشک اشاره کرد. در ذیل نتایج تجزیه شیمیایی و ترکیب کانی‌شناسی نمونه‌هایی از این معادن ذکر شده است (جداول ۴-۲ تا ۴-۸). سپس، دیاگرام‌های دیفراکسیون اشعه ایکس (XRD) پنج نمونه از کانسار بنتونیت جنوب اردبیلک (شکل ۴۵-۲) آورده شده است (شکلهای ۴۶-۲ تا ۴۰-۲).

جدول ۴-۲- نتایج آنالیز شیمیایی به روش XRF سه نمونه از کانسار بنتونیت تراتون (سازمان صنایع و معدن استان قزوین).

		1938	1921	4521
SiO <sub>2</sub>	%	68.76	69.29	65.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	10.46	10.85	11.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub>	%	1.18	1.11	1.31
TiO <sub>2</sub>	%	0.17	0.15	0.39
CaO	%	3.15	2.41	3.57
MgO	%	2.3	1.78	1.66
Na <sub>2</sub> O	%	1.43	1.17	0.76
K <sub>2</sub> O	%	0.68	1.19	0.59
SO <sub>3</sub>	%	1.8	< 0.03	0.07
LOI	%	9.85	11.94	14.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	-	0.02	-

جدول ۵-۲- ترکیب کانی شناسی دو نمونه از کانسار بنتونیت تراتون (سازمان صنایع و معدن استان قزوین).

شماره نمونه	نام کانیهای سازنده به ترتیب فراوانی
1938	کوارتز، مونتموریونیت، زئولیت (موردنیت)، ژپس، کلسیت، فلدرسپارها
1921	کوارتز، مونتموریونیت، زئولیت (موردنیت)، کلسیت، دولومیت

جدول ۶-۲- نتایج آنالیز شیمیایی به روش XRF یک نمونه از کانسار بنتونیت زرشک (سازمان صنایع و معدن استان قزوین).

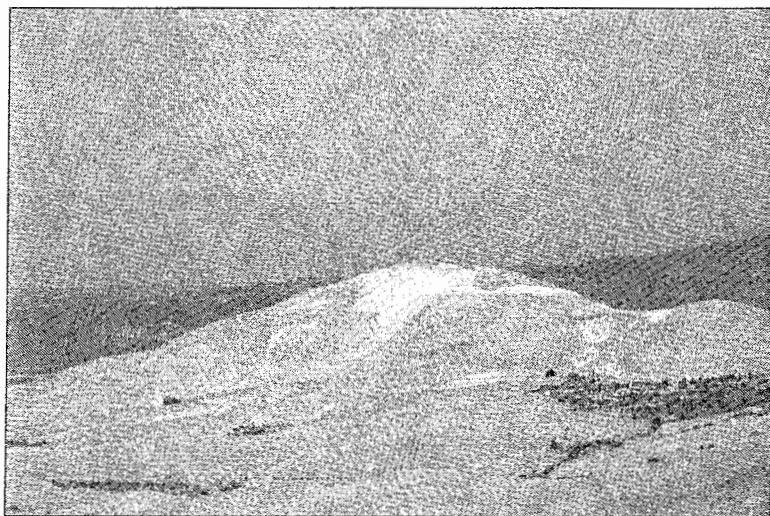
		2586
SiO <sub>2</sub>	%	57.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	15.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	6.6
CaO	%	4.46
Na <sub>2</sub> O	%	2.27
MgO	%	4.61
K <sub>2</sub> O	%	0.81
TiO <sub>2</sub>	%	0.747
MnO	%	0.111
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0.171
LOI	%	7.94
Cl	ppm	82
S	ppm	5

جدول ۷-۲- نتایج آنالیز شیمیایی به روش XRF هفت نمونه از کانسار بنتونیت جنوب اردبیلک  
(سازمان صنایع و معادن استان قزوین).

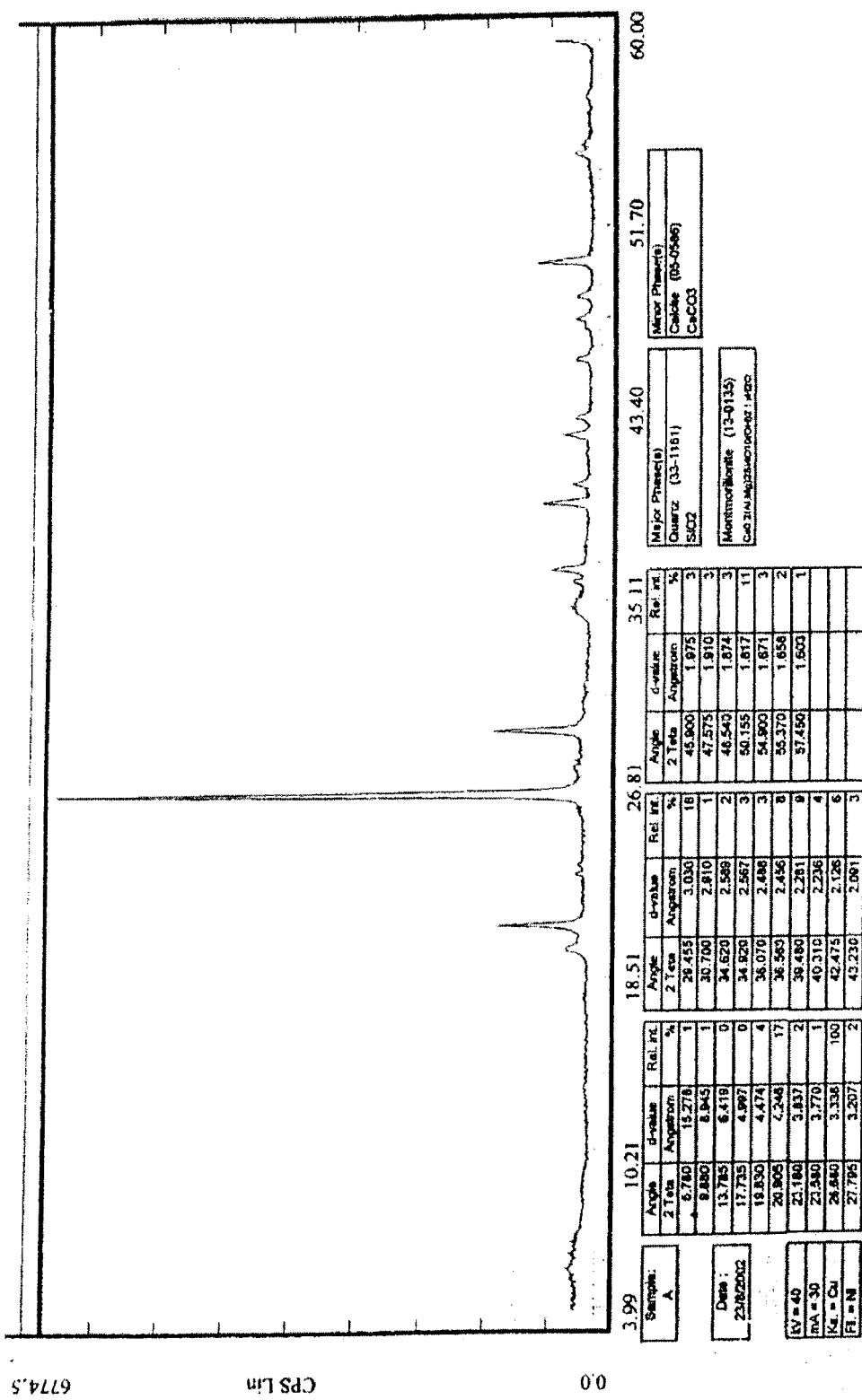
		AC1	AC2	A	B2	C1	C2	D2
SiO <sub>2</sub>	%	68.04	70.55	63.35	61.56	66.98	69.11	68.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	11.18	11.81	10.95	12.51	12.35	13.03	13.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub>	%	1.03	0.88	0.92	1.53	1.37	1.31	1.44
TiO <sub>2</sub>	%	0.14	0.15	0.158	0.202	0.175	0.205	0.179
CaO	%	1.9	1.38	8.36	6.37	2.43	1.87	0.97
MgO	%	2.84	2.22	1.23	1.58	2.44	1.87	2.02
Na <sub>2</sub> O	%	0.16	0.44	0.18	0.72	0.06	0.28	0.59
K <sub>2</sub> O	%	1.55	2.54	2.13	1.86	1.41	2.63	2.31
LOI	%	12.88	10.11	12.17	12.79	12.41	9.32	9.74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0.03	0.02	0.017	0.015	0.013	0.013	0.015
SO <sub>3</sub>	ppm	0.11	0.03	23	23	15	95	260
Cl	ppm	-	-	20	10	5	13	126
Sr	ppm	-	-	146	486	291	187	279
Ba	ppm	-	-	458	506	640	1261	113

جدول ۸-۲- ترکیب کانی‌شناسی دو نمونه از کانسار بنتونیت جنوب اردبیلک  
(سازمان صنایع و معادن استان قزوین).

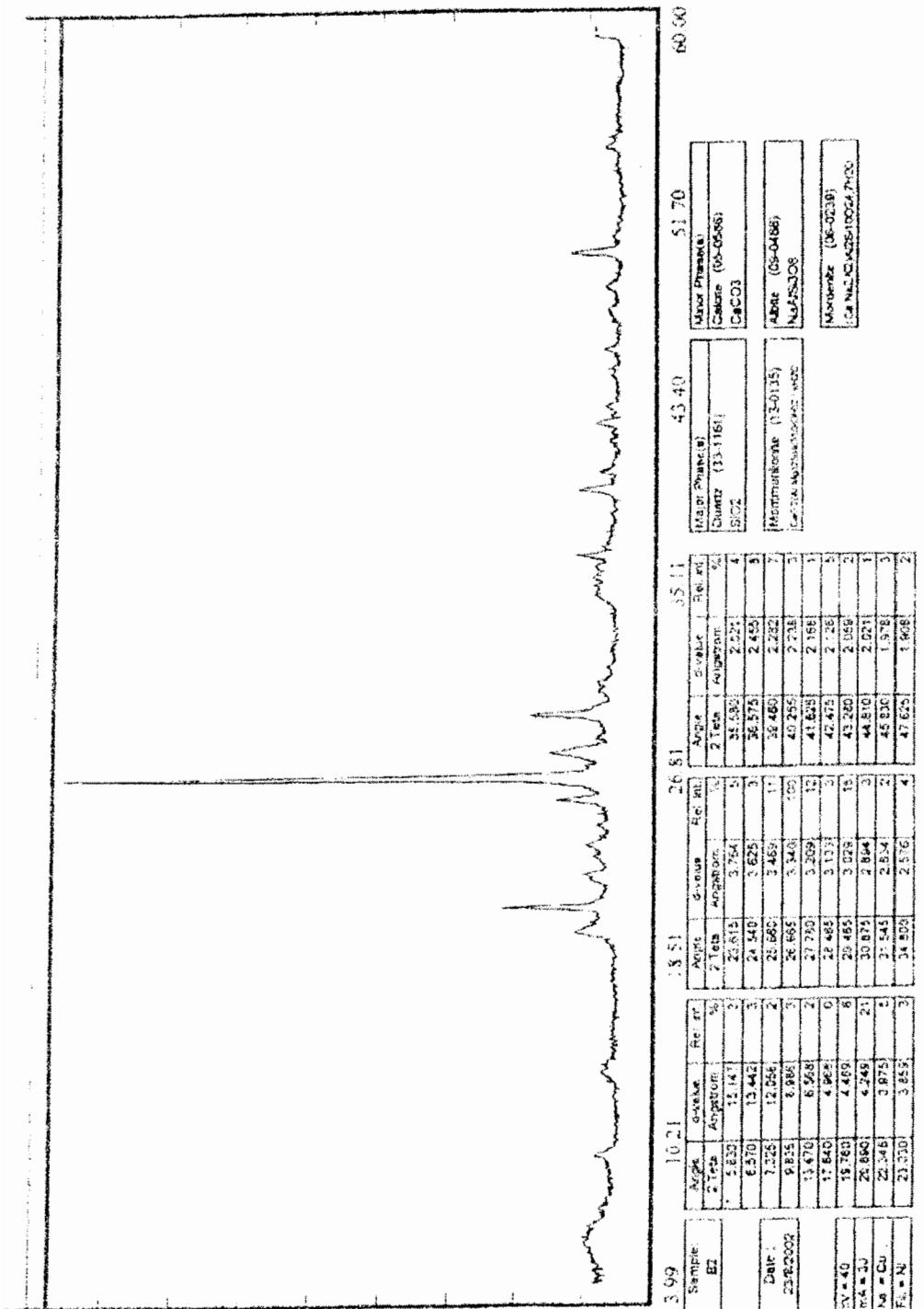
شماره نمونه	نام کانیهای سازنده به ترتیب فراوانی
AC1	کوارتز، مونتموریونیت، کلسیت، آلکالی فلدوپار، دولومیت، کائولینیت
AC2	کوارتز، مونتموریونیت، آلکالی فلدوپار، کلسیت



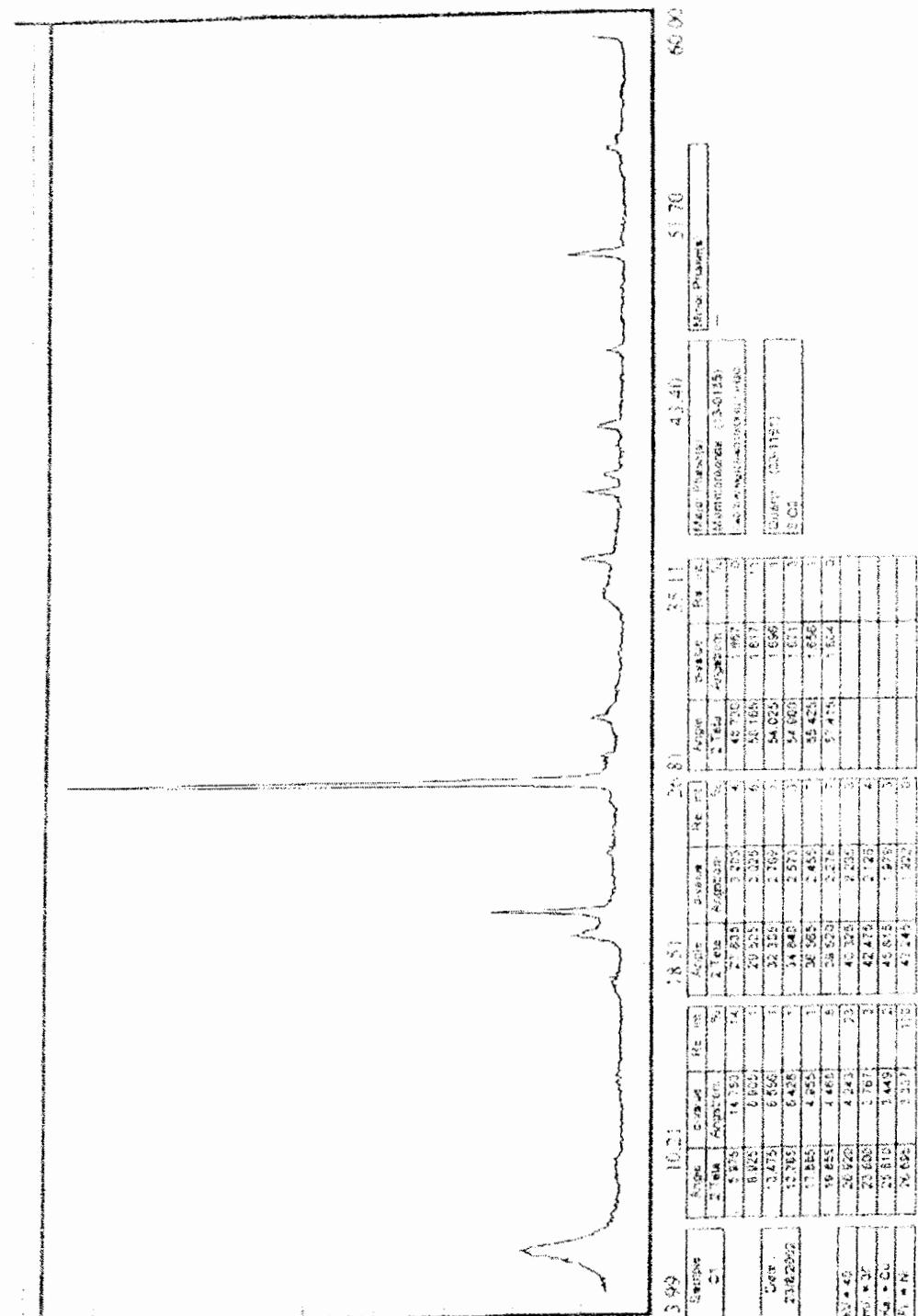
شکل ۴۵-۲- دگرسانی کریستال لیتیک توفها و تبدیل آن به بنتونیت در جنوب اردبیلک (دید به سمت غرب).



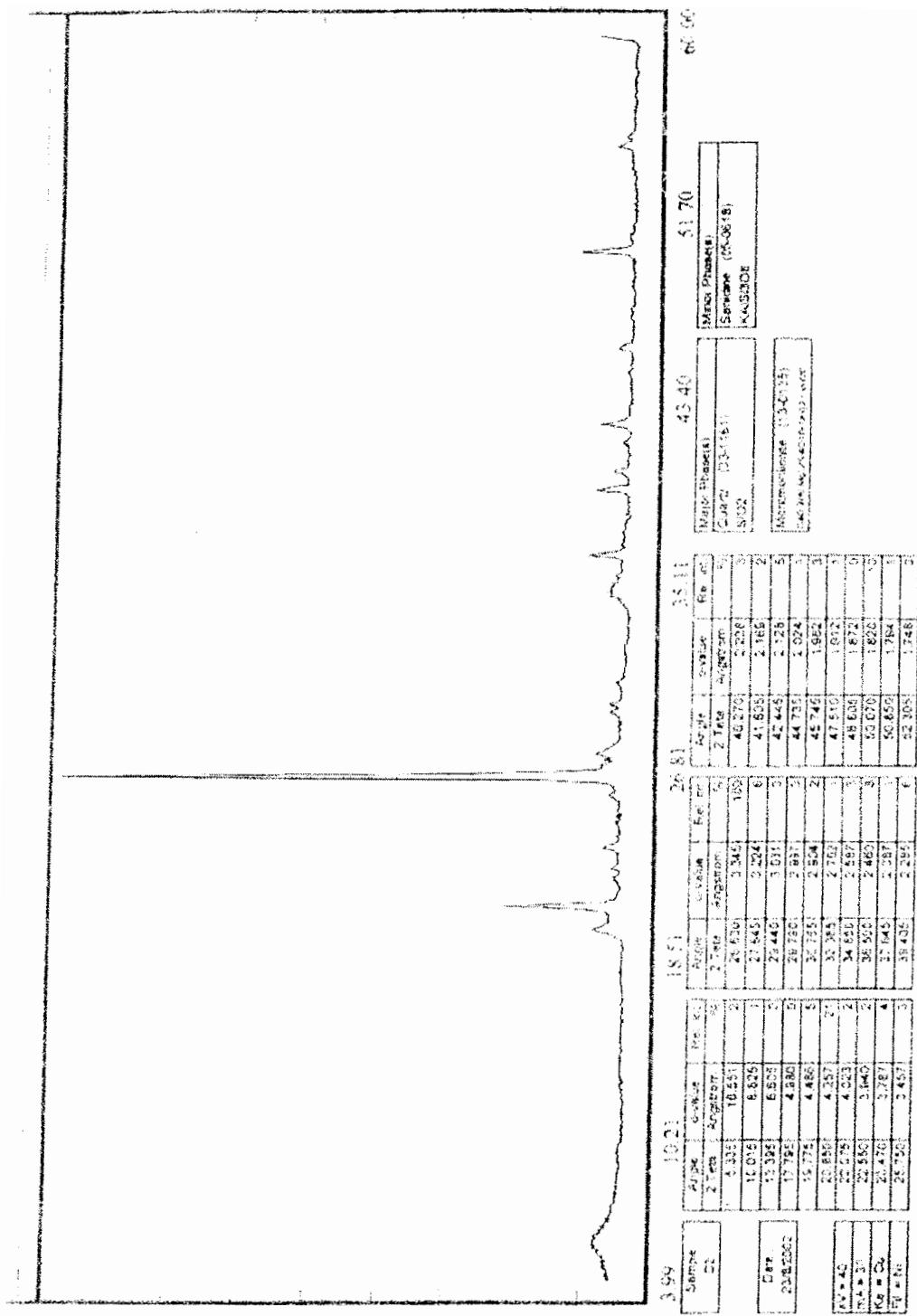
شکل ۲-۴۶- دیاگرام دیفراسیون اشعه ایکس (XRD) نمونه A از کانسar بنویت جنوب ارمنیک (سازمان صنایع و معادن استان قزوین).



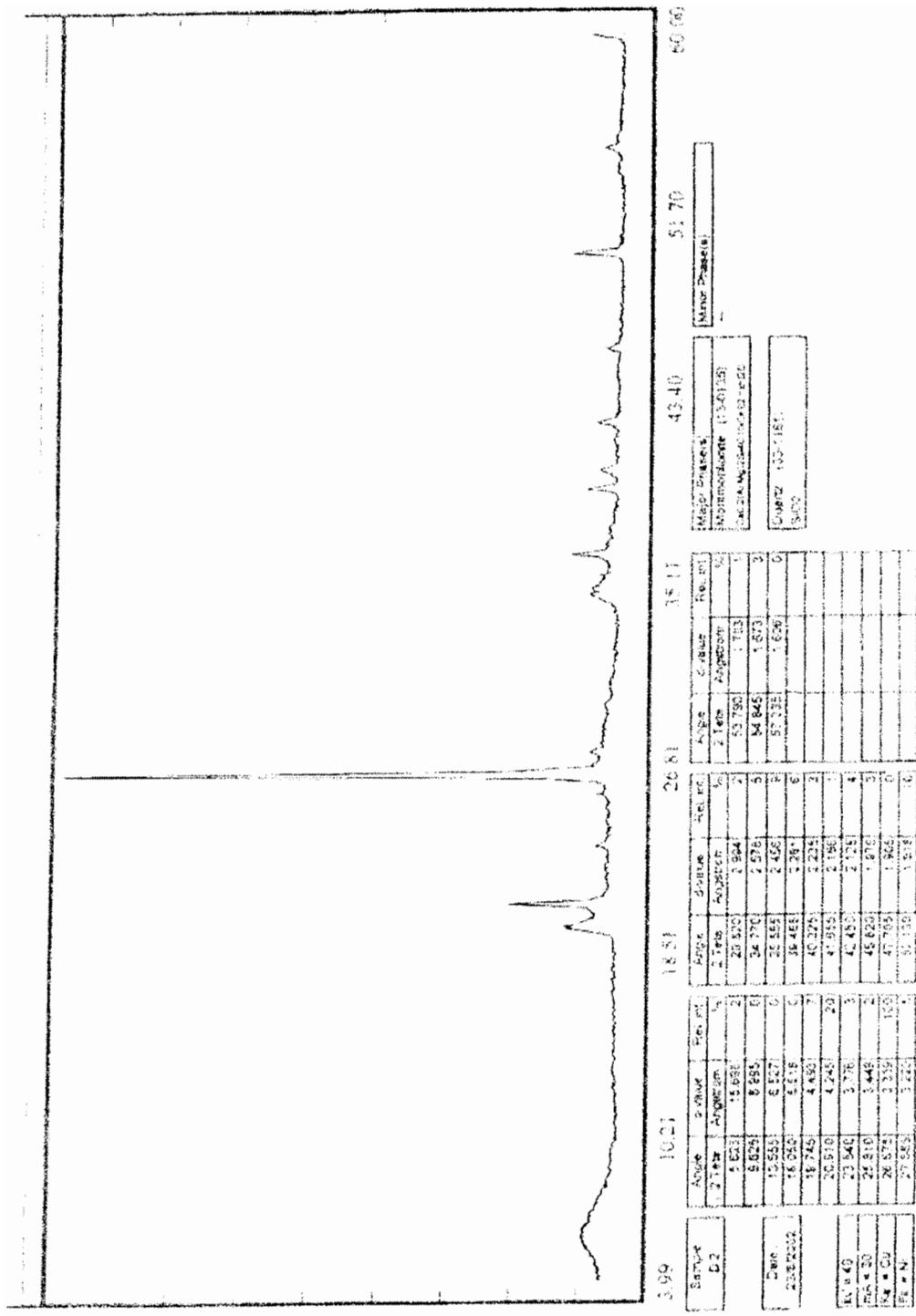
شكل ۲-۴- دیاگرام دیفراکسیون اشعه ایکس (XRD) نمونه B2 از کانسال بتونیت جنوب اردبیل (سازمان صنایع و معادن استان قزوین).



شکل ۲-۸-۴- دیاگرام دیفراکسیون اشعه ایکس (XRD) نمونه C1 از کانسال بتونیت جوب اردبیلک (سازمان صنایع و معدن استان قزوین).



شكل ۲-۴- دیاگرام دیفراسکوپی اشعه ایکس (XRD) نمونه C2 از کانسار بسته‌بینیت جنوب اردهیلک (سازمان صنایع و معدن استان قزوین).

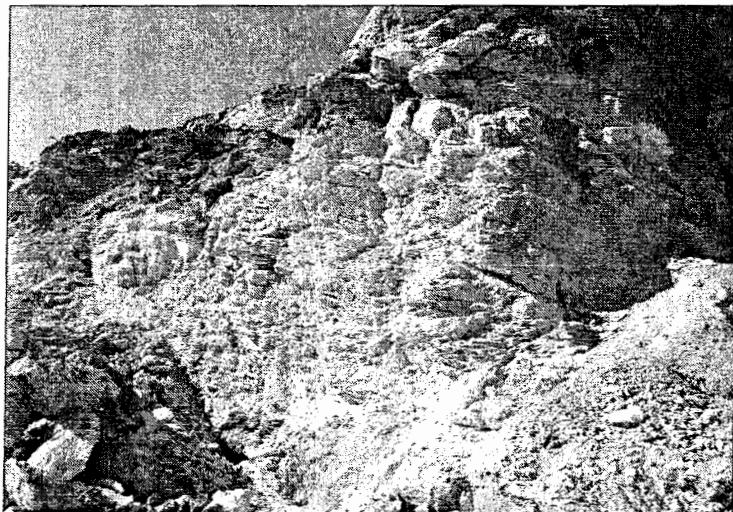


## ۲-۶-۲- کانسار سیلیس میزوج

این کانسار در ۱۷ کیلومتری شمال قزوین و در جنوب غرب روستای میزوج قرار دارد. با توجه به سختی زیاد و ریز بلوغ بودن سیلیس‌های این کانسار و مجاورت آن با گدازه‌های بازیک، خاستگاه این کانسار را از نوع هیدروترمال در نظر گرفته‌اند (قربانی، ۱۳۷۳). شکل مادهٔ معدنی رگه‌ای است. ضخامت لایهٔ سیلیس ۱۰ متر و طول آن به ۱۰۰ متر می‌رسد (شکل ۵۱-۲). نتیجهٔ آنالیز شیمیایی انجام گرفته بر روی یک نمونه از این کانسار به شرح ذیل می‌باشد (جدول ۹-۲).

جدول ۹-۲- نتیجهٔ آنالیز شیمیایی یک نمونه از کانسار سیلیس میزوج  
(سازمان صنایع و معادن استان قزوین).

SiO <sub>2</sub>	%	99.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0



شکل ۵۱-۲- معدن سیلیس رگه‌ای در جنوب میزوج (دید به سمت جنوب‌غرب).

## فصل سوم

### پتروگرافی

#### ۱-۳ - مقدمه

بدنبال بررسی روابط و ویژگیهای صحرایی واحدهای مختلف سنگی منطقه در فصل گذشته، در این فصل به بررسی و مطالعه خصوصیات میکروسکوپی آنها می‌پردازیم. مجموعه ویژگیهای پتروگرافیکی، نتیجه یک سری رویدادهایی هستند که از هنگام تشکیل ماغما تا صعود، فوران و سپس جایگزینی آن در سطح زمین رخ می‌دهند و مسلماً تأثیر عوامل و حوادث مختلف، موجب پیچیدگیهایی در این امر می‌گردد. نوع کانیها، روابط بافتی سنگها، دگرسانی‌های موجود، ترتیب تبلور کانیها و شواهد میکروسکوپی تحولات ماغمایی نظیر تبلور تفریقی، هضم، آلایش و... مسائلی هستند که در این قسمت مد نظر می‌باشند.

همانگونه که در فصل دوم نیز اشاره شد، منطقه مورد مطالعه از واحدهای سنگی متفاوتی مانند نهشته‌های آذرآواری، انواع گدازه، سنگ‌های نیمه عمیق و سنگ‌های نفوذی تشکیل شده است. نمونه‌های برداشت شده از واحدهای مختلف سنگی، مورد مطالعه میکروسکوپی قرار گرفتند. این نمونه‌ها شامل آذرآواریها، الیوین بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و مونزوگابرو می‌باشند.

## ۲-۳- آذرآواریها

بر اساس مطالعات انجام گرفته بر روی سنگهای آذرآواری منطقه و شواهد کانی‌شناسی و بافتی، این سنگها را به انواع کریستال لیتیک توف و کریستال ویتریک توف تقسیم نموده‌ایم.

### ۱-۲-۳- کریستال لیتیک توف

رنگ این سنگها در نمونه دستی از خاکستری روشن تا صورتی و قهوه‌ای مایل به قرمز متغیر است. اجزای تشکیل دهنده این سنگها پلازیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت، کانیهای اپاک و قطعات سنگی است. آثار جهت‌یافته‌گی در بلورها و قطعات سنگی و همچنین لایه‌بندی در بعضی نمونه‌ها قابل مشاهده است. پلازیوکلازها عمدت‌ترین فنوکلاست در این سری سنگها بوده و اغلب دارای ماکل مکرر و یا کارلسپادند و با ابعادی در حدود  $1/2-1/2$  میلیمتر،  $5-20$  درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. این پلازیوکلازها به صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار دیده می‌شوند و می‌توان آثار دگرسانی به کلسیت را در آنها مشاهده کرد. در برخی موارد، این بلورها دارای حاشیه‌های خورده شده هستند (تابلو ۱-۳، شکل ۱). ارتوکلازها به اشکال گوهای و همچنین کشیده دیده می‌شوند. در حالت اخیر دارای ماکل کارلسپاد هستند. این کانیها  $10-0$  درصد حجمی سنگ را در برگرفته و ابعاد آنها از  $1/1-1/25$  متغیر است و آثاری از دگرسانی در آنها دیده می‌شود. کوارتزها اغلب بی‌شکل‌اند و درصد حجمی آنها از  $0-3$  درصد و ابعادشان از  $1/8-1/0$  میلیمتر تغییر می‌کند. بیوتیتها چند رنگی ضعیفی از زرد کمرنگ تا سبز مایل به قهوه‌ای از خود نشان می‌دهند. دگرسانی به کلریت ویژگی دیگر این بلورها است. این کانی ابعادی حدود  $1/25-1/0$  میلیمتر داشته و  $3-0$  درصد حجم مقاطع سنگی را در بر می‌گیرد. کانی‌های اپاک نیز به صورت نیمه شکل‌دار، تا  $5$  درصد حجم مقاطع را تشکیل می‌دهند.

قطعات سنگی، حجم کمتری را نسبت به بلورها اشغال کرده و از نیمه زاویه‌دار تا نیمه گرد شده تغییر می‌کنند. جنس قطعات، بازالتی بوده و با ابعادی در حدود  $2/25-2/2$  میلیمتر،  $20-10$  درصد حجم سنگ‌های مذکور را تشکیل می‌دهند. از نظر ظاهری ریز بلورهای پلازیوکلاز در زمینه‌ای از شیشه بازالتی قرار گرفته‌اند، به نحوی که قطعه سنگ به رنگ سیاه دیده می‌شود. پلازیوکلازهای

مزبور دگرسانی به کلسیت را نشان می‌دهند (تابلو ۱-۳، شکل ۲). وجود قطعات سنگی و اندازه ریز آنها می‌تواند حاکی از شدت انفجار باشد.

زمینه نمونه‌های مذکور اغلب از ذرات بسیار ریز تا قطعات بلور خرد شده کوچک متغیر است. آثار دگرسانی به کلسیت و کلریت همراه با اکسیدهای آهن در بعضی از مقاطع قابل مشاهده است. مقدار اکسید آهن در زمینه گاهی در حدی است که باعث ایجاد رنگ قرمز در نمونه دستی شده است.

### ۲-۲-۳- کریستال ویتریک توف

رنگ این سنگها در نمونه دستی از خاکستری روشن تا صورتی و سیز روشن تا زیتونی متغیر است. تفاوت آنها با کریستال لیتیک توفها در عدم وجود قطعات سنگی و در عوض، وجود شیشه بیشتر دو زمینه است. اجزای تشکیل دهنده آنها شامل پلازیوکلاز، ارتوكلاز، هورنبلند، بیوتیت، کوارتز و کانی‌های اپاک می‌باشد. بلورها غالباً نیمه زاویه‌دار تا گرد شده‌اند. پلازیوکلازها اغلب شکل دار تا نیمه شکل دار هستند و اندازه‌های آنها از  $1/25-1/5$  درصد حجم سنگ توسط آنها اشغال شده است. ماکل آنها مکرر و کارلسbad است (تابلو ۱-۳، شکل ۳). پلازیوکلازها در مواردی سالم هستند ولی گاهی تحت تأثیر دگرسانی سوسوریتی شدن قرار گرفته‌اند و در بعضی موارد کلسیت و کلریت تقریباً بطور کامل جایگزین آنها شده است (تابلو ۱-۳، شکل ۴). مقدار بلورهای ارتوكلاز در حدود  $1-3$  درصد است. این بلورها نیمه شکل دار تا شکل دار بوده و ماکل آنها کارلسbad و اندازه آنها  $1/57-1/5$  میلیمتر است. این بلورها نسبتاً سالم بوده و به مقدار کم تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند. بعضی از این بلورها انحلال ضعیفی را در حاشیه متحمل شده‌اند و شکستگی‌های عرضی در آنها مشاهده می‌شود (تابلو ۱-۳، شکل ۵). هورنبلند از جمله کانی‌هایی است که فقط در برخی از نمونه‌ها یافت می‌شود و در صورت حضور، مقدار آن از  $2$  درصد کمتر است. چند رنگی این کانی قوی و در محدوده سبز کم رنگ تا سبز پر رنگ متغیر است. بیوتیت در برخی مقاطع قابل مشاهده است و ابعادی در حدود  $1-25$  میلیمتر داشته و  $0-2$  درصد حجم مقاطع را شامل می‌شوند. کوارتز هم اغلب بی‌شکل است و در بعضی موارد به همراه کانی‌های اپاک دارای تجمعات

پراکنده‌ای هستند (تabelo ۱-۳، شکل ۶). کانی‌های اپاک به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، تا ۴ درصد حجم مقطع را در بر می‌گیرند (تabelo ۱-۳، شکل ۷).

خمیره، قسمت اعظم این سنگها در بر می‌گیرد (۷۰-۶۰ درصد) و در بیشتر موارد حاوی کانی‌های اپاک و شیشه است. در مقاطع بررسی شده، قطعات شیشه‌ای خرد شده (شارد) در زمینه شیشه‌ای دیده نشده است. آثار دگرسانی به کلسیت و کلریت در مقاطع قابل مشاهده است.

### ۳-۳- گدازه‌ها

#### ۱-۳-۳ - الیوین بازالت‌ها

الیوین بازالت‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره هستند. کانی‌های اصلی آنها را پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین و کانی‌های اپاک و یا شیشه قرار دارند. از کانی‌های فرعی آنها می‌توان به اکسیدهای آهن و از کانی‌های ثانویه نیز به ایدنگسیت (یا بولانژیت)، کلریت و کلسیت اشاره کرد. عموماً بافت پورفیری با خمیره میکرولیتی و شیشه‌ای و در برخی نقاط بافت گلومرولوپورفیری دارند. در مواردی بسیار، درشت بلورهای شکل‌دار توسط خمیره دربرگیرنده خورده شده و ادخالهایی از کانی‌های دیگر در آنها دیده می‌شود (تabelo ۱-۳، شکل ۸).

بافت گلومرولوپورفیری حاصل تجمع درشت بلورهای الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از ریز بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین، و کانی‌های اپاک می‌باشد. این تجمع‌ها به صورت‌های تجمع بلورهای پلاژیوکلاز (تabelo ۲-۳، شکل ۱)، تجمع بلورهای کلینوپیروکسن (تabelo ۲-۳، شکل ۲) و تجمع بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (تabelo ۲-۳، شکل ۳) قابل مشاهده‌اند. مکانیسم تشکیل این تجمعات حاصل نطفه‌بندی ناهمگن و در بلورهای هم جنس، براساس اتصالات سینوسی است. بلورها ضمن صعود با یکدیگر برخورد می‌کنند و چنانچه شبکه بلوری آنها با یکدیگر موازی باشد و یا در جهت ماقلو و یا روابط اپی‌تاکسیالی مناسب قرار گیرند، به هم‌دیگر چسبیده و گلومرول‌ها را ایجاد می‌کنند (شلی<sup>۱</sup>، ۱۹۹۳).

تابلو ۱-۳

شکل ۱- بلور پلازیوکلاز در کریستال لیتیک توف (XPL).

شکل ۲- قطعه لیتیک در کریستال لیتیک توف (XPL).

شکل ۳- بلور پلازیوکلاز در کریستال ویتریک توف (XPL).

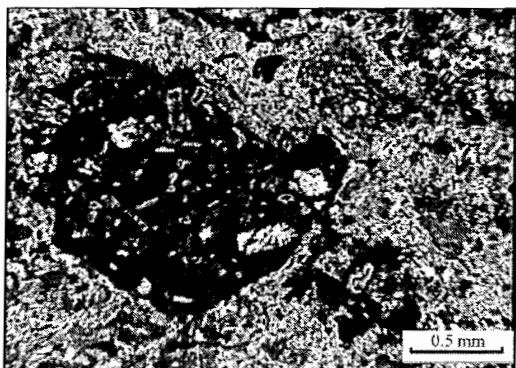
شکل ۴- دگرسانی پلازیوکلاز در کریستال ویتریک توف (XPL).

شکل ۵- بلور ارتوکلаз با شکستگی‌های عرضی در کریستال ویتریک توف (XPL).

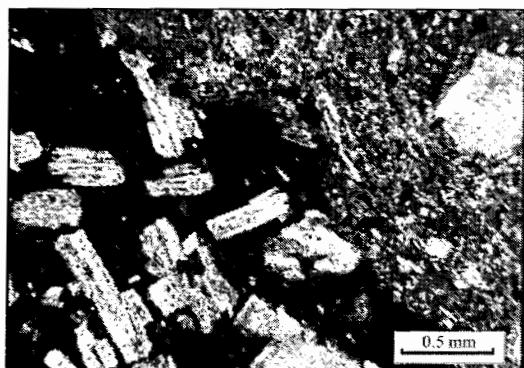
شکل ۶- تجمعات کوارتز و کانی‌های اپاک در کریستال ویتریک توف (XPL).

شکل ۷- فراوانی کانی‌های اپاک در کریستال ویتریک توف (XPL).

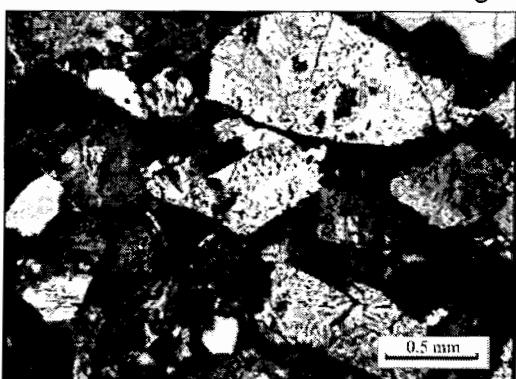
شکل ۸- درشت بلور شکل‌دار پیروکسن در الیوین بازالت که توسط خمیره خورده شده و دارای ادخالهایی از الیوین است (XPL).



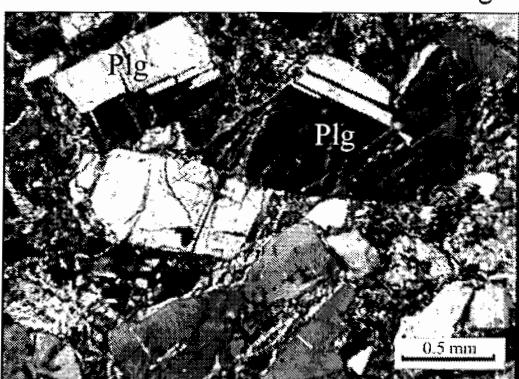
شكل ٢



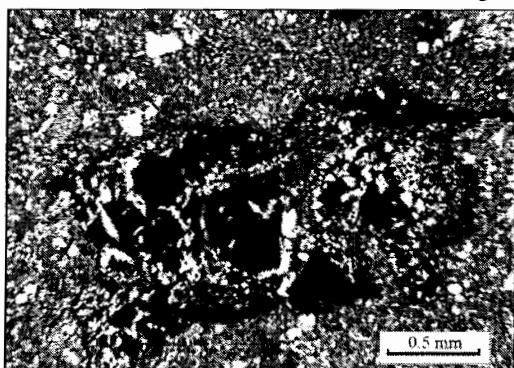
شكل ١



شكل ٤



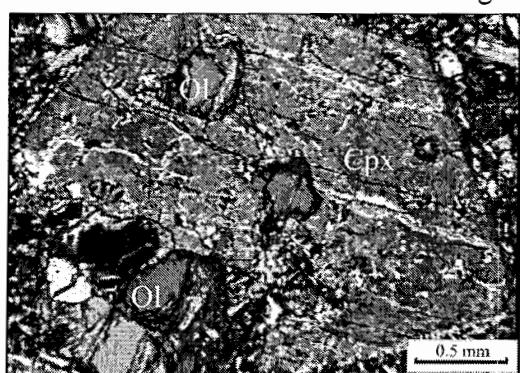
شكل ٣



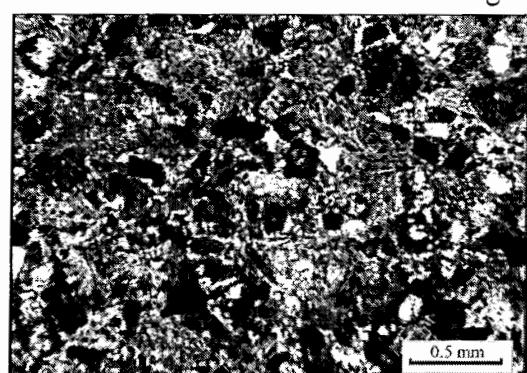
شكل ٦



شكل ٥



شكل ٨



شكل ٧

١-٣ تابلو

درشت بلورهای پلازیوکلاز اکثراً به شکل کشیده بوده و ابعادی در حدود ۱-۴/۵ میلیمتر و ریزبلورهای آن ابعادی در حد ۰/۷-۱/۰ میلیمتر دارند. درشت بلورهای پلازیوکلاز تا ۳۵ درصد و ریزبلورهای آن ۶۰-۱۵ درصد حجمی سنگ را در بر می‌گیرند. براساس زاویه خاموشی، ترکیب درشت بلورهای پلازیوکلاز در حد لابرادوریت است. این بلورها در مواردی دارای ادخالهایی از الیوین و در برخی موارد دارای ادخالهای شیشه محبوس می‌باشند (بافت غربالی). ادخالهای پلازیوکلاز گاهی به شدت به کلریت تبدیل شده‌اند (تابلو ۲-۳، شکل ۴). به نظر می‌رسد این تجزیه حاصل تبدیل شیشه‌های محصور در پلازیوکلازها باشد. بافت‌های غربالی معمولاً نشانگ بقایای شبکه‌ای از مجاری مرتبط به هم در یک بلور هستند. تغییر شرایط فیزیکی و شیمیایی مانند مگما در مخزن یا مجرای مگمایی باعث انحلال بلور و نفوذ مایع باقیمانده در قسمت‌های حل شده و ایجاد مجاری مذکور می‌شود. رشد بعدی پلازیوکلاز در اطراف بلور تحلیل‌یافته قدیمی و پوشش کامل آنها باعث قطع محدود ارتباط پلازیوکلاز اولیه و مواد به دام افتاده در داخل با مایع باقیمانده شده و در نهایت خروج و سردشدن موجب ثبت این وضعیت می‌شود (استفان و همکاران<sup>۱</sup>، ۱۹۹۲). نکته قابل توجه در مورد پلازیوکلازها، خوردگی فنوکریستها توسط خمیره دربرگیرنده است که طی این عمل، مذاب در امتداد شکستگیها و کلیواژها وارد بلور می‌شود (تابلو ۲-۳، شکل ۵). این خوردگی ناشی از عدم پایداری بلورهای پلازیوکلاز است و مسلماً تغییر شرایط پایداری کانی منجر به بروز این حالت می‌شود. عوامل مؤثر بر ایجاد این حالت عبارتند از:

#### ۱- تغییر ترکیب مگمای در حال تبلور

ورود مگمای تازه بداخل یک مخزن مگمایی در حال تبلور یا هضم و آلایش با مواد خارجی، موجب تغییر ترکیب شیمیایی و دمای آن می‌شود که در مجموع بر پایداری ترمودینامیکی فنوکریستهایی که در شرایط قبل از این متبلور شده و پایدار بوده‌اند، اثر می‌گذارد. از طرفی، عدم تعادل ترکیبی را بدین صورت می‌توان تشریح کرد که در یک مخزن مگمایی با منطقه‌بندی حرارتی قائم که لایه‌های سردتر در نقاط فوقانی مخزن قرار دارند و در آنجا پلازیوکلازهای سدیک‌تر متبلور می‌شوند، این بلورهای تازه تشکیل شده می‌توانند به علت نیروهای کنکسیونی ناشی از اختلاف حرارتی، به کف

مخزن فرو رفته و مسلماً در آنجا با محیطی گرمتر مواجه می‌شوند که به هیچ وجه با آن در تعادل نیستند و همین عدم تعادل می‌تواند منجر به خوردگی شیمیایی این بلورها شود (تسوچیاما<sup>۱</sup>، ۱۹۸۵).

## ۲- کاهش سریع فشار

به نظر نلسون و مونتانا<sup>۲</sup> (۱۹۹۲) اگر چه فرآیند تشکیل بافت‌های غربالی در پلازیوکلازها توسط اختلاط ماقمایی اجتناب ناپذیر است ولی نمی‌توان مشاهده آنها را دلیل قطعی بر اختلاط ماقمایی دانست؛ زیرا ممکن است بر اثر افت سریع فشار خشک (همراه یا بدون کاهش اندک دما) بوجود آمده باشند. چنانچه خوردگی کانیها را قابل مقایسه با ایجاد بافت‌های غربالی بدانیم، بدون شک یکی از عوامل بروز این پدیده را می‌توان کاهش فشار ماقمایی یا افت سریع فشار دانست. از طرفی، افزایش فشار  $H_2O$  در ترازهای پایین‌تر مخزن ماقمایی و همچنین همراهی حرکات کنوکسیونی ماقما باعث مواجه شدن این بلورها با چنین شرایط ناپایداری می‌شود که نهایتاً موجب اتحلال آنها می‌گردد.

## ۳- افزایش دما

با ورود یک ماقمای گرمتر بداخل یک مخزن ماقمایی، افزایش دما در محیط تبلور آتشفسانی امکان‌پذیر می‌گردد که قطعاً اثرات آن جدا از اثرات مربوط به تغییر ترکیب شیمیایی ماقما نیست (نیکسون و پیرس<sup>۳</sup>، ۱۹۸۷).

بلورهای پلازیوکلاز خمیره اغلب سالم بوده و نسبت به درشت بلورهای پلازیوکلاز، تجزیه‌شدگی کمتری از خود نشان می‌دهند. هیچگونه بافت غیرتعادلی مانند منطقه‌بندی، بافت غربالی و خوردگی در این بلورها دیده نمی‌شود. سوسوریتی شدن به مقدار بسیار اندک بلورهای این کانی را تحت تأثیر قرار داده است.

کلینوپیروکسن‌ها بیشتر بصورت فنوکریست در سنگ حضور دارند اما بلورهای ریز آنها در لابه‌لای پلازیوکلازهای خمیره نیز به چشم می‌خورند. درشت بلورهای کلینوپیروکسن با ابعاد ۴/۲-۰/۶ میلیمتر، تا ۱۵ درصد و ریز بلورهای آن با ابعاد ۰/۲-۰/۱ میلیمتر، ۲۰-۸ درصد حجم سنگ را در بر می‌گیرند. این بلورها اغلب شکل‌دار بوده و بصورت مقاطع هشت ضلعی یا حالت

1- Tsuchiyama

2- Nelson & Montana

3- Nixon & Pearce

منشوری پهن قابل مشاهده‌اند. کلینوپیروکسن‌های موجود دارای ماکل ساده و کارلسbad هستند و شکستگی‌هایی در آنها به چشم می‌خورد (تabelo ۲-۳، شکل ۶) گاهی در حاشیه این بلورها خلیج خورده‌گی نیز مشاهده می‌شود (تabelo ۲-۳، شکل ۷). شدت خورده‌گی و انحلال در بلورهای منفرد کلینوپیروکسن‌ها نسبتاً بیشتر از گلومرول‌ها است. با توجه به زاویه خاموشی و رنگ تداخلی (نارنجی تا ارغوانی سری دوم) به احتمال قوی، کلینوپیروکسن‌های موجود از نوع اوژیت-دیوپسید هستند. گاهی در داخل بلورهای کلینوپیروکسن، بلورهای ریزی از کانی الیوین دیده می‌شود که حاکی از تبلور زودتر کانی الیوین نسبت به کلینوپیروکسن است، اما سرعت رشد بلورهای کلینوپیروکسن بیشتر است و در نتیجه حتی بلورهای الیوینی که همزمان با کلینوپیروکسن نیز هسته‌بندی می‌نمایند، دیرتر رشد می‌کنند و در بلور کلینوپیروکسن به دام می‌افتد. فرآیند دگرسانی تأثیر چندانی بر روی این کانی‌ها نداشته و تنها در مواردی کلربیتی شدن ضعیف کلینوپیروکسن‌ها قابل مشاهده است.

استفان و همکاران (۱۹۹۲) با انجام آزمایشاتی بر روی سیستم ایزوترمال (فشار جانبی در مقابل ترکیب شیمیایی) برای پلازیوکلازها، نشان دادند که با کاهش فشار، ترکیب شیمیایی غنی از آنورتیت خواهد شد. اما به علت شبیه نزدیک به قائم منحنی‌ها، این تغییرات چندان قابل توجه نیست. حضور سازندگان اضافی مثل دیوپسید این نقش را برجسته‌تر می‌کند. بطوری که با کاهش فشار، افزایش شدیدتری را در میزان درصد آنورتیت پلازیوکلاز خواهیم داشت. علت این امر، ناپایداری دیوپسید در حین کاهش فشار است. به این ترتیب ترکیب مایع باقیمانده پس از تهشیینی و جذب همزمان پلازیوکلاز و دیوپسید در سیستم آبیت-آنورتیت-دیوپسید تغییر خواهد کرد. بطور کلی پلازیوکلاز و دیوپسید هر دو با کاهش فشار بصورت نیمه پایدار در آمده و قابل حل شدن می‌باشند. اما در فشار کمتر از ۸ الی ۱۰ کیلوبار، دیوپسید کاملاً ناپایدار می‌شود. بنابراین، نسبت دیوپسید به پلازیوکلاز به سرعت کاهش می‌یابد و به تبع آن مایع باقیمانده از کلسیم غنی می‌شود (شکل ۱-۳).

علاوه بر سازندگان اضافی مانند دیوپسید، درصد آب ماغما نیز از جمله عوامل مهمی است که میزان تأثیر کاهش فشار را در تغییر ترکیب پلازیوکلازها تحت کنترل دارد. حضور آب همزمان با کاهش فشار سبب کاهش چسبندگی ماغما و در نتیجه، افزایش میزان انتشار و سرعت صعود ماغما

به سطح زمین خواهد شد. در این هنگام با افت منحنی‌های سالیدوس و لیکیدوس، بلورها تحت تأثیر فرآیند تحلیل یافتگی قرار می‌گیرند. اما خروج سریع بخارات در طی فوران ماگما باعث صعود منحنی‌های سالیدوس و لیکیدوس و توقف تحلیل یافتگی خواهد شد (استفان و همکاران، ۱۹۹۲).

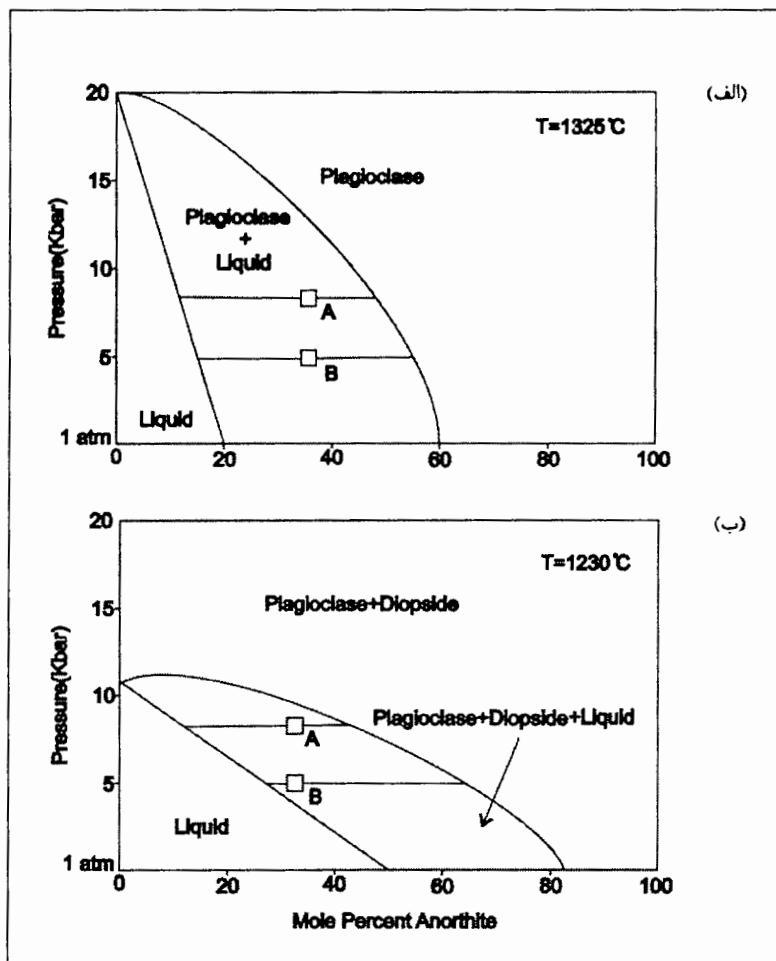
با توجه به توضیحات ذکر شده، اگر چه گسترش بافت غربالی در کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه به شدت گسترش آن در بلورهای پلازیوکلاز نیست، اما با توجه به خردشدنگی بلورهای کلینوپیروکسن و تحلیل یافتگی حواشی بلور و تبلور ریز بلورهای کلینوپیروکسن در زمینه، می‌توان تشکیل بافت غربالی در بلورهای پلازیوکلاز را به تأثیر کاهش فشار با حضور سازندگان اضافی (دیوپسید) نسبت داد. از طرفی با توجه به ترکیب بازیک و عدم وجود کانیهای آبدار اولیه در سنگ‌های مذکور، به نظر می‌رسد که مکانیسم تغییرات فشار آب توأم با کاهش سریع فشار، نقشی در تشکیل بافت‌های غیرتعادلی در پلازیوکلاز نداشته باشد.

بنابراین مهمترین مکانیسم تشکیل دهنده بافت غربالی در پلازیوکلازهای سنگ‌های الیوین بازالت منطقه مورد مطالعه، افت سریع فشار ماقمایی توأم با حضور سازندگان اضافی نظیر دیوپسید بوده است. با وجود اینکه دلیل قطعی برای اثبات نقش اختلاط ماقمایی در تشکیل چنین بافتی وجود ندارد، نمی‌توان نقش اختلاط ماقمایی را بطور صدرصد انکار نمود.

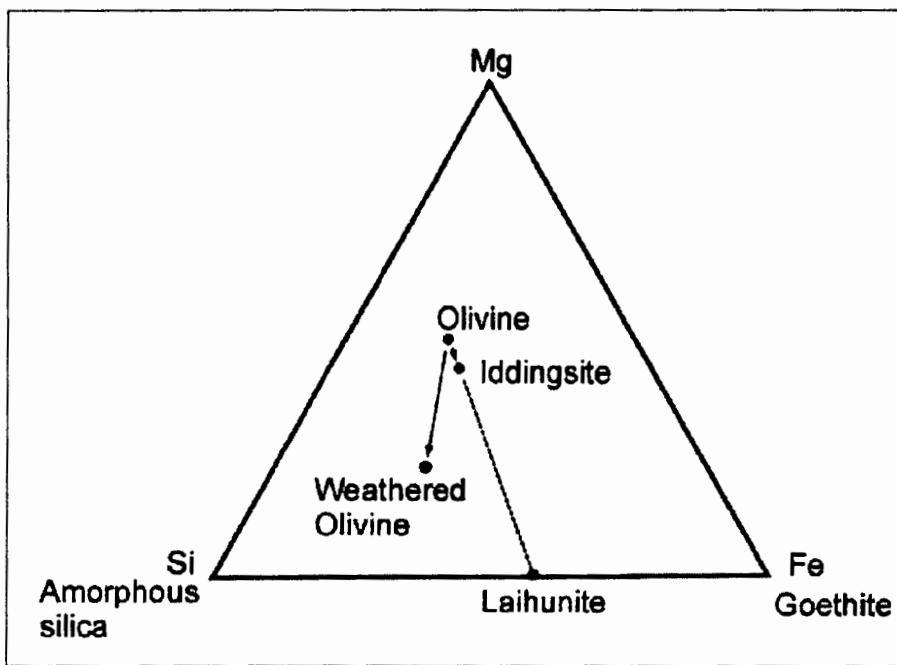
درشت بلورهای الیوین با ابعادی حدود ۳/۵-۰/۵ میلیمتر، ۴-۱۲ درصد حجم سنگ و ریزبلورهای آن با ابعادی در حدود ۰/۲-۱۰ میلیمتر ۲-۱ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. الیوین‌ها غالباً خورده شده و گرد شده‌اند. الیوین و گاهی اوقات کلینوپیروکسن، هر دو ایدنگسیتی شده‌اند اما الیوین بیشتر تحت تأثیر این پدیده قرار گرفته است و در اغلب موارد بجز اسکلت اولیه، هیچگونه آثاری از کانی اولیه را نمی‌توان مشاهده کرد. ایدنگسیتی شدن از حاشیه‌ها و شکستگی‌ها شروع شده و تا مرکز بلورها ادامه می‌یابد (تابلو ۲-۳، شکل ۸). به نظر دیر و همکاران<sup>۱</sup> (۱۹۹۱) فرآیند ایدنگسیتی شدن یک تغییر و تبدیل پیوسته در ساختمان الیوین و یا پیروکسن است که در حالت جامد روی می‌دهد و طی آن ورود اتمهای ثیدروژن به درون ساختمان الیوین و اتصال آنها به اتمهای اکسیژن موجب آزاد شدن کاتیونهای  $Mg^{2+}$  و  $Si^{4+}$  و  $Fe^{3+}$  و  $Al^{3+}$  و  $Ca^{2+}$  وارد شبکه شده و جانشین آنها می‌گرددند (تابلو ۳-۳، شکل ۱). در برخی از بلورهای الیوین،

1- Deer et al.

بولانژیتی شدن هم قابل تشخیص است. شکل (۲-۳) نیز نشان دهنده خروج Si و Mg و افزایش مقادیر Al و  $Fe^{3+}$  طی تبدیل الیوین به ایدنگسیت است (ولج و بنفیلد<sup>۱</sup>، ۲۰۰۲).



شکل ۱-۳- (الف) نمودار ترکیب شیمیایی- فشار سیستم آلبیت- آنورتیت در ۱۳۲۵ درجه سانتیگراد بدون حضور سازندگان اضافی و (ب) نمودار ترکیب شیمیایی- فشار سیستم دیوپسید- آلبیت- آنورتیت در ۱۲۳۰ درجه سانتیگراد (استفان و همکاران، ۱۹۹۲).



شکل ۲-۳- تغییرات ترکیب الیوین به ایدنگسیت در بازالت‌های بلبکس در ماسیو سانترال فرانسه (ولج و بنفیلد، ۲۰۰۲).

### تابلو ۲-۳

شکل ۱- بافت گلومروپورفیری حاصل تجمع بلورهای پلاژیوکلاز در الیوین بازالت (XPL).

شکل ۲- بافت گلومروپورفیری حاصل تجمع بلورهای کلینوپیروکسن در الیوین بازالت (XPL).

شکل ۳- بافت گلومروپورفیری حاصل تجمع بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در الیوین بازالت (XPL).

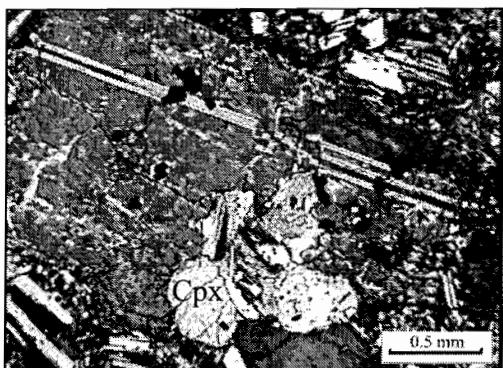
شکل ۴- ادخال‌های شیشه در الیوین بازالت که کلریتی شده‌اند (XPL).

شکل ۵- خلیج خوردگی بلور پلاژیوکلاز در الیوین بازالت و تشکیل یک بلور اسکلتی (XPL).

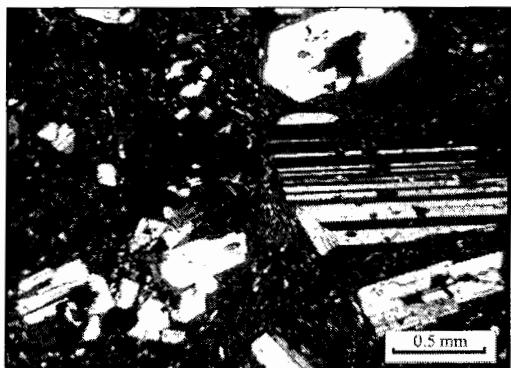
شکل ۶- کلینوپیروکسن‌های ماکله که دارای شکستگی نیز هستند (XPL).

شکل ۷- خلیج خوردگی بلور کلینوپیروکسن در الیوین بازالت (XPL).

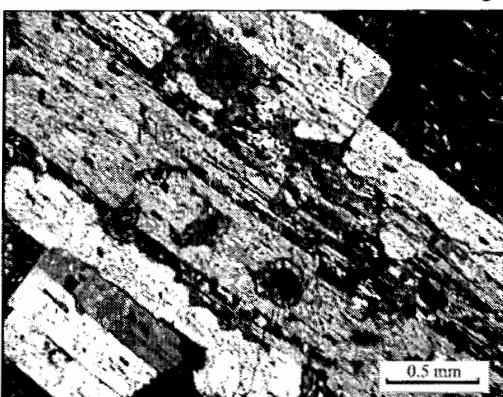
شکل ۸- بلور الیوین که از حاشیه و شکستگی‌ها ایدنگسیتی شده است (XPL).



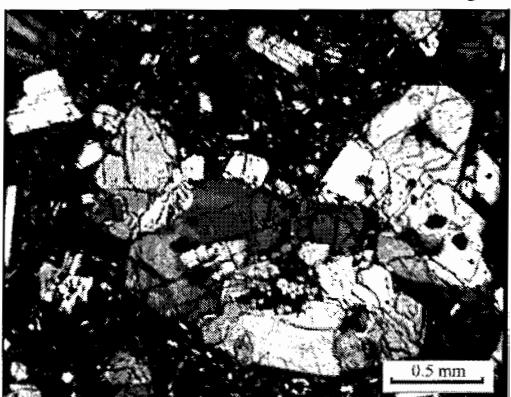
شكل ٢



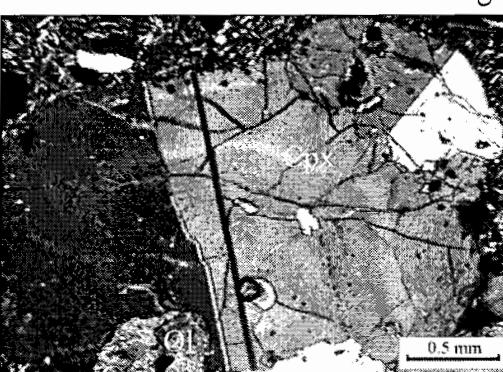
شكل ١



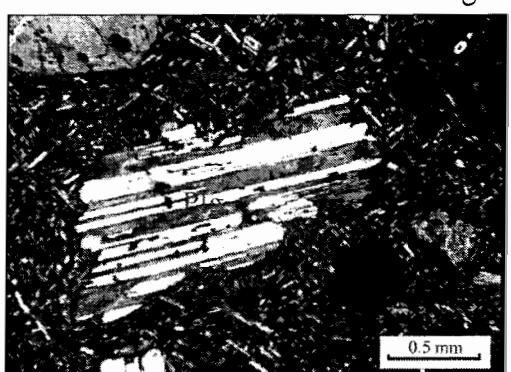
شكل ٤



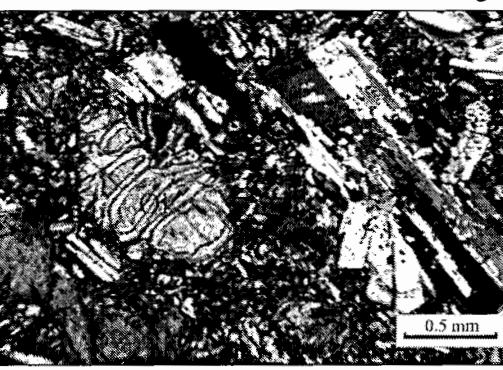
شكل ٣



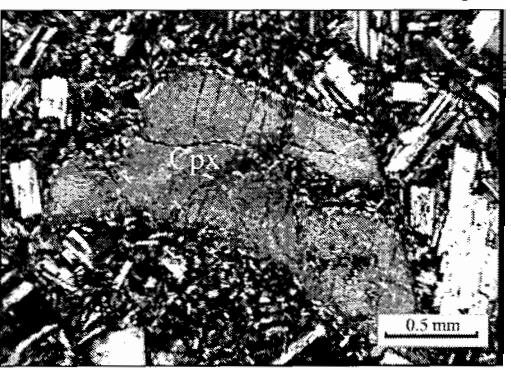
شكل ٦



شكل ٥



شكل ٨



شكل ٧

٢-٣  
تаблицه

در این سنگها آنکلاوهایی نیز دیده می‌شوند. به نظر می‌رسد این آنکلاوها بخش‌های حاشیه‌ای و پیش‌رس این سنگها هستند که دوباره به داخل مagma افتاده‌اند و یا قطعات کنده شده توده‌های نفوذی پنهان در زیر زمین که توسط گدازه به سطح آورده شده‌اند. بافت این آنکلاوها عمدتاً میکروگرانولار بوده و کانی‌های تشکیل دهنده آنها کلینوپیروکسن، پلازیوکلاز و الیوین است. اغلب کانی‌ها در این آنکلاوها سالم بوده و یا دگرسانی بسیار کمی را نشان می‌دهند (تابلو ۳-۳، شکل ۲). عمدترين کانی فرعی اين سنگها اكسيدهای آهن (مگنتیت و ایلمنیت) است که بصورت بلورهای خودشکل در خمیره سنگ و بصورت ادخال‌های خودشکل در تمامی کانیها دیده می‌شوند. این امر حاکی از تقدم تبلور این کانیها در سنگ است.

زمینه الیوین بازالت‌ها از ریز بلورهای پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین و کانی‌های اپاک تشکیل شده است. دگرسانی از نوع کلریتی و کلسیتی شدن در این سنگ‌ها معمول است.

### ۲-۳-۳ - آندزیت‌ها

گدازه‌های آندزیتی در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا قهوه‌ای روشن دیده می‌شوند و درشت بلورهای کشیده و در بعضی موارد گرد شده پلازیوکلاز در سطح آنها بخوبی قابل تشخیص است. بافت این سنگ‌ها عمدتاً مگاپورفیری است و درشت بلورهای پلازیوکلاز در زمینه‌ای بسیار ریز شامل بلورهای پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن، فلدسپات آکالن، هورنبلند سوخته، کانی‌های اپاک و شیشه قرار دارد.

اندازه درشت بلورهای پلازیوکلاز گاه تا ۲۰ میلیمتر نیز می‌رسد ولیکن اندازه متوسط آنها ۱۴-۸ میلیمتر می‌باشد. این بلورها ۵۰-۶۵ درصد حجم سنگ را تشکیل داده و در مواردی به کانی‌های کلریت، کلسیت و سریسیت تجزیه شده‌اند. ترکیب آنها با توجه به زاویه خاموشی، در حد لابرادوریت- آندزین است. در برخی موارد، پلازیوکلازها دارای شکستگی‌های فراوان بوده و آثاری از تزریق محلول‌های آهن دار در آن شکستگی‌ها مشاهده می‌گردد (تابلو ۳-۳، شکل ۳).

درشت شدن بلورهای پلازیوکلاز می‌تواند ناشی از پایین بودن نسبت هسته‌بندی به رشد در مراحل اولیه یا در طول تبلور و یا بر اساس فرآیند بلوغ استوالد<sup>۱</sup> باشد (ورنون<sup>۲</sup>، ۲۰۰۴). بر اساس این فرآیند، بلورهای کوچکتر و زودتر تشکیل شده، به هزینه بزرگتر شدن و تبدیل شدن به بلورهای بزرگتر پایدار مصرف می‌شوند. که نتیجه آن تعدیل انرژی سطحی دانه‌ها می‌باشد و حجم کلی بلورهای باقیمانده ثابت می‌ماند (بست<sup>۳</sup>، ۲۰۰۳). بافت‌های غیر تعادلی مانند بافت غربالی و خلیج خوردگی نیز در این بلورها دیده می‌شود. تحلیل رفتگی یک فاز جامد در یک فاز سیال نشانه تحت اشباع بودن سیال مزبور از آن فاز است. یعنی فازی که قبلاً به علت اشباع بودن آن در سیال اولیه متبلور شده است، هم اکنون به واسطه تغییر شرایط دچار انحلال شده است. تغییر ترکیب سیال معلول تغییرات ناگهانی دما، فشار، فوگاسیتۀ اکسیژن، فشار بخار آب، هضم سنگهای درونگیر و یا اختلاط با مایعات دیگر است. خوردگی سطوح و کناره‌های بلور نشان‌دهنده فرآیند تعادل مجدد کانی، تحت شرایط فیزیکوشیمیایی یا ترمودینامیکی جدید است.

زمینه نیز شامل بلورهای ریز پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن، فلدسپات آلکالن، هورنبلند سوخته، کانی‌های اپاک، شیشه و به مقدار خیلی کم کوارتز ثانویه است. میکرولیت‌های کلینوپیروکسن، کلسیتی و کلریتی شده‌اند. از کانی‌های فرعی آنها می‌توان به اکسیدهای آهن و به مقدار خیلی کم آپاتیت اشاره کرد. از کانی‌های ثانویه نیز کلسیت، کلریت، سریسیت و کوارتز را می‌توان نام برد.

### ۳-۳-۳- تراکی آندزیت‌ها

گدازه‌های تراکی آندزیتی به صورت روانه‌های گسترده و ضخیمی نهشته‌های آذرآواری را می‌پوشانند و یا در برخی نقاط با آنها بصورت بین‌لایه‌ای هستند. در نمونه‌های دستی این سنگ‌ها، فنوکریست‌های درشت پلازیوکلاز و کلینوپیروکسن در یک خمیره ریز بلور دیده می‌شوند. رنگ نمونه‌ها از خاکستری تا سیاه متغیر است و آثاری از تزریق محلول‌های آهن دار در شکستگی‌های آنها مشاهده می‌شود. بافت‌های میکروسکوپی آنها پورفیری جریانی و در برخی نقاط گلومروپورفیری است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آنها را پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن، فلدسپات آلکالن، آمفیبول و بیوتیت

1- Ostwald ripening

2- Vernon

3- Best

(اکسیدشده یا سوخته)، کانی‌های فرعی را اکسیدهای آهن و کانی‌های اپاک و کانیهای ثانویه را کلریت، کلسیت و سریسیت تشکیل می‌دهند.

بلورهای خودشکل تا نیمه‌خودشکل پلاژیوکلاز مهمترین درشت بلورهای این سنگها هستند. اندازه این بلورها بطور متوسط بین  $4/5$ - $4/0$  میلیمتر متغیر بوده و  $4-10$  درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. خوردگیهای خلیج مانند و بافت‌های غربالی و اسکلتی از مهمترین ویژگیهای میکروسکوپی این بلورهاست (تابلو ۳-۳، شکل ۴). ادخال‌های مذاب در فنوکریستهای پلاژیوکلاز این گدازه‌ها به صور مختلف مشاهده می‌شوند. این ادخال‌های مذاب در بعضی از فنوکریستهای در قسمت مرکزی بلور تجمع یافته‌اند (تابلو ۳-۵، شکل ۵) و در مواردی، در اطراف بلور تجمع یافته و نوار باریکی از پتاسیم فلدسپات در حاشیه آن تشکیل شده است (تابلو ۳-۳، شکل ۶). وجود پدیده‌هایی همچون خلیج خوردگی و گرد شدگی فنوکریستهای و تشکیل حاشیه‌های واکنشی به دور آنها، حاکی از تفاوت ترکیب و نیز تحت اشباع بودن مذاب از فنوکریستهای موجود در آنها است. مجموعه ویژگیهای پتروگرافیکی ذکر شده فوق، نتیجه یک سری رویدادهایی هستند که از هنگام تشکیل ماقما تا صعود و سپس فوران و جایگزینی آن در سطح زمین اتفاق می‌افتد. همانطور که قبل نیز توضیح داده شد اختلاط ماقمایی یکی از عوامل مؤثر در ایجاد این ویژگیها می‌باشد. فرآیند اختلاط ماقمای بازیک با ماقمای اسیدی حاصل از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای (که داسیتها را می‌توان محصول آن قلمداد کرد)، می‌تواند دلیلی برای بروز این خصوصیات باشد که در فصل بعد بطور مفصل در این مورد بحث خواهیم کرد. بلورهای پلاژیوکلاز زمینه اغلب سالم بوده و علائم خوردگی یا بافت غربالی ندارند.

بلورهای کلینوپیروکسن در فنوکریستهای غالباً نیمه خودشکل تا بی‌شکل هستند. اندازه آنها  $1/6$ - $1/5$  میلیمتر بوده و  $3-1$  درصد حجم سنگ را در بر می‌گیرند و عمدهاً کلریتی شده‌اند. تجمع کلینوپیروکسن‌ها بافت گلومروپورفیری را ایجاد کرده است (تابلو ۳-۳، شکل ۷). بلورهای کلینوپیروکسن موجود در خمیره سنگ بی‌شکل هستند.

بلورهای آمفیبیول در یک نمونه، به ابعاد  $1/5-2/0$  میلیمتر، تا  $3$  درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند و چهار اکسیداسیون شده‌اند. گاهی شدت این اکسیداسیون به حدی زیاد است که از بلور آمفیبیول اولیه چیزی باقی نمانده است و بلور تماماً به اکسیدهای آهن ثانویه تبدیل شده است. تقریباً

تمامی بلورهای آمفیبیول در خمیره سنگها اکسید شده‌اند و قسمتهای سالم از آنها دیده نمی‌شود. در فنوکریستهای بعضی از بلورها، بخش‌هایی از هسته بلور سالم مانده و اکسیداسیون بر بخش‌های خارجی آنها اثر کرده است (تabelo ۳-۲، شکل ۸). این بلورها اکثراً خودشکل بوده و بیشتر به فرم‌های شش گوش دیده می‌شوند. بلورهای نیمه خودشکل این کانی اغلب در خمیره یافت می‌شوند و تا ۴ درصد حجم سنگ می‌باشند. بلورهای این کانی نیز همانند بلورهای پلازیوکلاز و کلینوپیروکسن دچار انحلال و خوردگی شیمیایی شده‌اند. اکسیداسیون، هورنبلند معمولی را تبدیل به هورنبلند بازالتی می‌کند. دیر و همکاران (۱۹۹۱) معتقدند هورنبلند معمولی بواسطه تحمل حرارت زیاد گدازه- تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد- در مجاورت هوا، به هورنبلند بازالتی تبدیل می‌شود. طی این عمل هیدروژنی که یونهای نیدروکسیل را تشکیل می‌دهد جدا شده و یونهای اکسیژن آزاد می‌شوند. آزاد شدن یونهای اکسیژن موجب تبدیل  $\text{Fe}^{3+}$  به  $\text{Fe}^{2+}$  می‌شود و بدین ترتیب مگنتیت تولید می‌شود. بلورهای بیوتیت در فنوکریست‌ها اندازه‌ای تقریباً برابر با ۰-۳ میلیمتر دارند و ۲-۳ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. این بلورها به شکل صفحه‌ای دیده می‌شوند. بیوتیت نیز طی یک واکنش اکسیداسیونی مشابه با آمفیبیول‌ها، دچار سوختگی شده و تبدیل به اکسیدهای آهن می‌گردد (تabelo ۴-۳، شکل ۱). بست (۲۰۰۳) با تکیه بر افت فشار در سیستم ماگما‌ای که باعث صعود ماگما به ترازهای بالاتر پوسته می‌شود، اعتقاد دارد که بیوتیت و آمفیبیول در این شرایط به راحتی تجزیه می‌شوند؛ زیرا در این وضعیت، ماگما بلاfacسله با دمای زیادی روبرو می‌شود که این افزایش حرارت برای واکنش‌های اکسیداسیونی بسیار مناسب است.

کانی‌های اپاک تنها در خمیره سنگ موجوداند و تا ۳ درصد حجم سنگ را دربر می‌گیرند. دگرسانی به کلریت، کلسیت و سریسیت نیز در این سنگها به چشم می‌خورد. همانگونه که در فصل قبل عنوان شد، در منطقه مورد مطالعه دایک‌هایی با ترکیب تراکی‌آنزیست وجود دارند. بافت این دایک‌ها میکرو‌پورفیری جریانی است (تabelo ۴-۳، شکل ۲). میکرو فنوکریست‌های پلازیوکلاز و کلینوپیروکسن در یک خمیره بسیار ریز بلور از کانیهای پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن، فلدسپات آکالن، بیوتیت و کانی‌های اپاک دیده می‌شوند. دایک‌های تراکی‌آنزیستی نسبت به گدازه‌ها دانه ریزتر بوده و دگرسانی شدیدتری را نیز متحمل شده‌اند. بطوری که در بعضی نمونه‌ها، بجز چند میکروفنوکریست پلازیوکلاز بقیه بلورها کاملاً کلریتی،

کلسيتي و سريسيتي شده‌اند و به سختی قابل تشخيص می‌باشند. اين پديده می‌تواند در نتیجه تفاوت شدت عملکرد دگرسانی در آنها باشد. مهيا بودن شرایط جهت دگرسانی دايکها به تشکيل بيشتر کانی‌های ثانویه ذکر شده در آنها منجر شده است.

### تابلو ۳-۳

شكل ۱- ايدنگسيتي شدن شديد اليوين در اليوين بازالت (XPL).

شكل ۲- آنکلاو هم منشأ (اتوليت) در اليوين بازالت (XPL).

شكل ۳- بافت غربالي و شکستگی‌های موجود در بلور پلازیوکلاز در آندزيت (XPL).

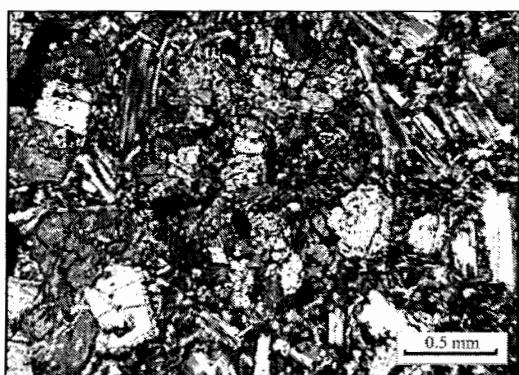
شكل ۴- خليج خورده‌گي و بافت غربالي و اسكلتى در بلور پلازیوکلاز (XPL).

شكل ۵- خليج خورده‌گي، بافت غربالي و تجمع ادخالها در قسمت مرکزی بلور پلازیوکلاز (XPL).

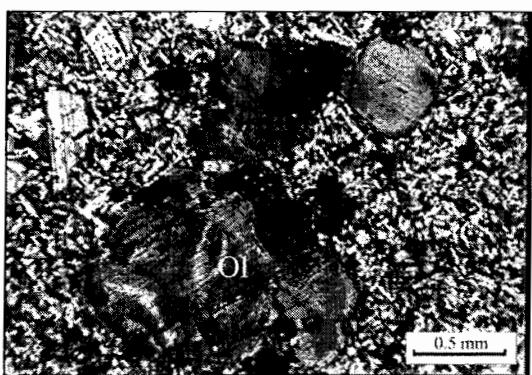
شكل ۶- گرددشده‌گي بلور پلازیوکلاز، تجمع ادخالها در قسمت حاشيه بلور و تشکيل حاشيه پتاسيم فلدسيپات در اطراف آنها (XPL).

شكل ۷- تجمع کلينوپيروكسن‌ها و ايجاد بافت گلومروپورفيري در تراكي آندزيت (XPL).

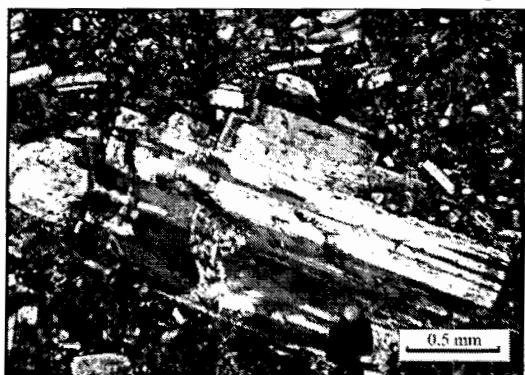
شكل ۸- اكسيداسيون بلور آمفيبول و تبديل آن به اكسيدهای آهن (XPL).



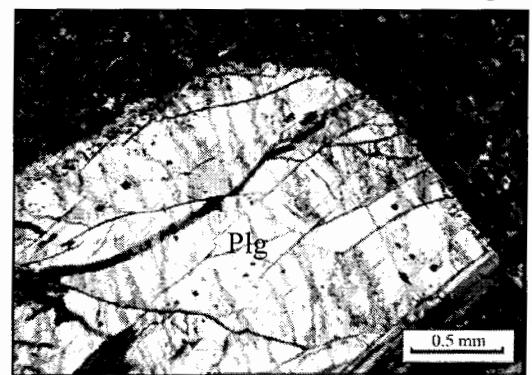
شكل ٢



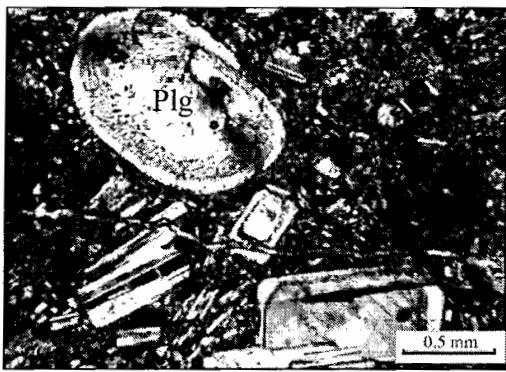
شكل ١



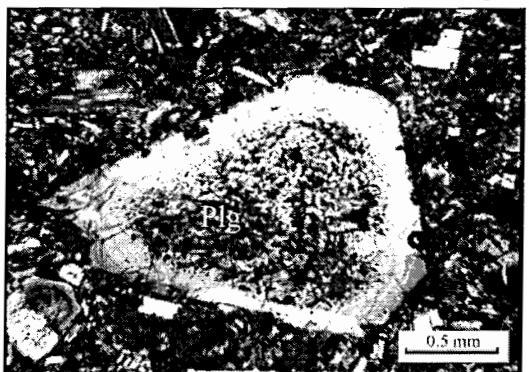
شكل ٤



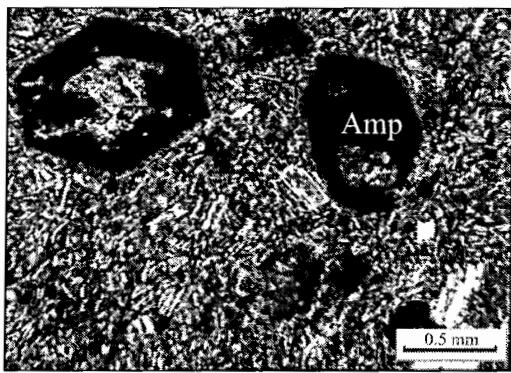
شكل ٣



شكل ٦



شكل ٥



شكل ٨

٣-٣ تابلو

#### ۴-۳- داسیت‌ها

این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ صورتی تا خاکستری روشن دیده می‌شوند. بافت آنها تراکیتی و تا حدودی میکرولیتیک پورفیری بوده، کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آنها فلدسپات آلکالن، بیوتیت، کوارتز و پلازیوکلاز می‌باشد. از کانی‌های فرعی آنها می‌توان به کانی‌های اپاک و از کانی‌های ثانویه می‌توان به سریسیت و کلسیت اشاره نمود. نمونه‌های داسیتی منطقه بسیار ریزدانه هستند بطوری که کانیهایی نظیر کوارتز و پلازیوکلاز که جزء کانیهای اصلی این سنگ‌ها بشمار می‌آیند، تنها بصورت میکرولیت دیده می‌شوند. بسیار ریزدانه بودن این سنگ‌ها می‌تواند مؤید تغییرات نسبتاً سریع فشار باشد.

فلدسپات آلکالن سنگ شامل سانیدین است که بصورت بلورهای نیمه خودشکل و خودشکل میکرو فنوکریستی به ابعاد  $1/5 - 1/6$  میلیمتر، تا ۲ درصد حجم سنگ دیده می‌شوند (تابلو ۴-۳). شکل ۳).

فراوانترین کانی مافیک سنگ، بلورهای بیوتیت هستند که بصورت میکرو فنوکریست حضور دارند. این بلورها همگی کشیده و سوزنی شکل‌اند (تابلو ۴-۳، شکل ۴). ابعاد این کانی  $2/75 - 0/6$  میلیمتر بوده و  $6 - 2$  درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. بیوتیت‌ها دچار اکسیداسیون شده و به رنگ قهوه‌ای تیره درآمده‌اند و به نحو جالبی روند جریان یافتگی سنگ را منعکس می‌کنند (تابلو ۴-۳، شکل ۵). بلورهای بیوتیت خمیره همگی دچار اکسیداسیون شده‌اند و اندازه آنها بسیار کوچک است. پلازیوکلاز و کوارتز نیز تنها بصورت میکرولیت و در خمیره یافت می‌شوند. مقدار کوارتز در خمیره  $15 - 20$  درصد و پلازیوکلاز  $25 - 30$  درصد می‌باشد.

این سنگ‌ها دارای آنکلاوهای هم منشأ هستند. بافت این آنکلاوها میکروگرانولار بوده و کانی‌های تشکیل‌دهنده آنها شامل فلدسپات آلکالن، بیوتیت، کوارتز، پلازیوکلاز و کانی‌های اپاک می‌باشد (تابلو ۴-۳، شکل ۶).

### ۳-۵-۳- سنگ‌های نفوذی

#### ۱-۵-۳- مونزو گابروها

رخنمون این سنگ‌ها در صحراء بصورت توده‌های نفوذی کوچک (با بیرونزدگی حداقل در حدود ۲ کیلومتر مربع) است. نمونه دستی این سنگ‌ها به رنگ خاکستری تا صورتی روشن می‌باشد. در مقطع میکروسکوپی، کانی‌های اصلی شامل پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن (عمدتاً اوژیت و یا تیتان اوژیت)، الیوین و ارتوکلаз است. کانی‌های فرعی آن بیوتیت، آپاتیت و کانی‌های اپاک بوده و کانی‌های ثانویه آن کلریت و سریسیت می‌باشد. بافت آنها گرانولار و میکروگرانولار تا پورفیروئیدی است.

پلازیوکلازها شکل دار تا نیمه شکل دار هستند. ابعاد آنها ۰/۶-۵/۵ میلیمتر بوده و ۴۰-۲۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند و تا حدودی دگرسان شده‌اند. در نمونه‌هایی که از حاشیه توده برداشت شده، بافت دانه‌ریزتر بوده و پلازیوکلازها عمدتاً گرد شده و دارای منطقه‌بندی می‌باشند (تابلو ۴-۳، شکل ۷ و ۸)؛ ولیکن پلازیوکلازهای نمونه‌های داخلی‌تر توده اکثراً بصورت کشیده و سالم‌مند. ترکیب آنها از آندزین تا لابرادور متغیر است.

کلینوپیروکسن‌ها ابعادی در حدود ۰/۷-۷/۶ میلیمتر داشته و ۲۰-۳۵ درصد حجم سنگ را در بر می‌گیرند و با توجه به زاویه خاموشی و رنگ تداخلی، از نوع اوژیت-تیتان اوژیت می‌باشند. این کانی در برخی موارد دارای ماکل ساده بوده و بعضاً ادخالهایی از الیوین، پلازیوکلاز و کانی‌های اپاک در آنها دیده می‌شود (تابلو ۵-۳، شکل ۱).

الیوین با ابعاد ۰/۲-۱/۶ میلیمتر، ۳-۲ درصد حجم سنگ را دارا هستند و ایدنگسیتی شده‌اند. ایدنگسیتی شدن در بلورهای درشت‌تر از حاشیه و شکستگی‌ها شروع شده و به سمت مرکز بلور ادامه دارد؛ ولیکن این فرآیند بلورهای ریزتر را کاملاً تحت تأثیر قرار داده است (تابلو ۵-۳، شکل ۲). بلور ارتوکلاز به ابعادی در حدود ۰/۹-۰/۶، تا ۳ درصد در سنگ موجود می‌باشد و نیمه شکل دار است.

بلورهای بیوتیت ثانویه به شکل پهن و اندازه‌های تا ۱/۵ میلیمتر، ۰-۲ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. این بلورها در بعضی موارد جانشین پیروکسن‌ها شده و کانی‌های اپاک حاصل از دگرسانی بر روی آنها دیده می‌شود (تابلو ۵-۳، شکل ۳). کانی‌های اپاک نیز تا ۲ درصد حجم سنگ

را تشکیل می‌دهند. کلریت و سریسیت نیز از دگرسانی پلازیوکلازها و کلینوپیروکسن‌ها حاصل شده‌اند.

دایک‌هایی با ترکیب میکرو‌مونزوگابرویی در منطقه مورد مطالعه وجود دارند که بافت آنها میکروگرانولار تا پورفیروئیدی می‌باشد (تابلو ۳-۵، شکل ۴). بلورهای آنها شامل پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن‌های بعضًا کلریتی شده، الیوین ایدنگستی شده و مقدار کمی فلدسپات آکالن است. کانی‌های اپاک از کانی‌های فرعی و کلسیت و کلریت از کانی‌های ثانویه آنها به شمار می‌آیند.

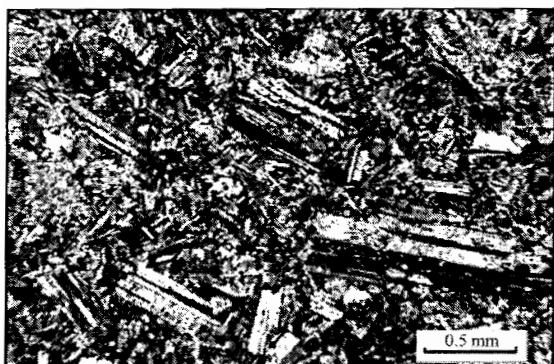
ماگماهای با دمای بالا، نظیر گابروها، که زمان سردشدن طولانی دارند حتی پس از اینکه کاملاً متبلور شده‌اند ممکن است تغییراتی در شکل و اندازه بلورهای آنها اتفاق بیفتد. این فرآیند ناشی از میل به کاهش انرژی سطحی کلی بلورها می‌باشد. بطوری که با انتشار سازنده‌های شیمیایی از قسمتهای با انرژی بیشتر به قسمتهای با انرژی کمتر در مذاب باقیمانده (در صورتی که وجود داشته باشد) و یا در طول مرزهای بلورها، بلورهایی با انرژی پایین‌تر و اندازه بزرگ‌تر تشکیل می‌شوند (ورnoon، ۲۰۰۴).

فراوانی اندک کانی‌های فرومیزیم آبدار حاکی از پایین بودن محتوای آب مانند است. به همین دلیل است که پلازیوکلاز و کلینوپیروکسن توانسته‌اند به راحتی متبلور شوند. صرفنظر از کمبود آب در ماگما، فقدان ارتوپیروکسن خود معلول افزایش روند آلکالینیتۀ ماگماست و این روند افزایش مقدار پتاسیم تا هنگام مساعد شدن شرایط جهت تبلور کانی‌های مناسب این عنصر (مانند سانیدین، هورنبلند و بیوتیت) ادامه یافته است.

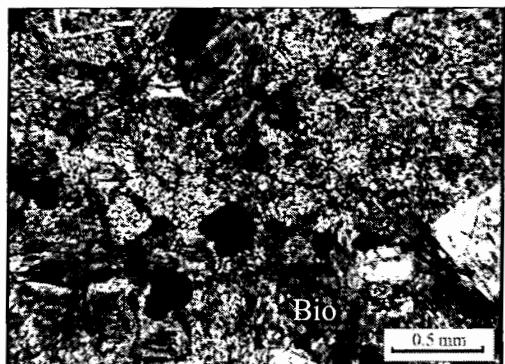
ویژگی‌های پتروگرافی سنگهای منطقه مورد مطالعه، تغییرات پیوسته‌ای را در بین واحدهای مختلف نشان می‌دهد. از عوامل ایجاد این تغییرات می‌توان به تفریق ماگمایی و آلایش اشاره کرد. همچنین ارتباطی ژنتیکی در بین واحدهای سنگی وجود دارد که در فصل‌های بعد به تفصیل به آنها خواهیم پرداخت.

تابلو ۴-۳

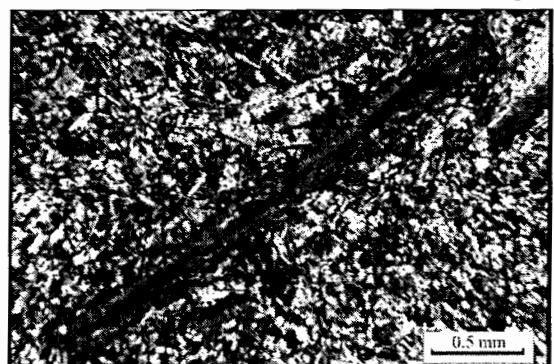
- شکل ۱- بلور بیوتیت که دچار سوختگی شده و به اکسیدهای آهن تبدیل گردیده است (XPL).
- شکل ۲- بافت میکرو پورفیری جریانی در دایکهای تراکی آندزیتی (XPL).
- شکل ۳- بلور سانیدین در داسیت (XPL).
- شکل ۴- بلور سوزنی شکل بیوتیت در داسیت که دچار اکسیداسیون شده است (XPL).
- شکل ۵- بلورهای بیوتیت در داسیت که روند جریان یافتنی سنگ را نشان می‌دهند (XPL).
- شکل ۶- انکلاو هم منشاً در داسیت (XPL).
- شکل ۷- پلاژیوکلاز گرد شده و دارای منطقه‌بندی در مونزوگابرو (XPL).
- شکل ۸- پلاژیوکلازهای دارای حاشیه گرد شده در مونزوگابرو (XPL).



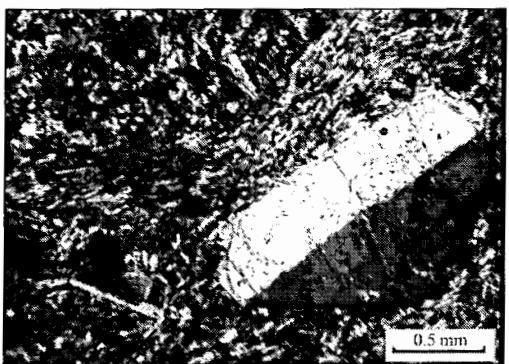
شكل ٢



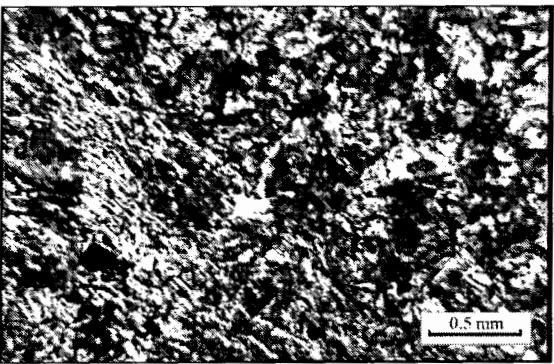
شكل ١



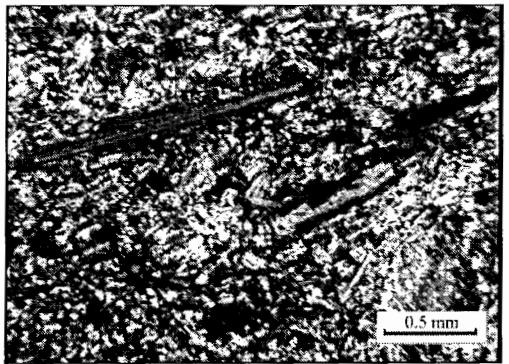
شكل ٤



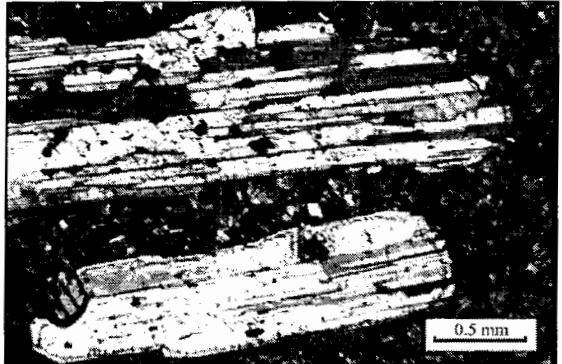
شكل ٣



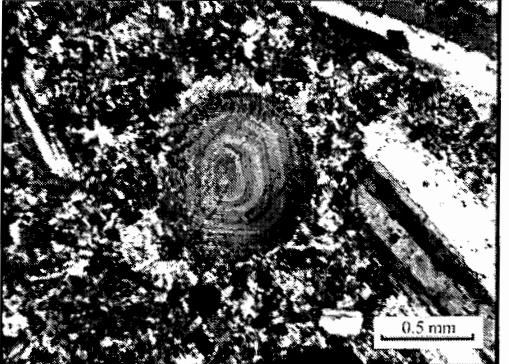
شكل ٦



شكل ٥



شكل ٨



شكل ٧

٤-٣  
تаблицو

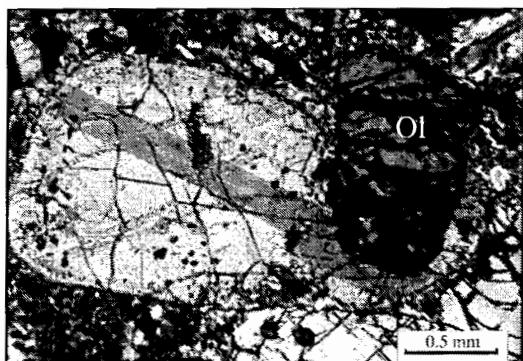
تابلو ۵-۳

شکل ۱ - بلور پیروکسن همراه با ادخال در مونزوگابرو (XPL).

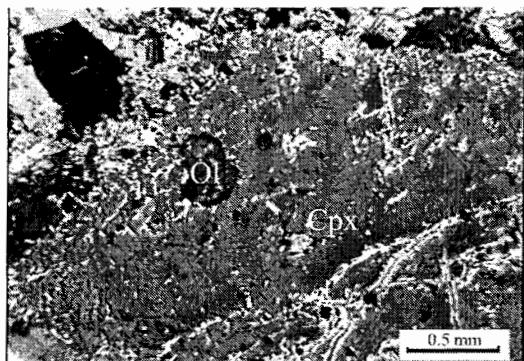
شکل ۲ - بلور الیوین که از حاشیه و شکستگی‌ها ایدنگسیتی شده است (XPL).

شکل ۳ - تشکیل بیوتیت در اثر دگرسانی کلینوپیروکسن‌ها در مونزوگابروها (XPL).

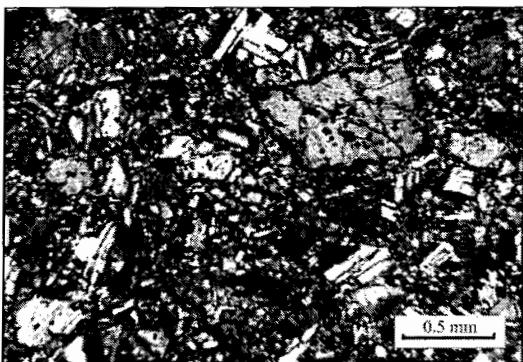
شکل ۴ - بافت پورفیروئیدی در دایک با ترکیب میکرو مونزوگابرو (XPL).



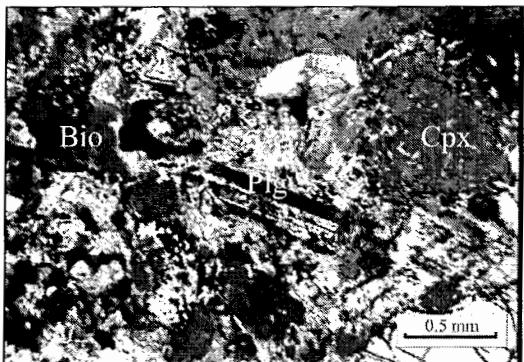
شکل ۲



شکل ۱



شکل ۴



شکل ۳

تابلو ۵-۳

## فصل چهارم

### ژئوشیمی

#### ۱-۴ - مقدمه

به منظور بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای محدوده مورد مطالعه، پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، تعداد ۱۶ نمونه از واحدهای مختلف سنگی که متتحمل کمترین دگرسانی شده بودند انتخاب (جدول ۱-۴) و به منظور انجام تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS به آزمایشگاه Actlab در کشور کانادا ارسال شدند. نتایج تجزیه شیمیایی خام در قسمت ضمیمه آورده شده است. که پس از اعمال تصحیحات لازم توسط نرم افزارهای پترولوزیکی موجود (Igpet, Minpet, Newpet و GCDKit) مورد پردازش قرار گرفتند.

بحث و بررسی های این فصل را با منابع بروز خطا در طی آماده سازی و تجزیه ژئوشیمیایی نمونه ها آغاز کرده و در ادامه به منظور توضیح بهتر تحولات پتروژئنیکی به طبقه بندی شیمیایی سنگها در نمودارهای مختلف، بررسی روندهای ژئوشیمیایی شامل نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب، ترسیم اسپایدر دیاگرامهای عناصر کمیاب و تعیین سریهای مانگما ای و جایگاه تکتونیکی آنها با استفاده از نمودارهای مختلف می پردازیم.

## ۴-۲- منابع خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌ها

قبل از بحث و بررسی در مورد روابط ژئوشیمیایی سنگها باید به فرآیندهایی که ممکن است نتایج تجزیه شیمیایی سنگها را تحت تأثیر قرار دهنند اشاره نمود. در ذیل به مهمترین این عوامل پرداخته می‌شود.

آلایش در طول آماده‌سازی نمونه، یک منبع مهم خطا در تجزیه شیمیایی است. به احتمال زیاد این اتفاق در طول خرد کردن و پودر کردن نمونه رخ می‌دهد که هم به صورت آلایش منتقل شده از نمونه‌هایی که قبلًا آماده شده‌اند و هم از خود دستگاه آسیاب ناشی می‌شود. آلایش منتقل شده، توسط تمیز کردن دقیق و یا آلوده کردن دستگاه با نمونه‌ای که خرد یا آسیاب خواهد شد مرتفع می‌شود. برای تجزیه‌هایی با بیشترین دقت، آسیاب باید از جنس آگات باشد. با این حال آگات نیز ممکن است آلایش کمی ایجاد کند (Rollinson<sup>1</sup>, ۱۹۹۳).

منابع دیگر آلایش، در طبیعت هستند و آن زمانی است که نمونه به وسیله پوشش نازکی از رسوبات ناشی از محلول‌های آبهای زیرزمینی یا آب دریا پوشیده شود و یا به دلیل طولانی بودن زمان بین نمونه‌برداری و پودر کردن، نمونه‌ها در معرض عوامل جوی قرار گرفته و آلودگی یابند. این موارد بوسیله شستشوی تکه‌های سنگ پس از بریدن و قبل از پودر کردن با HCl یک مولار، به مدت چند دقیقه مرتفع می‌شود.

از دیگر منابع خطا می‌توان به خطای ناشی از کالیبراسیون، خطای ناشی از همپوشانی پیکها و خطای آشکارسازی داده‌های ژئوشیمیایی اشاره کرد.

با توجه به اینکه جهت آسیاب کردن نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه، آسیاب از جنس آگات استفاده شده است، می‌توان تنها عامل آلایش در این مرحله را اضافه شدن مقادیر جزئی سیلیس دانست. از طرفی بدلیل اینکه سیلیس جزء عناصر اصلی تشکیل دهنده سنگ‌هاست و به مقدار فراوان در سنگها دیده می‌شود، آلایش مقادیر ناچیز این عنصر نمی‌تواند نقش مهمی در ایجاد خطا داشته باشد. بدین ترتیب آلایش عناصر فلزی در مرحله آسیاب، نقشی ندارد.

از آنجانیکه نمونه‌های منطقه به روش ICP-MS مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند، می‌توان با اطمینان بیشتری نتایج بدست آمده را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد. زیرا در روش طیف سنجی جرمی بدليل جدایش شیمیایی عناصر قبل از اندازه‌گیری، خطاهای ناشی از کالیبراسیون و همپوشانی پیکها کاهش یافته و یا از بین می‌رود.

جدول ۴-۱- مشخصات و مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه.

شماره نمونه	نام سنگ	مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه
Z.05.1	آنذیت	36° 26' 20" N , 50° 08' 10" E
Z.05.3	آنذیت	36° 26' 17" N , 50° 08' 09" E
S.01.2	الیوین بازالت	36° 26' 51" N , 50° 02' 04" E
B.01	الیوین بازالت	36° 22' 25" N , 49° 55' 40" E
N.10.1	الیوین بازالت	36° 25' 12" N , 50° 03' 36" E
NS.01	الیوین بازالت	36° 28' 20" N , 49° 58' 50" E
S.06	داسیت	36° 26' 30" N , 50° 01' 55" E
S.07	داسیت	36° 26' 22" N , 50° 02' 10" E
DS.01	تراکی آندزیت	36° 25' 42" N , 50° 04' 30" E
SD.01	تراکی آندزیت	36° 25' 40" N , 50° 04' 25" E
D.01	میکرو مونزوگابرو	36° 24' 36" N , 50° 05' 31" E
D.28	میکرو مونزوگابرو	36° 24' 24" N , 50° 02' 14" E
G.01	مونزوگابرو	36° 24' 39" N , 49° 58' 01" E
G.02	مونزوگابرو	36° 25' 03" N , 49° 57' 49" E
N.06	مونزوگابرو	36° 24' 30" N , 50° 03' 54" E

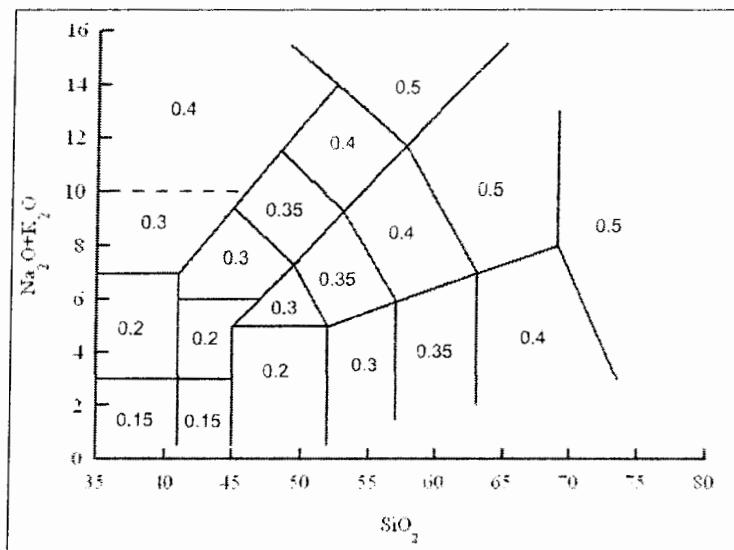
#### ۴- آماده سازی و تصحیح داده‌های تجزیه شیمیایی

پیش از استفاده از داده‌های تجزیه شیمیایی لازم است تغییراتی در آنها اعمال شود. از جمله این تغییرات می‌توان به حذف مواد فرار و تصحیح نسبت Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO اشاره کرد. با توجه به اینکه بیشتر مواد فرار موجود در سنگ آذرین بر اثر فرآیندهای دگرسانی ثانوی، وارد سنگ‌ها می‌شوند می‌بایست

قبل از استفاده از داده‌های شیمیایی، آنها را تصحیح نمود. یکی از این تغییرات، حذف مواد فرار از حاصل جمع اکسیدها و رساندن مجموع مقادیر اکسیدها به ۱۰۰ می‌باشد (میدلموست<sup>۱</sup>، ۱۹۸۵).

در تجزیه‌های شیمیایی، مقدار اکسید آهن به صورت  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  کل ارائه می‌شود. برخی از سنگ‌های آذرین در نتیجه دگرسانی ثانویه، اکسید می‌شوند یعنی نسبت  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  آنها افزایش می‌یابد و این امر در ترکیب کانی‌شناسی نرماتیو سنگ تأثیر عمده‌ای می‌گذارد. بدین ترتیب سنگ اکسید شده مگنتیت بیشتری نشان خواهد داد. بنابراین  $\text{FeO}$  کمتری جهت تشکیل نورم کانیهای سیلیکاته مثل دیوپسید، هیپرسن و الیوین باقی می‌ماند. چنانچه مقدار این سیلیکاتها کمتر از حد عادی باشد در نورم سنگ اکسید شده، سیلیس اضافی ظاهر خواهد شد.

جهت استاندارد کردن مقدار آهن سه ظرفیتی سنگ‌های ماقمایی باید محاسبات عددی خاصی را انجام داد که در اینجا از نموداری که نسبت‌های مختلف اکسیداسیون ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ) را در مورد سنگ‌های آتشفسانی نشان می‌دهد و توسط میدلموست (۱۹۸۹) ارائه گردیده، استفاده شده است (شکل ۱-۴). نتایج تجزیه شیمیایی و نورم محاسبه شده بر اساس آنها در جداول (۲-۴) و (۳-۴) آورده شده است.



شکل ۱-۴ - نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (TAS) لوباس و همکاران (۱۹۸۶) که نسبت‌های مختلف اکسیداسیون ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ) را در مورد سنگ‌های آتشفسانی نشان می‌دهد (میدلموست، ۱۹۸۹).

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و ترکیب نورماتیو نمونه‌های منطقه مورد مطالعه پس از انجام تصحیحات  
(حذف مواد فرار و تصحیح نسبت  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ )

Samples	Z.05.1	Z.05.3	S.01.2	B.01	N.10.1	NS.01	S.06	S.07
<b>Major Oxides (wt%)</b>								
SiO <sub>2</sub>	56.33	56.09	52.77	49.13	52.52	54.12	68.63	68.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.42	20.46	17.54	16.76	17.35	18.34	17.27	17.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.17	1.2	1.48	1.66	1.54	1.4	0.39	0.4
FeO	5	5.16	6.58	7.62	6.88	6.13	1.77	1.79
MnO	0.069	0.077	0.135	0.162	0.14	0.12	0.075	0.069
MgO	1.92	1.57	5.02	7.48	4.99	3.17	0.85	0.87
CaO	6.92	7.2	7.27	10.92	8.3	7.61	2.62	2.59
Na <sub>2</sub> O	3.41	3.45	4.02	2.22	2.94	3.29	4.3	4.27
K <sub>2</sub> O	2.64	2.66	3.03	1.97	3.13	3.62	3.48	3.45
TiO <sub>2</sub>	1.049	1.057	1.057	0.946	1.093	1.108	0.257	0.258
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.55	0.55	0.42	0.32	0.43	0.47	0.17	0.17
Total	100.04	100	100.1	100	100.07	100.06	100	100.02
<b>Norm (CIPW)</b>								
Q (S)	7.14	6.41	0.00	0.00	0.00	0.00	22.72	23.05
or (KAS6)	15.70	15.82	18.05	11.75	18.64	21.55	20.62	20.44
ab (NAS6)	28.97	29.31	31.58	18.92	25.02	27.98	36.41	36.16
an (CAS2)	31.29	32.60	20.96	30.14	25.02	24.68	12.03	11.88
lc(KAS4)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ne(NAS2)	0.00	0.00	1.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C(A)	0.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.02	2.18
ac(NFS4)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ns(NS)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di wo(CS)	0.00	0.04	5.38	9.44	5.81	4.40	0.00	0.00
Di en(MS)	0.00	0.01	2.97	5.57	3.14	2.10	0.00	0.00
Di fs(FS)	0.00	0.02	2.21	3.38	2.46	2.24	0.00	0.00
Hy en(MS)	4.83	3.93	0.00	0.78	4.83	5.31	2.13	2.18
Hy fs(FS)	6.63	6.88	0.00	0.47	3.79	5.68	2.64	2.66
Ol fo(M2S)	0.00	0.00	6.77	8.75	3.21	0.40	0.00	0.00
Ol fa(F2S)	0.00	0.00	5.56	5.86	2.78	0.47	0.00	0.00
mt(FF)	1.70	1.75	2.16	2.43	2.25	2.04	0.57	0.58
he(F)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
il(FT)	2.00	2.02	2.02	1.81	2.09	2.12	0.49	0.49
ap(CP)	1.21	1.21	0.92	0.70	0.95	1.03	0.37	0.37

ادامه جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و ترکیب نورماتیو نمونه‌های منطقه مورد مطالعه پس از انجام تصحیحات (حذف مواد فرآر و تصحیح نسبت  $(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO})$ )

Samples	DS.01	SD.01	D.01	D.28	G.01	G.02	N.06	T.05
<b>Major Oxides (wt%)</b>								
SiO <sub>2</sub>	63.71	63.3	52.8	47.49	51.1	51.92	55.1	57.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.8	17.76	17.56	17.37	17.49	18.29	19.08	17.89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.79	0.85	1.38	1.72	1.55	1.49	1.19	1.16
FeO	3.5	3.8	6.18	7.75	6.96	6.66	5.18	5.17
MnO	0.085	0.084	0.185	0.18	0.158	0.165	0.116	0.123
MgO	1.83	2.09	4.29	6.09	5.95	4.8	1.86	5.02
CaO	3.63	3.43	11.23	12.38	8.75	8.38	9.28	7.77
Na <sub>2</sub> O	4.21	4.53	2.85	2.63	2.99	2.93	3.4	3.47
K <sub>2</sub> O	3.2	2.86	1.62	2.14	2.9	3.2	2.99	0.53
TiO <sub>2</sub>	0.558	0.603	0.972	1.149	1.041	1.043	0.954	0.802
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.3	0.28	0.32	0.4	0.41	0.36	0.19
Total	99.99	100	100	100.1	100.1	100	100.1	100.025
<b>Norm (CIPW)</b>								
Q (S)	15.01	13.91	1.35	0.00	0.00	0.00	2.36	9.39
or (KAS6)	19.00	16.98	9.65	12.76	17.28	19.06	17.77	3.15
ab (NAS6)	35.72	38.44	24.25	10.22	25.03	24.94	28.88	29.49
an (CAS2)	16.38	15.33	30.49	29.45	25.87	27.44	28.05	31.81
lc(KAS4)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ne(NAS2)	0.00	0.00	0.00	6.60	0.23	0.00	0.00	0.00
C(A)	1.42	1.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ac(NFS4)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ns(NS)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di wo(CS)	0.00	0.00	10.00	12.77	6.47	5.02	6.73	2.44
Di en(MS)	0.00	0.00	5.29	7.06	3.69	2.70	2.68	1.45
Di fs(FS)	0.00	0.00	4.40	5.21	2.49	2.15	4.12	0.86
Hy en(MS)	4.59	5.25	5.51	0.00	0.00	2.61	2.00	11.17
Hy fs(FS)	5.02	5.44	4.59	0.00	0.00	2.08	3.07	6.61
Ol fo(M2S)	0.00	0.00	0.00	5.80	7.90	4.74	0.00	0.00
Ol fa(F2S)	0.00	0.00	0.00	4.72	5.90	4.17	0.00	0.00
mt(FF)	1.15	1.24	2.01	2.51	2.26	2.18	1.73	1.68
he(F)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
il(FT)	1.06	1.15	1.86	2.20	1.99	2.00	1.82	1.53
ap(CP)	0.64	0.66	0.62	0.70	0.88	0.90	0.79	0.42

جدول ۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه (بر حسب ppm)

Samples	Z.05.1	Z.05.3	S.01.2	B.01	N.10.1	NS.01	S.06	S.07
<b>Trace elements (ppm)</b>								
Sc	14	13	24	36	25	20	3	3
Be	2	2	2	2	3	3	2	2
V	118	116	216	247	233	199	13	13
Cr	15	15	70	80	80	20	15	15
Co	8	8	20	30	22	16	2	2
Ni	15	15	30	50	40	20	15	15
Cu	60	40	70	50	80	80	7.5	7.5
Zn	60	60	60	70	70	70	60	60
Ga	14	15	13	12	14	14	15	15
Ge	1.3	1.2	1.6	1.8	1.6	2	1.7	1.7
As	3.75	3.75	3.75	3.75	18	3.75	3.75	3.75
Rb	57	57	75	43	73	90	100	102
Sr	509	519	791	460	526	545	340	329
Y	29.7	28.8	22.7	19.7	24.9	24.4	19.6	18.9
Zr	201	199	142	89	156	179	216	219
Nb	12.8	12.9	12.1	6.7	13.5	14.6	11.9	12.7
Mo	1.5	2	1.5	1.5	1.5	2	1.5	1.5
Ag	0.375	0.38	0.375	0.38	0.375	0.375	0.375	0.375
In	0.075	0.08	0.075	0.08	0.075	0.075	0.075	0.075
Sn	2	2	2	1	2	2	3	2
Sb	4.1	2.8	3.4	4.2	4.7	5.1	5.1	3.6
Cs	0.9	0.9	2	1.1	1.4	1.1	2.9	2.9
Ba	661	680	591	451	598	657	853	858
Hf	5.1	5.2	3.6	2.2	4	4.4	5.1	5.2
Ta	0.93	0.89	0.79	0.4	0.86	1.01	1.04	1.06
W	1.8	1.4	1.6	0.7	1.1	1.8	2.2	2.5
Tl	0.19	0.17	0.29	0.27	0.26	0.38	0.83	0.85
Pb	83	71	43	30	66	82	115	104
Bi	0.3	0.2	0.4	0.4	1.1	0.6	0.6	0.3
Th	7.23	7.28	5.62	2.44	6.35	7.59	10	10.2
U	1.84	1.87	1.66	0.71	1.87	2.27	3.09	3.18
<b>Rare earth elements (ppm)</b>								
La	30.9	30.3	27.7	18	30	32.8	34.1	34.8
Ce	60.9	60.1	55.1	36.8	60.6	64.3	63.7	64.5
Pr	7.49	7.37	6.51	4.52	7.09	7.5	6.72	6.77
Nd	29.8	28.6	26.2	18.9	27.7	29.5	23	23.3
Sm	6.41	6.34	5.64	4.37	5.97	6.15	4.19	4.15
Eu	1.79	1.76	1.65	1.42	1.71	1.72	1.07	1.05
Gd	6.34	6.22	5.25	4.53	5.69	5.81	3.49	3.52
Tb	1.05	1.03	0.81	0.71	0.89	0.88	0.55	0.55
Dy	5.58	5.55	4.55	3.97	4.91	4.91	3.17	3.29
Ho	1.09	1.07	0.85	0.75	0.92	0.91	0.62	0.64
Er	3.25	3.19	2.46	2.17	2.71	2.71	1.98	2
Tm	0.486	0.48	0.365	0.31	0.403	0.399	0.323	0.33
Yb	3.08	3.01	2.29	1.87	2.56	2.57	2.15	2.27
Lu	0.45	0.46	0.346	0.27	0.368	0.376	0.344	0.343

ادامه جدول ۳-۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه (بر حسب ppm).

Samples	DS.01	SD.01	D.01	D.28	G.01	G.02	N.06	T.05
<b>Trace elements (ppm)</b>								
Sc	7	8	28	34	27	25	19	23
Be	2	2	2	2	2	2	2	2
V	50	54	210	261	232	222	179	182
Cr	15	15	160	50	100	50	15	70
Co	5	7	24	23	23	22	13	17
Ni	15	15	60	30	60	40	15	40
Cu	7.5	7.5	40	60	70	70	40	30
Zn	50	60	70	80	80	80	60	70
Ga	13	15	14	13	13	14	14	13
Ge	1.5	1.4	1.6	1.4	1.6	1.6	1.4	1.6
As	3.75	6	27	6	3.75	8	3.75	3.75
Rb	79	77	32	38	74	83	76	9
Sr	279	284	492	550	538	553	576	800
Y	20.8	24.4	22.6	20.9	22	23.6	24.2	22.1
Zr	167	166	110	88	127	142	153	127
Nb	13.6	14	8.8	7.3	11.2	12.3	11	5.8
Mo	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5
Ag	0.38	0.375	0.38	0.38	0.375	0.38	0.38	0.375
In	0.08	0.075	0.08	0.08	0.075	0.08	0.08	0.075
Sn	2	2	2	3	1	2	2	2
Sb	5.4	3.7	3.9	5.3	4.4	3.7	4.4	4.4
Cs	1	0.8	0.7	0.9	2.3	3.5	3.7	50.2
Ba	789	729	572	608	565	631	718	374
Hf	4.4	4.4	3.2	2.7	3.2	3.6	4	3.4
Ta	1.19	1.14	0.56	0.44	0.71	0.78	0.81	0.41
W	1.8	1.7	1	1	1.3	2.9	1.2	0.9
Tl	0.83	0.83	0.26	0.31	0.35	0.39	0.65	0.62
Pb	136	127	68	58	73	56	83	92
Bi	1.9	2	2.3	1.5	0.5	0.8	2.3	1.6
Th	12.6	11.7	5.94	4.03	4.91	5.61	7.33	4.84
U	3.51	3.81	1.53	1.14	1.42	1.61	2.05	2.19
<b>Rare earth elements (ppm)</b>								
La	36.6	33.8	24.6	20.1	25.8	27.8	30.7	18.7
Ce	68.3	64.2	49.9	42.5	51.9	55.1	60.3	39
Pr	7.29	7.1	5.91	5.26	6.14	6.51	6.95	4.6
Nd	26.7	26.1	24	22.2	25.1	26.3	27	18.7
Sm	5.23	5.12	5.23	5.1	5.54	5.58	5.75	4.3
Eu	1.33	1.33	1.53	1.51	1.57	1.61	1.61	1.21
Gd	4.44	4.56	4.95	4.83	5.11	5.33	5.28	4.27
Tb	0.7	0.71	0.79	0.76	0.8	0.81	0.83	0.7
Dy	3.9	4.13	4.42	4.31	4.5	4.45	4.7	4.16
Ho	0.75	0.78	0.86	0.82	0.85	0.86	0.88	0.82
Er	2.27	2.35	2.51	2.3	2.48	2.5	2.62	2.41
Tm	0.36	0.372	0.37	0.33	0.366	0.37	0.39	0.387
Yb	2.33	2.43	2.32	2.05	2.28	2.32	2.5	2.47
Lu	0.35	0.367	0.34	0.3	0.318	0.35	0.38	0.356

#### ۴-۴- طبقه‌بندی‌های شیمیایی

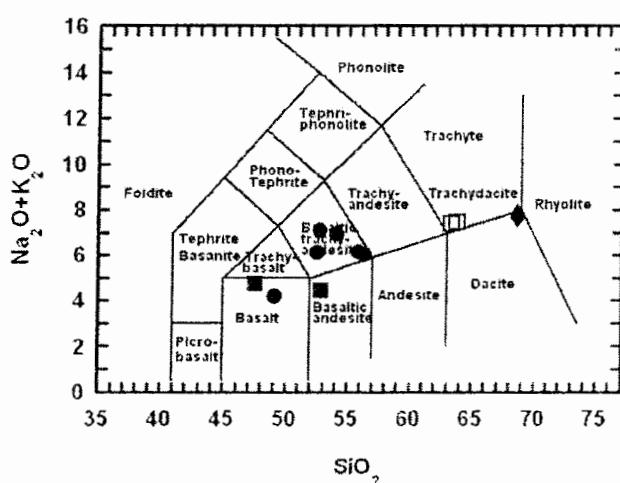
در طبقه‌بندی‌های شیمیایی معمولاً از تغییرات یک یا دو اکسید اصلی نسبت به تغییرات سیلیس و در برخی از آنها از تغییرات عناصر کمیاب یا نسبت بین دو عنصر در مقابل سیلیس استفاده می‌شود. قابل به ذکر است که در تمامی اشکال این فصل، گدازه‌ها با دایره توپر، دایکهای میکرو مونزوگابرویی با مربع توپر، دایکهای تراکی آندزیتی با مربع تو خالی، داسیتها به شکل لوزی و سنگهای نفوذی با مثلث توپر نمایش داده شده‌اند.

#### ۴-۱- طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های آتشفسانی

نامگذاری سنگ‌های آتشفسانی بر اساس درصد حجمی کانی‌ها، به دلیل وجود زمینهٔ شیشه‌ای یا زمینه‌ای ریزدانه، امری مشکل است. بنابراین طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های آتشفسانی، مهم‌تر و مفیدتر از طبقه‌بندی‌های کانی‌شناسی است.

##### الف) نمودار طبقه‌بندی لوباس و همکاران<sup>۱</sup> (۱۹۸۶)

این نمودار که بر اساس مجموع  $(Na_2O + K_2O)$  در مقابل سیلیس می‌باشد، به نام TAS نیز مشهور است. نمونه‌های منطقهٔ مورد مطالعه در این نمودار در محدوده‌های بازالت، آندزی بازالت، تراکی آندزی بازالت، تراکی داسیت و داسیت قرار می‌گیرند (شکل ۲-۴).

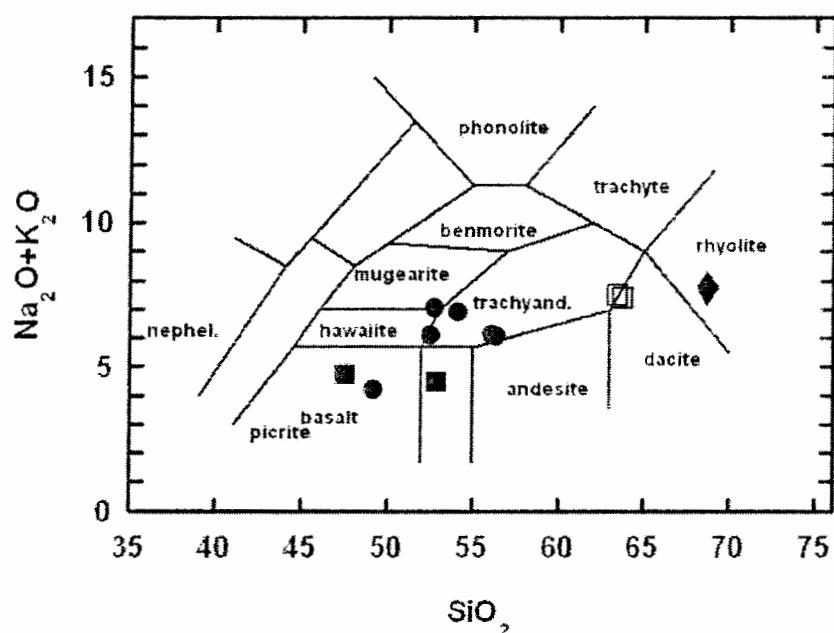


شکل ۲-۴ موقعیت نمونه‌های منطقهٔ مورد مطالعه در نمودار طبقه‌بندی لوباس و همکاران (۱۹۸۶).

۱- Le Bas et al.

## ب) نمودار طبقه‌بندی کاکس و همکاران<sup>۱</sup> (۱۹۷۹)

در این نمودار مجموع اکسیدهای آلکالن سنگ ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) در مقابل سیلیس ترسیم می‌گردد. نمونه‌های منطقه مطالعاتی در میدان‌های بازالت، تراکی آندزیت، آندزیت، داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند (شکل ۳-۴). تفاوت موجود بین نحوه توزیع سنگ‌های منطقه در این نمودار نسبت به نمودار قبلی را می‌توان به نحوه مرزبندی میدان‌های مختلف در این دو نمودار نسبت داد.



شکل ۳-۴- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار طبقه‌بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹).

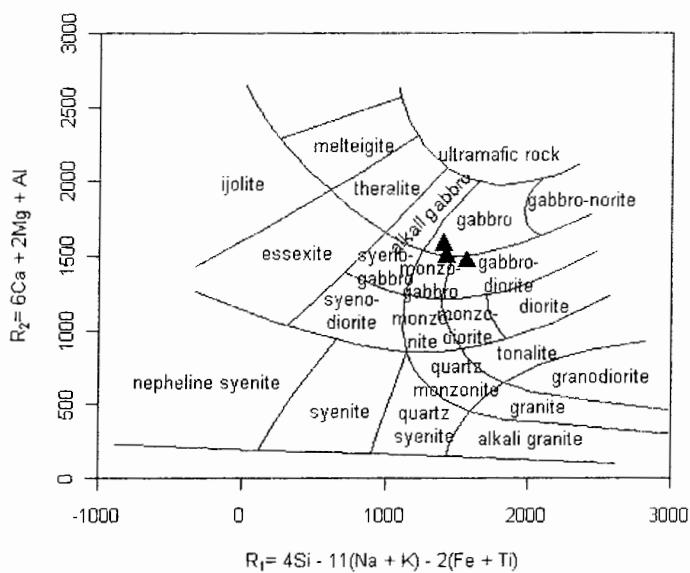
## ۴-۲- طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های نفوذی

### الف) نمودار R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub> دلارش و همکاران<sup>۲</sup> (۱۹۸۰)

دلارش و همکاران (۱۹۸۰) الگوی طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین آتشفسنای و نفوذی را بر اساس نسبت‌های کاتیونی آنها که به صورت میلی کاتیون بیان می‌شوند، پیشنهاد نمودند. این نمودار برای سنگ‌های نفوذی بسیار مناسب است. در این نمودار، نمونه‌های انتخاب شده در محدوده گابرو، مونزوگابرو و گابرو‌دیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۴).

1- Cox et al.

2- De la Roche et al.

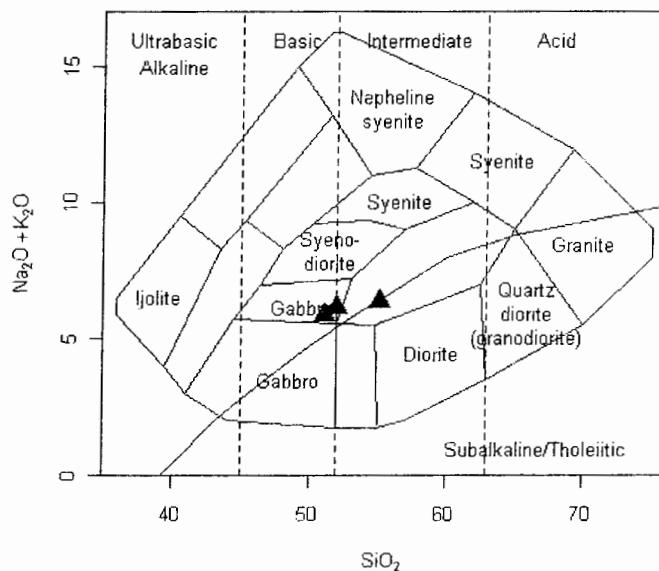


شکل ۴-۴- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های نفوذی با استفاده از پارامترهای  $R_1$ - $R_2$  (دلاوش و همکاران، ۱۹۸۰).

#### ب) نمودار $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ کاکس و همکاران (۱۹۷۹)

در این نمودار، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در میدان‌های گابرو و سینودیوریت جای می‌گیرند.

(شکل ۵-۴)



شکل ۵-۴- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های نفوذی بر اساس  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$  (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹).

#### ۴-۵- روندهای ژئوشیمیایی

جهت بررسی روند تغییرات بین سنگ‌های آذرین یک ناحیه و همچنین روابط پتروژنتیکی موجود بین آنها استفاده از نمودارهای تغییرات شیمیایی بسیار سودمند می‌باشد. اغلب روندها در نمودارهای تغییرات شیمیایی سنگ‌های آذرین حاصل تبلور، ذوب بخشی و تحولات ماقمایی است که با استفاده از این نمودارها امکان تشخیص وجود یا عدم وجود تغییرات مرتبط و معنادار بین انواع سنگ‌ها وجود دارد.

این نمودارها را می‌توان بر حسب عناصر اصلی، کمیاب و یا ترکیبی از هر دو بکار برد. در ادامه، به شرح نمودارهای هارکر (تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به  $\text{SiO}_2$ ) و نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب نسبت به ضریب تفریق پرداخته خواهد شد. آنگاه نمودارهای دو متغیره بین عناصر کمیاب و پدیده‌هایی که می‌توان از آنها برداشت نمود، مورد مطالعه قرار می‌گیرند.

#### ۴-۵-۱- نمودارهای هارکر

در نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به  $\text{SiO}_2$  نمونه‌های منطقه مورد مطالعه یک ارتباط و وابستگی بین روانه گدازه‌های الیوین بازالت و آندزیت با مونزوگابروها دیده می‌شود. از طرفی، نمونه‌های تراکی آندزیتی و داسیتی، از سایر نمونه‌ها جدا و منفک می‌باشند (شکل ۴-۶). این موضوع ناشی از تفاوت سازوکار بوجود آورنده تراکی آندزیت‌ها و داسیت‌ها است. داسیت‌ها به عنوان ماقمای اسیدی بواسطه تزریق ماقمای بازیک و گرم در پوسته قاره‌ای بوجود آمده و اختلاط این دو ماقما منجر به ایجاد تراکی آندزیت‌ها شده است.

در این نمودارها،  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  و  $\text{MgO}$  روند صعودی و  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$  روند نزولی دارند و  $\text{TiO}_2$  تغییرات مشخصی را نشان نمی‌دهد (شکل ۴-۶). توجیه این روندها در ذیل ارائه شده است:

رونده مشاهده شده در  $\text{Al}_2\text{O}_3$  کاملاً منطقی است. در غالب نمونه‌های منطقه مورد مطالعه پلازیوکلاز از کانی‌های اصلی بشمار می‌آید. بطوری که در سنگ‌های الیوین بازالتی بدليل کمتر بودن مقدار پلازیوکلاز و فراوانی کانی‌های الیوین و کلینوپیروکسن که در ساختمان خود فاقد  $\text{Al}_2\text{O}_3$  می‌باشند، مقدار این اکسید در کمترین حد می‌باشد. مقدار این اکسید در سنگ‌های مونزوگابرویی به

دلیل افزایش مقدار پلازیوکلاز و با اضافه شدن فلدسپات آلکالن در کنار پلازیوکلاز افزایش یافته و با حذف الیوین و کلینوپیروکسن در آندزیت‌ها به حداکثر می‌رسد. با توجه به مطالعات پتروگرافی آندزیت پورفیری‌های منطقه بدلیل داشتن پلازیوکلازهای فراوان، بیشترین میزان این اکسید را دارا می‌باشد (شکل ۴-۶-الف).

مقدار  $P_2O_5$  با افزایش  $SiO_2$  افزایش می‌یابد. فسفر در ماقمای مافیک ماهیت ناسازگار داشته و در انتهای تفریق وارد ساختمان آپاتیت می‌شود. این امر با افزایش مقدار آپاتیت در سنگ‌های منطقه سازگار است. در بخش پتروگرافی بیشترین مقدار آپاتیت در نمونه‌های آندزیت پورفیری مشاهده شده است. داسیت‌ها دارای کمترین مقدار از این کانی هستند (شکل ۴-۶-ت).

معمولًاً چنین انتظار می‌رود که با افزایش سیلیس در ماقمای باقیمانده بر میزان  $K_2O$  و  $Na_2O$  آن نیز افزوده شود. در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه،  $Na_2O$  و  $K_2O$  با افزایش  $SiO_2$  در حین تفریق ماقمایی روند صعودی را نشان می‌دهند (شکلهای ۴-۶-ز و ۴-۶-ح). این روند با در نظر گرفتن ماهیت ناسازگاری دو عنصر  $Na$  و  $K$ ، قابل بررسی است. این دو عنصر در طی تفریق و تبلور ماقما، تمایل به باقی ماندن در مایع سیلیکاتی دارند و در انتهای تفریق  $Na$  وارد ساختمان پلازیوکلازهای سدیک و  $K$  وارد ساختمان فلدسپات‌های آلکالن خواهد شد. یک پراکندگی در نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $K_2O$  به چشم می‌خورد که می‌تواند ناشی از آلایش پوسته‌ای باشد.

اکسیدهای  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $Fe_2O_3(t)$  و  $MnO$  یک روند کاهشی را از ترمهای بازیکتر به ترمهای اسیدی‌تر نشان می‌دهند که مسلماً با توجه به ترکیب کانی‌شناسی آنها یعنی وجود کانی‌های مافیک و کلسیک در آنها (مثل الیوین، کلینوپیروکسن و پلازیوکلازهای کلسیک) کاملاً قابل توجیه است.

$CaO$  اغلب در پلازیوکلاز و به میزان کمتر در کلینوپیروکسن متمرکز می‌شود. تبلور و جدایش این کانی‌ها، موجب کاهش  $CaO$  در ماقما و تمرکز آن در بخش متبول شده خواهد شد (شکل ۴-۶-د).

در نمودار تغییرات ( $Fe_2O_3(t)$  در مقابل  $SiO_2$ )، روند نزولی بین نمونه‌ها شیب تندی دارد (شکل ۴-۶-ب).  $Fe$  عنصری سازگار بوده و در ابتدای تفریق در ساختمان کانی‌های الیوین، پیروکسن و گاهی در ساختمان مانیتیت وارد می‌شود و میزان آن در مراحل آخر تفریق کاهش می‌یابد.

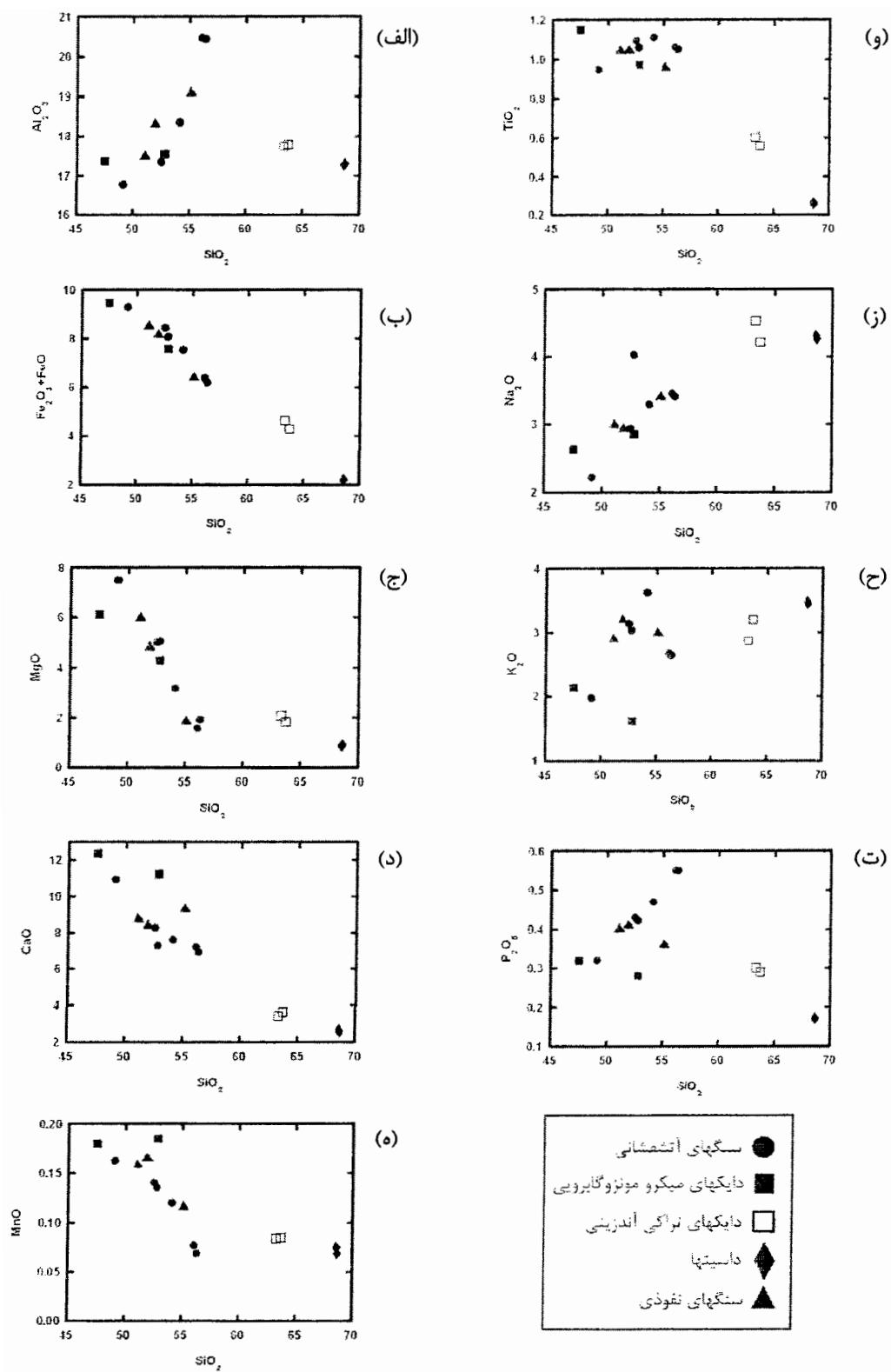
نمودار تغییرات  $MgO$  در مقابل  $SiO_2$ , تقریباً شبیه به نمودار تغییرات  $Fe_2O_3(t)$  می‌باشد (شکل ۴-۶-ج).  $Mg$  نیز به مانند  $Fe$  در کانی‌های الیوین و پیروکسن متمرکز می‌شود. تبلور این کانیها، موجب کاهش نسبتاً سریع این یونها در مagma باقیمانده می‌شود. در حالیکه سایر کانی‌های سیلیکاته مانند آمفیبول‌ها و بیوتیت به مقدار کمتری این کاتیون‌ها را در ساختمان خود مصرف می‌کنند.

رفtar  $MnO$  نیز در magma شبیه به رفتار  $Fe_2O_3(t)$  است. لذا در اکثر نمودارها تغییرات این دو اکسید نسبت به  $SiO_2$  مشابه یکدیگر است و یک روند نزولی همراه با افزایش  $SiO_2$  در magma باقیمانده مشاهده می‌شود (شکل ۴-۶-ه).

در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با افزایش  $SiO_2$  تغییر محسوسی در میزان  $TiO_2$  مشاهده نمی‌شود (شکل ۴-۶-و).

**۴-۵-۲- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق**  
 از آنجا که سنگ‌های منطقه مورد مطالعه سری تفریقی مشخصی را عرضه می‌کنند، ترسیم نمودار ضریب تفریق برای آنها ضروری بنظر می‌رسد. ضریب تفریق یک سنگ عبارت از مجموع درصد کانی‌های سبک آن سنگ است که از راه نورم آن به دست می‌آید ( $D.I = Q + (Lu + Ne) + Or + Ab$ ).  
 مقدار این کانیها با پیشرفت روند تفریق از ترمهای مافیک به فلزیک‌تر افزایش یافته و در نهایت موجب تحول magma بازالتی می‌گردد. تغییرات  $SiO_2$  تنها نشان دهنده میزان سیلیس نمونه‌ها است در حالیکه ضریب تفریق اطلاعات بیشتری را در مورد چگونگی تحولات magma نشان می‌دهد.

**۴-۵-۳- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفریق**  
 در نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفریق نیز جدا واقع شدن نمونه‌های تراکی آندزیتی و داسیتی از سایر نمونه‌ها به وضوح مشخص می‌باشد (شکل ۴-۷).  
 در این نمودارها اکسیدهای  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $P_2O_5$  روند مثبت و اکسیدهای  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Fe_2O_3(t)$  روند منفی نشان می‌دهند. در  $TiO_2$  روند خاصی مشاهده نمی‌شود.



شکل ۴-۶- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به  $\text{SiO}_2$  برای نمونههای منطقه مورد مطالعه.

همانطور که در نمودار تغییرات  $\text{SiO}_2$  در برابر ضریب تفریق دیده می‌شود، این اکسید با ضریب تفریق روند افزایشی و مثبت داشته و میزان آن از ترمهای بازیک به ترمهای اسیدی‌تر افزایش می‌یابد (شکل ۴-۷-الف).

نمودار تغییرات  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در نمونه‌های منطقه در برابر افزایش ضریب تفریق بصورت افزایشی است. همانگونه که پیشتر عنوان شد مصرف کننده اصلی این اکسید، فلدسپاتها می‌باشند. تا زمانی که پلازیوکلاز متبلور می‌شود، این کانی مصرف کننده اصلی  $\text{Al}_2\text{O}_3$  بوده و پس از آن، تبلور فلدسپات آلکالن در ترمهای تفریق یافته‌تر موجب مصرف این اکسید می‌شود و آمفیبولها و بیوتیتها نقش کمتری در مصرف این اکسید دارند. آندزیت‌های پورفیری با داشتن پلازیوکلازهای درشت، بیشترین مقدار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  را دارا هستند (شکل ۴-۷-ب).

مقدار  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  همراه با افزایش ضریب تفریق افزایش می‌یابند. افزایش  $\text{Na}_2\text{O}$  در ارتباط با سدیک‌تر شدن ترکیب پلازیوکلازها می‌باشد. عنصر پتاسیم نیز غالباً در سیستمهای ماگمایی به عنوان یک عنصر ناسازگار عمل می‌کند و تمایل به باقی ماندن در فاز مذاب دارد. این عنصر در مراحل انتهايی تبلور در ساختمان کانیهای مناسب و بویژه فلدسپات آلکالن وارد می‌شود. در نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل ضریب تفریق نیز پراکندگی محسوسی در نمونه‌های منطقه دیده می‌شود (شکل ۴-۷-ج و ۴-۷-د).

میزان  $\text{MgO}$  با افزایش ضریب تفریق روند نزولی نشان می‌دهد. مهمترین فازهای کانیایی کنترل کننده مقدار منیزیم در سنگهای منطقه، الیوین و کلینوپیروکسن می‌باشند که بخش عمده این عنصر را در ساختمان خود مصرف می‌کنند. با در نظر گرفتن پتروگرافی سنگهای منطقه، می‌توان دلیل شیب زیاد منحنی را به تمرکز بالای الیوین و کلینوپیروکسن در سنگهای الیوین بازالتی نسبت داد که به سمت ترکیبات تفریق یافته‌تر و حذف الیوین و کاهش تدریجی و حذف کلینوپیروکسن، مقدار منیزیم مصرفی شدیداً کاهش نشان می‌دهد (شکل ۴-۷-ه). به عقیده ویلسون<sup>۱</sup> (۱۹۸۹)، مقدار منیزیم به مقدار تبلور بخشی و مخصوصاً تبلور الیوین شدیداً حساس است.

نمودارهای تغییرات  $\text{CaO}$  و  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$  در مقابل ضریب تفریق دارای روند کاهشی شدید و شبیه به یکدیگر می‌باشند. با مقایسه این تغییرات با ترکیب مдал سنگهای منطقه، می‌توان نتیجه گرفت

که در الیوین بازالت‌ها یونهای Fe با تبلور الیوین جذب ساختمان این کانی می‌شود و سپس با شروع تبلور پلازیوکلاز و کلینوپیروکسن یونهای Ca نیز مصرف می‌شوند. در سنگهای حد واسط و اسیدی‌تر، این اکسیدها به مقدار بسیار کمتر جذب ساختمان کانیهای مافیک (آمفیبول و بیوتیت) می‌شوند. با افزایش ضریب تفریق و با توجه به حذف الیوین، کاهش مقدار کلینوپیروکسن و سدیک‌تر شدن ترکیب پلازیوکلازها، مقدار این اکسیدها در سنگهای منطقه از الیوین‌بازالت‌ها به طرف ترم‌های تفریق‌یافته‌تر با شبیه تندی کاهش نشان می‌دهند (شکل ۴-۷-ز و ۴-۷-ح).

نمودار MnO نیز نسبت به ضریب تفریق یک روند کاهشی را نشان می‌دهد. منگنز در ماغما بصورت یون  $Mn^{2+}$  حضور داشته و انتظار می‌رود که با توجه به تشابه باریونی جایگزین  $Fe^{2+}$  و یا  $Ca^{2+}$  شود. اما با توجه به اینکه الکترونگاتیویتۀ منگنز بسیار بیشتر از کلسیم است، بر همین اساس جایگزینی این عنصر به جای کلسیم به ندرت دیده می‌شود. منگنز عمدتاً در سنگهای آذرین جانشین آهن فرو شده و بدلیل اندازه بزرگ‌تر یون منگنز نسبت به آهن، این عنصر بصورت پذیرفته شده در کانیهای فرومیزین حضور می‌یابد. با پیشرفت تفریق ماغمایی و کاهش مقدار کانیهای فرومیزین در ماغمای باقیمانده، مقدار MnO نیز کاهش نشان می‌دهد (شکل ۴-۷-و).

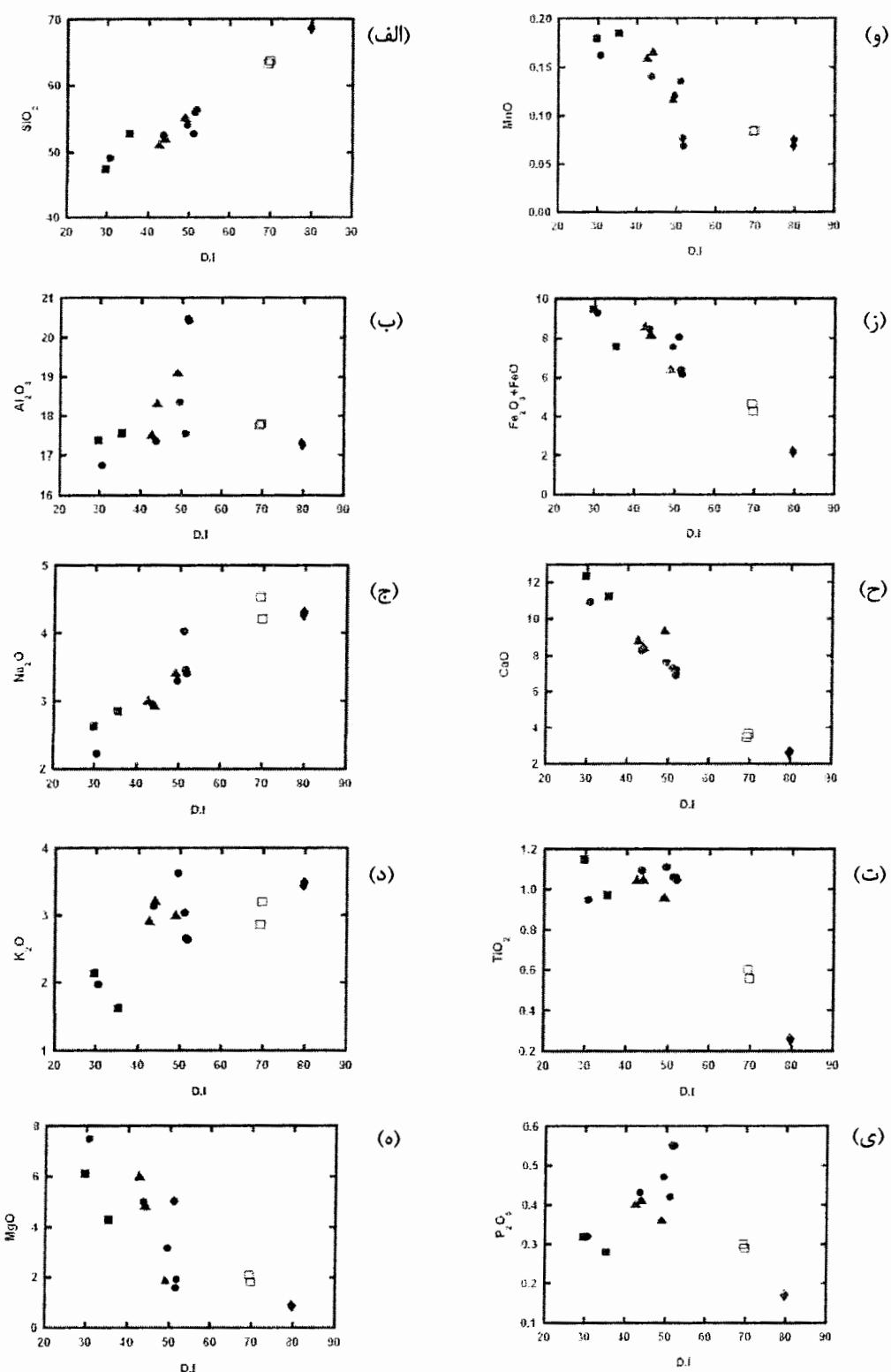
میزان  $TiO_2$  نسبت به ضریب تفریق تغییرات محسوسی را نشان نمی‌دهد. بیشترین مقدار اکسید تیتانیوم در ساختار اکسیدهای آهن تیتان‌دار مصرف می‌شود (شکل ۴-۷-ت).

نمودار تغییرات  $P_2O_5$  در مقابل ضریب تفریق به صورت افزایشی است. این امر می‌تواند ناشی از جدایش احتمالی کانی آپاتیت در ترم‌های تفریق‌یافته‌تر باشد. فسفر در ماغمای مافیک ماهیت ناسازگار داشته و در مراحل انتهایی تفریق وارد ساختمان آپاتیت می‌شود. افزایش مقدار  $P_2O_5$  با افزایش آپاتیت در ترکیب مдал سنگهای منطقه به سمت آندزیتهای مگاپورفیری منطبق است. (شکل ۴-۷-ی).

#### ۴-۲-۵-۴- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به ضریب تفریق

در ادامه، رفتار ژئوشیمیایی تعدادی از عناصر کمیاب نسبت به ضریب تفریق مورد بررسی قرار می‌گیرد.

دارای شعاع یونی  $1/35$  آنگستروم بوده و K تنها عنصر دارای اندازه یونی قابل مقایسه با آن است و بنابراین K موجود در آلکالی فلدسپات‌ها، بیوتیت و هورنبلند می‌شود. از آنجایی



شکل ۷-۴- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به ضریب تفریق برای نمونههای منطقه مورد مطالعه. علاوه بر رفته به مانند شکل ۶-۶ می باشد.

که این عنصر ناسازگار است در طی تفريقي تمایل دارد که در فاز مذاب باقی مانده و لذا با افزایش روند تفريقي، روند افزایيشی را نشان می دهد (شكل ۴-۸-الف).

Rb اغلب جانشين K موجود در کانی های پتاسيم دار نظير آلكالى فلدسيپات ها، بيوتيت و هورنبلند می گردد. در نمودار تغييرات Rb، نمونه ها روند افزایيشی را نشان می دهند (شكل ۴-۸-ب).

Zr که جزء عناصر با شدت ميدان بالا (HFS) می باشد بدليل داشتن شعاع يوني نسبتاً بزرگ (۷۹٪ آنگستروم) و بار الکترونيکي بالا وارد کانی های سنگ ساز رايچ نمي شود. از اين رو و به دليل اينكه Zr يك عنصر ناسازگار است در محصولات نهايی تفريقي ماگمايی به صورت کانی زيرکن به وفور يافت مي شود. نمودار تغييرات Zr نمونه های مورد مطالعه دارای روند افزایيشی هستند (شكل ۴-۸-ج). Hf نيز اغلب جايگزين Zr می شود، بنابراین در طی تفريقي روند افزایيشی دارد (شكل ۴-۸-د).

La جزء عناصر كمياپ خاكى (REE) است. بزرگ بودن يون های عناصر كمياپ خاكى، بطور قابل توجهی مانع از ورود آنها به کانی های معمولی می شود. بنابراین در يك سистем ماگمايی در حال سرد شدن، اين عناصر در مذاب باقی می مانند و در ادامه تفكیک بلوری، غلظت آنها به طور مداوم در مذاب باقیمانده افزایش می يابد. به همين دليل عناصر كمياپ خاكى در اين سистем ها ماهیت ناسازگار دارند. کانی های دارای جايگاه يوني بزرگ نظير زيرکن، آپاتيت و گارنت به آسانی بسياری از يون های اين عناصر را می پذيرند. روند تغييرات La نمونه ها، افزایيشی است (شكل ۴-۸-ه).

Sc شعاع يوني نزديك به  $Fe^{2+}$  بوده، بنابراین می تواند جانشين آن گردد. اين عنصر از گروه عناصر با شدت ميدان بالا (HFSE) بوده و در پيروكسنها، هورنبلند و بيوتيت تمرکز می يابد. ديارگرام تغييرات Sc در مقابل ضرير تفريقي، روند کاهشی را از اليوين بازالتها به سمت ترم های اسيدي تر نشان می دهد که با روند مشاهده شده برای  $Fe_2O_3(t)$  کاملاً سازگاري دارد (شكل ۴-۸-و). اين عنصر به واسطه اشكال در متعادل کردن بار مثبت اضافي که از طريق ساير جانشيني های مناسب ديگر بوجود می آيد، در اليوين های اوليه متمرکز نمي شود (مر، ۱۳۷۱). بنابراین Sc در ماگماي باقیمانده جمع شده و با شروع تبلور پيروكسنها، جانشين  $Fe^{2+}$  در اين کانیها می گردد.

V بصورت  $V^{3+}$  در ماگما حضور داشته و جانشين  $Fe^{3+}$  مگنتيت می شود. V همچنان در پيروكسنها، آمفيبولها و بيوتيتها وارد می گردد. در نمودار تغييرات V نسبت به ضرير تفريقي سنگ های منطقه، يك روند کاهشی با شيب تند دیده می شود (شكل ۴-۸-ز).

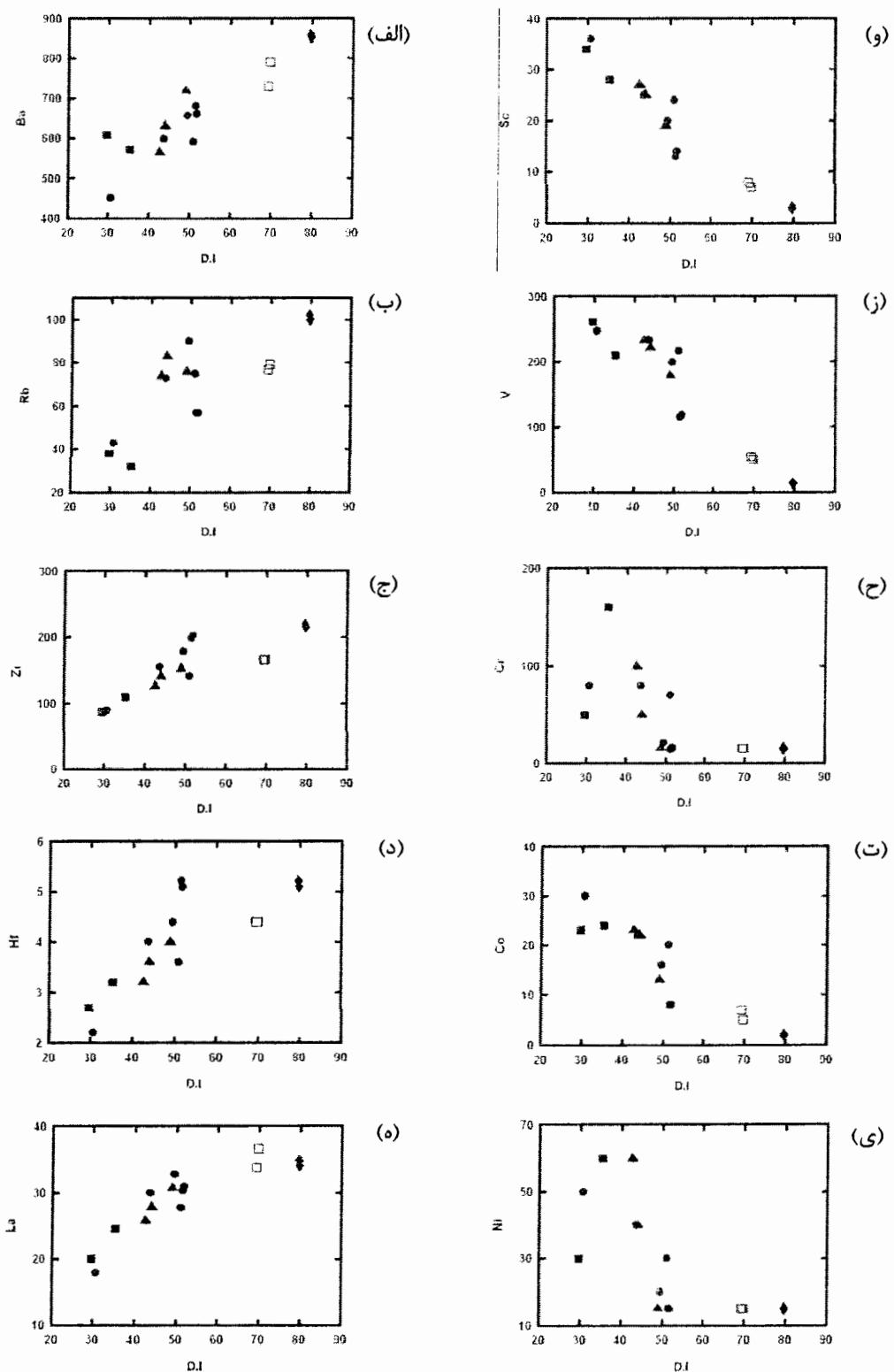
Cr نیز بصورت  $\text{Cr}^{3+}$  در ماسه موجود است و بدلیل سازگار بودن معمولاً در مراحل اولیه تبلور در ساختمان کانی‌هایی همچون کرومیت، اسپینل کرومیت و یا پیروکسن وارد می‌شود. بنابراین مقدار این عنصر در سنگ‌های حدواسط و اسیدی ناچیز می‌باشد. نمودار تغییرات این عنصر در نمونه‌ها، ابتدا یک روند کاهشی با شیب تند بوده و در ادامه در ترمehای حدواسط و اسیدی‌تر بصورت یکنواخت است (شکل ۴-۸-ح).

شعاع یونی Co مشابه شعاع یونی  $\text{Fe}^{2+}$  می‌باشد، بنابراین جانشین آن می‌شود. نسبت Co:Fe در کانی‌های زود تشکیل شده، در بیشترین حد است و در ادامه با تفیریق بلوری، این نسبت کاسته می‌شود. Co همچنین می‌تواند جانشین Mg نیز بشود، لذا براحتی در ساختمان الیوین وارد می‌شود. نمودار این عنصر در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه یک روند کاهشی را بین نمونه‌ها نشان می‌دهد (شکل ۴-۸-ت).

Ni دارای شعاع یونی و بار مشابه با Mg است. این عنصر بدلیل سازگاری، در کانی‌های فرومیزین مراحل اولیه تفیریق ماسه (بویژه الیوین) وارد می‌شوند بطوریکه، نسبت Ni:Mg در بلورهای زود تشکیل شده، بالاترین مقدار است. نمودار تغییرات این عنصر نسبت به ضریب تفیریق، بسیار شبیه نمودار تغییرات Cr است. یعنی در ابتدا یک روند کاهشی با شیب تند و در ادامه، در سنگ‌های حدواسط و اسیدی‌تر، روند یکنواخت مشاهده می‌گردد (شکل ۴-۸-ی).

همانطور که در این نمودارها دیده می‌شود، این عناصر دارای نمودارهای تغییرات کاملاً مشابه با یکدیگر بوده و انطباق بسیار خوبی با یکدیگر نشان می‌دهند. اختلافات کوچک مشاهده شده نیز احتمالاً ناشی از تفاوت‌های کوچک در خصوصیات ژئوشیمیایی این عناصر و یا نقش فرآیندهای ثانویه می‌باشد.

با عنایت به نمودارهای ارائه شده و با توجه به تفاوت‌های بارز روندهای ژئوشیمیایی داسیت‌ها با سایر سنگ‌های منطقه، به نظر می‌رسد فرآیند ترجیحی تشکیل ماسه‌ای اسیدی مربوطه، ذوب بخشی پوسته قاره‌ای در نتیجه تزریق ماسه‌ای پرحرارت بازیک به درون آن باشد. قرارگیری ماسه‌ای اسیدی سبک بر روی ماسه‌ای سنگینتر زیرین، نوعی منطقه‌بندی ترکیبی را در مخزن ماسه‌ای به وجود می‌آورد. تراکی آندزیت‌ها حاصل اختلاط ماسه‌ای بازیک با ماسه‌ای اسیدی حاصل از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای می‌باشند.



شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به ضریب تفریق برای نمونههای منطقه مورد مطالعه. علاوه بر رفته به مانند شکل ۶-۴ می باشد.

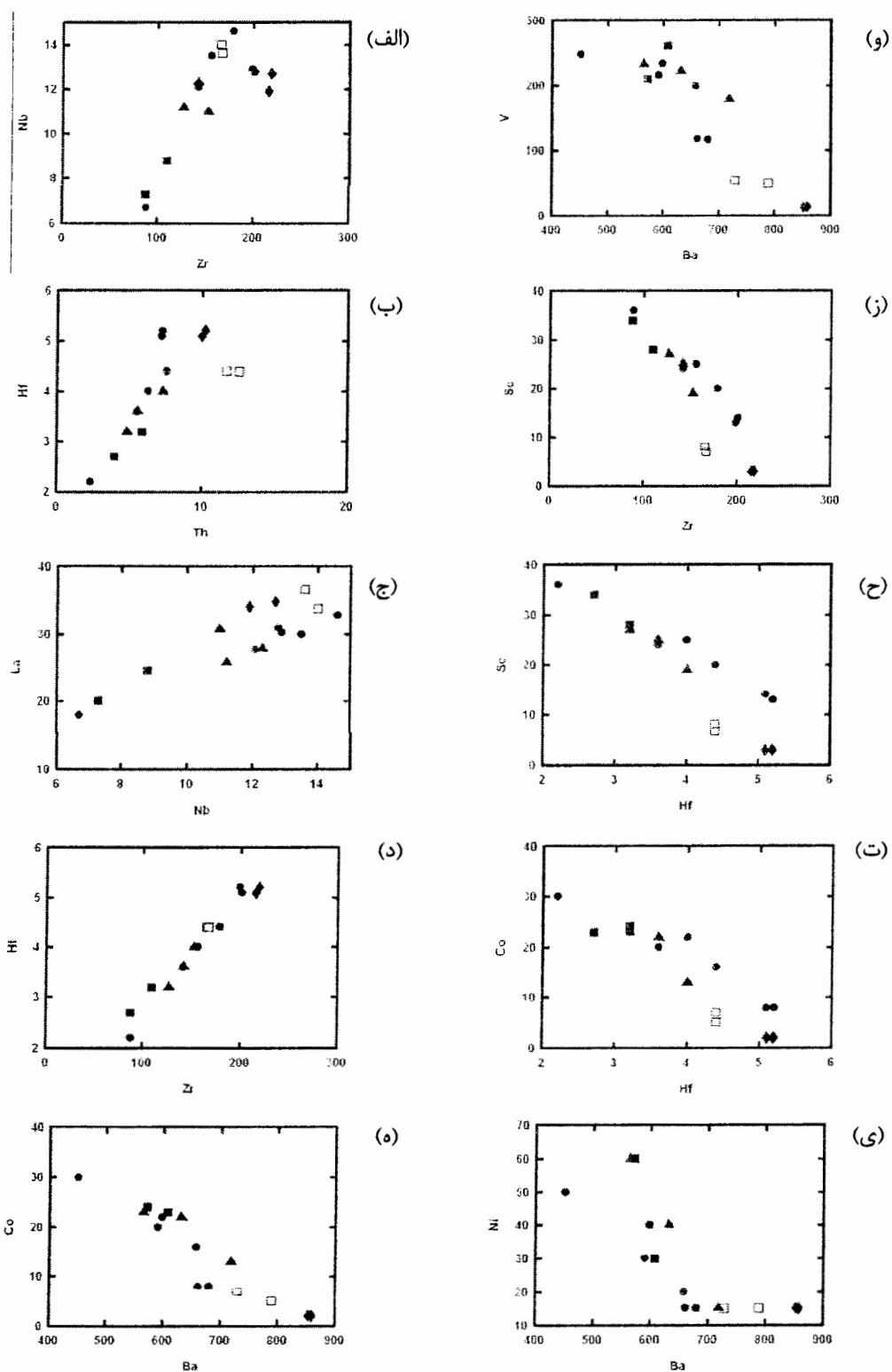
### ۴-۵-۳- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب

همانطور که ملاحظه شد در بیشتر نمودارهایی که تاکنون ارائه شده، روندهای مشخصی وجود دارد. این روندها مبین تغییرات موجود بین سنگ‌های منطقه و ارتباط زایشی آنها با یکدیگر است. برای پی بردن به چگونگی این ارتباط از نمودارهای بخصوصی استفاده می‌گردد. در این نمودارها دو عنصر ناسازگار و یا یک عنصر سازگار با یک عنصر ناسازگار در مقابل یکدیگر ترسیم می‌شوند. اگر در نمودارهای جفت عناصر ناسازگار، روند خطی و مثبت که از مبدأ مختصات نیز بگذرد مشاهده گردد و نمودارهای عنصر سازگار در مقابل عنصر ناسازگار، روند خطی و منفی را نشان دهند، در اینصورت فرآیند اصلی ارتباط بین سنگها تبلور تفریقی می‌باشد. در غیر این صورت ذوب بخشی متعادل با منشأ، عامل اصلی ارتباط است (راجرز و همکاران<sup>۱</sup>، ۱۹۸۰؛ ۱۹۸۴). عبور روندها از مبدأ، نشانگر شروع پذیرش عناصر ناسازگار در ساختمان کانیهای سنگساز است. با پیشرفت تبلور تفریقی مقدار عناصر ناسازگار در مذاب باقیمانده افزایش یافته و یک خط با شبیث مثبت بوجود می‌آورند. روند خطی یا غیر خطی بین عنصر سازگار و عنصر ناسازگار، بیانگر رابطه آنها طی تبلور تفریقی است که با کاهش مقدار عناصر سازگار بر مقدار عناصر ناسازگار افزوده می‌شود. عموماً فرض می‌شود که نسبت عناصر ناسازگار در طی ذوب بخشی یا تبلور تفریقی تغییر نمی‌کند و نسبت این عناصر ناسازگار که دارای ضرایب جدایش تقریباً یکسانی هستند می‌تواند نشان دهنده نسبت این عناصر در محل منشأ باشد (سان و مکدونوف<sup>۲</sup>، ۱۹۸۹). حال اگر تغییراتی در این نسبتها دیده شود بیانگر فرآیندهایی نظیر تغییرات درجه ذوب بخشی، اختلاط و آلایش ماگمایی می‌باشد.

سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای Hf-Zr، La-Nb، Hf-Th، Nb-Zr و Hf-Zr روندهای خطی با شبیث مثبت نشان می‌دهند (شکلهای ۴-۹-الف، ۴-۹-ب، ۴-۹-ج و ۴-۹-د) و در نمودارهای Ni-Ba و Co-Hf، Sc-Hf، Sc-Zr، V-Ba، Co-Ba می‌دهند (شکلهای ۴-۹-۵، ۴-۹-۶، ۴-۹-۷، ۴-۹-۸ و ۴-۹-۹-ت). چنانچه ملاحظه می‌شود. این نمودارها همگی بیانگر نقش اساسی تبلور تفریقی می‌باشند.

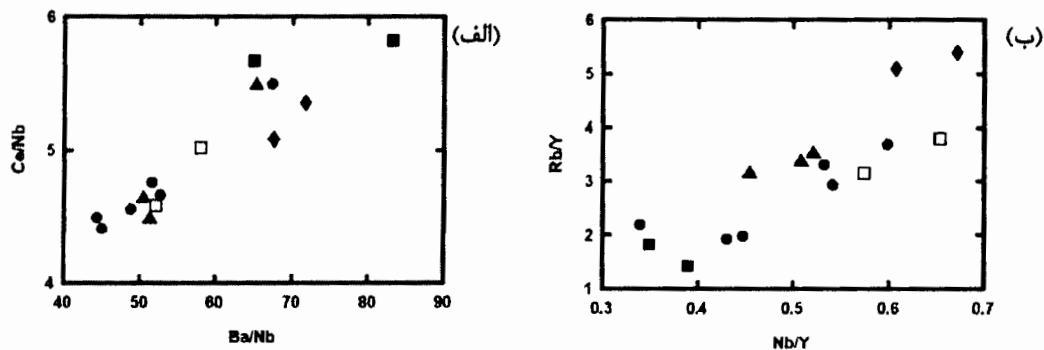
۱- Rogers et al.

2- Sun & McDonough



شکل ۹-۴- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار- سازگار- ناسازگار. ملاحظه می‌شود که بین جفت عناصر ناسازگار روند خطی مثبت و بین عناصر سازگار با ناسازگار روند خطی یا غیر خطی منفی وجود دارد. علائم بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.

در نمودارهای نسبت-نسبت عناصر ناسازگار  $Rb/Y$ ,  $Nb/Y$ ,  $Ce/Nb$ - $Ba/Nb$  و  $Y/Nb$  نیز این سنگها از انطباق خوبی با یکدیگر برخوردارند (شکلهای ۱۰-۴-الف و ۱۰-۴-ب). همانگونه که در این نمودارها نیز مشخص است، بین نمونه‌های الیوین بازالتی، آندزیتی و مونزوگابرویی منطقه، پیوستگی و ارتباط ژنتیکی وجود دارد و از این رو احتمال تشکیل آنها از یک منبع تولید مagma واحد زیاد است.



شکل ۱۰-۴ - موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای نسبت-نسبت عناصر ناسازگار Ce/Nb-Ba/Nb (الف) و Y/Y-Nb/Rb (ب). در این نمودارها نیز مشخص است که بین نمونه‌های منطقه پیوستگی و ارتباط ژنتیکی وجود دارد. علاوه بر کار رفته به مانند شکل ۶-۶ می‌باشد.

#### ۴-۶- اسیاپدر دیاگرامهای عناصر کمیاب

#### ۴-۶-۱- اسپایدر دیاگرام‌های عناصر کمیاب خاکی

عناصر کمیاب خاکی از مهمترین عناصر کمیاب بوده و شامل سری فلزات با عدد اتمی ۵۷ تا ۷۱ یعنی La تا Lu هستند. علاوه بر اینها عنصر Y نیز که دارای شعاع یونی شبیه به عنصر Ho است گاهی به این خانواده اضافه می‌گردد. معمولاً عناصری از این گروه که دارای عدد اتمی پائین هستند عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE)، عناصری که دارای عدد اتمی بالایی هستند عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) و عناصری که اعضای میانی این گروه هستند (از Sm تا Ho) عناصر کمیاب خاکی متوسط (MREE) نامیده می‌شوند.

تمام عناصر REE بدليل دارا بودن یونهای پایدار<sup>۳</sup> که اندازه‌های مشابهی نیز دارند، دارای خصوصیات شیمیایی و فیزیکی مشابهی هستند. اختلاف اندکی که در رفتارهای شیمیایی این عناصر

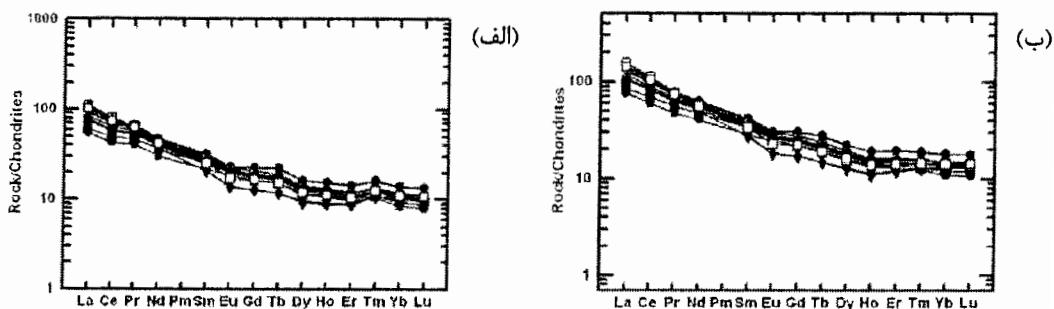
به چشم می‌خورد به علت کاهش یکنواخت اندازه یونی این عناصر با افزایش عدد اتمی می‌باشد. به موجب همین تفاوت‌های کوچک در اندازه یونی و نیز رفتار شیمیایی و فیزیکی، برخی از فرآیندهای پترولوزیکی موجب تفرق در سری REE می‌شوند. این همان پدیده‌ای است که در ژئوشیمی از آن جهت تعیین ژنز مجموعه‌های سنگی و تشخیص فرآیندهای پترولوزیکی استفاده می‌گردد (ROLINSON, 1993).

برای نرمالیزه کردن عناصر REE نمونه‌های سنگی محدوده مورد مطالعه از روش به هنجارسازی نسبت به کندریت ناکامورا<sup>1</sup> (1974) و سان و مکدونوف (1989) استفاده شده است. چنانچه مشخص است، LREE نسبت به HREE غنی‌شدنی نشان می‌دهند (شکلهای ۱۱-۴-الف و ۱۱-۴-ب). این پدیده می‌تواند نشانه حضور گارنت در محل منشأ باشد که با حفظ HREE در ساختمان خود موجب تهی‌شدنی این عناصر در ماقماً ایجاد شده می‌گردد. از سویی، این تفرقه‌یافتگی عناصر LREE نسبت به HREE ممکن است به علت حضور الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن نیز باشد (ROLINSON, 1993). به عقیده سریاستاوا و سینک<sup>2</sup> (۲۰۰۴)، غنی‌شدنی بیشتر عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) ممکن است در اثر دو عامل ایجاد شده باشد که این عوامل شامل درجات کم ذوب بخشی (۱۵%)> منبع گوشه‌های و یا آلایش ماقماً بوسیله مواد پوسته‌ای می‌باشد.

با توجه به اینکه پلازیوکلاز یکی از کانیهای عمدی در تمامی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه است، انتظار می‌رود که آنومالی مثبت در Eu دیده شود. ولیکن در هیچ یک از نمونه‌ها این آنومالی به چشم نمی‌خورد. بنا بر نظر ROLINSON (1993)، در شرایط فعالیت کم اکسیژن، ضرایب جدایش برای Eu بین پلازیوکلاز و مذاب بازالتی بالا است (عموماً بالاتر از ۱) و نسبت به سایر REE یک آنومالی نشان می‌دهد. در صورتی که در شرایط فعالیت زیاد اکسیژن ضرایب جدایش برای Eu پائین بوده و این عنصر مانند سایر عناصر کمیاب خاکی رفتار می‌کند. بنابراین شاید که در هنگام تشکیل و تبلور سنگهای منطقه فوگاسیته اکسیژن بالا بوده است. هماهنگی الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی نیز بیانگر این مطلب است که واحدهای سنگی منطقه با یکدیگر ارتباط زایشی دارند.

1- Nakamura

2- Srivastava & Singh



شکل ۱۱-۴ - اسپایدر دیاگرام‌های عناصر کمیاب خاکی به هنجار شده با کندریت سنگ‌های منطقه.  
 (الف) ناکامورا (۱۹۷۴) و (ب) سان و مکدونوف (۱۹۸۹). علامت بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.

#### ۲-۶-۴- اسپایدر دیاگرام‌های چند عنصری

علاوه بر عناصر کمیاب خاکی که جهت ترسیم اسپایدر دیاگرام‌های پترولوزی آذربین استفاده می‌شوند، از عناصر ناسازگار نیز می‌توان استفاده کرد که عبارت از برخی عناصر کمیاب به همراه عناصر کمیاب خاکی می‌باشند و نمودارهای چند عنصری نامیده می‌شوند. در این نمودارها عناصری که خیلی متحرک هستند در سمت چپ نمودار و براساس افزایش ناسازگاری و عناصر غیر متحرک در سمت راست و بر اساس افزایش ناسازگاری از راست به چپ مرتب شده‌اند (رولینسون، ۱۹۹۳). در این قسمت دو نوع اسپایدر دیاگرام چند عنصری، یکی اسپایدر دیاگرام چند عنصری به هنجار شده نسبت به کندریت و دیگری اسپایدر دیاگرام چند عنصری به هنجار شده نسبت به MORB رسم شده است. به نظر بسیاری از محققین، به هنجارسازی عناصر با مقادیر گوشتۀ اولیه مبتنی بر ارقام تخمینی است نه ارقام حقيقی. لذا هنجار کردن با مقادیر کندریتی و MORB ارجحیت دارد.

الف) اسپایدر دیاگرام چند عنصری به هنجار شده نسبت به کندریت  
 نمونه‌های سنگی منطقه در دو اسپایدر دیاگرام چند عنصری تامپسون<sup>۱</sup> (۱۹۸۲) و سان (۱۹۸۰) که نسبت به کندریت به هنجار شده‌اند، در LREE، K، Rb، Ba و Th آنومالی مثبت و در Nb، HREE

۱- Thompson

Ta و Ti آنومالی منفی نشان می‌دهند (شکل‌های ۱۲-۴-الف و ۱۲-۴-ب). به نظر پیرس<sup>۱</sup> (۱۹۸۲) مشاهده این ویژگیها در سنگ‌های آتش‌شانی دلیل مشخصی بر ارتباط آنها با پدیده فرورانش است.

ب) اسپایدر دیاگرام چند عنصری به هنجار شده نسبت به MORB در اسپایدر دیاگرام چند عنصری به هنجار شده با MORB پیرس (۱۹۸۳) نیز غنی شدگی قابل ملاحظه عناصر K, Zr, Ta, Rb, Ba, Th و همچنین LREE و آنومالی منفی متوسط تا شدید Ta, Nb, Ti و HREE دیده می‌شود (شکل ۱۲-۴-ج). به عقیده برخی محققین، این ویژگیها از مشخصات مagmaهای واپسیه به فرورانش است. همچنین تهی شدگی عناصر از چپ به راست در این دیاگرامها از ویژگیهای بارز نواحی کوه‌زایی است و نیز غنی شدگی LREE در سریهای کالکوآلکالن عادی است (گیل<sup>۲</sup>، ۱۹۸۱؛ هاوکسروث و همکاران<sup>۳</sup>، ۱۹۹۱؛ وودهد و همکاران<sup>۴</sup>، ۱۹۹۳؛ پیرس و همکاران، ۱۹۹۹؛ کاستیلو و همکاران<sup>۵</sup>، ۲۰۰۶).

با عنایت به توضیحات فوق می‌توان چنین نتیجه گرفت که سنگ‌های محدوده مورد مطالعه از مagmaهای کالکوآلکالن نواحی قاره‌ای بوجود آمده‌اند و پدیده فرورانش نقش اساسی در تشکیل آنها داشته است.

#### ۷-۴- سریهای magmaی

به طور کلی سنگ‌های آذرین به سریهای magmaی مختلفی تعلق دارند و مؤلفین مختلف بر اساس ویژگیهای ژئوشیمیایی نامهای متفاوتی را به آنها اختصاص داده‌اند. در این مبحث با استفاده از نمودارهای رایج سعی می‌شود سریهای magmaی نمونه‌های مورد مطالعه مشخص گردد.

#### ۷-۱- نمودار $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (۱۹۷۱) ایروین و باراگار<sup>۶</sup>

در این نمودار، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده‌ای حدفاصل بین سریهای آلکالن و ساب آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-۴).

1- Pearce

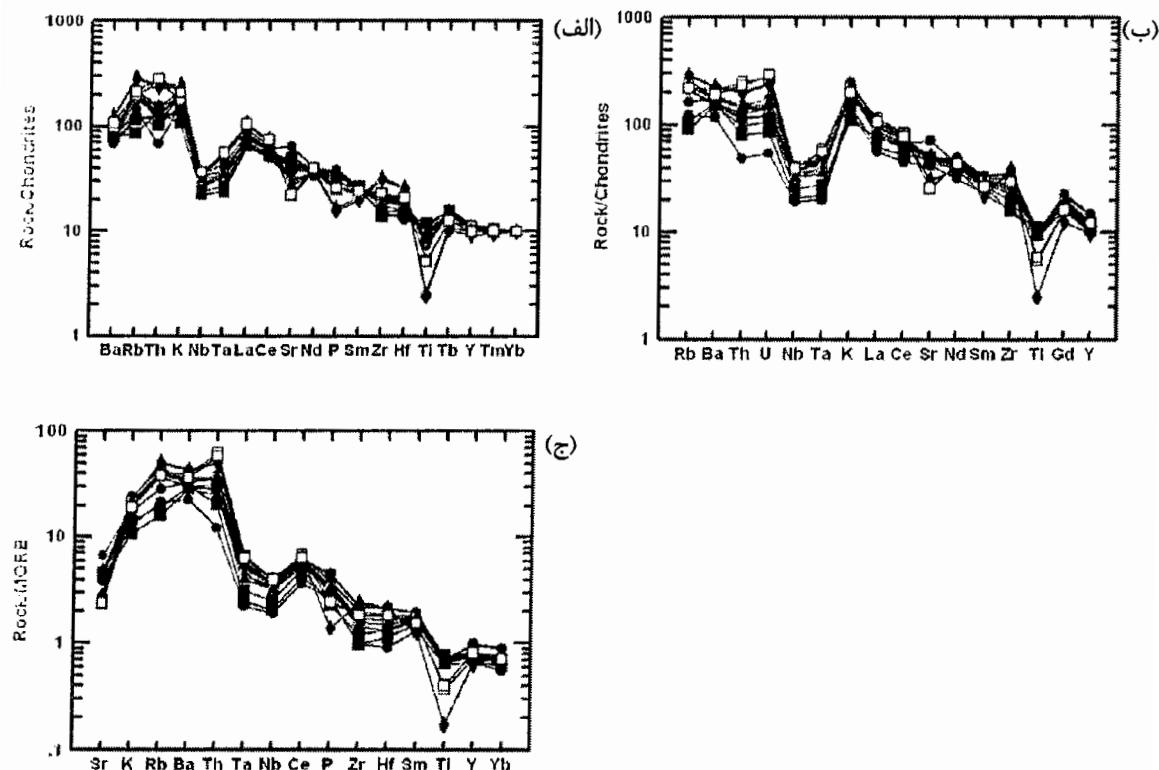
2- Gill

3- Hawkesworth et al.

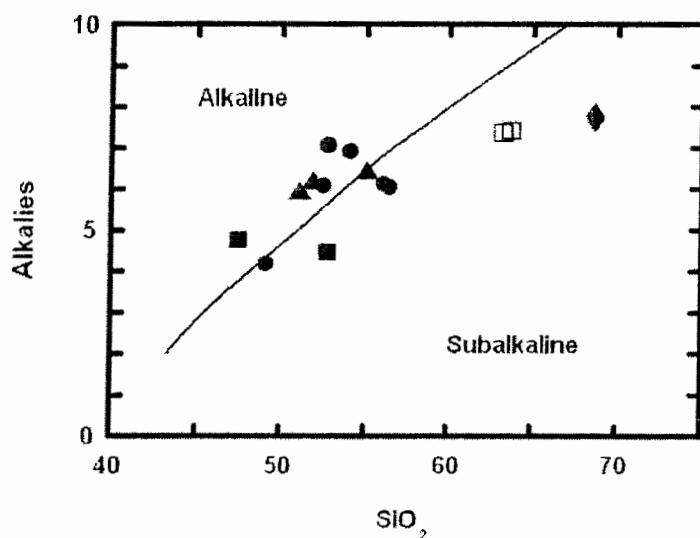
4- Woodhead et al.

5- Castillo et al.

6- Irvine & Baragar



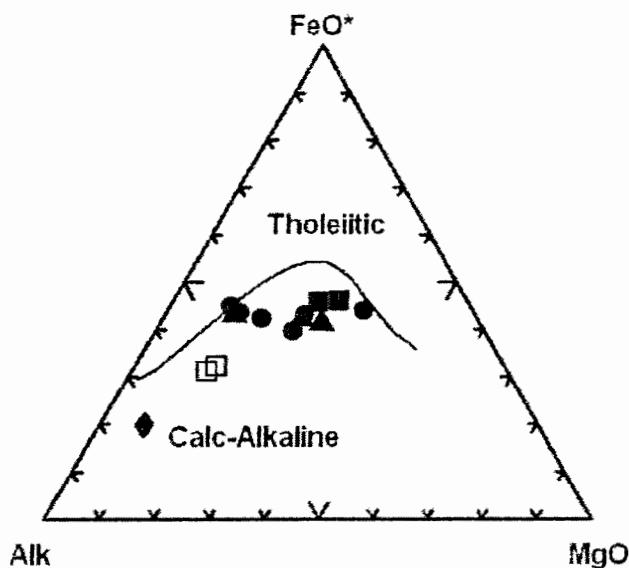
شکل ۱۲-۴- اسپایدر دیاگرامهای چند عنصری سنگهای منطقه: (الف) اسپایدر دیاگرام چند عنصری به هنجار شده نسبت به کندریت تامپسون (۱۹۸۲)، (ب) اسپایدر دیاگرام چند عنصری به هنجار شده نسبت به کندریت سان (۱۹۸۰) و (ج) اسپایدر دیاگرام چند عنصری به هنجار شده نسبت به MORB پیرس (۱۹۸۳). علامت بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.



شکل ۱۳-۴- نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - $\text{SiO}_2$  ایروین و باراگار (۱۹۷۱) جهت تفکیک قلمروهای سریهای آلکالن و ساب آلکالن و موقعیت نمونه‌های منطقه در آن. علامت بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.

#### ۴-۷-۲- نمودار سه‌تایی $\text{FeO}^*$ - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ - $\text{MgO}$ ایروین و باراگار (۱۹۷۱)

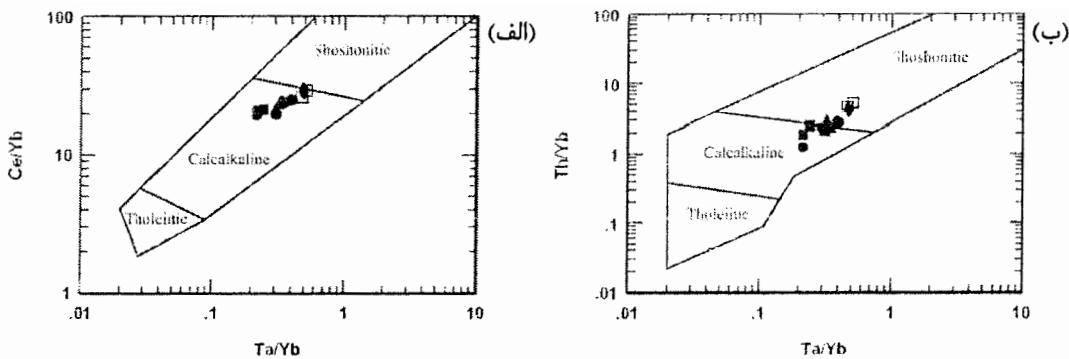
بر اساس این نمودار، سنگ‌های منطقه در محدوده سری کالکوآلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۱۴-۴).



شکل ۱۴-۴- نمودار سه‌تایی  $\text{FeO}^*$  -  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  -  $\text{MgO}$  ایروین و باراگار (۱۹۷۱) جهت تفکیک محدوده‌های تولئیتی و کالکوآلکالن و موقعیت نمونه‌های منطقه در آن. علامت بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.

#### ۴-۷-۳- نمودارهای نسبت-نسبت عناصر کمیاب $\text{Ce/Yb}$ و $\text{Th/Yb}$ در مقابل $\text{Ta/Yb}$

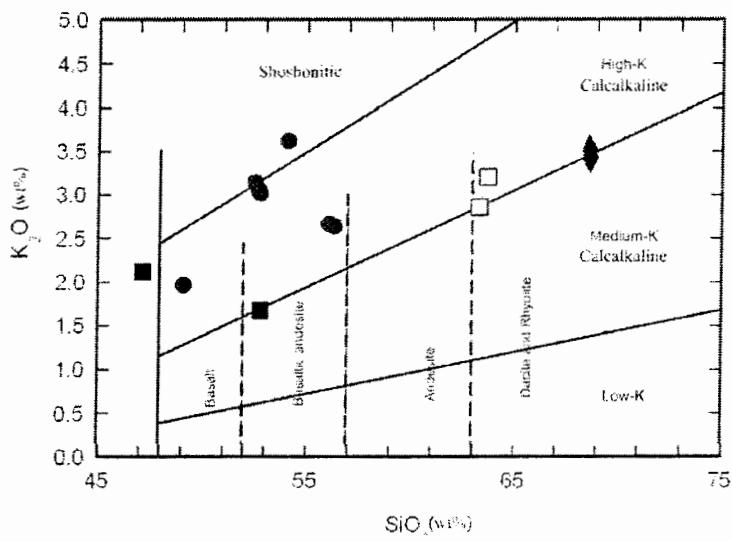
نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای نسبت-نسبت عناصر کمیاب  $\text{Ce/Yb}$  و  $\text{Th/Yb}$  در مقابل  $\text{Ta/Yb}$  (مولر و گروز<sup>۱</sup>، ۱۹۹۷) در قلمرو مرزی کالکوآلکالن و شوشونیتی قرار می‌گیرند. این گرایش به سمت ماهیت آلکالن می‌تواند در نتیجه آلودگی با مواد پوسته‌ای حاصل شده و یا به حوضه‌های پشت قوس مربوط باشد (شکل ۱۵-۴).



شکل ۱۵-۴ - نمودارهای نسبت-نسبت عناصر کمیاب: (الف) Ce/Yb- Ta/Yb و (ب) Th/Yb- Ta/Yb (مولر و گروز، ۱۹۹۷) و موقعیت نمونه‌های منطقه در آن. ملاحظه می‌شود که محل قرارگیری نمونه‌ها مرز بین محدوده‌های کالکوآلkalan و شوشونیتی می‌باشد. علامت بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.

#### ۴-۷-۴- نمودار $K_2O-SiO_2$ لومتر و همکاران<sup>۱</sup> (۱۹۸۹)

بر اساس نمودار مذکور، سنگ‌های سری ساب آلkalan به سه دسته کم پتاسیم، پتاسیم متوسط و پتاسیم بالا تقسیم می‌شوند. نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه، در قلمرو سری کالکوآلkalan پتاسیم بالا و تا حدودی پتاسیم متوسط جای می‌گیرند (شکل ۱۶-۴).



شکل ۱۶-۴ - نمودار  $K_2O-SiO_2$  لومتر و همکاران (۱۹۸۹) و موقعیت نمونه‌های منطقه در آن. همانگونه که مشاهده می‌شود غالب نمونه‌ها جزء سری پتاسیم بالا هستند. علامت بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.

۱- Le Maitre et al.

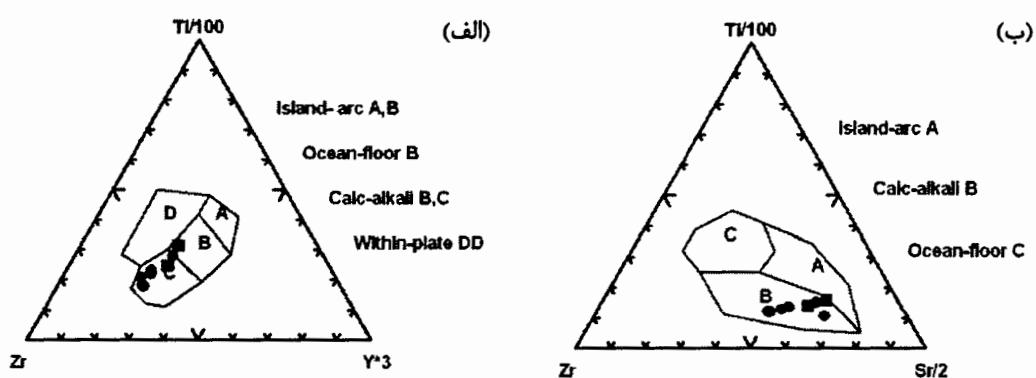
با توجه به نمودارهای فوق، مآگمای تولید شده را می‌توان کالکوآلکالن در نظر گرفت که در ادامه، دچار غنی‌شدگی از آلکالیها شده است.

#### ۴-۸-۴- جایگاه تکتونیکی

نمودارهای ژئوشیمیایی متعددی جهت تشخیص جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفسانی پیشنهاد گردیده که عمدتاً مربوط به انواع بازالت‌ها است. در بکارگیری این نمودارها باید به این نکته توجه داشت که این نمودارها در بهترین حالت، فقط احتمال وجود یک محیط تکتونیکی را نشان می‌دهند و هرگز نباید از آنها برای اثبات وجود آن محیط تکتونیکی استفاده کرد. با توجه به اینکه سری مآگمایی سنگ‌های منطقه در نمودارهای قبلی، از نوع کالکوآلکالن تشخیص داده شده است، لذا در این قسمت سعی می‌شود بر همین اساس جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مذبور مشخص شود.

#### ۱-۸-۴- نمودارهای $Ti/100$ - $Zr$ - $Sr/2$ و $Ti/100$ - $Zr$ - $Y^{*3}$ پیرس و کن<sup>۱</sup> (۱۹۷۳)

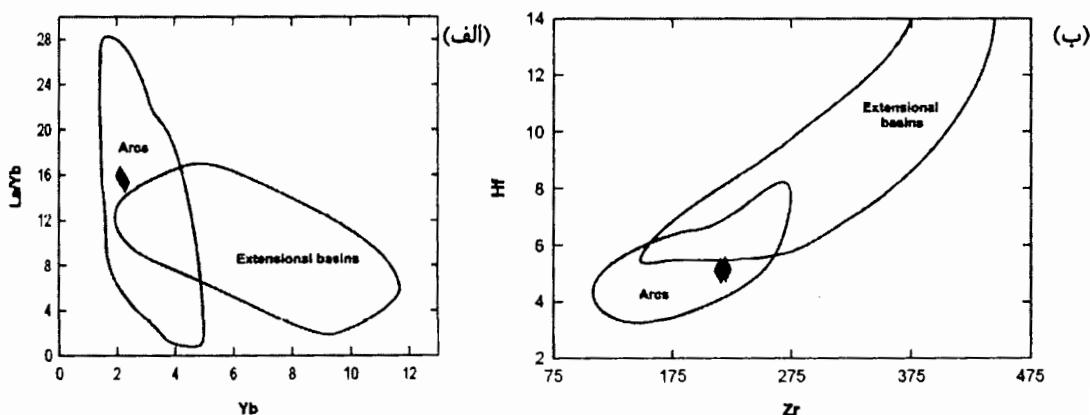
در این نمودارها، اغلب نمونه‌ها در قلمرو بازالت‌های کالکوآلکالن قرار گرفته‌اند (شکل ۱۷-۴).



شکل ۱۷-۴- نمودارهای تعیین جایگاه تکتونیکی: (الف)  $Ti/100$ - $Zr$ - $Y^{*3}$  و (ب)  $Ti/100$ - $Zr$ - $Sr/2$  (پیرس و کن، ۱۹۷۳) و موقعیت نمونه‌های منطقه در آن. علامت بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.

#### ۴-۸-۲- نمودارهای Hf-Zr و La/Yb-Yb کاندی<sup>۱</sup> (۱۹۸۶)

این نمودار جهت مشخص کردن سنگهای فلزیک قوسها و حوضه‌های کششی بکار می‌رود. حوضه‌های کششی شامل ریفت‌های قاره‌ای و حوضه‌های پشت قوس می‌باشد. در هر دو نمودار، سنگ‌های داسیتی منطقه در محدوده قوسها قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲).



شکل ۴-۲- نمودارهای (الف) Hf-Zr و (ب) La/Yb-Yb جهت تمایز کردن سنگهای فلزیک قوسها و حوضه‌های کششی (کاندی، ۱۹۸۶) و موقعیت نمونه‌های داسیتی منطقه در آن. در هر دو نمودار، سنگ‌های داسیتی منطقه در محدوده قوسها قرار می‌گیرند. علامه بکار رفته به مانند شکل ۴-۲ می‌باشد.

#### ۴-۸-۳- نمودار Zr/Y-Ti/Y پیرس و گیل<sup>۲</sup> (۱۹۷۷)

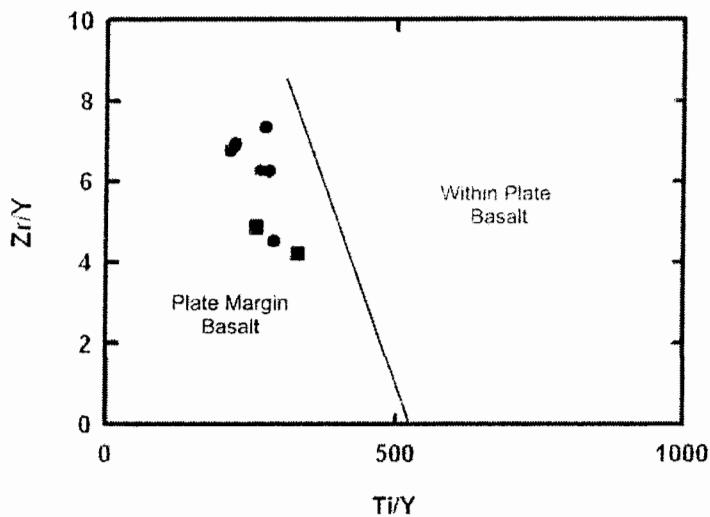
این نمودار دو متغیره بر اساس نسبتهاي  $Y/Ti$  و  $Y/Zr$  ترسیم شده است. در این نمودار از غنی شدگی  $Ti$  و  $Zr$  و عدم غنی شدگی  $Y$  در بازالت‌های درون صفحه‌ای استفاده شده و به نحو خوبی بازالت‌های درون صفحه‌ای و بازالت‌های حاشیه صفحه‌ای از هم تفکیک می‌کند. در این نمودار، تمامی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های حاشیه صفحه قرار می‌گیرند (شکل ۴-۳).

#### ۴-۸-۴- نمودار Zr/Y-Zr پیرس (۱۹۸۳)

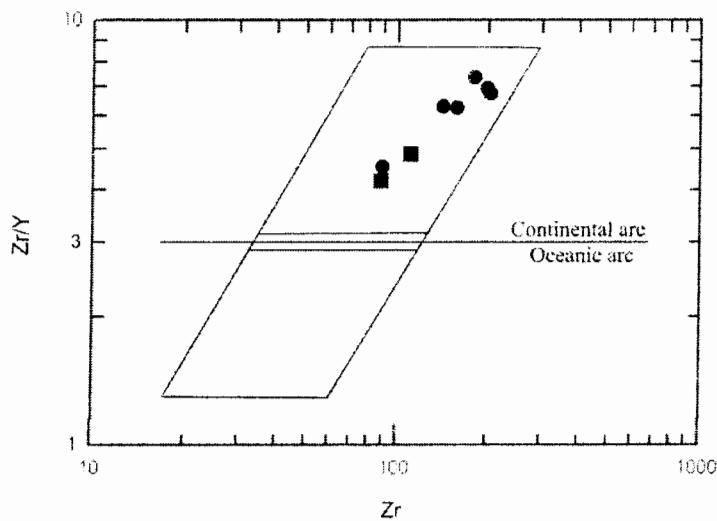
در این نمودار که بازالت‌های قوس‌های اقیانوسی را از بازالت‌های قوس قاره‌ای تفکیک می‌کند، نمونه‌های سنگی منطقه در محدوده قوس قاره‌ای جای می‌گیرند (شکل ۴-۲۰).

1- Condie

2- Pearce & Gale



شکل ۱۹-۴- نمودار  $Zr/Y$ - $Ti/Y$  جهت تفکیک بازالت‌های درون صفحه‌ای و بازالت‌های حاشیه‌ای (پیرس و گیل، ۱۹۷۷) و قرارگیری نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های حاشیه صفحه. علامت بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.



شکل ۲۰-۴- نمودار  $Zr/Y$ - $Zr$  جهت تفکیک بازالت‌های قوس‌های اقیانوسی و بازالت‌های قوس‌های قاره‌ای (پیرس، ۱۹۸۳) و قرارگیری نمونه‌های منطقه در محدوده قوس قاره‌ای. علامت بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.

#### ۴-۵- نمودارهای مولر و همکاران<sup>۱</sup> (۱۹۹۲)

در این سری نمودارها که جهت تشخیص محیط تکتونیکی سنگ‌های آذرین پتابیک استفاده می‌شود، پنج محیط تکتونیکی از یکدیگر متمایز شده‌اند که عبارتند از:

۱- Muller et al.

- قوس قاره‌ای (CAP)

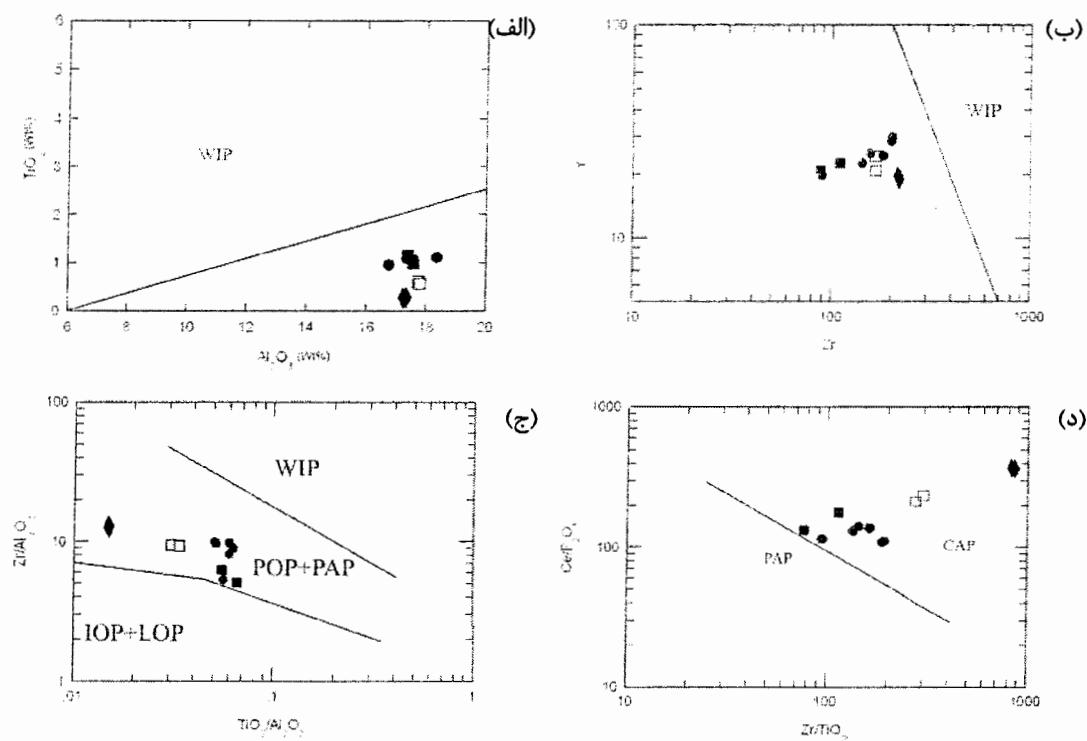
- قوس اقیانوسی ابتدایی (IOP)

- قوس اقیانوسی انتهایی (LOP)

- قوس بعد از برخورد (PAP)

- داخل صفحه (WIP)

با استفاده از این نمودارها مشخص می‌گردد که نمونه‌های مورد مطالعه خارج از محدوده WIP (شکل‌های ۲۱-۴-الف و ۲۱-۴-ب) و در محدوده قوس قاره‌ای و قوس بعد از برخورد (شکل‌های ۲۱-۴-ج و ۲۱-۴-د) قرار می‌گیرند.



شکل ۲۱-۴- نمودارهای مولر و همکاران (۱۹۹۲) که جهت تشخیص محیط تکتونیکی سنگ‌های آذرین پاتاسیک کاربرد دارد و موقعیت نمونه‌های منطقه در جایگاه قوس قاره‌ای. علائم بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.

#### ۴-۸-۶- نمودارهای وود<sup>۱</sup> (۱۹۸۰)

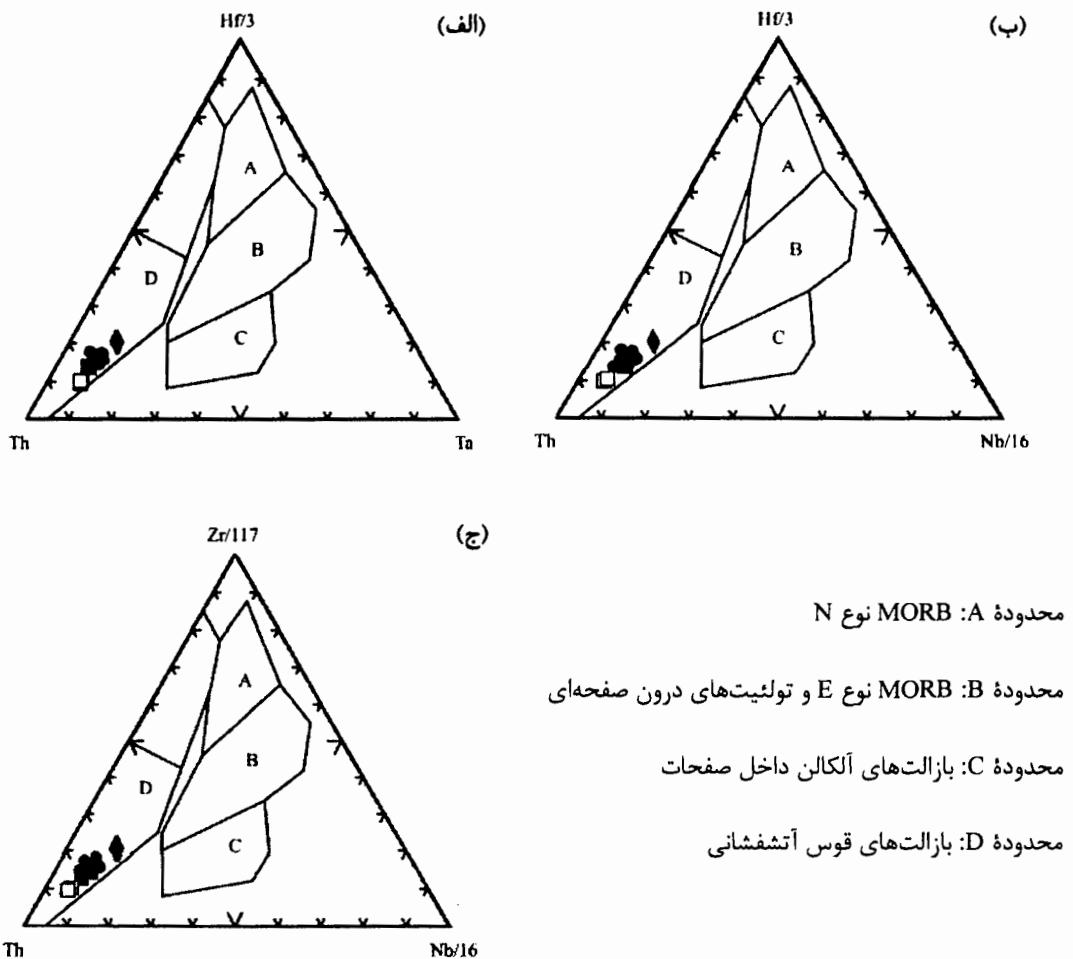
وود (۱۹۸۰) با استفاده از پنج عنصر از گروه HFSE (Nb, Ta, Th, Hf و Zr) سه نمودار مثلثی ارائه نموده است که در آنها انواع بازالت‌ها را می‌توان از یکدیگر متمایز نمود. این سه نمودار علاوه بر بازالت‌ها برای گدازه‌های حد واسط و سیلیسی نیز کاربرد دارد و خصوصاً بازالت‌های قوس آتشفشاری را می‌توان در آن مشخص نمود (رولینسون، ۱۹۹۳). این نمودارها با چهار محدوده مشخص شده‌اند. نوع N در محدوده A، MORB نوع E و تولئیت‌های درون صفحه‌ای در محدوده B، بازالت‌های آلکالن داخل صفحات در محدوده C و بازالت‌های قوس آتشفشاری در محدوده D قرار می‌گیرند. محدوده D توسط یک خط چین با مشخصات  $Hf/Th=3$  به دو زیر مجموعه تولئیت‌های جزایر قوسی با  $Hf/Th>3$  و بازالت‌های کالکوآلکالن با  $Hf/Th<3$  تقسیم می‌شود. نمونه‌های مورد مطالعه، در قسمت بازالت‌های قوس آتشفشاری کالکوآلکالن واقع شده‌اند (شکل ۲۲-۴).

#### ۴-۸-۷- نمودار La/10-Y/15-Nb/8 کابانیس و لکول<sup>۲</sup> (۱۹۸۹)

در این نمودار سه محدوده اصلی بازالت‌های قوس آتشفشاری (۱)، بازالت‌های قاره‌ای (۲) و بازالت‌های اقیانوسی (۳) از یکدیگر تفکیک می‌شوند. زیر محدوده‌های فرعی نیز عبارتند از: محدوده ۱A بازالت‌های کالکوآلکالن، محدوده ۱C تولئیت‌های جزایر قوسی و محدوده ۱B منطقه همپوشانی ۱A و ۱C است. محدوده ۲A مشخصه بازالت‌های قاره‌ای بوده و محدوده ۲B نیز تولئیت‌های قاره‌ای پشت قوس را معرفی می‌کند. محدوده ۳D، محدوده N، محدوده ۳C و ۳B، MORB نوع E غنی B و ۳A نیز محدوده آلکالی بازالت‌های ریفت بین قاره‌ای را نشان شده و C کمی غنی شده) و محدوده ۱A یعنی محدوده بازالت‌های قوس آتشفشاری می‌دهد. نمونه‌های محدوده مطالعه در محدوده ۱A یعنی محدوده بازالت‌های قوس آتشفشاری کالکوآلکالن واقع می‌شوند (شکل ۲۳-۴).

1- Wood

2- Cabanis & Lecolle

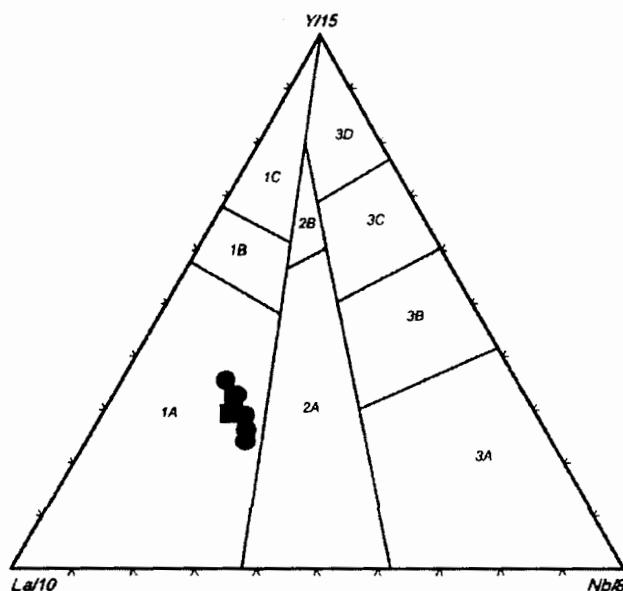


شکل ۲۲-۴- نمودارهای مثلثی وود (۱۹۸۰) جهت تفکیک انواع بازالتها و قرارگیری نمونه‌های منطقه در قسمت بازالت‌های قوس آتشفشنانی کالکوآلکالن. علامت بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.

#### ۸-۸-۴- نمودار Y-Cr (پیرس ۱۹۸۲)

غلظت‌های پائین Cr در بازالت‌های قوس آتشفشنانی نسبت به سایر انواع بازالت‌ها در تعدادی از نمودارهای متمایز‌کننده جهت تعیین بازالت‌های قوس آتشفشنانی به کار می‌رود (رولینسون، ۱۹۹۳). Cr در کانیهایی مثل الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن و نیز اسپینل در مذاب‌های بازالتی سازگار است. غلظت پائین Cr در سنگ‌های قوس آتشفشنانی یا تابعی از مقادیر متفاوت ذوب گوشته از MORB است و یا تفاوت در روند تفریق. از سوی دیگر، Y در بازالت‌های جزایر قوسی، نسبت به سایر انواع بازالت‌ها، با درجه معینی از تفریق، تهی می‌شود. بنابراین نمودار Cr در مقابل Y به طور

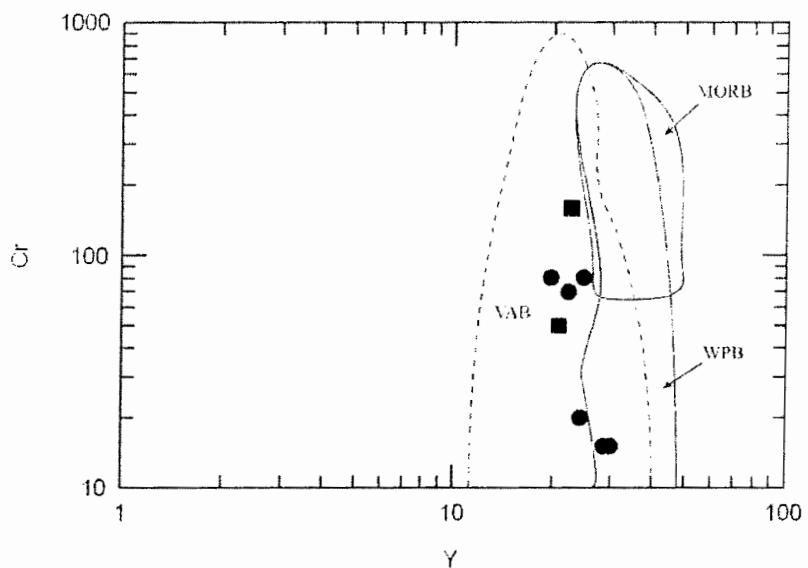
مؤثری MORB و بازالت‌های قوس آتشفشانی را با همپوشانی کمی از هم جدا می‌کند. از طرفی، محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای با محدوده MORB و بازالت‌های قوس آتشفشانی همپوشانی می‌کند. در این نمودار، سنگ‌های محدوده مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های قوس آتشفشانی جای می‌گیرند (شکل ۲۴-۴).



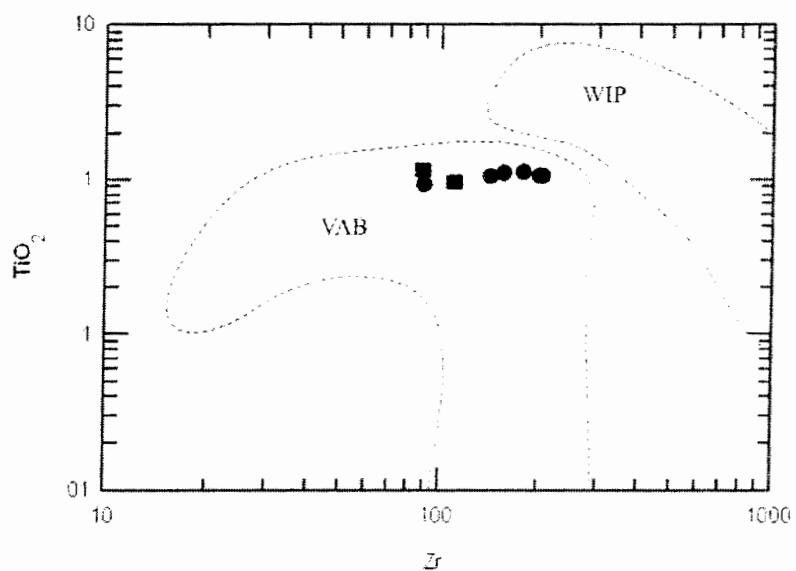
شکل ۲۳-۴ - نمودار متمایز کننده بازالت‌ها براساس  $La/10-Y/15-Nb/8$  کابانیس و لکول (۱۹۸۹). سه محدوده اصلی، بازالت‌های قوس آتشفشانی (۱)، بازالت‌های قاره‌ای (۲) و بازالت‌های اقیانوسی (۳) را نشان می‌دهند. زیر محدوده‌های فرعی عبارتند از: محدوده ۱A بازالت‌های کالکوآلکالن، محدوده ۱C تولیت‌های جزایر قوسی، محدوده ۱B منطقه همپوشانی ۱A و ۱C، محدوده ۲A بازالت‌های قاره‌ای، محدوده ۲B تولیت‌های قاره‌ای پشت قوس، محدوده ۳D، محدوده ۳C و ۳B E-MORB، محدوده ۳A غنی شده و C کمی غنی شده و محدوده ۳A نیز محدوده آکالی بازالت‌های ریفت بین قاره‌ای. نمونه‌های منطقه در محدوده بازالت‌های قوس آتشفشانی کالکوآلکالن قرار گرفته‌اند. علائم بکار رفته به مانند شکل ۴-۶ می‌باشد.

#### ۴-۸-۹ - نمودار $TiO_2-Zr$ پیرس (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 ۲۵-۴).



شکل ۴-۲۴- نمودار  $\text{Cr}$ - $\text{Y}$  جهت تمایز بازالت‌های قوس آتشفشاری (VAB) از بازالت‌های پشتۀ میان اقیانوسی (MORB) و بازالت‌های داخل صفحات (WPB) (پیرس، ۱۹۸۲). و موقعیت نمونه‌های منونه‌های منطقه در محدوده قوس آتشفشاری. علامت بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.

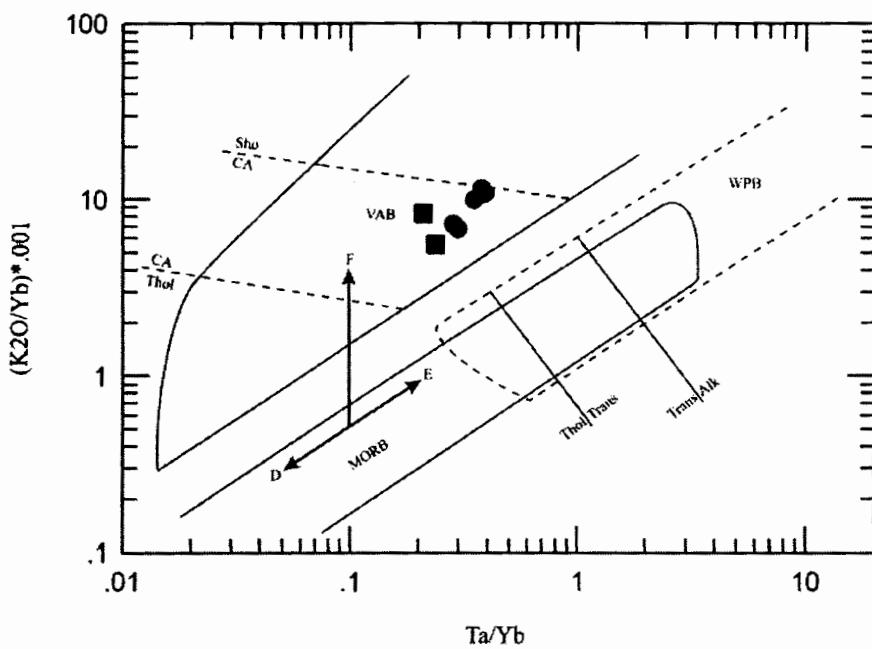


شکل ۴-۲۵- نمودار  $\text{TiO}_2$ - $\text{Zr}$  جهت تشخیص بازالت‌های قوس آتشفشاری از انواع درون صفحه‌ای (پیرس، ۱۹۸۲). و قرارگیری نمونه‌های منطقه در جایگاه قوس آتشفشاری. علامت بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.

#### ۱۰-۸-۴ - نمودار K/Yb - Ta/Yb پیرس (۱۹۸۲)

این نمودار بر اساس تفاوت در رفتار K و Ta در بازالت‌های قوس آتشفشاری است. بر خلاف MORB که در آن نسبت K/Ta تقریباً ثابت است، تحرک بالای K در سیال آبی نسبت به Ta بدین معناست که در بازالت‌های قوس آتشفشاری K/Ta همیشه بالا خواهد بود (رولینسون، ۱۹۹۳). در این نمودار ناهمگنی منشأ K و Ta را بطور مساوی تحت تأثیر قرار می‌دهد زیرا هر دو، جزء عناصر ناسازگارند و لذا ترکیب گوشته نسبت به گوشته اولیه در طول یک شیب واحد به سمت نسبت‌های بالاتر یا پایین‌تر K/Yb و Ta/Yb حرکت خواهد کرد. از طرفی دیگر فاز سیال، K را (بر عکس Ta) غنی کرده و بصورت روندی موازی با محور K/Yb نشان می‌دهد.

نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در این نمودار در قلمرو مرزی کالکوآلکالن و شوشوونیتی قوسهای آتشفشاری قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۶).



شکل ۴-۲۶- نمودار K/Yb-Ta/Yb که محدوده‌های بازالت‌های قوس آتشفشاری، MORB و بازالت‌های درون صفحه‌ای را نشان می‌دهد (پیرس، ۱۹۸۲). پیکانهای پر رنگ مسیر تهی شدگی گوشته (D)، غنی شدگی پوسته (E) و غنی شدگی به وسیله یک فاز سیال (F) را نشان می‌دهد. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در این نمودار در قلمرو مرزی کالکوآلکالن و شوشوونیتی قوسهای آتشفشاری قرار می‌گیرند و غنی شدگی پوسته و فاز سیال را نشان می‌دهند. علائم بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.

به نظر ژوتو و موری<sup>۱</sup> (۱۹۹۸) قوسهای آتشفشاری را می‌توان براساس نسبت Ce/Yb آنها به دو دسته غنی‌شده و کمی غنی‌شده تقسیم کرد. اگر این نسبت بیشتر از ۱۵ باشد قوس از نوع غنی‌شده و چنانچه کمتر از ۱۵ باشد از نوع کمی غنی‌شده است (درویش‌زاده، ۱۳۸۱). بعلاوه، در قوسهای کمی غنی‌شده این دو عنصر با یکدیگر تغییر می‌کنند اما در قوسهای غنی‌شده مقدار این نسبت در واقع بیانگر نسبت این عناصر در محل منشأ، میزان ذوب بخشی، مشارکت رسوبات روی صفحه فرورونده در تولید مذاب و یا میزان واکنش متقابل بین مذاب گوشتیه‌ای و پوسته قاره‌ای است. میانگین این نسبت در سنگهای منطقه مورد مطالعه ۲۳/۴ می‌باشد که حاکی از تعلق آنها به یک قوس غنی شده است. این غنی‌شدنی می‌تواند ناشی از متاسوماتیسم شدید منبع گوشتیه‌ای، نرخ پایین ذوب بخشی محل منشأ و آلودگی ماقما با مواد پوسته‌ای باشد. هر یک از عوامل ذکر شده، با افزایش LREE نسبت به HREE در سنگها، باعث افزایش این نسبت می‌شوند.

از مجموع نمودارهای ارائه شده می‌توان نتیجه‌گیری کرد که سنگهای منطقه مورد مطالعه از تبلور یک ماقمای کالکوآلکالن پتاسیک حاصل شده‌اند و موقعیت تکتونیکی ماقماتیسم نیز یک قوس آتشفشاری غنی شده قاره‌ای در ارتباط با فرورانش و یا تصادم قاره‌ای تعیین شده است. پتاسیک بودن آن نیز می‌تواند به دلیل دور بودن نسبی منطقه از محل فرورانش باشد. البته تشکیل اینگونه ماقماها همچنین می‌تواند نتیجه کشش‌های لیتوسفری در مناطق دور از محور فرورانش هم باشد. که در ادامه بحث به طور مفصلتری به این مورد خواهیم پرداخت.

## فصل پنجم

### پتروژنر

#### ۱-۵ - مقدمه

در فصلهای گذشته روابط صحرایی و ویژگیهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگهای محدوده مطالعاتی مورد بررسی قرار گرفت. در این فصل با بهره‌گیری از این اطلاعات به چگونگی تشکیل سنگهای منطقه (پتروژنر) پرداخته می‌شود. در بررسی روابط صحرایی واحدهای مختلف سنگی منطقه، رخسارهای مختلف ولکانی کلاستیک (آذرآواری، اپیکلاستیک و اتوکلاستیک)، گدازهای آتشفسانی، دایکها و سنگهای نفوذی مشاهده گردید و مطالعات پتروگرافی نیز تغییرات پیوسته‌ای را از حضور کانیها از جمله پلاژیوکلاز، الیوین، کلینوپیروکسن و فلدسپات آلکالن را در سنگهای منطقه نشان می‌دهد. با توجه به دیاگرامهای تغییرات شیمیایی ارائه شده، در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، یک ارتباط ووابستگی بین روانه گدازهای الیوین بازالت و آندزیت با مونزوگابروها دیده می‌شود. با توجه به تفاوت‌های بارز روندهای ژئوشیمیایی داسیتها و تراکی آندزیتها با سایر سنگهای منطقه، به نظر می‌رسد فرآیند ترجیحی تشکیل ماقمای اسیدی مربوطه، ذوب بخشی پوسته قاره‌ای در نتیجه تزریق ماقماهای پرحرارت بازیک به درون آن باشد و تراکی آندزیتها حاصل اختلاط ماقمای بازیک با ماقمای اسیدی حاصل از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای می‌باشند. همچنین اسپایدردیاگرامهای عناصر خاکی نادر و چند عنصری و دیاگرامهای تکتونوماقمایی الگوی خاص مناطق فرورانش حاشیه قاره را نشان می‌دهند.

نظر به اینکه منطقه مورد مطالعه در نوار آتشفسانی ترشیاری البرز واقع می‌باشد، در اینجا لازم می‌باشد که قبل از ادامه بحث، به طور اجمالی به تحولات تکتونیکی- رسوبی البرز پرداخته شود.

## ۲-۵- تحولات تکتونیکی- رسوبی البرز

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 زمین‌شناسان حاصل فروزانش پوسته اقیانوسی پالئوتیس به زیر حاشیه جنوبی اوراسیا و متعاقب آن تصادم میان خردہ ورقه ایران و توران در تریاس پسین بوده است. رشته کوه البرز با طول قریب به ۲۰۰۰ کیلومتر به شکل سینوسی و با روند کلی شرقی- غربی از شرق به کوههای پاراپامیسوس (شمال افغانستان) و از غرب به کوههای قفقاز کوچک (جمهوری‌های ارمنستان و آذربایجان) متصل است. این رشته کوه همچنین از شمال به بلوك فروافتاده خزر (اشتوکلين، ۱۹۷۴) و از جنوب به فلات ایران مرکزی محدود می‌شود. روند ساختاری کوههای بخش غربی البرز شمال‌غرب- جنوب‌شرق و تا اندازه‌ای با نوار شمالی زاگرس چین‌خورده هم جهت است. در حالی که روند ساختاری بخش شرقی کوههای البرز تقریباً شمال‌شرق- جنوب‌غرب و با امتداد گسل بزرگ کویر موازی است (بربریان، ۱۹۷۶؛ نوگل، ۱۹۷۸). در سمت غرب و مرکز، البرز از جنوب به مجموعه ماگمای ارومیه- دختر محدود شده است. این نوار متأثر از کوهزایی‌های سیمیرین و آلپی بوده و تاریخچه تکتونیک ناحیه‌ای آن بطور عمده‌ای نامعلوم مانده است (علوی، ۱۹۹۶). زمین‌شناسان بسیاری به مطالعه بخش‌های مختلف این مجموعه کوهزایی پرداخته‌اند و نتیجه مطالعات آنها به شکل نقشه‌ها و گزارشات متنوع منتشر شده است. مطالعات تحولات تکوینی این مجموعه به درک بهتر فرآیند تشکیل و از میان رفتان اقیانوس پالئوتیس و سازوکار کوهزایی آن کمک می‌کند.

همانگونه که گفته شد بین تکوین و تکامل البرز و یک رویداد تصادمی در تریاس پسین ارتباط تنگاتنگی وجود دارد. این تصادم بدنبال فروزانش پوسته اقیانوسی پالئوتیس به زیر حاشیه جنوبی ورقه توران روی داده است. تصادم قاره‌ای در تریاس پسین تاریخ تحولات تکتونیکی- رسوبگذاری البرز را به دو مرحله تقسیم نموده است. در مرحله اول که پالئوزوئیک و تریاس را در بر می‌گیرد البرز یک حاشیه غیر فعال بوده و مشابه سایر حواشی غیر فعال از تکامل یک حاشیه ریفتی ایجاد

شده است و در مرحله دوم که با تصادم قاره‌ای، فرارانش مجموعه‌های افیولیتی- دگرگونی بر روی حاشیه‌شمالی ایران، گسلشن راندگی و کوهزایی در تریاس پسین آغاز شده است، البرز شرایط یک حوضه فورلند دریایی و خشکی را تا عهد حاضر تجربه کرده است (رحیمی، ۱۳۸۱).

با بسته شدن اقیانوس پالئوتیس، نوار کوهزایی البرز تکوین یافته و حاشیه غیرفعال شمال ایران به یک حوضه فورلند حاشیه‌ای تبدیل شده است. رسوبگذاری و تحولات تکتونیکی حاشیه شمال ایران از این پس در چارچوب قانونمندیهای حاکم بر حوضه‌های فورلند دریایی و در ارتباط تنگاتنگ با فعالیت نوار کوهزایی البرز بوده است. حوضه‌های فورلند حاشیه‌ای، حوضه‌هایی هستند که حاصل خمث لیتوسفر در نتیجه اعمال نیرو توسط نوارهای چین‌خورده- گسلیده می‌باشند. این حوضه‌ها حالت نامتقارن داشته و عمق آنها از سمت نوار چین‌خورده- گسلیده به سمت داخل قاره کاهش می‌یابد. در چینه‌نگاری حوضه‌های فورلند عواملی نظیر رفتار لیتوسفر در قبال نیروهای وارد و پارامترهای خمثی لیتوسفر تأثیر مستقیم داشته و عواملی نظیر لیتولوژی در نوار چین‌خورده- گسلیده، تغییرات سطح جهانی آبها و آب و هوا تأثیر غیر مستقیم دارند (رحیمی، ۱۳۸۱).

تصادم میان خرد ورقه ایران و ورقه توران با نزدیکی به تریاس پسین آخرین مراحل تکامل خود را سپری می‌کرده است. این جایگزینی، خمث لیتوسفر و متعاقب آن تشکیل برآمدگی حاشیه‌ای را سبب شده است. با تکمیل بیشتر فرآیند تصادم، مجموعه فزانیده‌ای که در این مرحله ورقه‌هایی از مجموعه رسوبات حاشیه غیرفعال را نیز به خود ملحق نموده است، رفته رفته بر روی فلات قاره جایگزین شده است. این جایگزینی انتقال برآمدگی حاشیه‌ای را به سمت جنوب سبب شده است. در نتیجه این انتقال، بخش‌هایی از فلات قاره که تا این زمان مکان رسوبگذاری نهشته‌های دریایی تریاس بوده‌اند بصورت متوالی از آب خارج و در معرض فرسایش قرار گرفته‌اند. این بخش‌ها مجدداً توسط حوضه فورلند پوشیده شده و رسوبات رودخانه‌ای- دلتایی شمشک با یک سطح ناپیوستگی بر روی آنها را سبب شده‌اند.

بدنبال کاهش تحرک نوار چین‌خورده- گسلیده البرز و ثبات این مجموعه بر روی فلات قاره در اوخر ژوراسیک زیرین، لیتوسفر حاشیه شمالی ایران جهت رسیدن به تعادل همستاندی در زیر وزن نوار کوهزایی البرز فرونژینی خمثی داشته است. فرونژینی لیتوسفر، با تشکیل و انتقال برآمدگی حاشیه‌ای به سمت نوار چین‌خورده- گسلیده البرز همراه بوده است. این فرآیند باعث افزایش عمق

حوضه دریایی فورلند در نزدیکی نوار کوهزایی البرز و کاهش عمق حوضه دریایی بر روی برآمدگی حاشیه‌ای شده است. طبقات آهکی سازند لار در بخش‌های کم عمق و طبقات کربناته سازند دلیچای در بخش عمیق‌تر را سبب شده‌اند.

حوضه فورلند با همین وضعیت (عدم تقارن در عمق)، وارد دوره کرتاسه شده است. در این دوره نیز طبقات آهکی هیپوریت و رودیستدار و طبقات کربناته گلوبوترونکادار و عمیق کرتاسه فوقانی در بخش‌های کم عمق و عمیق حوضه را سبب شده‌اند. با توجه به اینکه بخش جنوبی حوضه فورلند در البرز غربی و مرکزی در کرتاسه پسین در مجاورت قوس ماقمایی ارومیه- دختر بوده است، از این رو تحت تأثیر فعالیت ماقمایی این قوس قرار گرفته است. وجود سنگهای ولکانوژنیک در توالی کرتاسه فوقانی در البرز غربی مؤید این تأثیر هستند.

در ادامه نوشتار، تحولات تکتونیکی- رسوبی پالئوزن البرز که به نوعی رسوبگذاری در حوضه‌های فورلند و در ارتباط با تکامل ساختاری نوار کوهزایی البرز است مورد بررسی و ارزیابی قرار خواهد گرفت.

#### ۱-۲-۵- تحولات تکتونیکی- رسوبی پالئوزن البرز

تاریخ تحولات البرز در این مرحله متأثر از تحولات ساختاری (گسلش رانگی) در نوار کوهزایی البرز و نیز تغییرات سطح جهانی آبها بوده است. با نزدیک شدن به پایان کرتاسه، شروع حرکات آلب میانی در نتیجه تصادم ورق عربستان و خرد ورقه ایران و پیامد آن تشکیل گسلهای رورانده جدید و فعالیت مجدد نوار چین خورده- گسلیده البرز را سبب شده‌اند. در این مرحله فعالیت، بخشی از رسوباتی که در مراحل قبل در حوضه فورلند تهنشین شده‌اند، به شکل ورقه‌های رورانده به مجموعه کوهزایی ملحق شده و مجموعه کوهزایی با الحاق ورقه‌های جدید، به سمت حوضه فورلند حرکت کرده است. این تغییرات ساختاری با بالآمدگی نوار چین خورده- گسلیده البرز، پسروی دریا به سمت جنوب در حوضه فورلند، تجدید حیات فرآیندهای فرسایشی در آن و هجوم مواد آواری به سمت جنوب همراه بوده است. بدنبال رسوبگذاری نهشته‌های آواری پالئوسن (سازند فجن) و تخفیف فعالیت گسلهای رورانده در نوار چین خورده- گسلیده البرز، لیتوسfer جهت برقراری تعادل همستاندی در زیر بار حاصل از وزن این نوار که با الحاق ورقه‌های جدید، سنگین‌تر و حجمی‌تر از قبل

شده فرونشینی نموده است. این فرونشینی، تخفیف فرآیندهای فرسایشی و کاهش حجم مواد آواری به حوضه فورلند و نیز پیشروی مجدد دریا به سمت شمال را سبب شده است. حوضه فورلند تحت چنین شرایطی مجدداً توسط آب پوشیده شده و رسوبگذاری نهشته‌های کربناته و دریایی کم عمق سازند زیارت در آن به وقوع پیوسته است. با فرونشینی بیشتر، حوضه فورلند در مجاورت نوار چین خورده- گسلیده عمیق‌تر شده و در ائوسن محیط جهت رسوبگذاری نهشته‌های توربیدیتی سازند کرج فراهم شده است (تناوبی از ماسه‌سنگهای توفی نازک لایه، توف و میان لایه‌های تخریبی به فرم عدسی (رسوبات پرکننده کانالهای زیردریایی) که با دارا بودن ساختمان‌هایی نظیر لایه‌بندی دانه‌تدریجی و لامیناسیون مورب ویژگیهای نهشته‌های توربیدیتی را به نمایش می‌گذارند). در هر مرحله از فعالیت نوارهای چین خورده- گسلیده، نوارهای مزبور و به تبع آن محل تجمع بیشتر رسوب در حوضه فورلند به سمت جنوب انتقال می‌یابد. با توجه به اینکه حوضه فورلند در غرب البرز در این مرحله به قوس ماقمایی ارومیه- دختر بسیار نزدیک شده، تحت تأثیر فعالیت ماقمایی این قوس قرار گرفته است (رحیمی، ۱۳۸۱). از این رو، بخش ولکانوژنیک آن به سمت غرب افزایش ضخامت یافته و پیکره یک توالی با ضخامت زیاد سنگ‌های آذرین خروجی کالکوآلکالن و شوشونیتی با ترکیب مافیک، حدواسط و اسیدی به همراه نهشته‌های پیروکلاستیک و اپیکلاستیک و سنگ‌های آذرین درونی را تشکیل می‌دهد.

**۳-۵- خصوصیات منشأ و الگوی تکتونوماقمایی مجموعه‌های سنگی منطقه سه نوار آتشفسانی ترشیاری در ایران وجود دارد. یکی از مهمترین آنها نوار ماقمایی سنوزوئیک ایران مرکزی است که موازی تراست زاگرس و به طول حدود ۱۸۰۰ کیلومتر از آذربایجان در شمال‌غرب به سمت شمال مکران در جنوب شرق امتداد دارد. این نوار تقریباً ۵۰ تا ۱۰۰ کیلومتر پهنا داشته در ۲۰۰- ۱۵۰ کیلومتری شمال شرق روراندگی زاگرس قرار دارد. دو نوار دیگر، نوار آتشفسانی البرز و نوار آتشفسانی لوت می‌باشند.**

به سمت مرزهای ترکیه و آذربایجان در شمال غرب، نوار ماقمایی سنوزوئیک ایران مرکزی با نوار آتشفسانی البرز ادغام می‌شود و سرزمین ماقمایی وسیعی را در استان آذربایجان تشکیل می‌دهند (ابراهیمی، ۲۰۰۰). منطقه مورد مطالعه در نوار آتشفسانی ترشیاری البرز قرار دارد. این

منطقه به نوار مأگمایی سنوزوئیک ایران مرکزی نزدیک است و اعتقاد بر این است که سازوکار تکتونوماگمایی تشکیل این سنگها با سازوکار مسئول در تشکیل سنگهای آتشفسانی نوار آتشفسانی سنوزوئیک ایران مرکزی یکسان است. جایگاه تکتونوماگمایی سنگهای آتشفسانی ترشیاری ایران مرکزی سالهاست که مورد بحث می‌باشد. برخی محققین اعتقاد دارند این سنگهای آتشفسانی وابسته به ریفت هستند (عمیدی، ۱۹۷۵؛ یونگ و همکاران<sup>۱</sup>، ۱۹۸۱؛ امامی، ۱۹۷۵؛ عمیدی و همکاران، ۱۹۸۴ و ...). در حالی که برخی دیگر آنها را به یک زون فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای مربوط می‌دانند (تکین، ۱۹۷۲؛ اشتوكلين، ۱۹۷۴؛ بربیریان و کینگ<sup>۲</sup>، ۱۹۸۱؛ معین وزیری، ۱۹۸۵؛ حسن‌زاده، ۱۹۹۳؛ علوی، ۱۹۹۶ و ...). منتقدین نظریه فرورانش، عدم تطابق زمانی بین فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس و قوع ولکانیسم ترشیاری و حضور مأگمای آلکالن و تحت اشباع به همراه سنگهای کالکوآلکالن در ترشیاری را بیان کرده‌اند. در مقابل، طرفداران نظریه فرورانش نیز ایراداتی نظیر حضور سنگهای کالکوآلکالن، فقدان سنگهای کربناتیتی و میلیلیتی که خاص مناطق ریفتی است و عدم توجیه زون دگرگونی سنتدج-سیرجان با مدل تکتونیکی ریفت قاره‌ای را مطرح کرده‌اند (معین وزیری، ۱۳۷۵). مشخصات ژئوشیمیایی شبیه به قوس سنگهای منطقه مورد مطالعه امکان مأگماتیسم وابسته به ریفت را نفی کرده و در مقابل جایگاه مربوط به فرورانش آنها را تأیید می‌نماید. اگر ما فرآیند فرورانش را به عنوان مسئول شکل‌گیری این سنگها بپذیریم، پس این امر می‌بایست ناشی از فرورانش به سمت شمال غرب لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس به زیر بلوک ایران مرکزی باشد. برخی محققین (اشتكلين، ۱۹۷۴؛ بربیریان و کینگ، ۱۹۸۱) اعتقاد دارند که فرورانش در کرتاسه پسین پایان یافته و صفحه عربی و ایران مرکزی در اوایل ترشیاری به هم برخورد کرده‌اند. از این‌رو، مأگماتیسم ترشیاری ایران مرکزی در پی رویداد پس از برخورد ظاهر شده است.

حسن‌زاده (۱۹۹۳) اعتقاد دارد که فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتیس در ترشیاری هم ادامه داشته است. سن کرتاسه بالایی برای برخورد قاره-قاره، زمان جایگیری افیولیت، بر اساس سن جوانترین فسیلهای پلازیک یافت شده در افیولیت زاگرس است. افیولیت عمان مثال روشنی از این حقیقت است که جایگیری افیولیت ضرورتاً به رویداد برخورد قاره-قاره نیاز ندارد. به هر حال، این

1- Jung et al.

2- Berberian & King

سن احتمالاً زمان فرارانش افیولیت ناشی از برخورد حاشیه فعال زاگرس- عمان با یک کمان درون اقیانوسی دور از ساحل<sup>۱</sup> را نشان می‌دهد. در حالی که هنوز منطقه وسیعی از لیتوسفر اقیانوسی در شمال زاگرس وجود دارد که در طول ترشیاری به زیر ایران مرکزی فرورانده می‌شود.

اگر چه بربیریان و کینگ (۱۹۸۱) برخورد را در کرتاسه پسین ذکر می‌کنند، اما بربیریان در مطالعات بعدی خود، بر اساس شواهد به دست آمده از کمربند آتشفسانی ایران مرکزی، برخورد بلوك ایران با عربستان را در زمان میوسن فرض می‌کند. علاوه بر وی، دیوی و همکاران<sup>۲</sup> (۱۹۷۳)، اسمیت<sup>۳</sup> (۱۹۷۳)، فورستر (۱۹۷۴)، کرومزيک<sup>۴</sup> (۱۹۷۶)، کاناسویچ و همکاران<sup>۵</sup> (۱۹۷۸)، کلوتویک<sup>۶</sup> (۱۹۷۹)، شنگور<sup>۷</sup> و کید (۱۹۷۹)، پادل (۱۹۷۹)، استونلی<sup>۸</sup> (۱۹۹۰) و ... به برخورد قاره‌ای در میوسن اعتقاد دارند (مر و مدبری، ۱۳۸۰).

به نظر بربیریان (۱۹۸۳b)، رخداد گستردۀ سنگ‌های آتشفسانی 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 کمربند کمان ماقمایی کالکآلکالن تیپ آندی ایران مرکزی در نظر گرفت. آتشفسانی‌های آلکالن پالئوژن در شمال ایران و ناحیه خزر (دور از ژرفنای زاگرس) و آتشفسانی‌های کالکآلکالن تیپ آندی همزمان با آن در ایران مرکزی (نزدیک ژرفنای زاگرس) و یک حوزه آتشفسانی حدواتسط بین آنها توسعه یافته است. فرونشست خزر جنوبی که در اثر فازهای کششی مزوژوئیک و توسعه حوضه پشت کمانی ( HASHIYEH ) ایجاد شده و بدليل حرکات برخوردی کرتاسه پسین بصورت یک سیستم کافت وامانده<sup>۹</sup> خاتمه یافته بود، به ظاهر به عنوان یک حوضه حاشیه‌ای واقعی در حین کافتش پشت کمانی پالئوژن، در عقب کمان ماقمایی کالکآلکالن تیپ آندی ایران مرکزی تکامل یافته است.

1- Offshore intra-oceanic arc

2- Dewey et al.

3- Smith

4- Krumsiek

5- Kanasewich et al.

6- Klootwijk

7- Sengor

8- Stoneley

9- Failed Rift

### ۵-۳-۱- نحوه تشکیل حوضه‌های پشت قوس

به عقیده هونزا<sup>۱</sup> (۱۹۹۱) حوضه‌های پشت قوس در حدود ۱۵ میلیون سال پس از آغاز فعالیت قوس آتشفسانی شکل می‌گیرند. تکامل حوضه‌های پشت قوس بر اساس دیدگاه‌های کراوفورد و همکاران<sup>۲</sup> (۱۹۸۱) به این صورت است که در ابتدا، سیالات یا مذاب‌های بخشی ناشی از لیتوسفر اقیانوسی، گوه گوشه‌ای استنوسفری را دگرگون و ذوب کرده و بازالت‌های قوس را بوجود می‌آورند. مرحله بعدی، آغاز کافتش و تشکیل یک حوضه پشت قوس جنینی در نتیجه صعود دیاپیری گوشه‌است. استنوسفری ژرف در زیر محور قوس است که به دلیل کاهش فشار، ذوب شده و بازالت حوضه‌های پشت قوس را به وجود می‌آورد. در نهایت پوسته قوس پاره شده و به دو قطعه تقسیم می‌شود و یک حوضه پشت قوس واقعی ایجاد می‌گردد. از مراحل آغازین بازشدگی حوضه، فعالیت آتشفسانی وابسته به قوس به دلیل تداخل دیاپیرهای در حال صعود گوشه‌ای با فرآیند ماگماتیسم قوس و در نتیجه جدا شدن آتشفسانهای قوس از منابع ماگمای قوس در گوشه، به پایان می‌رسد. اما پس از کشش، ماگماتیسم قوس دوباره آغاز شده و قوس ماگمایی جدیدی به وجود می‌آید (ویلسون، ۱۹۸۹).

چندین عامل ممکن است در تغییرپذیری ژئوشیمیایی بازالت‌های پشت قوس شرکت داشته باشند که شامل درجات متغیر ذوب بخشی، شرایط متغیر فشار اکسیژن و  $H_2O$  در طول ذوب بخشی، ناهمگنی منشأ گوشه در طول محور حوضه و تفکیک بلوری بالا در آشیانه‌های ماگما در زیر محور گسترش می‌باشد. بعلاوه تأثیر سیالات مشتق شده از صفحه فرورونده نیز ممکن است قابل توجه باشد (ویلسون، ۱۹۸۹). عموماً به نظر می‌رسد که سیالات زون فرورانش می‌بایست در طول مراحل اولیه بازشدگی حوضه دارای بیشترین و سپس در هنگام عریض شدن حوضه کمترین تأثیر را داشته باشند (تارنی و همکاران<sup>۳</sup>، ۱۹۷۷).

ژئوشیمی عناصر کمیاب بازالت‌های پشت قوس خصوصیات هر دو مجموعه MORB و قوس را نشان می‌دهند. در مراحل ابتدایی تشکیل حوضه، بازالت‌های پشت قوس بواسطه تأثیر سیالات مشتق شده از صفحه فرو رونده، تفاوت قابل ملاحظه‌ای را نسبت به بازالت‌های پشت‌های میان

1- Honza

2- Crawford et al.

3- Tarney et al.

اقیانوسی (MORB) نمایش می‌دهند (ماینوف و همکاران<sup>۱</sup>، ۱۹۹۰). اگر مرکز گسترش در نزدیکی ژرفنا باشد، سیالات خروجی از آن، بر شیمی مagmaهای پشت قوس تأثیر می‌گذارد در نتیجه، آنها خصوصیات بازالتهای قوس را نشان می‌دهند. اما با تکامل بیشتر این حوضه‌ها، اثر سیالات کاهش یافته و ترکیب بازالتهای پشت قوس به MORB نزدیک می‌شود (ویلسون، ۱۹۸۹؛ ایشیزاکا و همکاران<sup>۲</sup>، ۱۹۹۰؛ رادکین و رادنیکوف<sup>۳</sup>، ۱۹۹۶).

با توجه مطالب ذکر شده فوق و با عنایت به اینکه سنگهای منطقه مورد مطالعه خصوصیات قوسهای آتشفسانی را نشان می‌دهند، می‌توان نتیجه گرفت که این سنگها در یک حوضه پشت قوس که در مراحل اولیه تکامل است تشکیل شده‌اند. یافت نشدن بازالتهای با خصوصیات MORB در منطقه مورد مطالعه و مناطق مجاور (بخش ۱-۵) نشان دهنده عدم بسط و توسعه حوضه پشت قوس و در نتیجه، عدم تشکیل پوسته اقیانوسی می‌باشد. به عبارت دیگر، تکامل حوضه پشت قوس متوقف و حوضه به صورت یک کافت وامانده در آمده است. در ادامه، به بررسی چگونگی شکل‌گیری و تکوین این سنگها پرداخته و تا حد امکان تأثیر فرآیندهای مختلف را بر روی آنها مشخص می‌نماییم. در ابتدا لازم است که بطور اجمالی به نحوه تشکیل magma در قوس‌های آتشفسانی اشاره‌ای داشته باشیم.

### ۵-۳-۵- نحوه تشکیل magma در قوس‌های آتشفسانی

شكل‌گیری magma در این محیط‌ها حاصل آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورونده و ذوب گوه گوشه‌ای 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 شیست سبز به آمفیبولیت و در آخر به اکلوژیت به کلی بی‌آب می‌شود. این آب می‌تواند عناصر لیتوفیل بزرگ یون (Rb, Sr, K) و همچنین LREE را به گوشه‌پریدوتیتی بالای سطح بنیوف حمل کند. این عناصر به همراه آبی که در انتقال

1- Muenov et al.

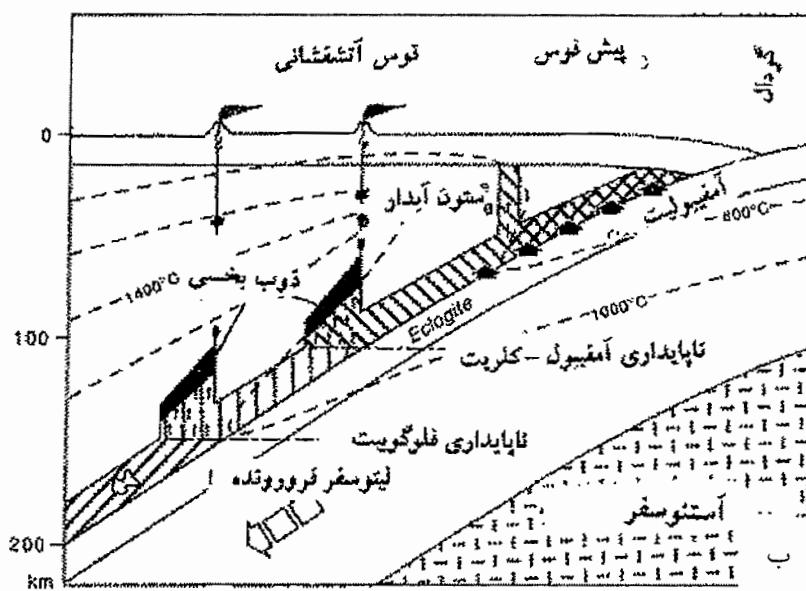
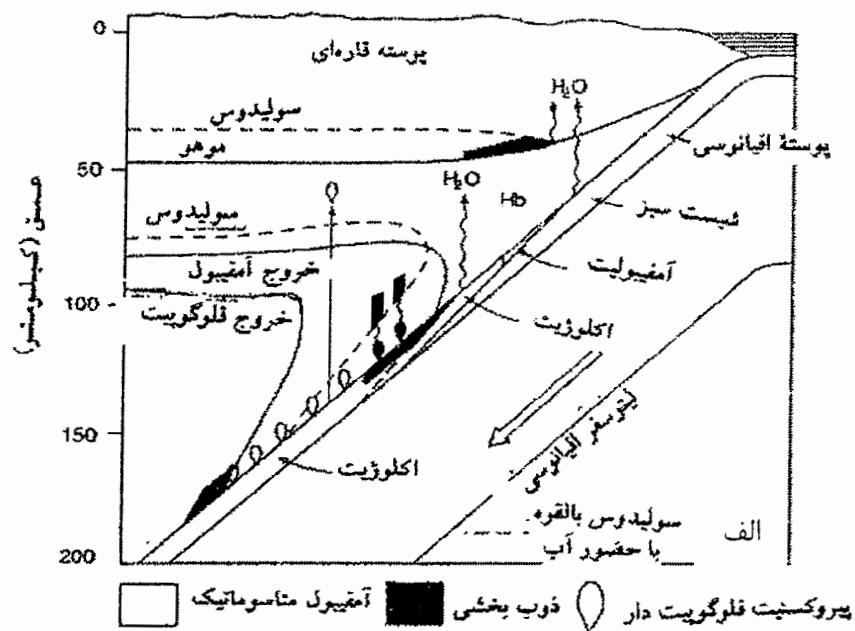
2- Ishizuka et al.

3- Rodkin & Rodnikov

آنها شرکت دارد، جذب گوشته پریدوتیتی بالای سطح بنیوف شده و در نتیجه کانی‌های OH<sup>-</sup> دار از آن به وجود می‌آید (عمدتاً آمفیبیول نوع پارگازیت و میکائی نوع فلوگوپیت). بطور کلی این سیالات موجب متسوماتیسم گوه گوشته‌ای فوقانی می‌شوند. این سیالات علاوه بر این، کاهش دمای شروع ذوب و بالا رفتن مقدار مذاب تولید شده را نیز موجب می‌شوند. ذوب بخشی این گوشته متسوماتیسم‌شده آبدار، معمولاً به دنبال ناپایداری آمفیبیول که آب موجود در خود را آزاد می‌کند، در حدود ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد انجام می‌شود. مagma‌های حاصل از ذوب مزبور، از خلال گوشته لیتوسفری و سپس از پوسته بالا می‌آیند و معمولاً در مخازن magma‌هایی 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 پتروزنیکی ارائه شده توسط ویلی و سکین<sup>۱</sup> (۱۹۸۲) بی‌آب شدن پوسته و ورود آن به گوشته قوس، باعث ظهور و پایداری آمفیبیول در گوشته قوس می‌شود و سالیدوس آن به اعماق ۹۰-۱۰۰ کیلومتر، نزول می‌کند. از ذوب پوسته اقیانوسی، در اعماق ۱۰۰-۱۲۰ کیلومتر، magma‌های اسیدی به وجود می‌آید که گوشته را متسوماتیزه می‌کند. این گوشته، منبع magma‌های کالکوآلکالن است (شکل ۱-۵-الف). به نظر تاتسومی<sup>۲</sup> (۱۹۸۹)، بی‌آب شدن تدریجی پوسته فرورونده، در اعماق ۶۰-۸۰ کیلومتری انجام می‌شود و در طی آن آمفیبیولیت به اکلوزیت تبدیل می‌گردد. سیالات حاصل از آن، گوشته فوقانی رویی را متسوماتیزه می‌کند. گوشته آبدار مزبور بر اثر جریان کنوکسیون به اعماق کشیده می‌شود و در اعماق حدود ۱۱۰-۱۲۰ کیلومتری، آمفیبیول ناپایدار می‌شود و در اعماق حدود ۱۷۰ کیلومتری (در قلمرو پشت قوس)، فلوگوپیت موجود در پریدوتیت گوشته مزبور نیز به صورت ناپایدار در می‌آید و در نهایت به ذوب بخشی گوشته منجر می‌شود و به این طریق magma‌های محور قوس و حوضه پشت قوس به وجود می‌آید (شکل ۱-۵-ب) (موری و همکاران، ۱۹۹۶).

1- Wyllie & Sekine  
2- Tatsumi



شکل ۱-۵ - مدل‌های پتروژنیکی تولید مagmaهای قوس: (الف) ویلی و سکین (۱۹۸۲) و ب) تاتسومی (۱۹۸۹) (موری و همکاران، ۱۹۹۶).

در توضیح ویژگیهای سنگهای آتشفشاری قوسهای قاره‌ای می‌توان به موارد ذیل اشاره کرد:

۱- مagmaهای قوس آتشفشاری عمدتاً کالکوآلکالن هستند و انواع تولئیتی و آلکالن از اهمیت کمتری برخوردارند.

۲- مagmaهای قوس در صورتی که نسبت به مورب یا کندریت هنجار شوند الگوی خاصی را در توزیع عناصر کمیاب نشان می‌دهند. magmaهای قوس دارای نسبت بالای LREE/HFSE و LILE/HFSE هستند. از LILE (Rb, Cs, Ba, Th, Sr) و همچنین LREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند در حالی که از HFSE (Hf, Ta, Zr, Nb) تهی شده‌اند (گیل، ۱۹۸۱؛ پیرس، ۱۹۸۲؛ هاوکسورث و همکاران، ۱۹۹۱؛ وودهد و همکاران، ۱۹۹۳؛ پیرس و همکاران، ۱۹۹۹؛ کاستیلو و همکاران، ۲۰۰۶). غنی‌شدگی magmaهای قوس از LILE و LREE ناشی از متاسوماتیسم گوه گوشه‌ای استنسوفر توسط سیالات مشتق شده از لیتوسفر اقیانوسی فرورونده است (تاتسومی و همکاران، ۱۹۸۶؛ مک‌کلوش و گمبول<sup>۱</sup>، ۱۹۹۱؛ هاوکسورث و همکاران، ۱۹۹۱؛ پیرس و پتی<sup>۲</sup>، ۱۹۹۵).

یکی از دلایل تهی‌شدگی HFSE این است که این عناصر در آب نامحلول بوده و در نتیجه قابلیت انتقال به وسیله سیالات ناشی از لیتوسفر اقیانوسی به گوشه‌های ندارند (تاتسومی و همکاران، ۱۹۸۶؛ موری و همکاران، ۱۹۹۲؛ بربان و همکاران<sup>۳</sup>، ۱۹۹۴؛ مانکر و همکاران<sup>۴</sup>، ۲۰۰۴). هر چند شواهد آزمایشگاهی اخیر نشان داده است که تحرک HFSE در طول آبزدایی صفحه فرورونده، احتمالاً با افزایش فشار و مقادیر سیالات آزاد شده، افزایش می‌یابد (بربان و همکاران، ۱۹۹۵؛ استالدر و همکاران<sup>۵</sup>، ۱۹۹۸). سازوکارهای پیشنهاد شده دیگر شامل خروج HFSE از گوشه ناشی از ذوب بخشی قبلی (مک‌کلوش و گمبول، ۱۹۹۱؛ گمبول و همکاران، ۱۹۹۳؛ وودهد و همکاران، ۱۹۹۳)، جدا شدن ترجیحی در فازهای جامد و فازهای باقیمانده در طول تفریق magma (گرین و

1- McCulloch & Gamble

2- Pearce & Peate

3- Brenan et al.

4- Munker et al.

5- Stalder et al.

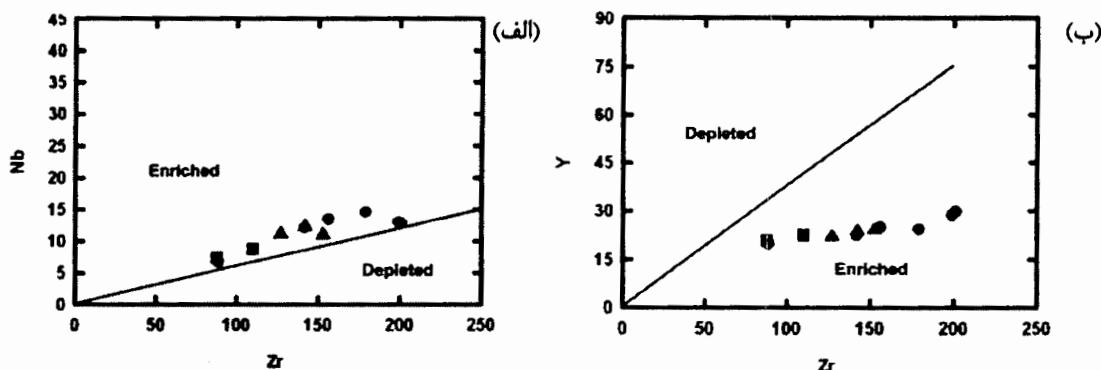
پیرسون<sup>۱</sup>، ۱۹۸۶؛ ریگان و گیل<sup>۲</sup>، ۱۹۸۹؛ الیوت و همکاران<sup>۳</sup>، ۱۹۹۷؛ فولی و همکاران<sup>۴</sup>، ۲۰۰۲؛ اشمیت و همکاران<sup>۵</sup>، ۲۰۰۴؛ مانکر و همکاران، ۲۰۰۴) و یا در داخل استنسوfer به واسطه تأثیر متقابل سنگ/مذاب در طول صعود ماقما می‌باشد (کلمن و همکاران<sup>۶</sup>، ۱۹۹۰؛ ۱۹۹۳). از دلایل دیگر این تهی‌شدگی می‌تواند حضور آمفیبیول (یونوف و هافمن<sup>۷</sup>، ۱۹۹۵؛ تیپولو و همکاران<sup>۸</sup>، ۲۰۰۰) و فازهای باقیمانده تیتانیومدار مانند روتیل، اسفن و ایلمنیت در منشأ باشد که به طور انتخابی HFSE را در خود حفظ می‌کنند (برنان و همکاران، ۱۹۹۵؛ اشتالدر، ۱۹۹۸). روتیل به دلیل قابلیت انحلال بالایی که در مذابهای بازالتی دارد، در طول ذوب پریدوتیت در گوه گوشهای ناپایدار می‌باشد (ریسون و واتسون<sup>۹</sup>، ۱۹۸۷). بنابراین، تهی‌شدگی HFSE توسط تمرکز فازهای تیتانیومدار در منشأ ماقماهای قوس، در اکلوژیت تیتاندار یا گارنت آمفیبیولیت در صفحات فرورونده عمیق صورت می‌گیرد (برنان، ۱۹۹۴؛ اشتالدر، ۱۹۹۸؛ فولی و همکاران، ۲۰۰۰).

از آنجایی که نسبتهای عناصر ناسازگار در سنگهای آذرین می‌توانند معرف ویژگیها و خصوصیات محل منشأگیری ماقما می‌والد باشند، جهت تشخیص وجود یا عدم وجود غنی‌شدگی در محل منشأ سنگهای منطقه مورد مطالعه از نسبتهای عناصر ناسازگار Nb-Zr و Y-Nb-Zr استفاده شده است. مزیت استفاده از عناصر Zr، Nb و Y در این است که این عناصر در مقابل سیالات غیر متحرک بوده و قادرند که اطلاعاتی را در مورد منبع گوشهای و میزان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی آن در اختیار ما قرار دهند (تاتسومی و همکاران، ۱۹۸۶). بطوری که تغییرات نسبت Nb-Zr حتی در درجات بسیار بالای دگرسانی کم بوده و به همین دلیل برای تفسیر پتروژنتیکی بازالت‌های دگرسان شده نیز بسیار مفید هستند (میشل و ویدوسون<sup>۱۰</sup>، ۱۹۹۱؛ ویدوسون و همکاران، ۲۰۰۰).

تمامی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده سنگهای حاصل از یک گوشه غنی شده قرار می‌گیرند (شکل ۲-۵). همچنین در این نمودارها مقادیر کمی تغییرات در نسبتهای عناصر Nb-Zr و

- 1- Green & Pearson
- 2- Reagan & Gill
- 3- Elliot et al.
- 4- Foley et al.
- 5- Schmidt et al.
- 6- Kelemen et al.
- 7- Ionov & Hafmann
- 8- Tiepolo et al.
- 9- Ryeson & Watson
- 10- Mitchell & Widdowson

Y-Zr دیده می‌شود. میزان این تغییرات برای نسبت Zr/Nb در محدوده ۱۱/۳۳ تا ۱۵/۷ و برای نسبت Y-Zr بین ۴/۲ تا ۶/۹ قراردارد. از آنجاییکه تبلور تفریقی نمی‌تواند تغییرات اساسی در نسبتها عناصر ناسازگاری نظیر Zr/Nb و Y/Zr ایجاد کند (آلارو و همکاران<sup>۱</sup>، ۲۰۰۶)، می‌توان گفت که بروز تغییرات در این نسبتها می‌تواند در نتیجه تفاوت درجه ذوب بخشی از یک منبع همگن (رنو و رای<sup>۲</sup>، ۲۰۰۶) و یا در اثر ناهمگنی منشا (ویور و تارنی<sup>۳</sup>، ۱۹۸۱) ایجاد شده باشند.



شکل ۲-۵- نمودارهای تفکیک منشاً غنی‌شده و تهی‌شده با استفاده از نسبت Nb/Zr (الف) و Y/Zr (ب) برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹). علامت بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.

همانطور که قبل ذکر شد غنی‌شدن بیشتر HREE نسبت به LREE ممکن است در اثر عوامل دیگری نیز ایجاد شده باشد که این عوامل شامل درجات کم ذوب بخشی (<15%) منبع گوشته‌ای و یا آلایش ماقماً بوسیله مواد پوسته‌ای می‌باشند (سربیاستاوا و سینک، ۲۰۰۴).

به منظور تعیین درجه ذوب منشاً ماقماً تشکیل دهنده سنگهای منطقه مورد مطالعه از نمودارهای طراحی شده بر اساس نسبتها عناصر کمیاب Dy/Yb در برابر La/Yb (تروال و همکاران<sup>۴</sup>، ۱۹۹۴؛ بوگارد و وارنر<sup>۵</sup>، ۲۰۰۳)، و نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm طراحی شده بر اساس مقادیر پیشنهادی سان و مکدونوف (۱۹۸۹) استفاده شده است.

1- Alvaro et al.

2- Rao & Rai

3- Weaver & Tarney

4- Thirwall et al.

5- Bogard & Warner

بر اساس نسبتهاي  $Dy/Yb$  در برابر  $La/Yb$ ، منحنی ذوب برای منشأ گارنتپریدوتیت و اسپینلپریدوتیت نمایش داده شده‌اند (شکل ۳-۵). ساختار این نمودار نشان دهنده این است که منشأ گارنتپریدوتیتی حاوی مقادیر  $Dy/Yb$  بیشتری نسبت به منشأ اسپینل پریدوتیتی بوده و نیز در هنگام ذوب سنگ منشأ پریدوتیتی در حضور فاز اسپینل تغییر مهمی در این نسبت روی نمی‌دهد، ولی در حضور فاز گارنت تغییراتی در نسبت این عناصر دیده می‌شود. همچنین در این نمودار با افزایش درجه ذوب از نسبت  $La/Yb$  کاسته می‌شود. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی منحنی ذوب گارنتپریدوتیت قرار گرفته و درجات ذوب ۱۵ تا ۱۶ درصد را نشان می‌دهند.

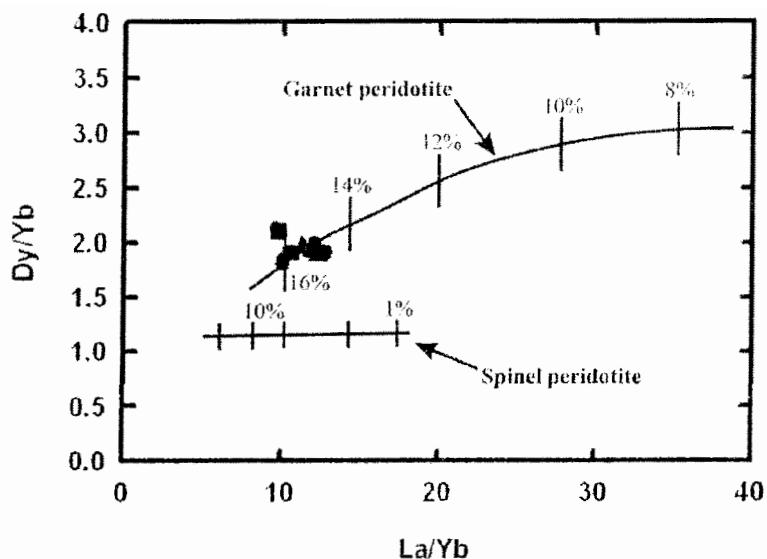
در نمودار  $La/Sm$  در برابر  $Sm/Yb$  منحنی مدل ذوب بسته‌ای (Batch Melting) برای منشأ غنی‌شده و نیز منشأ مورب تهی‌شده (N-MORB) نمایش داده شده است (شکل ۴-۵). محل قرارگیری نمونه‌های منطقه بر روی نمودار مذکور، درجات ذوب بخشی تعادلی ۱۵ درصدی از یک منشأ غنی‌شده را نشان می‌دهد.

با توجه به نمودارهای ارائه شده، می‌توان درجات ذوب ۱۵ تا ۱۶ درصدی از یک منشأ غنی‌شده گارنتپریدوتیت را برای مagma‌ای تشکیل دهنده سنگهای منطقه در نظر گرفت. از طرفی، magma‌های بازالتی ساب آلکالن از ذوب ۱۵ تا ۳۰ درصدی پریدوتیت‌های گوشه‌فوقانی تشکیل می‌شوند (گرین و رینگ وود<sup>۱</sup>؛ گرین، ۱۹۷۳)

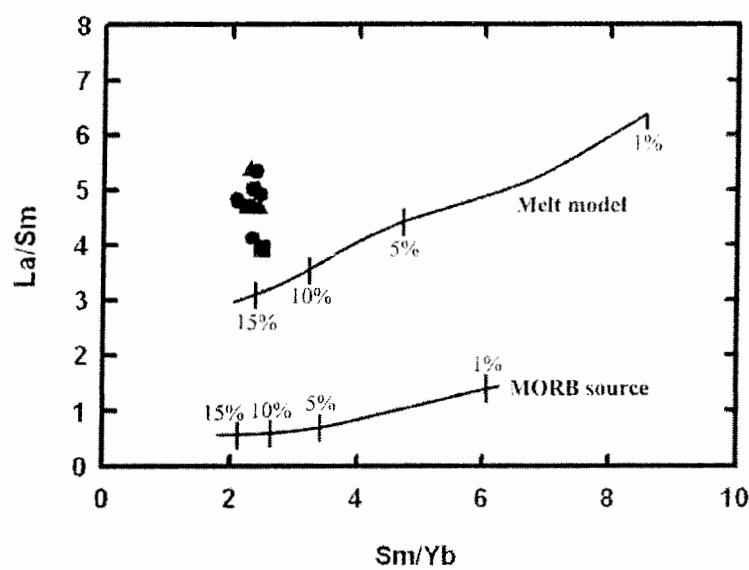
چنانچه در مورد نظریه‌های فروزانش منطقه عنوان گردیده، یکی از عوامل بالا بودن میزان سدیم و پتاسیم در این سنگ‌ها، افزایش مقادیر این عناصر در نتیجه آلودگی با مواد پوسته‌ای است. زیرا مقدار سدیم و پتاسیم در magma‌های بازالتی پایین است.

در شرایط تکتونیکی حاشیه قاره‌ها، پوسته ضخیم قاره‌ای که بر روی محل اولیه و اصلی تولید magma قرار دارد نقش بسیار مهمی را ایفا می‌کند. magma‌ای بازالتی تولید شده در گوشه گوشه‌ای، تا اعمقی که در آن اختلاف چگالی magma و دیواره صفر شود بالا می‌آید. این عمق در حاشیه قاره‌ها در ژرفای پوسته و نزدیک به مoho است. پوسته قاره‌ای به دلیل چگالی کمتر، به عنوان فیلتری عمل می‌کند که باعث توقف magma‌ای صعود کننده شده و آنها را در اعمق زیاد، دچار آلودگی و تفکیک می‌کند. از طرفی، چنانچه magma‌های مافیک ایجاد شده به هر دلیل بتوانند از طریق شکستگی‌های

۱- Green & Ringwood



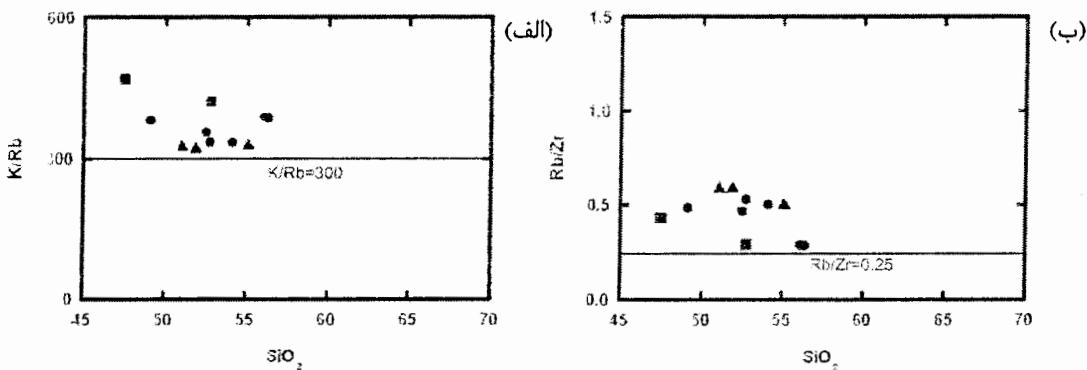
شکل ۳-۵- نمودار Dy/Yb- La/Yb جهت تعیین درجه ذوب بخشی محل منشأ ماقمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه مورد مطالعه (ترووال و همکاران، ۱۹۹۴؛ بوگارد و وارنر، ۲۰۰۳) و موقعیت نمونه‌های منطقه در آن. علامه بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.



شکل ۴-۵- نمودار La/Sm-Sm/Yb جهت تعیین مدل ذوب بخشی تعادلی در گوشه‌های غنی‌شده و سورب تهی‌شده و موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در آن. در این نمودار منحنی بالایی نشان دهنده مدل ذوب بخشی در گوشه‌های غنی‌شده و منحنی پایین نشان دهنده ذوب بخشی در منشأ سورب تهی شده (N-MORB) می‌باشند (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹). علامه بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.

عمیق بالا بیایند، به علت طی نمودن مسیر طولانی ضخامت پوسته قاره‌ای، بروز آلایش در آنها اجتناب ناپذیر است.

جهت مشخص شدن این موضوع که آیا سنگ‌های منطقه دچار آلایش پوسته‌ای شده‌اند یا خیر از نمودارهای دو متغیره و نمودارهای عناصر کمیاب استفاده می‌کنیم. از آنجا که این عناصر ( $K$ ،  $Rb$  و  $Zr$ ) عناصری ناسازگار هستند و نمی‌توانند در ساختمان مجموعه‌های فنوکریست‌هایی همچون پلازیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های اپاک قرار گیرند، به همین دلیل نسبت‌های  $K/Rb$  و  $Rb/Zr$  در طی تبلور تفریقی بدون تغییر باقی می‌مانند و اگر تغییراتی در این نسبت‌ها مشاهده شود می‌تواند نشانه‌ای از آلایش پوسته‌ای باشد (دیویدسون و همکاران، ۱۹۸۷). در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه این نسبت‌ها در تغییر است که میان نقش آلوودگی پوسته‌ای آنهاست (شکل ۵-۵).



شکل ۵-۵- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای  $K/Rb$ - $SiO_2$  (الف) و  $Rb/Zr$ - $SiO_2$  (ب) جهت نشان دادن نقش آلایش پوسته‌ای در تشکیل این سنگها (دیویدسون و همکاران، ۱۹۸۷). تغییرات مشاهده شده در نسبتها نشان‌دهنده نقش آلوودگی پوسته‌ای در این سنگ‌هاست. علائم بکار رفته به مانند شکل ۶-۴ می‌باشد.

بطور کلی از مباحث انجام شده اینگونه می‌توان نتیجه گرفت که مagma‌ای تولید شده از گوشته این واحد، تحت تأثیر سیالات آبدار آزاد شده از متاسوماتیسم صفحه فرورونده ایجاد شده و سپس در خلال صعود از لیتوسفر قاره‌ای دچار آلایش پوسته‌ای شده است.

چنانچه در فصل‌های پیشین نیز اشاره شد، شواهد پتروگرافی و ژئوشیمی نشان‌دهنده ارتباط زایشی سنگ‌های منطقه با یکدیگر است. لذا مطالعه و بررسی این سنگها روش‌نگر مسائل پتروژئوپلیتیکی منطقه مورد مطالعه می‌باشد. مروری بر توالی چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که شروع فعالیت آتشفشاری منطقه، به صورت انفجاری بوده است (توف‌ها). وجود واحد آهک توفی نومولیت‌دار و انواع توپ‌های سنگی و فسیل‌های *Globigerina sp.* موجود در آنها، محیط دریابی کم عمق آنوسن را نشان می‌دهد. وجود مواد آذرآواری در رخساره‌های مورد مطالعه به احتمال زیاد به واسطه عملکرد آتشفشارهای زیردریابی بوده است. از طرفی وجود ساختمانهای رسوبی نظریه‌ای لایه‌بندی مورب و لایه‌بندی دانه‌تدریجی در برخی نقاط، نشانگر آن است که مواد حاصل از انفجار، حمل شده و اپی‌کلاست هستند. به طوری که با قطع فعالیت آتشفشاری، دوره آرامش نسبتاً کوتاهی در محیط رسوبگذاری حاکم شده و مواد حاصل از انفجار به داخل حوضه رسوبی حمل شده‌اند. پس از بالاً‌آمدگی منطقه، مagma‌های تشکیل شده از منشأ گوشه‌هایی، طی یک صعود سریع به ترازهای بالاتر رسیده و سپس در نتیجه افزایش حجمی که ناشی از کاهش فشار لیتواستاتیک است، بصورت فورانی خارج شده است. صعود سریع magma‌ها از منشأ به سطح نیازمند مجاری هدایت کننده magma‌ها می‌باشد. این مجاری در منطقه، غالباً گسل‌ها و شکستگی‌های عمیق هستند. شواهد صحرایی نیز نشان می‌دهد که گسل‌های اصلی منطقه عمده‌ای در امتداد گدازه‌ها قرار دارند. تشکیل magma‌های اسیدی (داسیتی) می‌تواند مربوط به ذوب بخشی پوسته قاره‌ای ناشی از تزریق magma‌های بازیک پردمای باشد که به علت چگالی کمتر، magma‌های اسیدی بر روی magma‌های بازیک واقع شده است. محفظه magma‌های اسیدی باید به سطح زمین نزدیک بوده باشد. زیرا در غیر این صورت، محفظه magma‌های مربور هر قدر هم با شکستگی‌های عمیق در ارتباط باشد، نمی‌تواند باعث حرکت magma‌های با گرانزوی زیاد داسیتی شود. از طرفی، تزریق پالسهای magma‌های از اعمق و نیز رخدادهای اختلاط magma‌های زیرین که تشکیل magma‌های تراکی آندزیتی را موجب شده است، می‌تواند باعث ناپایداری فیزیکی magma‌ها در مخزن magma‌های سطحی شده و خروج آن را تسهیل سازد.

در مشاهدات پتروگرافی، در اکثر نمونه‌ها بافت غربالی در فنوکریست پلاژیوکلازها دیده می‌شود. وجود بافت غربالی، حاشیه گردشده و خورده شده بلورها، منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها، بافت گلومروپورفیری و دگرسانی شامل ایدنگسیتی، کلریتی و کلسیتی شدن از مشخصات سنگ‌های

منطقه می‌باشد. ماقمای منطقه احتمالاً در اعمق زیاد پوسته قاره‌ای قرار داشته و در مراحل مختلف تغذیه مخزن ماقمایی، ماقمای جدید با بلورهای از قبل تشکیل شده در تعادل نبوده است. مطابق شواهد به دست آمده، بافت غربالی و ریز دانه بودن سنگهای گنبد داسیتی ناشی از کاهش سریع فشار است. فراوانی اندک کانیهای آبدار نظیر آمفیبول و بیوتیت نشانگر آن است که درصد آب ماقما نسبتاً پایین بوده است. از آنجا که این گدازه‌ها در محیط پشت قوس فوران کرده است و در این محیط، آب ناشی از پوسته اقیانوسی فرورونده عامل متاسوماتیسم گوشه‌ای می‌باشد ولی قدرت تشکیل کانیهای آبدار را ندارد و این کانیها در مراحل پایانی تبلور ماقمایی در مخزن یا حین فوران ظاهر شده‌اند. از آنجا که بلورهای پلاژیوکلاز در تمام مجموعه‌های سنگی منطقه حضور دارند، بررسی چگونگی تغییرات این کانی نظیر خوردگی شیمیایی فنوكریست‌ها، بافت غربالی و برهمرشدی پلاژیوکلازها می‌تواند جهت تشخیص فرآیندهایی که در تشکیل این سنگ‌ها دخالت داشته‌اند، مؤثر باشد. افزایش مقدار پتاسیم ماقما بواسطه پیشرفت عمل تفریق در مخزن ماقمایی، آلایش با مواد پوسته‌ای و اختلاط، موجب ظهور فلدسپات آلکالن به صورت نوار برهمرشدی در تراکی آندزیتها شده است.

نمودارهای جفت عناصر ناسازگار و عنصر سازگار با یک عنصر ناسازگار در مقابل یکدیگر و همچنین اسپایدر دیاگرامهای این سنگها یکنواختی و ارتباط زیشی آنها را به خوبی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی شدید عناصری چون K و Rb که در اسپایدر دیاگرامهای این سنگها دیده می‌شود مؤید آلایش پوسته‌ای می‌باشد. این امر تأیید کننده این مسئله است که آلایش پوسته‌ای در مناطق فرورانش حاشیه قاره‌ای امری رایج و معمول است.

#### ۴-۵- نتیجه‌گیری

در این قسمت با جمع‌بندی مطالبی که تا به حال ارائه شد (اعم از ویژگیهای صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و پتروژنز) به ذکر خلاصه‌ای از مهمترین نتایج بدست آمده می‌پردازیم.

۱- منطقه مورد مطالعه در شمال قزوین و در زون البرز غربی قرار داشته و تنوع سنگی آن عمدتاً شامل انواع سنگ‌های آتشفسانی (گدازه و نهشته‌های آذرآواری)، سنگ‌های نیمه عمیق (دایک و گنبد) و سنگ‌های نفوذی است.

۲- مجموعه سنگی منطقه مورد مطالعه شامل ولکانی کلاستیک‌ها اعم از آذرآواریها (عمدتاً کریستال لیتیک توف و کریستال ویتریک توف)، اپی‌کلاستیک‌ها و اتوکلاستیک‌ها، روانه‌های گدازه (عمدتاً با ترکیب الیوین بازالت، آندزیت و تراکی آندزیت)، گنبد آتشفسانی داسیتی، دایک‌ها (با ترکیب تراکی آندزیت و میکرو مونزوگابرو) و سنگ‌های نفوذی مونزوگابروی است.

۳- مطالعات رخساره‌شناسی صحرایی منطقه حاکی از تغییر محیط فوران از زیرآبی به فوران هوایی است. در این میان باید به نقش مهم گسلها در منطقه اشاره کرد که ضمن هدایت و خروج مagma به سطح زمین منجر به فوران‌های آتشفسانی و رسوبگذاری نهشته‌های آذرآواری همزمان با رسوبگذاری سنگ‌های رسوبی شده‌اند.

۴- با توجه به فسیل‌های فراوان (روزنداران بنتیک) مشاهده شده در یک واحد آهک توفی و فسیل روزنداران پلاژیک (*Globigerina sp.*) در توبه‌های سنگی، سن نهشته‌های آذرآواری ائوسن میانی می‌باشد و نشان دهنده یک محیط دریایی باز با شوری عادی در این دوره زمانی در منطقه است.

۵- علیرغم نامعلوم بودن سن روانه‌های گدازه (بدلیل نداشتن داده‌های ایزوتوپی)، ولیکن بدلیل قرارگیری آنها بر روی رخساره‌های آذرآواری و واحد آهک توفی فسیل‌دار، سن آنها جوانتر از ائوسن میانی است.

۶- فعالیت آتشفسانی در منطقه ابتدا به صورت انفجاری در یک محیط دریایی کم عمق صورت گرفته است. در برخی نقاط این انفجارات بصورت متناوب بوده و طی آن انواع نهشته‌های آذرآواری و اپی‌کلاستیک تشکیل شده‌اند. با بالا آمدگی منطقه، فوران با شدت انفجار کمتر در محیط هوایی دنبال شده و روانه‌های گدازه الیوین بازالت، آندزیت و تراکی آندزیت در منطقه ظهرور یافته‌اند. در

ادامه نیز دایکها و ندرتاً سیلها با ترکیب تراکی آندزیت و میکرو مونزوگابرو، گنبد داسیتی و سنگهای تفوذی با ترکیب مونزوگابرو در میان توفها تزریق شده‌اند.

۷- در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، شواهد فراوانی از بافت‌های غیر تعادلی از جمله خوردنگی شیمیایی، بافت غربالی، گردش‌گی بلورها و تشکیل بافت‌های اسکلتی دیده می‌شود. به نظر می‌رسد کاهش سریع فشار و اختلاط بیشترین نقش را در تشکیل بافت‌های مذکور ایفا کرده باشد.

۸- با توجه به تفاوت‌های بارز روندهای ژئوشیمیایی داسیتها و تراکی آندزیتها با سایر سنگهای منطقه، به نظر می‌رسد فرآیند ترجیحی تشکیل ماقمای اسیدی مربوطه، ذوب بخشی پوسته قاره‌ای در نتیجه تزریق ماقماهای پرحرارت بازیک به درون آن باشد. تراکی آندزیتها نیز حاصل اختلاط ماقمای بازیک با ماقمای اسیدی حاصل از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای می‌باشند.

۹- اسپایدر دیاگرام‌های عناصر نادر خاکی و اسپایدر دیاگرام‌های چند عنصری این سنگها، یکنواختی و ارتباط زایشی بسیار خوب سنگ‌های منطقه را نشان می‌دهند. همچنین یک غنی‌شدگی از LREE و HFSE در آنها دیده می‌شود. این ویژگیها شاخص سنگ‌های کالکوآلکالن مناطق فرورانش حاشیه قاره‌ای هستند.

۱۰- با توجه به نمودارهای تعیین سری ماقمایی، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از یک ماقمای کالکوآلکالن پتاسیک در حال تحول به سری شوشوونیتی حاصل شده‌اند.

۱۱- با استفاده از نمودارهای تکتونوماقمایی، جایگاه تکتونیکی این سنگها یک قوس آتشفسانی غنی‌شده قاره‌ای در ارتباط با فرورانش و یا تصادم قاره‌ای تعیین شده است. وجود چنین جایگاهی با توجه به موقعیت زمین‌شناسی 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 ماقمای قوس را نشان می‌دهد.

۱۲- به احتمال زیاد ماقمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه در یک زون فرورانش و بر اثر آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورونده و ذوب بخشی گوه گوشه‌ای روی آن ایجاد شده است. غنی‌شدگی ماقمای تولید شده می‌تواند به دلیل متاسوماتیسم شدید منشأ، نرخ نسبتاً پایین ذوب بخشی منشأ و یا آلایش پوسته‌ای صورت گرفته باشد.

۱۳- مهمترین عامل ساختاری در زمین‌شناسی منطقه، شکستگی‌ها و گسلها هستند که ضمن ایجاد حرکات زمین‌ساختی، مجاری انتقال و خروج ماسما را به سطح زمین فراهم کرده و در ادامه نیز سیستم هدایتی و به چرخش درآورنده سیالات را در داخل سنگ‌های درونگیر فراهم آورده و زمینه ایجاد تغییرات و دگرسانی‌های بعدی را موجب شده‌اند.

## الف- منابع فارسی

- آسیابانها، ع. (۱۳۸۳). بررسی آثار معدنی منطقه شکرناپ (شمال شرق قزوین)، گزارش طرح مطالعاتی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، ۱۹۸ ص.
- آسیابانها، ع. (۱۳۷۱). پترولوزی و ژئوشیمی سنگهای آتشفسانی منطقه ملاعلی (شمال غرب قزوین)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۵۲ ص.
- آسیابانها، ع. (۱۳۸۰). زمین‌شناسی و پتروژئن رخسارهای آتشفسانی منطقه یوزباشی‌چای (غرب قزوین)، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۳۲۱ ص.
- افتخارنژاد، ج. (۱۳۵۹). تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوی. نشریه انجمن نفت، ۸۲ ص.
- آقانباتی، ع. (۱۳۸۳). زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- امامی، م.ه (۱۳۷۹). مagmaتیسم در ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸ ص.
- پناهی، ب. (۱۳۷۵). بررسی پترولوزی سنگهای ولکانیکی شرق و شمال شرق قزوین، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- توکلی صبور، الف. (۱۳۸۳). بررسی عوامل کنترل کننده کانه‌زایی و زایش پتانسیل‌های معدنی در ارتباط با فرآیندهای زمین‌شناسی در محدوده صمغ‌آباد- چناسک (شمال شرق قزوین)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی، ۱۹۸ ص.
- حجازی، م. و قربانی، م. (۱۳۷۳). زمین‌شناسی ایران: بنتونیت- زئولیت، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۸ ص.
- حسینی طالقانی، ج. (۱۳۷۵). بررسی پترولوزیکی توده‌های نفوذی شمال و شرق قزوین و پتانسیلهای اقتصادی منطقه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۸۹ ص.
- حیدری، م. (۱۳۸۳). پترولوزی، ژئوشیمی و تحلیل ساختاری توده‌های نفوذی شکرناپ و گندد ریوداسیتی شمال وندر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۴۷ ص.

- درویشزاده، ع. (۱۳۷۰). اصول آتشفسان‌شناسی، انتشارات دانشگاه تهران، چاپ سوم، شماره ۳۵۷، ۱۷۵۹ ص.
- درویشزاده، ع. (۱۳۷۰). زمین‌شناسی ایران، انتشارات ندا، ۹۰۱ ص.
- رادفر، ج. (۱۳۸۱). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ قزوین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- رحیمی، ب. (۱۳۸۱). مطالعات ساختاری رشته کوه البرز در شمال دامغان، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۸ ص.
- ژوتو، ت. و موری، ر. (۱۳۸۱). زمین‌شناسی پوسته اقیانوسی و دینامیک درونی (ترجمه درویشزاده، ع.)، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۶۹ ص.
- شلی، د. (۱۳۷۴). بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی (ترجمه آسیابانها، ع.)، انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، ۶۳۰ ص.
- فتاحی، ا.ع. (۱۳۸۲). پتروژنر رخساره‌ها و مکانیسم فوران آتشفسان مارکوه (جنوب غرب قوچان)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۸۵ ص.
- قربانی، م. (۱۳۷۳). زمین‌شناسی ایران: سیلیس، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۲۷ ص.
- قربانی، م. (۱۳۸۲). مبانی آتشفسان‌شناسی با نگرشی بر آتشفسانهای ایران، انتشارات آرین زمین، ۳۶۲ ص.
- کریم‌پور، م.ح. (۱۳۷۷). پترولوزی سنگ‌های آذرین و کانسارهای ماگمایی، انتشارات نشر مشهد، ۳۴۴ ص.
- کلانتری، ک. (۱۳۸۳). پترولوزی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفسانی منطقه زرجه‌بستان- کجیران (شمال شرق قزوین)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۲۲ ص.
- گزارش نهایی پروژه اقلیم و گردشگری در استان قزوین (۱۳۸۰)، وزارت راه و ترابری، سازمان هواشناسی کشور.
- مر، ف. و مدبری، س. (۱۳۸۰). زمین‌ساخت صفحه‌ای و فرآیندهای زمین‌شناختی، انتشارات کوشامهر، ۴۶۷ ص.

- معین‌وزیری، ح. (۱۳۷۵). دیباچه‌ای بر ماقمایسم در ایران، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۴۴ ص.
- ملکی، ل. (۱۳۸۳). پترولوزی و آتشفشنان‌شناسی مجموعه هزار (جنوب غرب راین-استان کرمان)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه باهنر کرمان، ۱۶۲ ص.
- میدلموست، ا. (۱۳۷۷). ماقماها و سنگهای ماقمایی (ترجمه درویش‌زاده، ع. و آسیابانها، ع.)، چاپ دوم، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۲۷ ص.
- میسون، ب. و مر، ب.ک. (۱۳۷۱). اصول ژئوشیمی (ترجمه مر، ف. و شرفی، ع. ا.)، انتشارات دانشگاه شیراز، ۲ جلد، ۵۳۶ ص.
- نبوی، م. (۱۳۵۵). دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ ص.

#### ب- منابع لاتین

- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran. *J. Geodynamics* Vol. 21, No. 1, pp 1-33.
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi M., and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25, 659-672.
- Allen S.R., and McPhie J., 2003. Phenocryst fragments in rhyolitic lavas and lava domes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126, 263-283.
- Alvaro, J.J., Ezzouhairi, H., Vennin, E., Ribeiro, M.L., Clausen, S., Charif, A., Ait-Ayad, N., and Moreira, M.E., 2006. The early-Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Morocco; Petrology, Geodynamic setting and coeval sedimentation, *Journal of African Earth Science*, 44, 396-410.
- Amidi, S.M., 1975. Contribution a l'étude stratigraphique, petrologique et pétrochimique des roches magmatiques de la région Natanz-Nain-Surk (Iran Central). These, Gronoble, France, 316p.
- Amidi, S.M., Emami, M.H., and Michel, R., 1984. Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation. *Geol. Rund.*, 73, 917-932.

- Annells, R.N., Arthurton, R.S., Bazely, R.A., and Davies, R.G., 1975. Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangle map 1:250000, G.S.I. Rep., Quadrangles Nos. E3, E4, 94p.
- Bach, W., Erzinger, J., Dosso, L., Bollinger, C., Bougault, H., Etoubleau, J., and Sauerwein, J., 1996. Unusually large Nb-Ta depletions in North Chile ridge basalts at 36°50' to 38°56' S: major element, trace element, and isotopic data. Earth and Planetary Science Letters, 142, 223-240.
- Belousov, A., Walter, T.R., and Troll, V.R., 2005. Large-scale failures on domes and stratocones situated on caldera ring faults: sand-box modeling of natural examples from Kamchatka, Russia. Bull Volcanol, 67, 457-468.
- Berberian, M., 1976. Contribution to the Seismotectonics of Iran (part 2). G.S.I. Rep. No. 39, 518p.
- Berberian, M., 1983b. Structural Evolution of the Iranian Plateau. Contribution to the Seismotectonics of Iran, Part IV: Continental Deformation in the Iranian Plateau. GSI. Rep. No. 52, pp 19-68.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Can. J. Earth Sci., 18, 210-256.
- Best, M.G., 2003. Igneous and metamorphic petrology. 2<sup>nd</sup> ed., Blackwell science Ltd., 729p.
- Bogard, p.j.f., and Warner, G., 2003. Petrogenesis of basanitic to tholiitic volcanic rock from the Miocene Vgelsberg, Central Germany. Journal of Petrology, 44, 569-602.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Phinney, D.L., and Ryerson, F.J., 1994. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. Earth and Planetary Science Letters, 128, 327-339.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J., and Phinney, D.L., 1995. Mineralaqueous fluid partitioning of trace elements at 900 °C and 2.0 GPa: constraints on the trace element geochemistry of mantle and deep crustal fluids. Geochim. Cosmochim. Acta 59, 3331-3350.
- Browne, B.L., Eichelberger, J.C., Patino, L.C., Vogel, T., Uto, K., and Hashizumi, H., 2006. Magma minglings as indicated by texture and Sr/Ba ratios of plagioclase phenocrysts from Unzen Volcano, sw Japan. J. of vol. geotherm. res., In press.
- Buisson, C., and Merle, O., 2002. Experiments on internal strain in lava dome cross sections. Bull Volcanol, 64, 363-371.

- Cabanis, B., and Lecolle, M., 1989. Le Diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. C.R. Acad. Sci. Ser. II., 309, 2023-2029.
- Cas, R.A.F., and Wright, J.V., 1988. Volcanic succession: modern and ancient. Unwin Hyman., 528p.
- Castillo, P.R., Rigby, S.J., and Solidum, R.U., 2006. Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu Arc, Southern Philippines, *Lithos*, 1552, 44 p.
- Chesworth, W., Dejou, J., Larroque, P., Rodeja, E.G., 2004. Alteration of olivine in a basalt from central France. *Catena*, 56, 21-30.
- Condie, K.C., 1986. Geochemistry and tectonic setting of Early Proterozoic supracrustal rocks in the southeastern United States. *J. Geol.*, 94, 845-864.
- Condie, K.C., 1989. Plate tectonic and crustal evolution. Pergamon Press., 476p.
- Cousineau, P.A., and Bedard, J.H., 2000. Sedimentation in a subaqueous arc:back-arc setting: the Bobby Cove Formation, Snooks Arms Group, Newfoundland. *Precambrian Research*, 101, 111-134.
- Cox, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin., 450p.
- Cullen, A., Vicenzi, E., and McBirney A.R., 1989. Plg. Ultraphyric Basalts of the Galapagos archipelago. *J. of vol. geo. Res*, vol., 37, 325-337.
- Crawford, A.J., Beccaluva, L., and Serri, G., 1981. Tectonomagmatic evolution of the west Philippine-Mariana region and the origin of Boninites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54, 346-356.
- Davidson, J.P., Ferguson, K.M., Colucci, M.T., Dungan, M.A., 1987. The origin of magmas from the San Pedro-Pellado Volcanic Dokhan Volcanics complex, S. Chile: multicomponent sources and open system evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 429-445.
- Dedual, E., 1967. Zur géologie des mittleren und unteren Karaj-Tales, Zentral Elburz (Iran). *Mitt.Geol.Inst.E.T.H.U.*, Thesis. Univ. Zurich, No. 76, 125p.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1991. An introduction to rock forming minerals. Longman., 528p.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses \_ its relationship and current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183-210.
- Dewey, J.F., Pittman, W.C., Ryan, W.F.B., and Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84 (10), 3137-3180.

- Donnadieu, F., Merle, O., and Besson, J.C., 2001. Volcanic edifice stability during cryptodome intrusion. *Bull Volcanol*, 63, 61-72.
- Dostal, J., Church, B.N., Reynolds, P.H., and Hopkinson, L., 2001. Eocene volcanism in the Buck Creek basin, central British Columbia (Canada): transition from arc to extensional volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107, 149-170.
- Dungan M.A., 2005. Partial melting at the earth's surface: implications for assimilation rates and mechanisms in subvolcanic intrusions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140, 193-203.
- Ebrahimi, M., 2000. A study on the petrology and mineralogy of the Mesozoic volcanic rocks of Pinggang-Weijing area in northeastern China and the Paleogene volcanic rocks of Molla- Ali area in northwestern Iran. A dissertation for Ph.D., China University of Geosciences, 101p.
- Elburg, M., and Goldberg, A., 2000. Age and geochemistry of Karoo dolerite dykes from northeast Botswana. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 31, No. 314, pp 539-554.
- Elliot, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., and Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research*, 102, 14991-15019.
- Emami, M.H., 1981. Geologie de la region de Qom-Aran (Iran), Contribution à l'étude dynamique et geochemique du volcanisme Tertiare de l'Iran central, Ph.D Thesis, 489p.
- Esquivel, O.M.T., Samaniego, N.A.F., and Alvarez, A.S.A., 2002. Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 37-56.
- Faccenna, C., Speranza, F., Caracciolo, F.D.A., Mattei, M., and Oggiano, G., 2002. Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc-back-arc transitional regime. *Tectonophysics*, 356, 213-232.
- Feiznia, S., 1990. Different types of Rockballs and their genesis from the karaj formation (Middle Eocene) in central alborz, of northern IRAN. *J. Sci. I.R.Iran*, Vol. 1, No. 4, 294-302.
- Fisher, R.V., and Schminke, H.U., 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag., 427p.
- Foley, S.F., Barth, M.G., and Jenner, G.A., 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64, 933-938.
- Foley S., Tiepolo, M., and Vannucci, R., 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417, 837-840.

- Gamble, J.A., Smith, I.E.M., McCulloch, M.T., Graham, I.J., and Kokelaar, B.P., 1993. The geochemistry and petrogenesis of basalts from the Taupo volcanic zone and Kermadec island arc, S.W. Pacific. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54, 265-290.
- Geshi, N., 2000. Fractionation and magma mixing within intruding dike swarm: evidence from the Miocene Shitara-Otoge igneous complex, central Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 98, 127-152.
- Gill, J.B., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Berlin, Springer-Verlag, 358 p.
- Gioncada, A., Mazzuoli, T.R., and Milton, A.J., 2005. Magma mixing at Lipari (Aeolian Islands, Italy): Insights from textural and compositional features of phenocrysts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145, 97-118.
- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381, 235-273.
- Green, T.H., and Pearson, N.J., 1986. Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic-felsic compositions at high P, T. *Chemical Geology*, 54, 185-201.
- Green, D.H., and Ringwood, A.E., 1968. Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18, 105-162.
- Grunder, A.L., 1992. Two-stage contamination during crustal assimilation: isotopic evidence from volcanic rocks in eastern Nevada. *Contributions to mineralogy and petrology*, vol., 112, 219-229.
- Hald, N., and Tegner, C., 2000. Composition and age of tertiary sills and dykes, Jameson Land Basin, East Greenland: relation to regional flood volcanism. *Lithos*, 54, 207-233.
- Hammer, J.E., Cashman, K.V., and Voight, B., 2000. Magmatic processes revealed by textural and compositional trends in Merapi dome lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100, 165-192.
- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectenomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran (Shahr e Babak area, Kerman province). A dissertation for Ph.D., University of California, Los Angeles, 204p.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Herdt, J.M., and McDermott, F., 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21, 175-204.
- Hawkesworth, C.J., Herdt, J.M., Ellam, R.M., and McDermott, F., 1991. Element fluxes associated with subduction related magmatism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 335, 393-405.

- Honza, E., 1991. Tertiary arc chain in the Western Pacific. *Tectonophysics*, 187, 285-303.
- Ibrahim, K.M., Tarawneh, K., and Rabba, I., 2003. Phases of activity and geochemistry of basaltic dike systems in northeast Jordan parallel to the Red Sea. *Journal of Asian Sciences*, 21, 467-472.
- Ionov, D.A., and Hofmann, A.W., 1995. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: implications for subduction related metasomatic trace element fractionation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 131, 341-356.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Sci.*, 8, 523-548.
- Ishizuka, H., Kawanobe, Y., and Sakai, H., 1990. Petrology and geochemistry of volcanic rocks dredged from the Okinawa Trough, an active back-arc basin. *Geochem. J.*, 24, 75-92.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian basin. *Geophys. J. Int.*, 148, 214-245.
- Javier, F., Moro, L., and Plaza M.L., 2004. Monzonitic series from the Variscan Tormes Dome (Central Iberian Zone): petrogenetic evolution from monzogabbro to granite magmas. *Lithos*, 72, 19-44.
- Jung, D., Kursten, M., and Tarkian, M., 1975. Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. In: Pilger, A., and Rosler, A. (eds.), *Afar between continental and oceanic rifting (V. II)*. Schweizerbartische Verlagsbuch-Handlungm, Stuttgart, 175-181.
- Kalantari, A., 1986. Microfacies of carbonate rocks of IRAN, Ministry of oil national IRANIN oil company, Geological laboratories publication, 287p.
- Kelemen, P.B., Johnson, K.T.M., Kinzler, R.J., and Irving, A.J., 1990. High-field strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. *Nature*, 345, 521-524.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N., and Dunn, T., 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 111-133.
- Khan, T., Murata, M., Karim, T., Zafar, M., Ozawa, H., and Rehman, H., 2006. A Cretaceous dike swarm provides evidence of a spreading axis in the back-arc basin of the Kohistan paleo-island arc, northwestern Himalaya, Pakistan. *Journal of Asian Earth Sciences*, In press.

- Leat, P.T., Pearce, J.A., Barker, P.F., Millar, I.L., Barry, T.L., and Larter, R.D., 2004. Magma genesis and mantle flow at a subducting slab edge: the South Sandwich arc-basin system. *Earth and Planetary Science Letters*, 227, 17-35.
- Le Bas, Le maitre, streckeisen and zanettin., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali-silica Diagramme. *J. Petrol.*, 27, Part 3, 745-750.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyer Le Bas, M.J., Sabine, P.N., Schmid, R., Sorensen, streckeisen, A., Wooly, A.R., and Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientification Publ., Oxford London, 193p.
- Lundstrom, C.C., Shaw, H.F., Ryerson, F.J., Williams, Q., and Gill, J., 1998. Crystal chemical control of clinopyroxene-melt partitioning in the Di-Ab-An system: Implications for elemental fractionations in the depleted mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol., 62, No. 16, pp 2849-2862.
- Marchev, P., Raicheva, R., Downes, H., Vaselli, O., Chiaradia, M., and Moritz, R., 2004. Compositional diversity of Eocene–Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. *Tectonophysics*, 393, 301-328.
- Mashima, H., 2004. Time scale of magma mixing between basalt and dacite estimated for the Saga-Futagoyama volcanic rocks in northwest Kyushu, southwest Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131, 33-349.
- Maury, R.C., Defant, M.J., and Joron, J.L., 1992. Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. *Nature*, 360, 661-663.
- McCulloch, M.T., and Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102, 358-374.
- Middlemost, E.A.K., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chem. Geol.*, 77, 19-26.
- Mitchell, C.H., and Widdowson, M., 1991. A geological map of the southern Deccan Traps, India and its structural implications. *Journal of Geological Society of London*, 148, 495-505.
- Moghazi, A.M., 2003. Geochemistry and petrogenesis of a high-K calc-alkaline Dokhan Volcanic suite, South Safaga area, Egypt: the role of late Neoproterozoic crustal extension. *Precambrian Research*, 125, 161-178.
- Muenov, D.W., Garcia, M.O., Aggrey, K.E., Bednarz, U. and Schmincke, H.U., 1990. Volatiles in submarine glasses as a discriminate of tectonic origin: application to the Troodos ophiolite. *Nature*, 343, 159-161.

- Muller, D., and Groves, D.I., 1997. Potassic igneous and associated gold-copper mineralization. Springer, 241p.
- Mueller, S., Melnik, O., Spieler, O., Scheu, B., and Dingwell, D.B., 2005. Permeability and degassing of dome lavas undergoing rapid decompression: An experimental determination. *Bull Volcanol*, 67, 526-538.
- Muller, D., Rock, N.M.S., and Groves, D.I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic setting. A pilot study, *Mineral Petrol.*, 46, 259-289.
- Munker, C., 1998. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques. *Chem. Geol.*, 144, 23-45.
- Munker, C., Worner, G., Yogodzinski, G., and Churikova, T., 2004. Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka–Aleutian arc lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 275–293.
- Nakamura, M., and Shimakita, S., 1998. Dissolution origin and syn-entrapment compositional change of melt inclusion in plagioclase. *Earth and Planetary Science Letters*, 161, 119-133.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 38, 757-775.
- Nelson, S.T., and Montana, A., 1992. Sived textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77, 1242-1246.
- Nicholson, K.N., Black, P.M., Hoskin, P.W.O., and Smith, I.E.M., 2004. Silicic volcanism and back-arc extension related to migration of the Late Cainozoic Australian-Pacific plate boundary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131, 295-306.
- Nielsen, R.L., Crum, J., Bourgeois, R., Hascall, k., Forsythe, I.M., Fisk, M.R., and Christic, D.M., 1995, Melt inclusions in high-An plagioclase from the Gorda Ridge: an example of the local diversity of MORB parent magmas. *J. Contrib. Mineral. Petrol*, vol., 122, 34-50.
- Nixon, G.T., and Pearce, T.H., 1987. Lase-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: the record of magma mixing and phenocryst recycling in calcalkaline of magma chamber Iztaccihautl volcano, Mexico. *Americ. Mineral*, 72, 1144-1162.
- Nogole-Sadate, M.A.A, 1978. Les zones de decrochemens et virgations structurals en Iran. Consequences des resultats de l'analyse structurale de la region de Qom. These Univ. Scientifique et Medicale de Grenoble., 201p.

- Nomade, S., Pouclet, A., and Chen, Y., 2002. The French Guyana doleritic dykes: geochemical evidence of three populations and new data for the Jurassic Central Atlantic Magmatic Province. *Journal of Geodynamics*, 34, 595-614.
- Notsu, K., Fujitani, T., Ui, Ti, Matsuda, J., and Ercan, T., 1995. Geochemical features of collision related volcanic rocks in central and eastern Anatoli, Turkey. *J.Volcanol. Geotherm. Res.*, 64, 171-192.
- Parker, D.F., Ghosh, A., Price, C.W., Rinard, B.D., Cullers, R.L., and Ren M., 2005. Origin of rhyolite by crustal melting and the nature of parental magmas in the Oligocene Conejos Formation, San Juan Mountains, Colorado, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139, 185-210.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (eds), *Andesites*. Wiley, Chichester., 525-548.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., and Norry, M.J. (eds), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich., 230-249.
- Pearce, J.A., and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- Pearce, J.A., and Gale, G.H., 1977. Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 7, 17-24.
- Pearce, J.A., and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-285.
- Pearce, J.A., Kempton, P.D., Nowell, G.M., and Noble, S.R., 1999. Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western Pacific arc-basin systems. *Journal of Petrology*, 40, 1579-1611.
- Petterson, M.G., Treloar, P.J., 2004. Volcanostratigraphy of arc volcanic sequences in the Kohistan arc, North Pakistan: volcanism within island arc, back-arc-basin, and intra-continental tectonic settings. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130, 147-178.
- Price, R.C., Stewart, R.B., Woodhead, J.D., and Smith, I.E.M., 1999. Petrogenesis of High-K Arc Magmas: Evidence from Egmont Volcano, North Island, New Zealand. *J. Petrol.*, Vol. 40, No. 1, 167-197.
- Quane, S.L. and Russell, J.K., 2005. Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bull Volcanol*, 67, 129-143.
- Rao, J.M., 2002. Petrology and Geochemistry of Dolerite Dykes, West Garo Hills, Meghalaya: A Preliminary Study. *Gondwana Research (Gondwana Newsletter Section)* Vol., 5, No. 4, pp 884-888.

- Rao, D.R., and Rai, H., 2006. Signatures of rift environment in the production of garnet-amphibolites and eclogites from Tso-Morari region, Ladakh, India: A geochemical study. *Gondwana Research*, 9, 512–523.
- Reading, H.G., 1996. Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. 3<sup>rd</sup> ed., Blackwell science Ltd., 485-567.
- Reagan, M.K., and Gill, J.B., 1989. Coexisting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implications for residual titanites in arc magma sources. *Journal of Geophysical Research*, 94, 4619-4633.
- Riggs, N., and Carrasco-Nunez, G., 2004. Evolution of a complex isolated dome system, Cerro Pizarro, central Mexico. *Bull Volcanol*, 66, 322–335.
- Rodkin, M.V., and Rodnikov A.G., 1996. Origin and structure of back-arc basins: new data and model discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 93, 123-131.
- Rogers, J.J.W., and Rayland, P.C., 1980. Trace elements in continental margin magmatism. Part I. *Geol. Soc. Am. Bull*, 91, 196-198.
- Rogers, J.J.W., Suayah, L.B., and Edwards, J.M., 1984. Trace elements in continental margin magmatism. Part IV. *Geol. Soc. Am. Bull*, 95, 1437-1445.
- Rolland, Y., Pecher, A., and Picard, C., 2000. Middle Cretaceous back-arc formation and arc evolution along the Asian margin: the Shyok Suture Zone in northern Ladakh (NWHimalaya). *Tectonophysics*, 325, 145-173.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman.
- Rosu, E., Seghedi, I., Downes, H., Alderton, D.H.M., Szakacs, A., Pecskay, Z., Panaiotu, C., Panaiotu, C.E., and Nedelcu, L., 2004. Extension-related Miocene calc-alkaline magmatism in the Apuseni Mountains, Romania: Origin of magmas. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 84, 153-172.
- Ryerson, F.J., and Watson, E.B., 1987. Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, 225-239.
- Sandeman, H.A., Hanmer, S., Tella, S., Armitage, A.A., Davis, W.J., and Ryan, J.J., 2006. Petrogenesis of Neoarchaean volcanic rocks of the MacQuoid supracrustal belt: A back-arc setting for the northwestern Hearne subdomain, western Churchill Province, Canada. *Precambrian Research*, 144, 140-165.
- Schmidt M. W., Dardon, A., Chazot, G., and Vannucci, R., 2004. The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 415-432.

- Schreiber, U., Anders, D., and Koppen, J., 1999. Mixing and chemical interdiffusion of trachytic and latitic magma in a subvolcanic complex of the Tertiary Westerwald\_(Germany). *Lithos*, 46, 695-714.
- Shinjo, R., and Kato, Y., 2000. Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin. *Lithos*, 54, 117-137.
- Shuto, K., Ishimoto, H., Hirahara, Y., Sato, M., Matsui, K., Fujibayashi, N., Takazawa, E., Yabuki, K., Sekine, M., Kato, M., and Rezanov, A.I., 2006. Geochemical secular variation of magma source during Early to Middle Miocene time in the Niigata area, NE Japan: Asthenospheric mantle upwelling during back-arc basin opening. *Lithos*, 86, 1-33.
- Srivastava, R.K., and Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 373-389.
- Srivastava, R.K., and Sinha, A.K., 2004. Geochemistry and petrogenesis of early Cretaceous sub-alkaline mafic dykes from Swangkre-Rongmil, East Garo Hills, Shillong plateau, northeast India. *Proc. Indian Acad. Sci. Earth Planet., Sci.*, 113, No. 4, pp 683-697.
- Stalder, R., Foley, S.F., Brey, G.P., and Horn, I., 1998. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200 °C and 3.0-5.7 GPa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 62 (10), 1781-1801.
- Stephan, T., Nelson, S.T., and Montana, A., 1992. Sieve- textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *Am. Min.*, 77, 1242-1249.
- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C.A. and Drake, C.A. (eds.), *The geology of continental margins*. Springer-Verlag, Berlin, 873-887.
- Stocklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. *Memoire Hors-Seris., de la Soc.GeoL de France.*, 8, 333-353.
- Stoneley, R., 1990. The Arabian continental margin in Iran during the Late Cretaceous. In: Robertson, A.H.F., Searle, M.P., and Ries, A.C., (eds). *The geology and tectonics of the Oman region*. Geol. Soc. Spec. Publ., No. 49, pp 787-795.
- Sun, S.S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc., A* 297, 409-445.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (eds), *Magmatism in oceanic basins*. Geol. Soc. London. Spec. Pub., 42, 313-345.

- Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235, 145-150.
- Tarney, J., Saunders, A.D., and Weaver, S.D., 1977. Geochemistry of volcanic rocks from the island arcs and marginal basins of the Scotia arc region. In Island arcs, deep sea trenches and back arc basins. Talwani, M., and Pitman, W.C., III (eds), Washington DC: Am. Geophys. Union., 367-377.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., and Nesbitt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc lavas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, 293-309.
- Tatsumi, Y., and Maruyama, S., 1989. Boninites and high-Mg andesites: tectonics and petrogenesis. In: Crawford A.J. (ed.) Boninites and related rocks. Unwin Hyman, London, 50-71.
- Taylor, B., and Martinez, F., 2003. Back-arc basin basalt systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 210, 481-497.
- Tiepolo, M., Vannucci, R., Oberti, R., Foley, S., Bottazzi, P., and Zanetti, A., 2000. Nb and Ta incorporation and fractionation in titanian pargasite and kaersutite: crystal chemical constraints and implications for natural systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 176, 185-201.
- Thirwall, F.M., Upton, B.J., and Jenkins, C., 1994. Interaction between continental lithosphere and Iceland plume-Sm-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, NE Greenland. *Journal of Petrology*, 35, 839-879.
- Thompson, R.N., 1982. British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, 18, 49-107.
- Thy, P., Lesher, C.E., and Fram, M.S., 1998. Low pressure Experimental constraints on the evolution of Basaltic lavas from site 917, South east Greenland Continental margin. *Proceedings of the ocean Drilling program, Scientific Results*, vol., 152, 359-372.
- Trumbull, R.B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Busch, W., Gerstenberge, H., and Siebel, W., 1999. Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes ( $25\pm268S$ ) and its geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 135-155.
- Tsuchiyama A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 1-16.

- Vernant, P.H., and Chery, J., 2006. Low fault friction in Iran implies localized deformation for the Arabia–Eurasia collision zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 246, 197-206.
- Vernant, P.H., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M., and Tavakoli, F., 2004. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 177-185.
- Vernon, R.H., 2004. A practical guide to rock microstructure. Cambridge University press, 594p.
- Watts, R.B., De Silva, S.L., De Rios, G. J., and Croudace, I., 1999. Effusive eruption of viscous silicic magma triggered and driven by recharge: a case study of the Cerro Chascon-Runtu Jarita Dome Complex in Southwest Bolivia. *Bull Volcanol*, 60, 241-264.
- Welch, S.A., and Banfield, J.F., 2002. Modification of olivine surface morphology and reactivity by microbial activity during chemical weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66, 213-221.
- Weaver, B.L., and Tarney, J., 1981. The Scourie dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic subcontinental mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 175-188.
- Weyer, S., Munker, C., and Mezger, K., 2003. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 309-324.
- Whith, J.D.L., and Riggs, N.R., 2001. Volcaniclastic sedimentation in lacustrine settings. Blackwell Science Ltd., 299p.
- Widdowson, M., Pringle, M.S., and Fernandez, O.A., 2000. A post K-T Boundary (Early Palaeocene) age for Deccan-type feeder dykes, Goa, India. *Journal of Petrology* 41, 1177-1194.
- Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Unwin Hyman Ltd., London, 466p.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectenomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province. *Earth. Planet. Sci. lett.*, 50, 11-30.
- Woodhead, J., Eggins, S., and Gamble, J., 1993. High field strength and transition element systematics in island and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 114, 491-504.

- Wyllie, P.J., Sekine, T., 1982. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 375-380.
- Zellmer, G.F., and Turner, S.P., 2006. Arc dacite genesis pathways: Evidence from mafic enclaves and their hosts in Aegean lavas. *Lithos*, In press.
- Zhang, K.J., 2004. Secular geochemical variations of the Lower Cretaceous siliciclastic rocks from central Tibet (China) indicate a tectonic transition from continental collision to back-arc rifting. *Earth and Planetary Science Letters*, 229, 73-89.

ضميمة

**نتائج تجزية شمسيائي عناصر اصل**

<b>Element:</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(T)</b>	<b>MnO</b>	<b>MgO</b>	<b>CaO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>LOI</b>	<b>Total</b>
<b>Units:</b>	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
<b>Detection Limit:</b>	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.01	0.01
<b>Reference Method:</b>	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP
Z.05.1	55.09	19.97	6.53	0.068	1.88	6.77	3.34	2.58	1.026	0.54	2.4	100.2
Z.05.3	55.03	20.07	6.77	0.076	1.54	7.06	3.39	2.61	1.037	0.54	2.5	100.6
S.01.2	51.28	17.04	8.47	0.131	4.88	7.07	3.91	2.95	1.027	0.41	3.23	100.4
B.01	48.73	16.62	9.96	0.161	7.42	10.83	2.2	1.95	0.938	0.32	1.62	100.8
N.10.1	52.13	17.22	9.05	0.139	4.96	8.24	2.92	3.11	1.085	0.43	1.54	100.8
NS.01	53.28	18.05	8.03	0.118	3.12	7.49	3.24	3.56	1.091	0.46	2.06	100.5
T.05	56.1	17.51	6.71	0.12	4.91	7.6	3.4	0.52	0.785	0.19	2.54	100.4
N.06	53.05	18.37	6.65	0.112	1.79	8.94	3.27	2.88	0.919	0.35	4.02	100.3
G.01	50.72	17.36	9.15	0.157	5.91	8.69	2.97	2.88	1.033	0.4	1.35	100.6
G.02	51.52	18.15	8.75	0.164	4.76	8.32	2.91	3.18	1.035	0.41	0.97	100.2
D.01	51.69	17.19	8.02	0.181	4.2	10.99	2.79	1.59	0.952	0.27	3.11	101
D.28	42.98	15.72	9.28	0.163	5.51	11.21	2.38	1.94	1.04	0.29	9.99	100.5
S.06	66.85	16.82	2.29	0.073	0.83	2.55	4.18	3.39	0.25	0.17	2.34	99.74
S.07	67.3	16.96	2.33	0.068	0.85	2.54	4.19	3.38	0.253	0.17	1.97	100
DS.01	62.24	17.39	4.55	0.083	1.79	3.55	4.11	3.13	0.545	0.28	3.31	101
SD.01	60.93	17.1	4.86	0.081	2.01	3.3	4.36	2.75	0.581	0.29	3.62	99.88

**نتائج تجزية شمسيائي عناصر كمباب**

<b>Element:</b>	<b>Sc</b>	<b>Be</b>	<b>V</b>	<b>Cr</b>	<b>Co</b>	<b>Ni</b>	<b>Cu</b>	<b>Zn</b>	<b>Ga</b>	<b>Ge</b>	<b>As</b>	<b>Rb</b>	<b>Sr</b>	<b>Y</b>	<b>Zr</b>	<b>Nb</b>
<b>Units:</b>	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
<b>Detection Limit:</b>	1	1	5	20	1	20	10	30	1	0.5	5	1	2	0.5	4	0.2
<b>Reference Method:</b>	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-MS	FUS-ICP	FUS-MS	FUS-ICP	FUS-MS								
Z.05.1	14	2	118	< 20	8	< 20	60	60	14	1.3	< 5	57	509	29.7	201	12.8
Z.05.3	13	2	116	< 20	8	< 20	40	60	15	1.2	< 5	57	519	28.8	199	12.9
S.01.2	24	2	216	70	20	30	70	60	13	1.6	< 5	75	791	22.7	142	12.1
B.01	36	2	247	80	30	50	50	70	12	1.8	< 5	43	460	19.7	89	6.7
N.10.1	25	3	233	80	22	40	80	70	14	1.6	18	73	526	24.9	156	13.5
NS.01	20	3	199	20	16	20	80	70	14	2	< 5	90	545	24.4	179	14.6
T.05	23	2	182	70	17	40	30	70	13	1.6	< 5	9	800	22.1	127	5.8
N.06	19	2	179	< 20	13	< 20	40	60	14	1.4	< 5	76	576	24.2	153	11
G.01	27	2	232	100	23	60	70	80	13	1.6	< 5	74	538	22	127	11.2
G.02	25	2	222	50	22	40	70	80	14	1.6	8	83	553	23.6	142	12.3
D.01	28	2	210	160	24	60	40	70	14	1.6	27	32	492	22.6	110	8.8
D.28	34	2	261	50	23	30	60	80	13	1.4	6	38	550	20.9	88	7.3
S.06	3	2	13	< 20	2	< 20	< 10	60	15	1.7	< 5	100	340	19.6	216	11.9
S.07	3	2	13	< 20	2	< 20	< 10	60	15	1.7	< 5	102	329	18.9	219	12.7
DS.01	7	2	50	< 20	5	< 20	< 10	50	13	1.5	< 5	79	279	20.8	167	13.6
SD.01	8	2	54	< 20	7	< 20	< 10	60	15	1.4	6	77	284	24.4	166	14

**ادامه نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب**

<b>Element:</b>	<b>Mo</b>	<b>Ag</b>	<b>In</b>	<b>Sn</b>	<b>Sb</b>	<b>Cs</b>	<b>Ba</b>	<b>Hf</b>	<b>Ta</b>	<b>W</b>	<b>Tl</b>	<b>Pb</b>	<b>Bi</b>	<b>Th</b>	<b>U</b>
<b>Units:</b>	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm								
<b>Detection Limit:</b>	2	0.5	0.1	1	0.2	0.1	3	0.1	0.01	0.5	0.05	5	0.1	0.05	0.01
<b>Reference Method:</b>	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-ICP	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
<b>Z.05.1</b>	< 2	< 0.5	< 0.1	2	4.1	0.9	661	5.1	0.93	1.8	0.19	83	0.3	7.23	1.84
<b>Z.05.3</b>	2	< 0.5	< 0.1	2	2.8	0.9	680	5.2	0.89	1.4	0.17	71	0.2	7.28	1.87
<b>S.01.2</b>	< 2	< 0.5	< 0.1	2	3.4	2	591	3.6	0.79	1.6	0.29	43	0.4	5.62	1.66
<b>B.01</b>	< 2	< 0.5	< 0.1	1	4.2	1.1	451	2.2	0.4	0.7	0.27	30	0.4	2.44	0.71
<b>N.10.1</b>	< 2	< 0.5	< 0.1	2	4.7	1.4	598	4	0.86	1.1	0.26	66	1.1	6.35	1.87
<b>NS.01</b>	2	< 0.5	< 0.1	2	5.1	1.1	657	4.4	1.01	1.8	0.38	82	0.6	7.59	2.27
<b>T.05</b>	< 2	< 0.5	< 0.1	2	4.4	50.2	374	3.4	0.41	0.9	0.62	92	1.6	4.84	2.19
<b>N.06</b>	< 2	< 0.5	< 0.1	2	4.4	3.7	718	4	0.81	1.2	0.65	83	2.3	7.33	2.05
<b>G.01</b>	< 2	< 0.5	< 0.1	1	4.4	2.3	565	3.2	0.71	1.3	0.35	73	0.5	4.91	1.42
<b>G.02</b>	< 2	< 0.5	< 0.1	2	3.7	3.5	631	3.6	0.78	2.9	0.39	56	0.8	5.61	1.61
<b>D.01</b>	< 2	< 0.5	< 0.1	2	3.9	0.7	572	3.2	0.56	1	0.26	68	2.3	5.94	1.53
<b>D.28</b>	< 2	< 0.5	< 0.1	3	5.3	0.9	608	2.7	0.44	1	0.31	58	1.5	4.03	1.14
<b>S.06</b>	< 2	< 0.5	< 0.1	3	5.1	2.9	853	5.1	1.04	2.2	0.83	115	0.6	10	3.09
<b>S.07</b>	< 2	< 0.5	< 0.1	2	3.6	2.9	858	5.2	1.06	2.5	0.85	104	0.3	10.2	3.18
<b>DS.01</b>	< 2	< 0.5	< 0.1	2	5.4	1	789	4.4	1.19	1.8	0.83	136	1.9	12.6	3.51
<b>SD.01</b>	< 2	< 0.5	< 0.1	2	3.7	0.8	729	4.4	1.14	1.7	0.83	127	2	11.7	3.81

**نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب خاکی**

<b>Element:</b>	<b>La</b>	<b>Ce</b>	<b>Pr</b>	<b>Nd</b>	<b>Sm</b>	<b>Eu</b>	<b>Gd</b>	<b>Tb</b>	<b>Dy</b>	<b>Ho</b>	<b>Er</b>	<b>Tm</b>	<b>Yb</b>	<b>Lu</b>
<b>Units:</b>	ppm													
<b>Detection Limit:</b>	0.05	0.05	0.01	0.05	0.01	0.005	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.005	0.01	0.002
<b>Reference Method:</b>	FUS-MS													
<b>Z.05.1</b>	30.9	60.9	7.49	29.8	6.41	1.79	6.34	1.05	5.58	1.09	3.25	0.486	3.08	0.45
<b>Z.05.3</b>	30.3	60.1	7.37	28.6	6.34	1.76	6.22	1.03	5.55	1.07	3.19	0.479	3.01	0.456
<b>S.01.2</b>	27.7	55.1	6.51	26.2	5.64	1.65	5.25	0.81	4.55	0.85	2.46	0.365	2.29	0.346
<b>B.01</b>	18	36.8	4.52	18.9	4.37	1.42	4.53	0.71	3.97	0.75	2.17	0.312	1.87	0.272
<b>N.10.1</b>	30	60.6	7.09	27.7	5.97	1.71	5.69	0.89	4.91	0.92	2.71	0.403	2.56	0.368
<b>NS.01</b>	32.8	64.3	7.5	29.5	6.15	1.72	5.81	0.88	4.91	0.91	2.71	0.399	2.57	0.376
<b>T.05</b>	18.7	39	4.6	18.7	4.3	1.21	4.27	0.7	4.16	0.82	2.41	0.387	2.47	0.356
<b>N.06</b>	30.7	60.3	6.95	27	5.75	1.61	5.28	0.83	4.7	0.88	2.62	0.392	2.5	0.375
<b>G.01</b>	25.8	51.9	6.14	25.1	5.54	1.57	5.11	0.8	4.5	0.85	2.48	0.366	2.28	0.318
<b>G.02</b>	27.8	55.1	6.51	26.3	5.58	1.61	5.33	0.81	4.45	0.86	2.5	0.371	2.32	0.345
<b>D.01</b>	24.6	49.9	5.91	24	5.23	1.53	4.95	0.79	4.42	0.86	2.51	0.367	2.32	0.339
<b>D.28</b>	20.1	42.5	5.26	22.2	5.1	1.51	4.83	0.76	4.31	0.82	2.3	0.331	2.05	0.3
<b>S.06</b>	34.1	63.7	6.72	23	4.19	1.07	3.49	0.55	3.17	0.62	1.98	0.323	2.15	0.344
<b>S.07</b>	34.8	64.5	6.77	23.3	4.15	1.05	3.52	0.55	3.29	0.64	2	0.33	2.27	0.343
<b>DS.01</b>	36.6	68.3	7.29	26.7	5.23	1.33	4.44	0.7	3.9	0.75	2.27	0.363	2.33	0.349
<b>SD.01</b>	33.8	64.2	7.1	26.1	5.12	1.33	4.56	0.71	4.13	0.78	2.35	0.372	2.43	0.367

## **Abstract**

The Zereshk- Soltan-Qeis area is located in 10 Km north of Qazvin in the western Alborz structural zone. Volcaniclastics (Pyroclastics, Epiclastics and Autoclastics), olivine basalts, andesite and trachy-andesite lava flows, trachy-andesitic and micro monzogabbroic dikes, dacitic volcanic domes and monzogabbroic bodies are the main lithologic units in this area. Presence of the benthic and pelagic foraminifera microfossils in a tuffaceous limestone layer and rockballs, indicates middle Eocene age for the volcaniclastics. This tuffaceous limestone layer in the base of olivine basaltic lava flows associated with sedimentary structures such as graded bedding and cross-bedding in the Volcaniclastic rocks show that these rocks have been formed in a shallow-depth submarine basin. Field facies studies show a change in subaqueous to subaerial eruptive depositional environment in this area. Petrographic evidence indicates continuous changes in these rocks. Some of these changes are appearance and disappearance of some mineral phases and the corrosion and sieve textures due to processes such as fractionation, mixing and decompression. Typical difference in the geochemical trends of dacites and trachy-andesites compared with another rocks indicates the dacitic rocks resulted from partial melting of the continental crust by intrusion of a high temperature basic magma. Also, believed that trachy-andesites are produced by mixing of acidic and basic magma. Geochemical variations, spiders and discrimination diagrams indicate high potassic calc-alkaline nature for this rocks and their formation in a continental subduction zone. Their tectonic settings have the volcanic arc characteristics formed in an embryonic back-arc basin affected by Orumieh-Dokhtar magmatic arc. The enrichment of produced magma from LREE and LILE can be attributed to intensive metasomatism of mantle source, low degree of partial melting (%15 to %16) and crustal contamination.

**Key words:** Alborz zone, Qazvin, Igneous rocks, Potassic calc-alkaline magmatism, Back-arc Basin.