

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین
گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی
پایان نامه دکتری

پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه بیارجمند

(جنوب شرق شاهرود)

سید حسین حسینی

استاد راهنما:

دکتر محمود صادقیان

استاد مشاور:

دکتر حبیب اله قاسمی

شهریور ۹۴

شماره : ۱۱۷۲۵
تاریخ : ۹۴/۷/۷
ویرایش :

بسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره ۱۲

صور تجلسه دفاع از رساله دکتری (ph.D)

بدینوسیله گواهی می شود آقای سید حسین حسینی دانشجوی دکتری رشته پترولوژی ورودی سال ۸۹ در تاریخ ۹۴/۶/۲۳ از رساله خود با عنوان : پترولوژی ، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود) دفاع و با اخذ ۱۹.۰۰۰ به درجه : عالی نائل گردید .

<input type="checkbox"/> الف) درجه عالی : نمره ۲۰-۱۹ <input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/> ب) درجه بسیار خوب : نمره ۱۸/۹۹ - ۱۷
<input type="checkbox"/> ج) درجه خوب : نمره ۱۶/۹۹ - ۱۵ <input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/> د) غیر قابل قبول و نیاز به دفاع مجدد دارد <input type="checkbox"/>
<input type="checkbox"/> ذ) رساله نیاز به اصلاحات دارد <input type="checkbox"/>	

ردیف	هیئت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱	دکتر محمود صادقیان	استاد راهنما	دانشیار	
۲	دکتر حبیب اله قاسمی	استاد مشاور	استاد	
۳	دکتر مریم شیبی	استاد مدعو داخلی	استادیار	
۴	دکتر قاسم قربانی	استاد مدعو خارجی	دانشیار	
۵	دکتر علی کنعانیان	استاد مدعو خارجی	استاد	
۶	دکتر عزیزاله طاهری	سرپرست (نماینده) تحصیلات تکمیلی دانشکده	استاد	

مدیر محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه

ضمن تأیید مراتب فوق مقرر فرمائید اقدامات لازم بعمل آید .

رئیس دانشکده و رئیس هیأت داوران :

تاریخ و امضاء
۹۴/۷/۷

سپاس از دو وجود عزیز:

آنان که ناتوان شدند تا به توانایی برسم

موهایشان سپید شد تا روسفید شوم

و عاشقانه سوختند تا گرمابخش وجودم و روشنگر را هم باشند

مادرم و مرحوم پدرم

تقدیم به:

همسرم و فرزندانم

سپاسگزاری

خداوند بزرگ را سپاس می‌گویم که دروازه علم و حکمتش را بر بنده کوچکش، اندکی گشود و از بیکران علمش، قطره‌هایی نصیبم ساخت تا این لطف و مرحمت، در قالب این رساله مهیا گردد. در این راه دور، استادی اساتید و معلمی معلمانی بس بزرگوار، همچون چراغی فروزان، روشنگر راه من بود که با شفقت و تدبیر، مرا قدم به قدم پیش برده و راه نمایانده‌اند. هیچ حرف و کلمه‌ای اندازه و مقدار آن را ندارد تا به رسم سپاس من به ایشان تقدیم شود. به همین الفاظ اندک و کوچک اکتفا می‌کنم تا نامی از ایشان در ابتدا برده باشم و سپاسی تقدیمشان؛ که "من لم یشکر المخلوق، لم یشکر الخالق". از استاد ارجمند و دوست عزیزم جناب آقای دکتر محمود صادقیان که همواره با راهنمایی‌های ارزنده شان مرا یاری فرمودند، کمال تشکر را دارم. از جناب آقای دکتر حبیب‌اله قاسمی بخاطر راهنمایی‌های ارزشمندشان بی نهایت سپاسگزارم. از جناب آقای دکتر هادی شفایی مقدم بخاطر راهنمایی‌های ارزشمندشان در طی نگارش مقاله ISI کمال امتنان را دارم. از اساتید بزرگوار، آقایان دکتر قربانی، دکتر کنعانیان و خانم دکتر شیبی که داوری این رساله را بر عهده داشتند، تقدیر می‌نمایم. از کلیه اساتید محترم دانشکده علوم زمین بویژه آقایان دکتر کرمی، دکتر طاهری، دکتر کاظمی و دکتر رضایی و پروفیسور مینگو جای که در مراحل مختلف مطالعات آزمایشگاهی و پژوهشی همواره از راهنمایی‌ها و پیشنهادات ارزشمندشان بهره‌مند گردیدم، کمال تشکر و سپاسگزاری را دارم. از کارکنان دانشکده علوم زمین، خانم‌ها مهندس فارسی و مهندس سعیدی و همچنین جناب آقای مهندس میرباقری ممنونم. از دوستانم، دکتر مقدسی از کارکنان شرکت نفت، به جهت مطالعه برخی از مقاطع نازک حاوی فسیل ممنون هستم. از دوست عزیزم جناب آقای مهندس احمد یحیایی به جهت راهنمایی‌های ارزشمندشان در خصوص استفاده از نرم افزارهای کامپیوتری و آقای مهندس بخشی کمال تشکر را دارم. در پایان از خانواده‌ام بخصوص همسر، فرزندان و مادرم و همچنین کلیه دانشجویان دکتری پترولوژی فارغ التحصیل، دکتر درخشی، بلاغی، جمشیدی و دیگر دوستان عزیز از جمله مهندس حمیدی و ... و دیگرانی که نام آنها از قلم افتاد، کمال تشکر را دارم.

تعهدنامه

اینجانب سید حسین حسینی دانشجوی دوره‌ی دکتری رشته‌ی زمین‌شناسی گرایش پترولوژی دانشکده‌ی علوم زمین دانشگاه شاهرود نویسنده‌ی پایان‌نامه‌ی پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده‌ی گرانیتوئیدی بند هزار چاه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود) تحت راهنمایی دکتر محمود صادقیان متعهد می‌شوم.

- تحقیقات در این پایان‌نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورداستفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان‌نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام «دانشگاه شاهرود» و یا «Shahrood University» به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان‌نامه تأثیرگذار بوده‌اند در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه‌ی مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آن‌ها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه‌ی مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که به حوزه‌ی اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاریخ :

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه‌ی حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم‌افزارها و تجهیزات ساخته شده) متعلق به دانشگاه شاهرود می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

چکیده

توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی و در فاصله ۱۰۰ کیلومتری جنوب شرق شهر شاهرود واقع شده است. این توده، درون سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین تزریق شده و توسط توالی رسوبی تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین پوشیده شده است. سنگ‌های دگرگونی میزبان نئوپروتروزوئیک شامل اسلیت، فیلیت، متاگریوک، مرمر، متابازیت، میکاشیست، گنیس و میگماتیت هستند. این توده عمدتاً شامل گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت و لوکوگرانیت است و همراه با سنگ‌های میزبان و توالی رسوبی پوشاننده آن، توسط دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی قطع شده‌اند. این دسته دایک‌ها، سنگ‌های جوانتر از قبیل آهک‌های کرتاسه زیرین (نئوکومین) و توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن را قطع نمی‌کنند. مطالعات ترموبارومتری بر روی میکاشیست‌ها، گنیس‌ها و میگماتیت‌ها، محدوده دماهای ۵۳۱ تا ۷۰۷ درجه سانتیگراد با میانگین فشار ۸ کیلوبار و برای متابازیت‌ها، محدوده دماهای ۴۲۹ تا ۶۳۰ درجه سانتیگراد با میانگین فشار ۷ کیلوبار را نشان می‌دهند که به ترتیب با شرایط رخساره آمفیبولیت و شرایط رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت انطباق دارند. مطالعات ترموبارومتری بر روی دسته دایک‌های دیابازی، محدوده دماهای تبلور ۱۱۰۰ تا ۱۱۹۰ درجه سانتیگراد در فشارهای بین ۲ تا ۷ کیلوبار را نشان می‌دهند. مطالعات ژئوشیمیایی نشانگر، ماهیت کالک آلکالن و پرآلومین، توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه است تعیین سن انجام شده به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن، بر روی سه نمونه توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه، سن‌های ۵۲۹، ۵۴۰ و ۵۵۳ میلیون سال را نشان می‌دهند. همچنین تعیین سن انجام شده بر روی دو نمونه متابازیت، یک نمونه میکاشیست، یک نمونه گنیس و یک نمونه میگماتیت به ترتیب سن‌های ۵۸۲، ۵۳۳، ۵۵۵، ۵۳۱ و ۵۴۰ میلیون سال را نشان می‌دهند. نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه (۰/۷۰۵ تا ۰/۷۰۶) و مقادیر $\epsilon\text{Nd}(550)$ (۳/۵- تا ۳/۶-) برای متابازیت‌ها، نشان‌دهنده یک منبع گوشته‌ای لیتوسفری زیرقاره‌ای برای آنهاست. نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه (۰/۷۰۷۵ تا ۰/۷۰۸۱) و مقادیر $\epsilon\text{Nd}(550)$ (۲/۹۸- تا ۵/۹۷-) به ترتیب برای گنیس‌ها و میگماتیت‌ها، نشانگر یک منبع پوسته‌ای برای آنهاست. نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه (۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۷) و مقادیر $\epsilon\text{Nd}(150)$ (۴/۶۶ تا ۶/۶۹) برای دسته دایک‌های دیابازی، نشان‌دهنده یک منبع گوشته‌ای لیتوسفری زیرقاره‌ای برای آنهاست. مجموعه‌ای از شواهد صحرائی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد، این گرانیت از نوع S است و از ذوب سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی و متاگریوکی در یک حاشیه فعال قاره‌ای در بالای یک زون فرورانش نشأت گرفته است. احتمالاً توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه، در یک جایگاه کمان قاره‌ای و در ارتباط با فرورانش شیب‌دار لیتوسفر اقیانوسی پروتوتتیس به زیر حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا در طی زمان ادیاکاران-کامبرین زیرین تشکیل شده است. متابازیت‌ها دارای ماهیت ساب آلکالن تا کالک آلکالن بوده و احتمالاً از یک گوه گوشته‌ای در بالای زون فرورانش منشاء گرفته‌اند. این سنگ‌ها، در یک جایگاه پشت کمان قاره‌ای و در ارتباط با فرورانش مورب لیتوسفر اقیانوسی پروتوتتیس به زیر حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا در طی زمان ادیاکاران-کامبرین زیرین تشکیل شده‌اند. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، دسته دایک‌های دیابازی دارای ماهیت آلکالن تا ساب آلکالن بوده و در یک جایگاه پشت کمائی اولیه و در ارتباط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی در طی ژوراسیک میانی تشکیل شده‌اند.

کلمات کلیدی: گرانیتوئید بندهزارچاه، تعیین سن U-Pb، متابازیت، دسته دایک‌های دیابازی

فهرست مقالات مستخرج از رساله

۱- پترولوژی و ژئوشیمی اجتماعات دایک دیابازی قطع کننده توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه (جنوب شرق شاهرود)، اولین همایش زمین‌شیمی کاربردی ایران- دانشگاه دامغان، شهریور ۹۲.

۲- اهمیت کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به سن اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک در تعیین جایگاه چینه‌شناسی توده‌های گرانیتوئیدی بندهزارچاه بیارجمند و جنوب غرب میامی، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران- دانشگاه شهید بهشتی، آبان ماه ۹۲.

۳- پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه چینه‌شناسی اجتماعات دایکی دیابازی قطع کننده توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه (جنوب شرق شاهرود) شاهی بر ماگماتیسم سیمین میانی، مجله ژئوشیمی، تیر ۹۲.

۴- جایگاه تکتونیک متابازیت‌های همراه با توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه (بیارجمند)، سی و سومین گردهمایی ملی علوم زمین، اسفند ۹۳.

5-Petrology, geochemistry and zircon U-Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Chemie der Erde Geochemistry*.2015, 75: 207-218.

۶- شیمی کانی، جایگاه زمین‌ساختی و سنگ‌زایی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه (جنوب شرق شاهرود)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، پذیرش چاپ در شماره پاییز ۹۴.

۷- شیمی کانی، ترموبارومتري و پتروژنز دسته جات دایک بازیک بندهزارچاه (جنوب شرق شاهرود)، مجله پترولوژی، پذیرش چاپ.

فهرست مطالب

فصل اول : کلیات

- ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه ۲
- ۲-۱- راههای ارتباطی ۲
- ۳-۱- آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه بیارجمند ۳
- ۴-۱- ژئومورفولوژی منطقه ۴
- ۵-۱- موقعیت زمین‌شناسی منطقه ۴
- ۶-۱- مطالعات پیشین ۶
- ۷-۱- اهداف مطالعه ۱۷
- ۸-۱- روش مطالعه ۱۸
 - ۱-۸-۱- مطالعات کتابخانه‌ای ۱۸
 - ۲-۸-۱- مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری ۱۸
 - ۳-۸-۱- مطالعات آزمایشگاهی ۱۹
 - ۱-۳-۸-۱- مطالعات پتروگرافی ۱۹
 - ۲-۳-۸-۱- تجزیه شیمیایی سنگ کل ۲۰
 - ۳-۳-۸-۱- مطالعات تجزیه نقطه‌ای ۲۰
 - ۴-۳-۸-۱- آنالیز ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd ۲۱
 - ۵-۳-۸-۱- تعیین سن ۲۲
 - ۹-۱- پردازش داده‌ها ۲۳
 - ۱۰-۱- نگارش مقاله‌ها و تدوین رساله ۲۴

فصل دوم: زمین شناسی صحرائی

۲۶	۱-۲- مقدمه
۲۷	۲-۲- زمین شناسی عمومی
۲۷	۱-۲-۲- سنگ‌های دگرگونی میزبان
۲۸	۱-۱-۲-۲- متاگرینوک‌ها و متاچرت‌ها
۲۸	۲-۱-۲-۲- متاپلیت‌ها
۳۱	۳-۱-۲-۲- متاکربنات‌ها
۳۳	۴-۱-۲-۲- متابازیت‌ها
۳۵	۵-۱-۲-۲- میگماتیت‌ها
۳۸	۲-۲-۲- توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه
۳۸	۱-۲-۲-۲- گرانیت‌ها
۴۲	۲-۲-۲-۲- آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها
۴۲	۳-۲-۲-۲- لوکوگرانیت‌ها
۴۵	۴-۲-۲-۲- رگه‌های آپلیتی
۴۵	۵-۲-۲-۲- رگه‌ها و بسته‌های پگماتیتی
۴۶	۳-۲- توالی رسوبی پوشاننده
۵۰	۴-۲- دسته‌جات دایک دیابازی
۵۲	۵-۲- واحدهای سنگی ژوراسیک فوقانی تا رسوبات عهد حاضر
۵۲	۱-۵-۲- رسوبات ژوراسیک فوقانی - کرتاسه زیرین (معادل سازند قلعه‌دختر)
۵۲	۲-۵-۲- رسوبات کرتاسه زیرین
۵۳	۳-۵-۲- سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - تخریبی ائوسن
۵۵	۴-۵-۲- کنگلومرای نئوژن
۵۵	۵-۵-۲- رسوبات کواترنر

فصل سوم: پتروگرافی، شیمی کانی و ترموبارومتري

- ۱-۳- مقدمه ۵۸
- ۲-۳- پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی میزبان ۵۸
- ۱-۲-۳- متاگرینوک‌ها و متاچرت‌ها ۵۸
- ۲-۲-۳- متاپلیت‌ها ۶۰
- ۱-۲-۲-۳- فیلیت‌ها ۶۰
- ۲-۲-۲-۳- میکاشیست‌ها ۶۰
- ۱-۲-۲-۲-۳- نتایج تجزیه نقطه‌ای در میکاشیست‌ها ۶۵
- ۲-۲-۲-۲-۳- دما فشارسنجی ۶۵
- الف- دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در بیوتیت ۷۰
- ب- دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در هورنبلند ۷۰
- ج- دما و فشارسنجی به روش زوج هورنبلند- پلاژیوکلاز ۷۱
- ۳-۲-۲-۳- گنیس‌ها ۷۲
- ۱-۳-۲-۲-۳- نتایج تجزیه نقطه‌ای در گارنت گنیس‌ها ۷۹
- الف- دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در بیوتیت ۸۴
- ب- دماسنجی بر اساس روش گارنت- بیوتیت ۸۴
- ج- دما فشارسنجی گارنت- بیوتیت- پلاژیوکلاز- کوارتز ۸۴
- ۴-۲-۲-۳- میگماتیت‌ها ۸۷
- ۱-۴-۲-۲-۳- نتایج تجزیه نقطه‌ای در میگماتیت‌ها ۹۱
- الف- دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در بیوتیت ۹۲
- ب- دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در هورنبلند ۹۲
- ج- دما و فشار سنجی به روش زوج هورنبلند- پلاژیوکلاز ۹۲

۹۴متابازیت‌ها ۳-۲-۳
۱۰۱نتایج تجزیه نقطه‌ای در متابازیت‌ها ۱-۳-۲-۳
۱۰۱الف- دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در بیوتیت
۱۰۴ب- دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در هورنبلند
۱۰۴ج- دما و فشار سنجی به روش زوج هورنبلند- پلاژیوکلاز
۱۰۵۳-۳- توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه
۱۰۵۱-۳-۳- گرانیت‌ها
۱۰۶۲-۳-۳- آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها
۱۰۶۳-۳-۳- لوکوگرانیت‌ها
۱۰۸۳-۳-۳- رگه‌های آپلیتی
۱۰۹۴-۳-۳- رگه‌ها و بسته‌های پگماتیتی
۱۱۱الف- کانی‌های اصلی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه
۱۱۱کوارتز
۱۱۱پلاژیوکلاز
۱۱۲فلدسپارپتاسیم
۱۱۳بیوتیت
۱۱۳ب- کانی‌های فرعی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه
۱۱۳زیرکن
۱۱۳آباتیت
۱۱۳آلانیت
۱۱۴کانی‌های اپک
۱۱۴ج- کانی‌های ثانویه توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه

اسفن.....	۱۱۴
اپیدوت.....	۱۱۴
کلریت.....	۱۱۴
سریسیت.....	۱۱۵
مسکویت.....	۱۱۵
کانیهای اپک.....	۱۱۵
۳-۳-۵ - نتایج تجزیه نقطه‌ای.....	۱۱۵
۳-۴ - دسته دایک‌های دیابازی.....	۱۱۸
الف - کانی‌های اصلی.....	۱۱۹
پلاژیوکلاز.....	۱۱۹
پیروکسن.....	۱۲۲
کانی‌های اپک.....	۱۲۲
ب- کانی‌های فرعی.....	۱۲۲
ج- کانی‌های ثانویه.....	۱۲۲
آمفیبول.....	۱۲۲
کلریت.....	۱۲۳
۳-۴-۱ - نتایج تجزیه نقطه‌ای در دسته‌دایک‌های دیابازی.....	۱۲۳
الف- دما و فشارسنجی بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن.....	۱۲۴
ب- فشارسنجی بر اساس میزان AI آمفیبول.....	۱۲۵
۳-۵ - توالی رسوبی پوشاننده توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه.....	۱۳۰
۳-۶- رسوبات ژوراسیک بالایی - کرتاسه زیرین (معادل سازند قلعه‌دختر).....	۱۳۲

فصل چهارم: ژئوشیمی سنگ کل

- ۱-۴-۱- مقدمه ۱۳۶
- ۲-۴-۲- ژئوشیمی گنیس‌ها و میگماتیت‌ها ۱۳۶
- ۱-۲-۴-۱- سنگ مادر گنیس‌ها و میگماتیت‌ها ۱۳۹
- ۳-۴-۳- ژئوشیمی متابازیت‌ها ۱۴۳
- ۱-۳-۴-۱- سنگ مادر متابازیت‌ها ۱۴۶
- ۴-۴-۴- ژئوشیمی گرانیت‌ها ۱۴۸
- ۱-۴-۴-۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی گرانیت‌ها در مقایسه با گنیس‌ها و میگماتیت ۱۵۲
- ۲-۴-۴-۲- نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری بهنجار شده گرانیت‌ها ۱۵۳
- ۳-۴-۴-۳- تعیین نوع گرانیت و سنگ مادر گرانیت‌ها ۱۵۵
- ۴-۴-۴-۴- تعیین دمای اشباعی از زیرکن ۱۵۹
- ۵-۴-۵- ژئوشیمی دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی ۱۶۰

فصل پنجم: ژئوکرونولوژی و آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd

- ۱-۵-۱- مقدمه ۱۶۶
- ۲-۵-۲- تشریح روش جدایش زیرکن ۱۶۸
- ۳-۵-۳- تشریح روش LA-ICPMS ۱۷۱
- ۴-۵-۴- موقعیت جغرافیایی نمونه‌ها و نتایج تعیین سن U-Pb زیرکن با روش LA-ICPMS ۱۷۳
- ۱-۴-۵-۱- نمونه ۱۱۶-۵- میکاشیست ۱۷۴
- ۲-۴-۵-۲- نمونه ۲۱-۲- گنیس ۱۷۵
- ۳-۴-۵-۳- نمونه ۸۹-۳- میگماتیت ۱۷۶
- ۴-۴-۵-۴- نمونه ۱۲-۷- متابازیت ۱۷۶

۱۷۶ نمونه ۷۹-۲- متابازیت ۵-۴-۵
۱۸۲ نمونه ۱۲-۶- گرانیت ۵-۴-۶
۱۸۳ نمونه ۱۰۵-۱- گرانیت ۵-۴-۷
۱۸۳ نمونه ۸۸-۸- لوکوگرانیت ۵-۴-۸
۱۸۵ Sr-Nd آنالیز ایزوتوپی ۵-۵
۱۸۸ متابازیت‌ها ۵-۵-۱
۱۹۰ گنیس، میگماتیت و گرانیت‌ها ۵-۵-۲
۱۹۲ دسته دایک‌های دیابازی ۵-۵-۳

فصل ششم : پتروژنز و تحولات ژئودینامیکی

۲۰۰ مقدمه ۶-۱
۲۰۱ تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های دگرگونی ۶-۲
۲۰۱ گنیس‌ها و میگماتیت‌ها ۶-۲-۱
۲۰۴ متابازیت‌ها ۶-۲-۲
۲۰۴ پتروژنز متابازیت‌ها ۶-۳
۲۰۸ تعیین جایگاه زمین‌ساختی گرانیت‌ها ۶-۴
۲۱۳ پتروژنز توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه و ارائه الگوی ژئودینامیکی تشکیل آن ۶-۵
۲۱۹ تعیین جایگاه زمین‌ساختی دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی ۶-۶
۲۲۲ پتروژنز دسته دایک‌های دیابازی و ارائه الگوی ژئودینامیکی تشکیل آن‌ها ۶-۷

فصل هفتم : نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۲۲۸ الف- نتیجه‌گیری
۲۳۳ ب- پیشنهادات

فهرست اشکال

فصل اول

- شکل ۱-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه با توجه به راه‌های ارتباطی منطقه ۳
- شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی زون ساختاری ایران مرکزی (حسن زاده، ۲۰۰۸)..... ۵
- شکل ۱-۳- موقعیت توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه نسبت به مجموعه آذرین- دگرگونی دلبر، شترکوه، میامی، سفیدسنگ، احمدآباد و رضاآباد. ۶
- شکل ۱-۴- موقعیت ایستگاه‌های نمونه برداری بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که بر اساس تصاویر ماهواره‌ای و مطالعات صحرایی و با استفاده از نرم‌افزار Arc Map ترسیم شده است. ۱۹
- شکل ۱-۵- دستگاه ریزپردازنده از نوع سوپرپررب ساخته شده توسط شرکت GEOL جهت تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها و میکروسکوپ الکترونی MonoCL ۲۱
- شکل ۱-۶- دستگاه تعیین سن از نوع MICROLAS جهت تعیین سن دانه‌های زیرکن جداشده از گرانیت‌ها به روش LA-ICPMS در دانشگاه شیان چین. ۲۳

فصل دوم

- شکل ۲-۱- دورنمایی از مرز متاگری وک‌ها با توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه ۲۹
- شکل ۲-۲- تصویری از فیلیت‌ها و اسلیت‌ها ۳۲
- شکل ۲-۳- دور نمایی از متاکربنات‌ها در میان توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه ۳۳
- شکل ۲-۴- دور نمایی از متابازیت‌های با ابعاد چند کیلومتری در داخل توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه ۳۴
- شکل ۲-۵- دور نمایی از متابازیت‌ها در میان متاپلیت‌ها ۳۵

- شکل ۲-۶- دورنمایی از میگماتیت‌ها ۳۷
- شکل ۲-۷- دورنمایی از گرانیت‌ها همراه با دسته دایک‌های دیابازی ۴۰
- شکل ۲-۸- نمای نزدیکی از آنکلاوهای متاسامیتی در گرانیت‌ها ۴۱
- شکل ۲-۹- دورنمایی از لوکوگرانیت‌ها و آپلیت‌ها ۴۳
- شکل ۲-۱۰- نمای نزدیکی از رگه‌های آپلیتی و پگماتیتی ۴۴
- شکل ۲-۱۱- دورنمایی از پوشیده شدن گرانیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی میزبان آنها توسط کنگلومرای
توالی رسوبی تریاس فوقانی- ژوراسیک زیرین ۴۸
- شکل ۲-۱۲- نمای نزدیکی از سیلتستون‌ها، مادستون‌ها و آهک‌ها در توالی رسوبی پوشاننده ۴۹
- شکل ۲-۱۳- دورنمایی از دسته دایک‌های دیابازی قطع کننده توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه ۵۱
- شکل ۲-۱۴- دورنمایی از کنگلومرای قاعده‌ای رسوبات ژوراسیک فوقانی - کرتاسه زیرین ۵۴
- شکل ۲-۱۵- دورنمایی از پوشش آبرفتی منطقه مورد مطالعه و حوضچه بسته و کولابی منطقه
موسوم به شخ ۵۵

فصل سوم

- شکل ۳-۱- تصاویر میکروسکوپی از متاگریوک‌ها و متاچرت‌ها ۵۹
- شکل ۳-۲- تصاویر میکروسکوپی از فیلیت‌ها ۶۱
- شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکوپی میکاشیست‌ها ۶۲
- شکل ۳-۴- ترکیب شیمیایی فلدسپارها، بیوتیت‌ها و آمفیبول‌های میکاشیست‌ها ۶۹
- شکل ۳-۵- تصاویر میکروسکوپی از گنیس‌ها (در نور PPL) ۷۳
- شکل ۳-۶- تصاویر میکروسکوپی گنیس‌ها (در نور XPL) ۷۴
- شکل ۳-۷- چند تصویر میکروسکوپی از بافت میرمکیتی در گنیس‌ها ۷۶
- شکل ۳-۸- ترکیب شیمیایی فلدسپارها، بیوتیت‌ها، گارنت‌ها و کلریت‌های گارنت‌گنیس‌ها ۸۱
- شکل ۳-۹- تصاویر BSE از دو بلور گارنت ۸۲

- شکل ۳-۱۰ - چندتصویر میکروسکوپی از میگماتیت‌ها. ۸۹
- شکل ۳-۱۱ - تصاویر میکروسکوپی میگماتیت‌های میلونیتی. ۹۰
- شکل ۳-۱۲ - ترکیب شیمیایی فلدسپارها، بیوتیت‌ها، آمفیبول‌ها و کلریت‌های میگماتیت‌ها. ۹۳
- شکل ۳-۱۳ - تصاویر میکروسکوپی متابازیت‌های دانه‌متوسط. ۹۵
- شکل ۳-۱۴ - تصاویر میکروسکوپی متابازیت‌های دانه‌ریز. ۹۶
- شکل ۳-۱۵ - تصاویر میکروسکوپی به ترتیب از میکرو برش متابازیتی (در نور PPL) و متابازیت‌های میلونیتی‌شده (در نور XPL) ۱۰۰
- شکل ۳-۱۶ - ترکیب شیمیایی فلدسپارها، آمفیبول‌ها، بیوتیت‌ها و کلریت‌های متابازیت‌ها. ۱۰۴
- شکل ۳-۱۷ - چند تصویر میکروسکوپی از گرانیت‌ها (در نور XPL) ۱۰۷
- شکل ۳-۱۸ - تصاویر میکروسکوپی از آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها. ۱۰۸
- شکل ۳-۱۹ - تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بافت پورفیروئیدی در آپلیت‌ها. ۱۰۹
- شکل ۳-۲۰ - چند تصویر میکروسکوپی از گرانیت‌ها (در نور XPL). ۱۱۰
- شکل ۳-۲۱ - ترکیب شیمیایی فلدسپارها، بیوتیت‌ها و کلریت‌های گرانیت‌ها، آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها ۱۱۷
- شکل ۳-۲۲ - ترکیب بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه در نمودارهای Al_2O_3 در برابر FeO_{total} و Al_2O_3 در برابر MgO (عبدالرحمن، ۱۹۹۴) ۱۱۸
- شکل ۳-۲۴ - تصاویر میکروسکوپی دایک‌های دیابازی در نور (XPL) ۱۲۰
- شکل ۳-۲۵ - تصاویر میکروسکوپی دایک‌های بازیک ۱۲۱
- شکل ۳-۲۶ - ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها، پیروکسن‌ها، آمفیبول‌ها و کلریت‌ها در دایک‌های دیابازی ۱۲۷
- شکل ۳-۲۷ - نتایج ترمومتری به روش سو ا سو (۱۹۹۷) در سنگ‌های مورد مطالعه ۱۲۹
- شکل ۳-۲۸ - نتایج بارومتری به روش سو ا سو (۱۹۹۷) در سنگ‌های مورد مطالعه. ۱۲۹

شکل ۳-۲۹- تصاویر میکروسکوپی از میکروکنگلومرهای توالی رسوبی پوشاننده توده گرانیتوئیدی

بند هزارچاه ۱۳۱

شکل ۳-۳۱- تصاویر میکروسکوپی از میکروکنگلومرهای توالی رسوبی - تخریبی

ژوراسیک فوقانی - کرتاسه زیرین ۱۳۲

فصل چهارم

شکل ۴-۱- موقعیت ترکیب شیمیایی میگماتیت‌ها و گنیس‌ها در نمودارهای نامگذاری

Na₂O+K₂O در مقابل SiO₂ میدلموست و همکاران (۱۹۸۵) و کاکس و همکاران (۱۹۷۹) ۱۴۱

شکل ۴-۲- موقعیت سنگ مادر گنیس‌ها و میگماتیت‌ها بر روی نمودارهای -Log (SiO₂/Al₂O₃)

Log (Na₂O/K₂O) پتی‌جان و همکاران (۱۹۷۲) ۱۴۲

شکل ۴-۳- موقعیت متابازیت‌ها بر روی نمودارهای نامگذاری Na₂O+K₂O در مقابل SiO₂

میدلموست و همکاران (۱۹۸۵) و لوباس و همکاران (۱۹۸۶) ۱۴۵

شکل ۴-۴- نمودارهای MnO در مقابل TiO₂ (میسرا، ۱۹۷۱) ۱۴۶

شکل ۴-۵- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل عدد Mg برای متابازیت‌ها. ۱۴۷

شکل ۴-۶- موقعیت ترکیب شیمیایی گرانیت‌ها بر روی نمودارمجموع آکالی‌ها (Na₂O+K₂O)

در برابر SiO₂، میدلموست (۱۹۸۵ و ۱۹۹۴)، دولاروش (۱۹۸۰) و کاکس و همکاران (۱۹۷۹) ۱۵۱

شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹) برای

گرانیت‌ها، گنیس‌ها و میگماتیت‌ها. ۱۵۳

شکل ۴-۸- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه سان ومک دونوف (۱۹۸۹)

و نسبت به کندریت بوینتون (۱۹۸۴) برای گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه ۱۵۴

شکل ۴-۹- موقعیت گرانیت‌های منطقه مورد بررسی به ترتیب بر روی نمودارهای

FeOt/FeOt+MgO در برابر SiO₂ فراست^۱ و همکاران (۲۰۰۱) و CaO در برابر FeOt

1 -Frost

هسیه^۲ و همکاران (۲۰۰۸) ۱۵۶

شکل ۴-۱۰- موقعیت نمونه‌های مورد بررسی به ترتیب بر روی نمودارهای تغییرات Rb/Ba

نسبت به Rb/Sr سیلوستر^۳ (۱۹۹۸)، molCaO/MgO+FeO در برابر

$\text{molAl}_2\text{O}_3/\text{MgO+FeO}$ آلتر^۴ و همکاران (۲۰۰۰) و $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$

نسبت به $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ پاتینودوس^۵ (۱۹۹۹) ۱۵۷

شکل ۴-۱۱- نمودار تعیین نوع گرانیته‌ها بر اساس پارامترهای A و B ویلاسکا و همکاران

(۱۹۹۸) ۱۵۸

شکل ۴-۱۲- الف و ب- موقعیت دسته‌دایک‌های بازیک به ترتیب بر روی نمودارهای نامگذاری

$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 لوباس و همکاران (۱۹۸۶) و پکسریلو و تیلور (۱۹۷۶) ۱۶۸

فصل پنجم

شکل ۵-۱- دستگاه میکروسکوپ الکترونی مدل MonoCL واقع در آزمایشگاه SKLLECAS

جهت تهیه تصاویر Cl (Catadoluminescence) از نمونه زیرکن‌های جدا شده از سنگ‌های مورد

مطالعه ۱۷۰

شکل ۵-۲- شکل شماتیک نشاندهنده بخش‌های مختلف دستگاه LA-ICPMS

(یوان^۶ و همکاران، ۲۰۰۸) ۱۷۲

شکل ۵-۳- موقعیت نمونه‌های تعیین سن شده همراه با سن آنها بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه

مورد مطالعه ۱۷۳

شکل ۵-۴- تصاویر میکروسکوپی زیرکن‌های جدا شده از میکاشیست، گنیس، میگماتیت و

متابازیت ۱۷۵

شکل ۵-۵- تصاویر میکروسکوپی زیرکن‌های جدا شده از متابازیت، گرانیته و لوکوگرانیته ۱۷۷

2 -Hsieh
3 -Sylvester
4 -Altherr
5 -Patiño Douce
6 -Yuan

- شکل ۵-۶- نمودارهای سازگاری سن‌های اورانیوم-سرب زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های مورد مطالعه ۱۷۸
- شکل ۵-۷- نمودارهای سازگاری و میانگین وزنی سن‌های اورانیوم-سرب همراه با تصاویر Cl (Catadoluminescence) تهیه شده از زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های مورد مطالعه ۱۷۹
- شکل ۵-۸- نمودارهای REE زیرکن‌های نمونه 105 (گرانیت) و نمونه 79-2 (متابازیت) بهنجار شده نسبت به کندریت بوینتون (۱۹۸۴) ۱۸۲
- شکل ۵-۹- موقعیت نمونه‌های انتخاب شده جهت آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd همراه با نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بدست آمده بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه ۱۸۹
- شکل ۵-۱۰- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Nd در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ۱۹۱
- شکل ۵-۱۱- نمودار ستونی نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در انواع بازالت‌های اقیانوسی ۱۹۳
- شکل ۵-۱۲- موقعیت دسته دایک‌های دیابازی (دایره‌ها) بر روی نمودار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Initial) در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Initial) ۱۹۷

فصل ششم

- شکل ۶-۱- موقعیت گنیس‌ها و میگماتیت‌ها به ترتیب در نمودارهای $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ در مقابل $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (باتیا، ۱۹۸۳) و $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (روزر و کرش، ۱۹۸۶) ۲۰۲
- شکل ۶-۲- نمودارهای سه متغیره La-Th-Sc برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ مادر گنیس‌ها و میگماتیت‌ها (باتیا و کرش، ۱۹۸۶) ۲۰۳
- شکل ۶-۳- موقعیت متابازیت‌ها بر روی نمودارهای مشد (۱۹۸۶) و وود (۱۹۸۰) ۲۰۵
- شکل ۶-۴- موقعیت ترکیبی متابازیت‌ها به ترتیب بر روی نمودارهای Ce/Yb در برابر Sm/Yb (فلچه و همکاران، ۱۹۹۸) و FeO کل در برابر SiO_2 (کوشیرو، ۱۹۹۶) و بیکر و استولپر، ۱۹۹۴) ۲۰۷
- شکل ۶-۴- به ترتیب نمودارهای Ta در برابر Yb، Rb در برابر Ta+Yb، Nb در برابر Y و Rb ۲۰۷

- در برابر Y+Nb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) ۲۱۲
- شکل ۵-۶- نمودارهای $Th/Hf - Ta/Hf$ و $Th/Ta - Yb$ ، $Th/Yb - Ta/Yb$ ، $Th - Ta$ شاندل و گورتون (۲۰۰۲) جهت تعیین محیط‌های زمین‌ساختی گرانیته‌ها ۲۱۲
- شکل ۶-۶- نمودار کاتیونی R_1-R_2 باچلور و بودن (۱۹۸۵) جهت تعیین محیط زمین‌ساختی توده گرانیته‌نئیدی بندهزارچاه ۲۱۳
- شکل ۶-۷- نقشه تکتونیکی رخنمون‌های پی‌سنگ کادومین (پرکامبرین پسین - کامبرین زیرین) در ایران، ترکیه و جنوب‌شرق اروپا ۲۱۷
- شکل ۶-۸- نقشه قسمتی از گندوانا که نشان‌دهنده موقعیت قاره‌ها و قطعات قاره‌ای در نئوپروتروزوئیک پسین - کامبرین زیرین می‌باشد (کیوسکی و همکاران، ۲۰۰۳) ۲۱۸
- شکل ۶-۹- موقعیت ترکیبی دسته دایک‌های دیابازی بر روی نمودار مشد (۱۹۸۶) ۲۲۰
- شکل ۶-۱۰- موقعیت دسته دایک‌های دیابازی به ترتیب بر روی نمودارهای Ce/Yb در برابر Sm/Yb (فلچه و همکاران، ۱۹۹۸) و FeO کل در برابر SiO_2 (کوشیرو، ۱۹۹۶ و بیکر و استولپر، ۱۹۹۴) ۲۲۳
- شکل ۶-۱۱- الف تا د- طرح نمادین از تکامل تکتونیکی زون‌های ساختاری ایران مرکزی و البرز از کربونیفر تا ژوراسیک میانی و تشکیل دسته دایک‌های دیابازی ۲۲۶

فهرست جداول

فصل سوم

- جدول ۳-۱- نتایج تجزیه نقطه‌ای تعدادی از فلدسپارهای میکاشیست‌ها، گنیس‌ها و میگماتیت‌ها..... ۶۶
- جدول ۳-۲- نتایج تجزیه نقطه‌ای تعدادی از بیوتیت‌های میکاشیست‌ها، گنیس‌ها و میگماتیت‌ها..... ۶۷
- جدول ۳-۳- نتایج تجزیه نقطه‌ای تعدادی از آمفیبول‌های میکاشیست‌ها و میگماتیت‌ها..... ۶۷
- جدول ۳-۴- خلاصه نتایج ترمو بارومتری انجام شده بر روی میکاشیست‌ها..... ۷۲
- جدول ۳-۵- نتایج تجزیه نقطه‌ای دو بلور گارنت در یک پروفیل عرضی کامل در گنیس‌ها..... ۸۰
- جدول ۳-۶- خلاصه نتایج ترمو بارومتری انجام شده بر روی گارنت‌گنیس‌ها..... ۸۷
- جدول ۳-۷- خلاصه نتایج ترمو بارومتری انجام شده بر روی میگماتیت‌ها..... ۹۴
- جدول ۳-۸- نتایج تجزیه نقطه‌ای برخی از کانی‌های متابازیت‌ها..... ۱۰۲
- جدول ۳-۹- خلاصه نتایج ترمو بارومتری انجام شده بر روی متابازیت‌ها..... ۱۰۵
- جدول ۳-۱۰- نتایج تجزیه نقطه‌ای برخی از کانی‌های توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه..... ۱۱۶
- جدول ۳-۱۱- نتایج تجزیه نقطه‌ای برخی از کانی‌های دسته دایک‌های دیابازی..... ۱۲۶
- جدول ۳-۱۲- نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های انتخاب شده برای ترمو بارومتری به روش پوتیرکا و همکاران (۱۹۹۶، ۲۰۰۳ و ۲۰۰۸)..... ۱۲۸
- جدول ۳-۱۳- نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های انتخاب شده برای ترمو بارومتری به روش سو ا سو (۱۹۹۷)..... ۱۲۸
- جدول ۳-۱۴- مقایسه نتایج ترمو بارومتری کلینوپیروکسن به روش پوتیرکا و همکاران (۱۹۹۶، ۲۰۰۳ و ۲۰۰۸)، سو ا سو (۱۹۹۷) و بارومتری آمفیبول در دسته دایک‌های دیابازی..... ۱۳۰

فصل چهارم

- جدول ۴-۱- موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونه های آنالیز شده در منطقه مورد مطالعه..... ۱۳۷
- جدول ۴-۲- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب گنیس ها و میگماتیت ها..... ۱۳۸
- جدول ۴-۳- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب متابازیت ها..... ۱۴۴
- جدول ۴-۴- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل گرانیته ها..... ۱۴۹
- جدول ۴-۵- نتایج تعیین دمای اشباعی زیرکن بر روی گرانیته ها..... ۱۵۹
- جدول ۴-۶- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل دایک های دیابازی ۱۶۱

فصل پنجم

- جدول ۵-۱- فهرست نمونه های انتخاب شده جهت سن سنجی و مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه ها..... ۱۷۴
- جدول ۵-۲- مقادیر U-Th و سن های U-Pb زیرکن های نمونه ۷۹-۲ (متابازیت) و نمونه ۱۰۵ (گرانیته)..... ۱۸۰
- جدول ۵-۳- مقادیر عناصر کمیاب در زیرکن های نمونه ۷۹-۲ (متابازیت) و نمونه ۱۰۵ (گرانیته)..... ۱۸۱
- جدول ۵-۴- فهرست نمونه های انتخاب شده جهت آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd همراه با مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه ها..... ۱۸۸
- جدول ۵-۵- نتایج آنالیز ایزوتوپی Nd- Sr متابازیت ها..... ۱۹۰
- جدول ۵-۶- نتایج آنالیز ایزوتوپی Nd- Sr گنیس، میگماتیت و گرانیته ها..... ۱۹۱
- جدول ۵-۷- نتایج آنالیز ایزوتوپی Nd- Sr دسته دایک های دیابازی..... ۱۹۶

فصل ششم

- جدول ۶-۱- معیارهای صحرايي، کانی شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتهای نوع S و I (پیچر، ۱۹۸۳) و مقایسه آنها با توده گرانیتهای بند هزارچاه ۲۰۹
- جدول ۶-۲- مقایسه نتایج تعیین سن مربوط به توده گرانیتهای بند هزارچاه با دیگر گرانیتهای در ایران و مناطق مجاور ۲۱۵

فصل اول

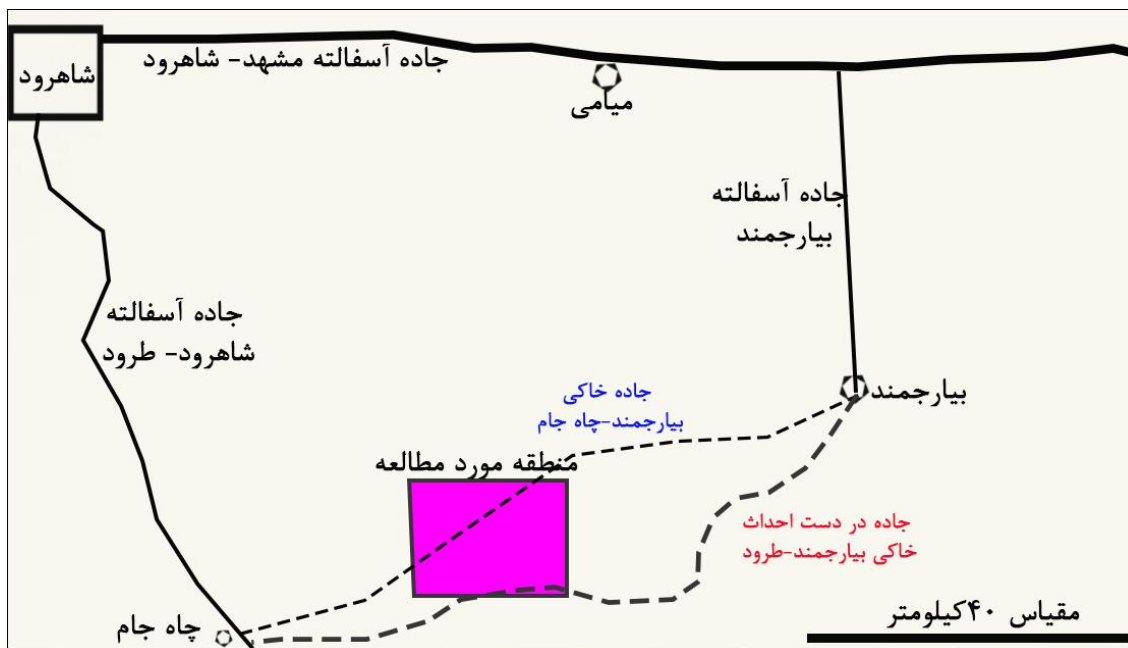
کلیّات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه، در شرق و جنوب شرق شاهرود و به عبارت دقیقتر در فاصله حدود ۳۰ کیلومتری جنوب غرب بیارجمند و در طول‌های $55^{\circ}20'$ تا $55^{\circ}37'$ شرقی و عرض‌های $35^{\circ}50'$ تا $36^{\circ}03'$ ، رخنمون دارد. منطقه مورد مطالعه از جنوب به شق بیارجمند (یک حوضچه بسته و کولابی)، از غرب به کویر چاه جام، از شمال به رسوبات نئوژن و از شرق به کوه آسیاب محدود می‌گردد. این توده گرانیتوئیدی در حدفاصل نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود، خارتوران، گرگان و جاجرم و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی، دره دایی، بسطام و رزوه واقع شده است. دسترسی به توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه از دو طریق جاده آسفالتی شاهرود - میامی - بیارجمند و محور شاهرود - طرود امکانپذیر است (شکل ۱-۱).

۲-۱- راههای ارتباطی

در گذشته، تنها راه دسترسی به منطقه مورد نظر، جاده آسفالتی شاهرود - میامی - بیارجمند بود و از بیارجمند نیز از طریق جاده خاکی فرعی بیارجمند - چاه جام که مورد استفاده دامداران منطقه بود، امکان دسترسی به توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه میسر می‌شد، لیکن در چند سال اخیر با آغاز عملیات احداث جاده بیارجمند - طرود، امکان دسترسی به منطقه مورد مطالعه از طریق جاده آسفالتی شاهرود - طرود و سپس جاده خاکی در دست احداث طرود - بیارجمند نیز مقدور شده است. راههای ارتباطی منطقه در شکل ۱-۱ نشان داده شده‌اند.



شکل ۱-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه با توجه به راه‌های ارتباطی منطقه

۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه بیارجمند

منطقه مورد مطالعه، جزء مناطق خشک و کویری به شمار می‌رود. میانگین بارش سالانه در منطقه بیارجمند حدود ۱۱۶ میلیمتر است. این منطقه، دارای اقلیم خشک و بیابانی است، لیکن به طور ویژه‌ای برای زیست برخی از گونه‌های گیاهی و جانوری مناسب است. گونه‌های گیاهی با تنوع قابل ملاحظه‌ای در منطقه یافت می‌شوند و بسیاری از آنها دارای اهمیت دارویی هستند.

پارک ملی حفاظت شده توران که در فاصله ۴۸ تا ۱۴۹ کیلومتری شهر بیارجمند واقع شده، از اماکن مهم و دیدنی منطقه است. این پارک ملی، بزرگ‌ترین ذخیره‌گاه زیست‌کره در ایران به‌شمار می‌آید.

ذخیره‌گاه پارک ملی توران، زیستگاه مهمی برای ۴۱ گونه پستاندار، ۱۶۷ گونه پرنده، ۴۲ گونه خزنده و ۲ گونه دوزیست و یک گونه ماهی است و در عین حال رویشگاهی مهم برای ۶۵۴ گونه گیاهی می‌باشد. این ذخیره‌گاه، محل زیست گونه‌های نادر و در معرض خطر تهدید به انقراض، از جمله یوزپلنگ آسیایی و گورخر ایرانی و همچنین حیات زاغ‌بور است. غالب پژوهشگران به منظور تحقیق در زمینه حیات این گونه‌های جانوری در حال انقراض، به این ذخیره‌گاه سفر می‌کنند. بدین لحاظ این منطقه دارای ارزش و اهمیت ویژه‌ای است، به بیان دیگر ذخیره‌گاه توران را می‌توان به مثابه جزیره امید برای

تداوم زیست چنین گونه‌هایی محسوب کرد. متأسفانه در سالهای اخیر، بعلت خشکسالی و چرای بیش از حد دامها، پوشش گیاهی منطقه شدیداً آسیب دیده و از جمعیت خزندگان و جوندگان بسیار کم شده است بطوریکه حسب مشاهدات نگارنده در سالهای ۷۲-۷۳، در اطراف هر درختچه قیچ و یا کاروان‌کش، چندین لاک پشت خشک‌زی و انواع خزندگان از جمله مار، افعی و بعضاً بزوجه وجود داشت ولی در سالیان اخیر حتی یک مورد لاک پشت خشک‌زی نیز مشاهده نشده است.

۱-۴- ژئومورفولوژی منطقه

منطقه مورد مطالعه از توپوگرافی نسبتاً همواری برخوردار است با اینحال بخشهایی از آن را کوههای پرشیب تا ارتفاع ۱۸۰۰ متر نیز تشکیل می‌دهند. پست‌ترین نقاط نیز در اطراف شق با ارتفاع حدود ۱۱۰۰ متر واقع شده‌اند. آبراهه‌ها و خشک‌رودها عمدتاً دارای روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق بوده و توسط بوته‌های و درختچه‌های کم ارتفاع قیچ، کاروان‌کش و تاغ پوشیده می‌شوند.

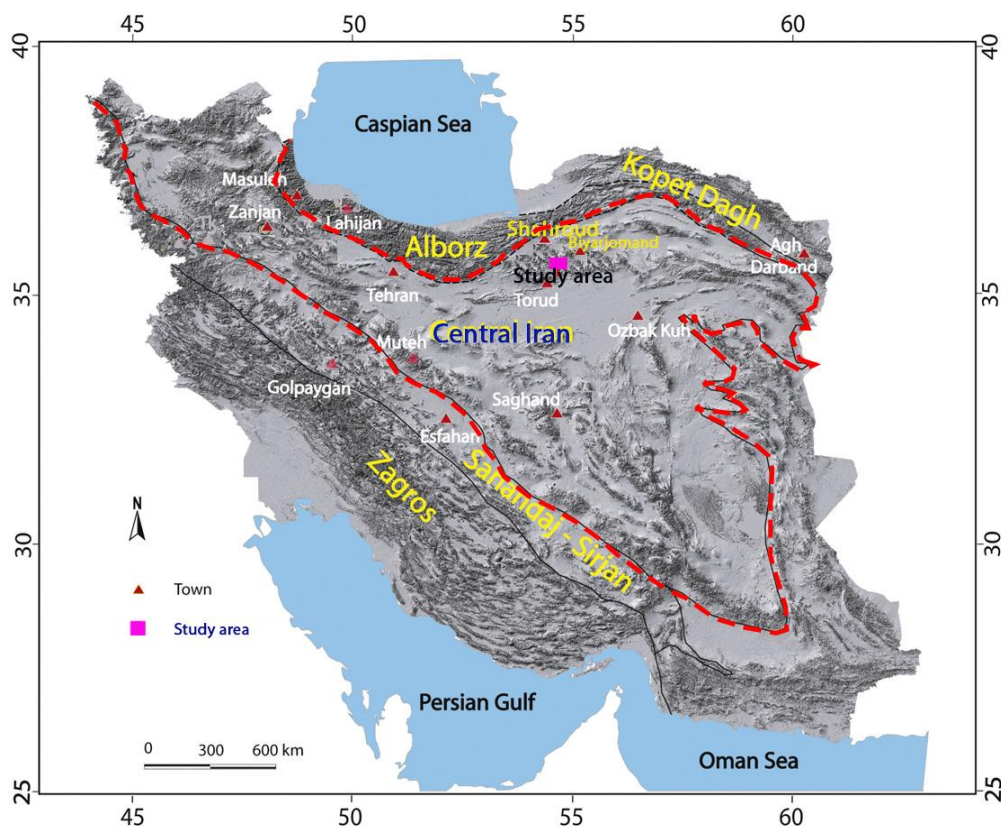
۱-۵- موقعیت زمین‌شناسی منطقه

در حاشیه شمالی ایران مرکزی و در حد فاصل بیارجمند- میامی و ترود و شاید تا شرق جندق و شمال اردکان و . . . یک سری سرزمینهای گرانیتی، گنیسی و سرزمینهای دگرگونی ناحیه‌ای نسبتاً وسیع وجود دارد که در مورد سن آنها اختلاف نظرهای زیادی وجود دارد و آنها را به پرکامبرین، پری تریاس (قبل از تریاس)، پری ژوراسیک و حتی ژوراسیک نسبت داده‌اند.

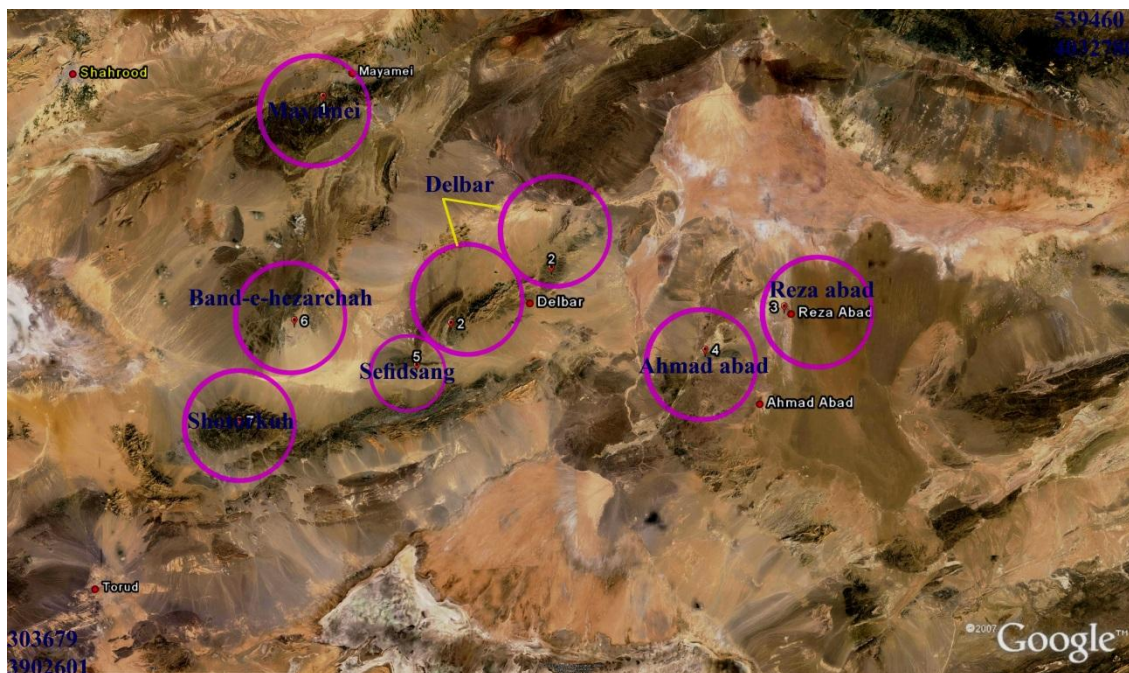
چندین مجموعه کوچک و بزرگ ارتوگنیسی و گرانیتی نئوپروتروزوئیک در بین البرز شرقی و کویر بزرگ ایران مرکزی واقع شده که شامل مجموعه اذرین- دگرگونی دلبر، مجموعه اذرین- دگرگونی شترکوه، توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه و توده گرانیتوئیدی سفید سنگ می باشند (بلاغی، ۱۳۹۳؛ رحمتی ایلخچی ۲۰۱۱؛ حسن زاده، ۲۰۰۸).

منطقه بند هزارچاه از نظر تقسیم بندی زونهای ساختاری ایران در حاشیه شمالی زون ایران مرکزی واقع شده است. این منطقه شباهت‌های ساختاری، سنگ‌شناسی و چینه‌شناسی زیادی با مناطق همجوار از جمله مجموعه دلبر و شترکوه دارد که تطابق این شباهت‌ها در بسیاری از موارد به تکمیل

اطلاعات و یافته‌های زمین‌شناسی در این مجموعه‌ها کمک مؤثری نموده و به عبارت دیگر مجموعه‌های آذرین - دگرگونی بیارجمند، همچون قطعات پازلی هستند که با یک نگاه کلی و فراگیر می‌توانند رمز گشایی شوند. موقعیت منطقه بندهازراچاه بر روی نقشه زون‌های ساختاری ایران در شکل ۲-۱ نشان داده شده است. همچنین موقعیت مجموعه‌های همجوار (دلبر و شترکوه) نیز بر روی تصویر ماهواره‌ای نشان داده شده است (شکل ۳-۱).



شکل ۳-۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی زون ساختاری ایران مرکزی (حسن زاده، ۲۰۰۸).



شکل ۱-۳- موقعیت توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه نسبت به مجموعه آذرین- دگرگونی دلبر، شترکوه، میامی، سفید- سنگ، احمدآباد و رضاآباد.

۱-۶- مطالعات پیشین^۱

- اولین بار در نقشه زمین شناسی ایران ، تهیه شده توسط شرکت ملی نفت ایران در سال ۱۹۵۹ ، به وجود تکه هایی از سنگ های پی سنگ گرانیتی و ارتوگنیسی در بسیاری از نقاط شمالی (از جمله منطقه مورد بررسی) ، مرکزی و شرق ایران مرکزی اشاره گردید و سن آنها بطور کلی به پرکامبرین نسبت داده شد.

- تیله (در گزارش هولتز^۲ و همکاران، ۱۹۷۰) به شرح نسبتاً دقیق سنگ های دگرگونی ناحیه طرود، همت گماشت و در شمال روستای سهل دو مجموعه دگرگونی تشخیص داده که یکی از درجه قوی و به زعم او مربوط به پرکامبرین و دیگری که مانند دگرگونی های چاه شیرین و رشم است با فاز کالدونین در ارتباط دانسته است.

- اولین گزارشی که به نوعی در ارتباط با زمین شناسی منطقه مورد مطالعه است ، شرح نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهار گوش طرود است که توسط سازمان زمین شناسی کشور انتشار یافته است

1- Literature review
2- Holzer

(هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷). از آنجائی که تنها بخش کوچکی از توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه در چهار گوش طرود واقع شده، در این گزارش اشاره ای به این توده نشده، لیکن سنگ میزبان آن سازند شمشک معرفی شده است. همچنین عنوان شده که ترادف های پیش از کرتاسه، تحت تاثیر یک فاز دیناموترمال قرار گرفته که شدتی در حد رخساره شیست سبز داشته است. با اینحال سنگهای دگرگونی در ناحیه ترود را به پرکامبرین نسبت داده‌اند. به اعتقاد ایشان این سنگها بیشتر از نوع گنیس، آمفیبولیت و شیستهای گارنت و هورنبلنددار بوده و در رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. این مجموعه که ریخت گنبدی دارد، به طور دگرشیب توسط رسوبات کم دگرگونی تریاس- ژوراسیک پوشیده شده است. تفاوت سنگ‌شناسی و همچنین اختلاف ناگهانی و شدید نوع و درجه دگرگونی سبب شده تا هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) دگرگونی‌های درجه بالا را به پرکامبرین نسبت دهند.

- تهیه نقشه های زمین شناسی چهار گوش ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود (علوی و هوشمند زاده، ۱۳۵۵) خارتوران (نوابی، ۱۳۶۵)، گرگان (شهرابی، ۱۳۶۹) و جاجرم (خان ناظر، ۱۳۷۱) توسط سازمان زمین شناسی کشور از جمله مطالعات قبلی است که در منطقه مورد مطالعه صورت گرفته است. توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه در حدفاصل چهار نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ فوق و چهار نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی (امین چراغ،)، دره دایی (قاسمی و حاج حسینی، ۱۳۸۳)، بسطام (قاسمی و حاج حسینی، ۱۳۸۲) و رزوه (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۶) واقع شده است.

قسمت شمال شرقی توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه در نقشه زمین شناسی چهار گوش ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم (خان ناظر، ۱۳۷۱) و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی (امین چراغ) قرار گرفته و سن گرانیت و سنگ میزبان را به ترتیب به پس از ژوراسیک، پرکامبرین و ژوراسیک بالایی، ژوراسیک زیرین نسبت داده اند. بخش جنوبی و میانی توده یادشده در نقشه زمین شناسی چهار گوش ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران (نوابی، ۱۳۶۵) و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی (قاسمی و حاج حسینی، ۱۳۸۳) واقع شده است. در نقشه خارتوران سن بعد از ژوراسیک را به بخش های گرانیتی و دایک های بازیک، سن تریاس را به سنگ میزبان و سن پرکامبرین را به گنیسها نسبت داده‌اند ولی در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی گرانیتها و

گرانودیوریت‌ها را به ژوراسیک پیشین و میانی، گنیس‌ها تحت عنوان متاگرانیت و متادیوریت به تریاس و دایک‌های بازیک را به بعد از ژوراسیک میانی نسبت داده‌اند. بخش جنوب غربی توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه در نقشه زمین‌شناسی چهار گوش ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود (علوی و هوشمند زاده، ۱۳۵۵) و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲) قرار گرفته است. در نقشه زمین‌شناسی طرود گرانیت و گرانودیوریت بند هزار چاه در داخل سازند بغمشاه که تا حدودی دگرگون شده، تزریق شده ولی در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲) گرانیت با بافت کاتاکلاستیک، دایک حد واسط تا بازیک و گرانودیوریت توسط رسوبات پرمین، تریاس و ژوراسیک پوشیده شده‌اند.

- حسینی (۱۳۷۴) سنگ‌های توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه را قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده و آن را شامل متاکوارتزیدیوریت، متاتونالیت، متاگرانودیوریت، مونزو و سینوگرانیت، گرانیت‌های گنیسی و دایک‌های بازیک معرفی نموده و علت آوردن پیشوند متا را تاثیر نوعی دگرگونی هیدروترمالی بر سنگ‌های مذکور دانسته که منجر به پیدایش بلورهای درشت اپیدوت، کلریتی شدن بیوتیت و آلتراسیون کامل پلاژیوکلازها گردیده است. سنگ‌های میزبان این توده، سازند شمشک معرفی شده که عمدتاً شامل ماسه سنگ، گریوک، شیل بیتومین دار و کنگلومرا بوده و در حد اوایل رخساره شیست سبز دگرگون شده است. هاله دگرگونی همبری ناشی از نفوذ توده فوق در سنگ‌های میزبان ضعیف بوده به صورتی که در فاصله چند سانتیمتری کنتاکت، هورنفلس حاوی لکه-هایی از سرسیت و مسکویت تشکیل گردیده است. سنگ‌های میزبان توسط یک سری رسوبات آواری قرمز رنگ متشکل از کنگلومرای حاوی سیمان آهکی با سن نئوکومین بطور دگرشیب پوشیده شده است. بر اساس تلفیقی از بررسی‌های ژئوشیمیایی و پتروگرافی، توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه از نوع کالک آلکالن، احتمالاً از نوع I و جزء گرانیت‌های کمان قاره ای (VAG) و قبل از برخورد معرفی شده است. البته با داده‌های جدید، این نتیجه‌گیری اکنون صحیح نیست.

- رحمتی ایلخچی (۱۳۸۱) در مقاله‌ای با عنوان "نگرشی دوباره بر مجموعه سنگ‌های دگرگونه شمال- خاوری ترود" این منطقه را مورد مطالعه قرار داده است. به گفته وی با وجود یافت شدن ساقه‌های کرینوئید و تکستولاریا در این مجموعه، آنها را به زمان بعد از پرکامبرین نسبت دادند و سن پرکامبرین که قبلاً برای آن در نظر گرفته شده بود را رد نمودند.

- رحمتی ایلخچی (۱۳۸۲) تحولات ماگمایی و دگرگونی مجموعه دگرگونی شترکوه در چهارچوب نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شترکوه، مورد بررسی قرار داده است. به اعتقاد وی، سنگ مادر این مجموعه غالباً ارتوگنیس‌های رخساره آمفیبولیت (تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت) همراه با آمفیبولیت‌ها و مقادیر کمی متاسدیمنت و میکاشیست است. ژئوشیمی عناصر نادر و داده‌های سن سنجی U-Pb سن‌های ۴۰ ± ۵۵۴، ۳۱ ± ۵۳۴، ۳۰ ± ۵۵۶ و ۲۰ ± ۵۵۱ را برای این مجموعه نشان داده که بیانگر شکل‌گیری سنگ مادر آنها در خلال ماگماتیسم قوس قاره‌ای اواخر نئوپروتروزوئیک بوده و با داده‌های ژئوکرونولوژی گرانیت‌ها و ارتوگنیس‌های ایران مرکزی که اخیراً توسط حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸) ارائه شده مطابقت دارد. بر اساس داده‌های سن سنجی Ar/Ar موسکوویت، آخرین فرایند دگرگونی این مجموعه در اواسط ژوراسیک (۱۶۶ میلیون سال قبل) صورت گرفته و در ارتباط با بسته شدن حوضه نئوتتیس بوده است. به اعتقاد ایشان مجموعه دگرگونی بیارجمند، شواهد هسته یک مجموعه دگرگونی را نشان می‌دهد که توسط سنگهای ولکانی کلاستیک دگرگون شده در رخساره شیست سبز، اسلیت‌های لکه‌دار ژوراسیک و توالی غیردگرگونه آهک‌های ژوراسیک و کرتاسه پوشیده شده است.

- ملک‌پور علمداری (۱۳۸۴) این منطقه را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود تحت عنوان پتروفابریک و سن سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در کوه‌های علاءالدین و ملحدو، جنوب شرق شاهرود مورد مطالعه قرار داده است. به اعتقاد وی، سنگ‌های دگرگونی بیارجمند شامل شیست، گرانیت‌های میلیونیتی و آمفیبولیت به همراه میان لایه‌های مرمرهای دولومیتی و لایه‌های چرت دگرگون شده و رگه‌های کوارتز است. سن سنجی ایزوتوپی U-Pb زیرکن گرانیت‌ها و گرانیت‌های میلیونیتی سن‌های

۵۳۰ تا ۵۵۰ میلیون سال را نشان داده است. این سنگ‌ها در حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. بر اساس شواهد ساختاری، ملک‌پور علمداری و همکاران (۱۳۸۴) مجموعه دگرگونی دلبر و واحدهای رسوبی پوشاننده آنها را مشابه با مجموعه‌های با هسته دگرگونی^۱ معرفی کردند

- قاسمی و آسیابانها (۱۳۸۵) در مقاله‌ای با عنوان معرفی و تفکیک رخداد‌های دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی، رخداد‌های دگرگونی منطقه دلبر را مورد بررسی قرار دادند. به اعتقاد آنها ویژگی‌های این پیکره دگرگونی نشانگر فازهای مختلف دگرگونی و دگرشکلی است که بر اساس روابط سنی و نوع دگرگونی به دو بخش قدیمی و جدید قابل تقسیم است. بخش قدیمی شامل توالی ضخیمی از دگرگونه‌های درجه بالا متشکل از شیست‌های تیره رنگ میگماتیتی، ارتو و پاراگنیس و ارتوآمفیبولیت به سن پرکامبرین و بخش جوانتر شامل تناوبی از متاکنگلومرا، میکاشیست و کالک شیست به سن ژوراسیک است. دایک‌های دیابازی فراوانی به درون شیست‌ها و گنیس‌های قدیمی در یک محیط کششی تزریق شده‌اند. به اعتقاد آنها تزریق این دایک‌ها باعث افزایش شار حرارتی پوسته و دگرگونی سنگ میزبان در زون سیلیمانیت فوقانی و ایجاد میگماتیت‌ها و گرانیتهای آناتکتیک شده است.

- حسن زاده (۲۰۰۸) دو نمونه از سنگ‌های توده گرانیتهای بند هزار چاه را تعیین سن نموده است. وی معتقد است رخنمون‌های گرانیتهای و سنگ‌های دگرگونی مربوط به نئوپروتریوزوئیک منطقه مورد مطالعه توسط سنگ‌های رسوبی مزوزوئیک احاطه شده‌است. یک نمونه از گرانیتهای دانه متوسط صورتی رنگ جهت‌یافته این توده که در مجاورت ارتوگنیس‌ها بوده، مورد آنالیز مایکروپروب یونی به روش U-Pb واقع شده و سن 581 ± 21 میلیون سال را نشان داده است. همچنین یک نمونه از ارتوگنیس‌های مجاور نمونه گرانیتهای قبلی نیز سن 601 ± 22 میلیون سال را نشان داده‌است. علاوه بر دو نمونه فوق، بر روی یک نمونه از قلوتهای ارتوگنیسی خاکستری رنگ گرد شده کنگلومرای تک‌زادی تعیین سن شده و سن 572 ± 35 میلیون سال را بدست آورده است. این کنگلومرا در میان یک سری ضخیم از

1- Metamorphic core complex

شیل و ماسه سنگ پوشاننده توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه قرار دارد. حسن زاده (۲۰۰۸) براساس تعیین سن انجام شده بر روی فسیل های گیاهی یک لایه شیلی این سری، توسط دکتر محمد صادق فخر، سن ژوراسیک میانی را به آنها نسبت داده و منشاء این کنگلومرای تک‌زادی را به کافت‌زایی ژوراسیک میانی نسبت می‌دهد که به باز شدن حوضه های پشت کمان اصلی در مناطق پشت کمان فرورانش رو به شمال، نفوتتیس منجر شده است (اشتامپلی، ۲۰۰۰). او رخنمون این کنگلومرای حاوی مقادیر زیاد قلوه‌های ارتوگنیسی را نشان‌دهنده بال‌آمدگی سریع می‌داند و بطور بالقوه به کافت‌زایی ژوراسیک میانی مربوط می‌داند.

حسن زاده (۲۰۰۸) رخنمون‌های گسترده سنگ‌های پی‌سنگ گرانیتی و دگرگونی در سراسر ایران مرکزی را، بر اساس مشاهدات صحرایی و مروری بر مقالات ساختاری و چینه‌شناسی، به عنوان اولین بال‌زدگی قابل توجه پی سنگ، در طی انبساط پشت کمان ژوراسیک پیشین تا میانی معرفی نموده و به لحاظ ساختاری، حضور کمپلکس‌های پی‌سنگ گنبدی بالا آمده و حاوی گرانیت‌ها و میلونیت‌های کامبرین پیشین - نئوپروتروزوئیک (برای مثال شمال شرق ایران مرکزی، موته، تکاب، غرب زنجان و ساغند) را نتیجه عملکرد گسل‌های با شیب کم می‌داند که سنگ‌های پی‌سنگ متبلور را در کنار سنگ‌های کم‌دگرگون شده و غیر دگرگونی قرار داده است. همچنین اظهار می‌دارد که بیشتر پی‌سنگ متبلور ایران (به استثنای کپه داغ) بخشی از گندوانا بوده و یک حاشیه قاره ای پری‌گندوانایی فعال را بهترین توضیح برای توزیع این گرانیتوئیدها در ایران دانسته و این واقعیت را که پی‌سنگ پرکامبرین در زیر زاگرس پنهان شده اما بطور گسترده در قسمت‌های دیگر ایران رخنمون یافته را حاکی از مکانیزم‌های دیگری به غیر از تکتونیک تراستی می‌داند. او بالا آمدگی این سنگ‌ها را نتیجه برداشته شدن سقف، در رژیم کششی با سن ژوراسیک تا ترشیاری می‌داند.

- مردانی (۱۳۹۰) به بررسی پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن منطقه پهناوز (جنوب بیارجمند - شاهرود) در قالب رساله کارشناسی ارشد خود پرداخته‌است. سنگ‌های آتشفشانی پهناوز دارای ترکیب غالب تراکی‌بازالتی هستند و ماهیت

آلکالن نشان می‌دهند. ماگمای سازنده تراکی بازالت‌های مورد نظر از منشأ گارنت لرزولیتی حاصل شده‌اند. از لحاظ جایگاه تکتونیکی این تراکی بازالت‌ها در یک محیط کششی حاشیه‌ای قاره‌ای مرتبط با کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای یا پشت کمانی تشکیل شده‌اند.

- کاظمی (۱۳۹۰) در قالب رساله کارشناسی ارشد خود، ماهیت و منشأ توده گرانیتوئیدی کیکی (جنوب غرب بیارجمند) و محیط زمین‌ساختی آن را مورد مطالعه قرار داده و سه مقاله با عناوین ۱- ماهیت و منشأ توده گرانیتوئیدی جنوب کیکی ۲- شواهد پتروگرافی حاکی از دگرشکلی دما بالا در توده گرانیتوئیدی جنوب غرب بیارجمند و ۳- محیط ساختاری توده گرانیتوئیدی جنوب غرب بیارجمند ارائه کرده است. کاظمی معتقد است توده گرانیتوئیدی جنوب غرب بیارجمند، ماسه سنگ-های ژوراسیک را قطع کرده و دگرگونی مجاورتی خفیفی در آنها به وجود آورده است. ترکیب سنگ شناسی آن را سینوگرانیت، مونزو گرانیت، آلکالی گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و گابرو معرفی نموده و باتوجه به غنی شدگی این سنگ‌ها از LILEs (Rb,Cs,Th,Ba) نسبت به HFSEs و وجود آنومالی منفی Nb, Ti, Sr, P و برخی ویژگی‌های ژئوشیمیایی دیگر، آنها را دارای ماهیت کالک‌آلکالن و از نوع I دانسته و تشکیل آنها را در محیطی مرتبط با فرورانش حاشیه فعال قاره ای معرفی نموده است. همچنین با توجه به برخی شواهد پتروگرافی از قبیل:

۱- پرشدن شکستگی‌های بلورهای فلدسپار اولیه توسط مجموعه های دانه ریز کوارتز، فلدسپار پتاسیم و بیوتیت؛ ساخت‌های ساب ماگمایی، تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین در اثر فشار و ایجاد عدسی‌های ارتوز در درجات بالای دگرشکلی.

۲- وجود دانه‌های کوارتز و فلدسپار در بین کلیواژهای تغییرشکل یافته بیوتیت، خمیدگی رخ‌ها در بیوتیت و تبدیل آن به تجمعات ریزتری از کلریت در دگرشکلی شدید.

۳- هم رشدی کوارتز و فلدسپار پتاسیم که بطور بخشی جایگزین پلاژیوکلاز شده اند، ساخت ساب ماگمایی و کینک شدن پلاژیوکلازها.

۴- حضور بافت گرانوفیری و دگر شکل نشده در حاشیه بلورهای دگر شکل شده ارتوکلاز.

۵- خاموشی موجی شدید، خردشدگی و تبلور مجدد کوارتزها.

اظهار داشته که دگرشکلی این سنگ‌ها در شرایط دمایی بالای سالیدوس و احتمالاً در حضور مقدار کمی مذاب اتفاق افتاده و این توده دارای ترکیب سنگ‌شناسی آلكالی‌گرانیت، گرانیت، گرانودیوریت است که تعدادی دایک مافیک با ترکیب گابرو - دیوریت توده مزبور را قطع کرده‌اند. براساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، سنگ‌های این توده در زمره گرانیتوئیدهای نوع I قرار دارند و دارای ماهیت کالک‌آلكالن و از نوع متالومین تا پراآلومین هستند و در محیطی مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

- عزیزی (۱۳۹۱) پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفید سنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آنها را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داده‌است. عزیزی و همکاران (۱۳۹۱) به این نتیجه رسیدند، توده گرانیتوئیدی سفید سنگ دارای طیف ترکیبی گرانیت، آلكالی‌فلدسپار گرانیت تا لوکوگرانیت است. این توده توسط دایک‌های دیابازی (میکروگابرویی - میکرودیوریتی) بی‌شماری با روند کلی شمال‌شرق - جنوب‌غرب قطع شده‌است. همچنین حضور آنکلاوهای متاپلیتی و فراوانی بیوتیت در گرانیت‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی سنگ‌های متاگنیوکی حاصل شده و دارای ماهیت پراآلومین ضعیف نوع S و ساب‌آلكالن می‌باشند. این توده گرانیتوئیدی در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای حاشیه شمالی ابر قاره گندوانا تشکیل شده است.

- چکنی مقدم (۱۳۹۱)، در قالب رساله کارشناسی ارشد خود به بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایک‌های مافیک قطع‌کننده مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر (شرق بیارجمند) پرداخته است. در این مطالعه از روش آنیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS) و اندازه‌گیری فابریک‌های مغناطیسی موجود در دایک‌های مافیک استفاده شده و در نهایت به بررسی وضعیت دیرینه مغناطیس آنها پرداخته شده‌است. بررسی‌های انجام شده به این روش نشان داده، موقعیت جغرافیایی زمان جایگیری این دایک‌ها، مختصات جغرافیایی زمان ژوراسیک میانی را نشان می‌دهد. لذا در این مطالعه بر اساس داده‌های پالئومغناطیس بدست آمده، سن دایک‌ها را ژوراسیک میانی تعیین کردند.

- همتی (۱۳۹۲) توده گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی در حاشیه شمالی ایران مرکزی را مورد بررسی قرار داده است. این توده را دارای طیف ترکیبی گرانودیوریت، گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت و لوکوگرانیت دانسته و به عنوان گرانیت‌های پرآلومین پتاسیم بالا و از نوع S معرفی شده‌اند.

- اصغرزاده (۱۳۹۲)، پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داده است. در این مطالعه، سه سری دایک بازیگ- حدواسط در منطقه دلبر معرفی شده‌است که شامل دایک‌های گابرویدیوریتی پرکامبرین، دایک‌های گابرویی ژوراسیک میانی و دایک‌های بازالتی الیگومیوسن هستند. مطالعه این پایان‌نامه صرفاً بر روی دایک‌های گابرویی ژوراسیک و دایک‌های بازالتی الیگومیوسن بوده است. نتایج بدست‌آمده در این مطالعه نشان می‌دهد دایک‌های گابرویی ژوراسیک میانی دارای ماهیت ساب‌آلکالن و دایک‌های بازالتی الیگومیوسن دارای ماهیت آلکالن هستند. موقعیت زمانی، مکانی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی این دایک‌ها حاکی از تشکیل آنها در حوضه‌های کششی- کافتی پشت کمانی اولیه ناشی از فرورانش مایل لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لیتوسفر قاره‌ای ایران مرکزی به ترتیب در زمان‌های ژوراسیک میانی و الیگومیوسن است.

- رجب قیطانی (۱۳۹۳) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان پترولوژی توده نفوذی هزاردره (جنوب‌شرق شاهرود) به مطالعه توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه پرداخته و آن را از نوع VAG و S معرفی نموده و سنگ مادر آن را گریوک دانسته است. با اینحال سنگ میزبان توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه را سازند شمشک معرفی کرده است.

- فتح‌علیان (۱۳۹۳) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان ژئوشیمی گرانیتوئیدهای غرب بیارجمند و مقایسه آن با گرانیتوئیدهای میامی به مطالعه توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه پرداخته و آن را دارای ماهیت کالک‌آلکالن، پرآلومین ضعیف و از نوع S معرفی کرده ولی دسته دایک‌های دیابازی قطع‌کننده آن را لامپروفیر معرفی کرده است لیکن دلایل و شواهدی برای اطلاق نام لامپروفیر به دایک‌های دیابازی ارائه نکرده است.

- ابتهاج (۱۳۹۳) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان پترولوژی و ژئوشیمی دایکهای دیابازی در منطقه غرب بند هزارچاه به مطالعه دایک‌های دیابازی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه پرداخته است. بر اساس نتایج بدست آمده از این مطالعه، ماگمای سازنده این دایک‌ها از ذوب ۶ تا ۱۰ درصدی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی در اعماق کمتر از ۸۰ کیلومتر منشأ گرفته که در ارتباط با ماگماتیسیم مافیک حوضه پشت کمانی ایران مرکزی در زمان ژوراسیک میانی بوده است.

- دادپور (۱۳۹۳) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل (شرق سهل) و اهمیت ژئودینامیکی آنها به مطالعه سنگ‌های آذرین مافیک در اطراف روستای جمیل دهستان طرود پرداخته است. بر اساس نتایج بدست آمده از این مطالعه، گدازه‌ها و توده‌های نفوذی این منطقه، دارای ماهیت آکالن هستند و از ذوب بخشی درجه پایین (۷ تا ۱۴ درصدی) یک منبع گوشته‌ای غنی شده لیتوسفر زیرقاره‌ای با ترکیب گارنت ارزولیتی، در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری، در یک محیط کششی درون قاره‌ای حاصل شده‌اند.

- شفایی مقدّم و همکاران (۲۰۱۳)، مجموعه دگرگونی چاه چم- بیارجمند را به عنوان قوس ماگمایی کادومین مورد مطالعه قرار داده‌اند. این مجموعه با وسعتی بیش از ۵۰۰۰ کیلومتر مربع در نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران و طرود قابل مشاهده است. این مجموعه، بخش‌هایی از مجموعه‌های دلبر، سفید سنگ و شترکوه را در بر می‌گیرد. به اعتقاد ایشان این مجموعه از توده‌های نفوذی قدیمی (گرانیت تا ارتوگنیس‌های تونالیتی) به همراه سنگ‌های رسوبی دگرگون شده، آمفیبولیت‌ها و پاراگنیس‌ها تشکیل شده است. دایک‌های گرانیتی و گرانودیوریتی دگرگون شده به درون ارتوگنیس‌ها و رسوبات دگرگون شده نفوذ کرده‌اند. آنها بر اساس نتایج شیمی سنگ کل ثابت کردند، ارتوگنیس‌ها از مذابه‌ای وابسته به فرورانش متبلور شده‌اند. آمفیبولیت‌ها نیز ویژگی‌های وابسته به فرورانش را نشان می‌دهند و دارای منشأ رسوبات ولکانی کلاستیک و یا دایک‌های بازیک دگرگون شده هستند. به اعتقاد ایشان حضور پارا آمفیبولیت‌ها به همراه پاراگنیس‌ها و میکاشیست‌ها بیانگر تشکیل حوضه رسوبی پر شده

توسط محصولات فرسایشی کمان ماگمایی است. سن‌های U-Pb این سنگ‌ها، ۵۵۰ تا ۵۳۰ میلیون سال تعیین شده است. نتایج بدست آمده از این مطالعه، نشان می‌دهد این سنگ‌ها دارای سن نئوپروتروزوئیک پایانی - کامبرین آغازین بوده و متعلق به کمان قاره‌ای حاشیه شمالی و فعال گندوانا هستند.

- بلاغی (۱۳۹۳) مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر را در قالب رساله دکتری مورد مطالعه قرار داده و سنگ‌های دگرگونی مجموعه دلبر را شامل طیف ترکیبی متنوعی از ماسه سنگ‌های دگرگون شده (متاسامیت و متاگریوک)، متاپلیت‌ها (فیلیت، میکاشیست و پاراگنیس)، متاکربنات‌ها (مرمرآهکی و مرمردولومیتی) و متابازیت‌ها (آمفیبول شیست، آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت) دانسته است. وی ظهور زونهای کلریت، بیوتیت، گارنت، استارولیت، کیانیت و سیلیمانیت در سنگ‌های متاپلیتی را بیانگر بروز دگرگونی ناحیه‌ای نوع باروین در شرایط رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی می‌داند.

نتایج سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌های گنیس‌ها و گرانیت‌های مجموعه دلبر توسط ایشان با روش‌های SIMS و LA-ICPMS، میانگین سنی ۵۴۱ تا ۵۴۷ میلیون سال معادل با اواخر نئوپروتروزوئیک - اوایل کامبرین (اواخر ادیاکارن - اوایل کامبرین) را نشان می‌دهد. ایشان اظهار می‌دارد الگوهای REE سنگ‌های متاپلیتی و گرانیتی منطقه در مقایسه با مقادیر مرجع پوسته‌ای با الگوی عناصر REE پوسته قاره‌ای فوقانی مطابقت داشته و ارتباط ژنتیکی این سنگ‌ها با یکدیگر و منشأ پوسته‌ای آنها را تأیید نموده‌است. همچنین با مقایسه مجموعه دلبر با برخی مناطق حاشیه‌ای گندوانا در جهان از جمله در هیمالیا، حاشیه پلاتفرم عربی، ایران و ترکیه، استنباط کرده است که این مجموعه دارای ویژگی‌های گندوانایی و ماهیت کالک آلکالن حاشیه فعال قاره‌ای بوده و در خلال کوهزایی کادومین در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک پایانی - کامبرین آغازین شکل گرفته‌است.

۱-۷- اهداف مطالعه

اگر چه برخی از مطالعات و نتایج ارائه شده قبلی حائز اهمیت‌اند، ولی پیچیدگی‌های ساختاری و زمین‌شناسی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه سبب ایجاد پرسش‌ها و ابهامات فراوانی در باره نحوه تشکیل آن شده و از نظر مطالعات پترولوژی آذرین نیز دارای اهمیت ویژه‌ای برای محققان علوم زمین است. لذا ضرورت انجام مطالعه جامع زمین‌شناسی با ابعاد مختلف چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و زمین‌شناسی ایزوتوپی در این منطقه احساس گردید، زیرا انجام مطالعه جامع و کامل از دیدگاه چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوترموبارومتری، سن سنجی و تعیین نسبت‌های ایزوتوپی Nd-Sm و Sr^{87}/Sr^{86} در این سنگ‌ها با تکیه بر روش‌ها و یافته‌های نوین، جهت روشن شدن مسائل زمین‌شناسی در ایران مرکزی از اهمیت بالایی برخوردار است.

این رساله در جهت دستیابی به اهداف زیر به انجام رسیده است:

- بررسی دقیق ارتباط بین واحدهای سنگی مختلف رخنمون یافته.
- مطالعات میکروسکوپی دقیق به منظور شناخت کانی‌های سازنده آنها، ترکیب سنگ‌شناسی و تحولات سنگ‌شناسی آنها.
- آنالیز شیمیایی به روش $ICP-MS^1$ و $ICP-ES^2$ به منظور تعیین مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر فرعی، خاکی نادر و استفاده از نتایج آنها در تعبیر و تفسیر تحولات سنگ‌شناسی منطقه و تعیین ماهیت منشاء و جایگاه تکتونیکی تشکیل آنها.
- آنالیز ایزوتوپی به منظور تعیین دقیق منشا آنها.
- تعیین سن سنگ‌های آذرین به منظور شناخت زمان تشکیل آنها و استفاده از آن، در بازسازی تاریخچه زمین‌شناسی منطقه.
- تجزیه و تحلیل داده‌های بدست آمده، تفسیر آنها و مقایسه با سرزمین‌هایی که دارای موقعیت زمانی یا مکانی مشابهی هستند.

1- Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry
2- Inductively Coupled Plasma -Emission Spectrometry

- ارائه الگوی ژئودینامیکی در ارتباط با تشکیل مجموعه‌های سنگی مورد مطالعه. در مجموع نتایج حاصل از مطالعات انجام شده در راستای اهداف رساله در ۶ فصل مرتبط با اهداف یاد شده با عناوین کلیات، زمین‌شناسی صحرایی، پتروگرافی، شیمی‌کانی‌ها و مطالعات دما فشارسنجی، ژئوشیمی سنگ‌کل، ژئوکرونولوژی و آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd، پتروژنز و تعیین تحولات ژئودینامیکی جمع‌بندی و ارائه شده‌است.

۸-۱-۸- روش مطالعه

۱-۸-۱- مطالعات کتابخانه‌ای

ابتدا کلیه اطلاعات از قبل موجود اعم از منابع کتابخانه‌ای، گزارش‌ها، مقالات و پایان‌نامه‌های انجام شده مرتبط با موضوع این رساله جمع‌آوری شد و مورد مطالعه قرار گرفت. برای دستیابی به نتایج بهتر، از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ و تصاویر ماهواره‌ای Google earth استفاده شد. تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه مورد بررسی قرار گرفت تا با شناسایی راه‌های دسترسی و شناخت زمین‌شناسی کلی منطقه، امکان انتخاب بهترین رخنمون‌ها جهت مطالعات و برداشت‌های صحرایی فراهم شود.

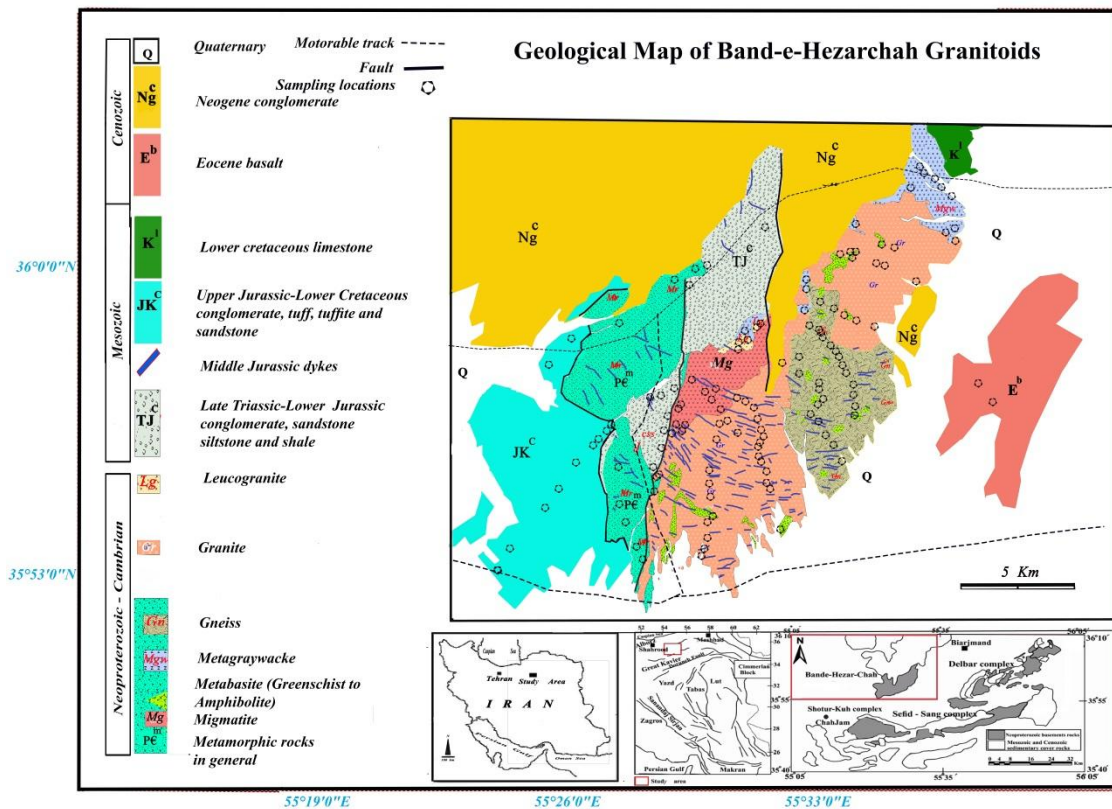
۱-۸-۲- مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری

به منظور شناسایی دقیق واحدهای سنگی و بررسی دقیق روابط صحرایی آنها، از سال ۱۳۹۰ تا ۱۳۹۴، درچندین نوبت (حدود یک ماه) بازدیدها و برداشت‌های صحرایی صورت پذیرفت و از حدود ۱۵۰ ایستگاه نمونه‌برداری شد. پس از انجام مطالعات صحرایی دقیق، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰، نقشه زمین‌شناسی منطقه بر پایه یافته‌های جدید با استفاده از نرم‌افزار Arc Map ترسیم شد (شکل ۱-۴).

۱-۸-۳- مطالعات آزمایشگاهی

۱-۳-۸-۱- مطالعات پتروگرافی

پس از نمونه برداری و بازدید صحرایی، از واحدهای مختلف سنگی از قبیل سنگ‌های دگرگونی میزبان، متابازیت‌ها، توده‌گرانیتوئیدی بندهزارچاه، ماسه سنگ‌ها و کنگلومراهای پوشاننده تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین، دایک‌های دیابازی، ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراهای ژوراسیک فوقانی و بازالت‌های ائوسن نسبت به تهیه تعداد ۴۵۰ عدد مقطع نازک و ۱۸ عدد مقطع نازک صیقلی اقدام شده و سپس توسط میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. مقاطع نازک میکروسکوپی در آزمایشگاه اپتیک دانشکده علوم زمین دانشگاه شهروود مورد مطالعه قرار گرفت.



شکل ۱-۴- موقعیت ایستگاه‌های نمونه برداری بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که بر اساس تصاویر ماهواره‌ای و مطالعات صحرایی و با استفاده از نرم‌افزار Arc Map ترسیم شده است. نقشه موقعیت گسل‌های ایران از نبوی (۱۳۵۵) اقتباس شده است.

۱-۸-۳-۲- تجزیه شیمیایی سنگ کل

پس از مطالعات پتروگرافی دقیق، تعداد ۳۲ نمونه از میگماتیت‌ها، متابازیت‌ها، گرانیت‌ها، لوکوگرانیت‌ها و دایک‌های دیابازی منطقه مورد مطالعه که دارای کمترین میزان هوازدگی و دگرسانی بودند، جهت آنالیز شیمی عناصر اصلی و نادر انتخاب شدند. کلیه مراحل خردایش تا مرحله پودرشدن در شرکت طیف کانسارن بینالود انجام شد و در آنجا نمونه‌های پودر شده پس از آماده‌شدن، شماره-گذاری و بسته‌بندی به آزمایشگاه Acme کانادا جهت آنالیز شیمی سنگ کل فرستاده شدند. نتایج حاصل از آنالیزها، در بررسی ژئوشیمی سنگ کل واحدهای سنگی مورد مطالعه، استفاده شده است.

۱-۸-۳-۳- مطالعات تجزیه نقطه‌ای

از دیگر اهداف مطالعه سنگ‌های توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه، تعیین شیمی کانی‌های تشکیل دهنده به منظور تعیین دما و فشار حاکم بر آنها می‌باشد. پس از انجام مطالعه پتروگرافی بر روی ۴۸۰ مقطع نازک تهیه شده و جهت تعیین تمرکز عناصر اصلی در کانی‌های شاخص نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، سعی گردید از هر واحد سنگی، حداقل دو مقطع نازک-صیقلی با ابعاد ۲۸ در ۴۸ میلیمتر و با سطوح مسطح به ضخامت ۵۰ میکرون تهیه شود. لذا ۱۸ مقطع نازک صیقلی به آزمایشگاه SKLCDNUX^۱ انتقال یافتند و پس از پوشیده‌شدن آنها توسط پوششی از کربن به ضخامت ۱۰ نانومتر، به روش EPMA در آزمایشگاه SKLCDNUX دانشگاه شیان کشور چین مورد تجزیه نقطه-ای قرار گرفتند (شکل ۱-۵-الف). در مجموع تعداد ۴۸۰ نقطه مورد تجزیه قرار گرفت و تقریباً اکثر کانی‌های تشکیل دهنده مورد تجزیه قرار گرفتند. به همراه داده‌های بدست آمده، تعدادی تصاویر^۲ BSE نیز تهیه شد که در تفسیر نقاط تجزیه شده مورد استفاده قرار گرفت.

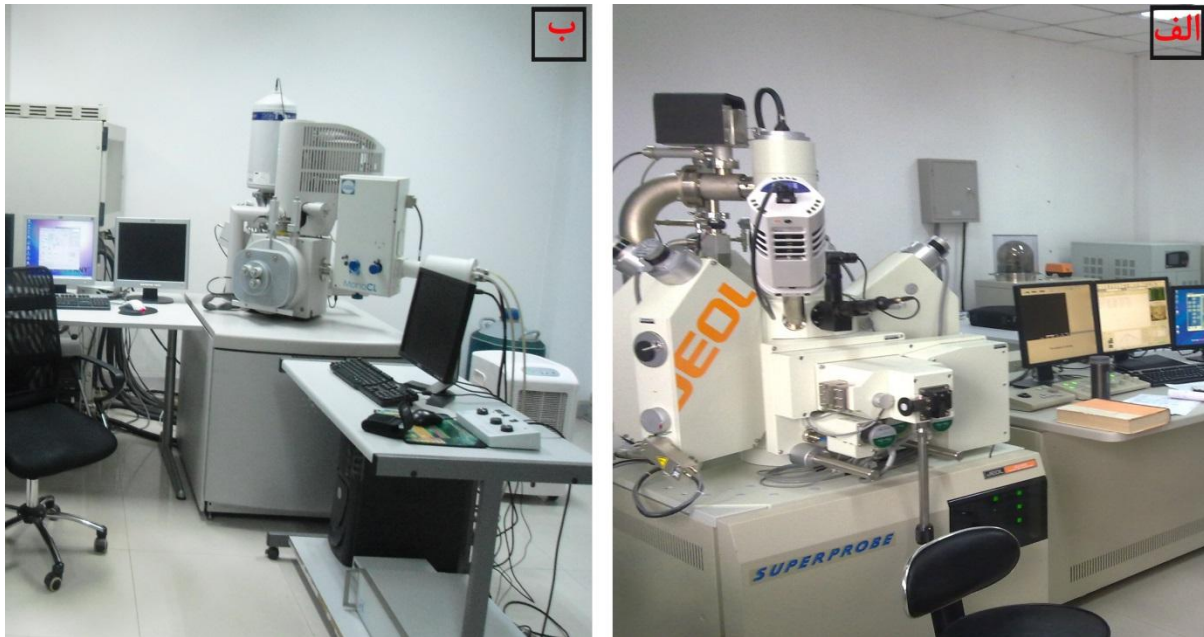
روش تجزیه نقطه‌ای، یک روش کاملاً کیفی و کمی است که به عنوان یک روش غیر تخریبی^۳ برای آنالیز عنصری در حجم‌های میکرونی بر روی سطح نمونه استفاده می‌شود. در این روش سطح نمونه

1- State key laboratory of continental dynamics, Northwest University, Xi'an, in China

2 -Backscattered electron image

3 -Non destructive

توسط باریکه‌هایی از الکترون برانگیخته شده و پرتوهای ایکس ثانویه ایجاد می‌شوند. پرتوهای ایکس بر اساس طول موجشان تفکیک می‌شوند. ترکیب هر نمونه بر اساس طیف طول موج آن نمونه و مقایسه با طیف‌های نمونه‌های استاندارد مشخص می‌شود.



شکل ۱-۵- الف و ب- به ترتیب دستگاه ریزپردازنده از نوع سوپرپروب ساخته شده توسط شرکت GEOL جهت تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها و میکروسکوپ الکترونی MonoCL جهت تهیه تصاویر کاتدلومینسانس از دانه‌های زیرکن جدا شده از گرانیت‌ها در دانشگاه شیان کشور چین.

۱-۸-۳-۴- آنالیز ایزوتوپی Sm-Nd و Rb-Sr

به منظور تعیین نسبت‌های ایزوتوپی Sm-Nd و Rb-Sr سعی گردید از هر کدام از واحدهای سنگی اصلی موجود، حداقل یک نمونه انتخاب و پس از پودر کردن آنها در آزمایشگاه شرکت طیف کانساران بینالود، نسبت های ایزوتوپی Sm-Nd و Rb-Sr، ۸ نمونه در آزمایشگاه SKLLECAS^۱ در کشور چین و ۳ نمونه در آزمایشگاه دانشگاه آویرو^۲ کشور پرتقال با روش یانگ^۳ و همکاران (۲۰۱۰) و لی^۱ و همکاران

1 - State key laboratory of lithospheric evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing, China.

2 - Aveiro

3 - Yang

(۲۰۱۲a) تعیین گردید. جداسازی عناصر Sr, Rb, Sm و Nd با استفاده از روش کروماتوگرافی تبادل یونی دو مرحله‌ای انجام پذیرفته است و با استفاده از روش طیف سنج جرمی یونیزاسیون^۲ اندازه گیری شده است. این روش نیازمند کمتر از ۳۰۰ pg برای Rb-Sr و ۱۰۰ pg برای Sm-Nd است. در طول جمع آوری داده‌های ایزوتوپی، به منظور ارزیابی دقت و ثبات دستگاه، از نمونه استاندارد-NBS 987 با میانگین نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710256 \pm 0.000010$ و نمونه استاندارد JNdi-1 با میانگین نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512097 \pm 0.000008$ به ترتیب برای بهنجارسازی مقادیر نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ استفاده شده است. برای نظارت بر صحت روش آنالیز، نمونه استاندارد BCR-2 با مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705036 \pm 0.000010$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512630 \pm 0.000011$ نیز اندازه‌گیری شد. داده‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ به دست آمده برای نمونه BCR-2 با داده‌های انتشار یافته قبلی از این نمونه، به روشهای TIMS^۳ و MC-ICP-MS^۴ (لی و همکاران، 2012 a,b) از تطابق خوبی برخوردار است و درستی روش انتخابی را تأیید می‌کند.

۱-۸-۳-۵- تعیین سن

جهت مطالعات سن‌سنجی رادیومتری، با توجه به تنوع و گستردگی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه، ۸ نمونه سنگ انتخاب گردید و پس از خردایش و پودر کردن نمونه‌ها به اندازه مناسب، سایر مراحل جدایش کانی زیرکن با استفاده از تکنیک‌های آبشویی، جدایش دستی در زیر میکروسکوپ بینوکولار و قرار دادن زیرکن‌های جدا شده بر روی لام و رزین (Mounting) در آزمایشگاه آکادمی علوم چین انجام شد. در ادامه به منظور مشخص شدن ساختمان داخلی زیرکن‌ها و انتخاب نقاط مناسب برای آنالیز U-Pb، از تصاویر کاتدلومینسانس (CL) استفاده شد. برای تهیه تصاویر CL، از میکروسکوپ الکترونی اسکن‌کننده MonoCL، ساخته شده توسط شرکت لئو آلمانی، در دانشگاه شیان

4 - Li

5 - Thermal ionization mass spectrometer

6- Thermal ionization mass spectrometer

7 - Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry

استفاده شد (شکل ۱-۵-ب). سن سنجی به روش ¹LA-ICPMS نیز در آزمایشگاه SKLCDNUX² دانشگاه شیان کشور چین انجام شد (شکل ۱-۶).

۹-۱- پردازش داده‌ها

پردازش داده‌های حاصل از آنالیزهای مختلف شیمی سنگ کل، میکروپروب، نسبت‌های ایزوتوپی Sm-Nd و Rb-Sr و تعیین سن به روش U-Pb با استفاده از نرم‌افزارهای GLITTER 4.0 ، ISOPLLOT ، GCDKIT و Excel انجام شد و نتایج بدست آمده در ترسیم نمودارهای مختلف مورد استفاده قرار گرفت. در نهایت جهت ویرایش اشکال و نمودارهای ترسیم شده از نرم‌افزارهای دیگر از جمله Photoshop استفاده شد.



شکل ۱-۶- دستگاه تعیین سن از نوع MICROLAS جهت تعیین سن دانه‌های زیرکن جداشده از گرانیت‌ها به روش LA-ICPMS در دانشگاه شیان چین.

1 - Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry

2- State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University, Xi' an, China.

۱-۱- نگارش مقاله‌ها و تدوین رساله :

در این مرحله کلیه نتایج حاصل از مطالعات آزمایشگاهی پردازش گردید و سپس با مقایسه آنها با نتایج حاصل از مطالعه مناطق مشابه در ایران و جهان، نتایج آن به صورت ۳ مقاله کنفرانسی، ۳ مقاله علمی- پژوهشی داخلی و یک مقاله علمی- پژوهشی ISI منتشر شده‌است. در نهایت نتایج حاصل در قالب پایان نامه گردآوری و نگارش شد.

فصل دوم

زمین‌شناسی صحرائی

ایران مرکزی سرزمینی مرکب از نوارهای های چین خورده و گسلیده، با پی‌سنگی پوشیده با توالی - های ضخیم رسوبی است. اولین بار در نقشه زمین شناسی ایران ، که در سال ۱۹۵۹ توسط شرکت ملی نفت ایران تهیه شده، به وجود تکه هایی از سنگ‌های پی‌سنگ گرانیتی و ارتوگنیسی در بسیاری از نقاط شمالی (از جمله منطقه بیارجمند) ، مرکزی و شرق ایران مرکزی اشاره گردید و سن آنها بطور کلی به پرکامبرین نسبت داده شد. باینحال در هیچیک از نقشه‌های زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ و ۱۰۰۰۰۰ : ۱ که بعداً تهیه شد، سن توده گرانیتوئیدی بیارجمند به پرکامبرین نسبت داده نشد، بلکه یک بازه سنی، از قبل از تریاس تا بعد از ژوراسیک، برای آن پیشنهاد شد. توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه در حاشیه شمالی، زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. این توده گرانیتوئیدی با روند شمال‌شرق- جنوب‌غرب و با طول ۲۰ کیلومتر و عرض ۶ کیلومتر در میان سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین نفوذ کرده و توسط توالی رسوبی ژوراسیک زیرین- تریاس بالایی در کرانه پیرامونی آنها پوشیده شده است. این مجموعه یکی از مناطق پی‌سنگی ایران مرکزی محسوب می‌شود که چندین فاز دگرگونی و دگرشکلی را متحمل شده است. سرزمین‌های قدیمی و پی‌سنگی معمولاً به دلیل ثبت حوادث مختلف زمین‌شناسی، یکی از جذاب‌ترین مناطق مورد علاقه پترولوژیست‌ها هستند. تجزیه و تحلیل و تفسیر درست این حوادث در سرزمین‌های قدیمی به لحاظ پراکندگی جغرافیایی و رخنمون‌های معدود، گسیختگی و به هم ریختگی در طی حوادث بعدی از جمله تکتونیک و فازهای دگرریختی، دگرگونی و دگرسانی، غالباً از پیچیدگی‌های خاصی برخوردار است. با این حال، مطالعه این مناطق با ویژگی‌های گندوانایی در بازسازی تاریخچه زمین‌شناسی ایران در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک- کامبرین و در ارتباط با کوهزایی پان- افریکن حائز اهمیت بوده و می‌تواند در درک تحولات بخش گندوانایی ایران مفید باشد.

کلید حل مسائل زمین‌شناسی در هر منطقه، بررسی صحرائی و یافتن شواهد کافی در روی زمین می‌باشد چرا که با پیشرفت تدریجی علم شاید بسیاری از فرضیه‌ها و تکنیک‌های آزمایشگاهی دچار

تحول و تغییر گردند و نتایج مبتنی بر آنها نیز تغییر یابند اما شواهد و روابط صحرایی بین واحدهای سنگی همیشه ثابت هستند. مطالعه شواهد صحرایی و روابط چینه‌شناسی بین واحدهای سنگی مختلف در هر منطقه، مهم‌ترین بخش از مطالعات تاریخچه زمین‌شناسی یک منطقه است. مطالعات صحرایی صحیح، پایه و اساس مطالعات میکروسکوپی و ژئوشیمیایی سنگ‌هاست (قاسمی، ۱۳۹۴). در این فصل به بررسی زمین‌شناسی عمومی و واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه خواهیم پرداخت.

۲-۲- زمین‌شناسی عمومی

بطور کلی واحدهای سنگی مختلف رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه با توجه به نوع رابطه صحرایی با توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه می‌توان به چند دسته اصلی زیر تقسیم نمود:

۱- سنگ‌های دگرگونی میزبان

۲- توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه

۳- توالی رسوبی پوشاننده

۴- دسته دایک‌های دیابازی

۵- واحدهای سنگی ژوراسیک بالایی تا رسوبات عهد حاضر

۲-۲-۱- سنگ‌های دگرگونی میزبان

سنگ‌های دگرگونی میزبان توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه، عمدتاً در بخش‌های شمال شرقی، شمالی، شمال غرب و میانی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. سنگ‌های دگرگونی طیف ترکیبی متنوعی دارند. این تنوع ناشی از تنوع ترکیبی در توالی رسوبی اولیه است. این سنگ‌ها را می‌توان به پنج دسته اصلی متاگرینوک و متاچرت، متاپلیت، میگماتیت، متابازیت و متاکربنات تقسیم‌بندی کرد.

۲-۲-۱-۱- متاگریوک‌ها و متاچرت‌ها

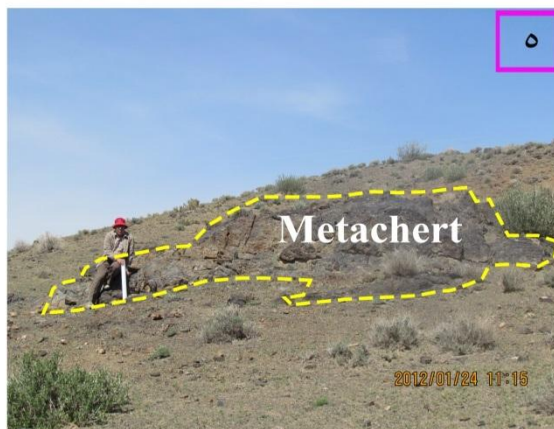
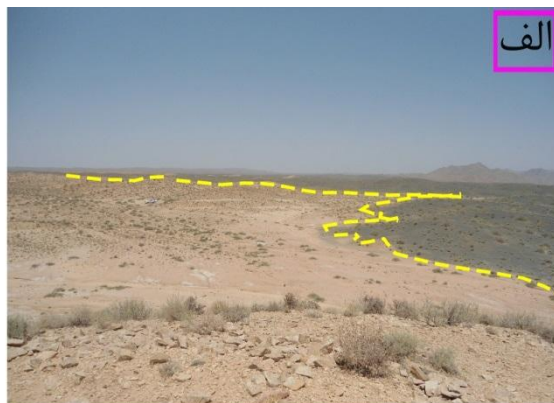
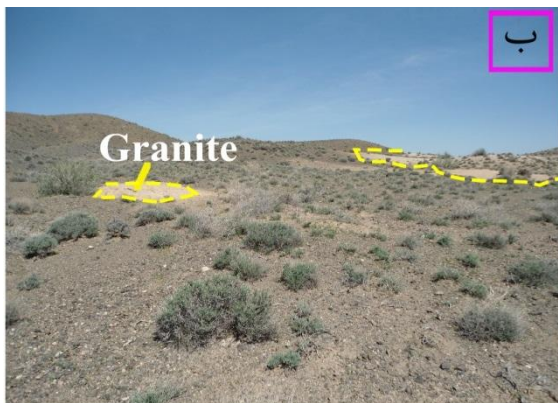
این سنگ‌های تیره رنگ غالباً در شمال شرق منطقه مورد مطالعه (حوالی قنات کلاته شور) همراه با متاچرت‌های سیاه رنگ رخنمون دارند. این مناطق عمدتاً بصورت تپه ماهوری بوده و در بعضی قسمت‌ها، آثاری از لایه بندی اولیه در آنها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱-۲ ج و د). در این سنگ‌ها برگوارگی چندان واضح نمی‌باشد. همراه با این سنگ‌ها، متاچرت‌ها نیز رخنمون دارند و از آنجائیکه متاچرت‌ها در مقابل عوامل فرسایش مقاوم‌تر هستند، معمولاً بصورت دیواره‌های برجسته در میان متاگریوک‌ها رخنمون داشته و فاقد برگوارگی هستند (شکل ۲-۱-۲ ه و و).

در قسمت شمال شرقی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه، زبانه‌های چند ده تا چند صد متری از آپلیت‌های سفید تا صورتی به داخل این متاگریوک‌های سیاه رنگ نفوذ کرده (شکل ۲-۱-۲ الف) و در بعضی جاها رخنمون‌های چند ده متری سفید تا صورتی از گرانیت بصورت جزیره‌ای در داخل متاگریوک‌ها خودنمایی می‌کند (شکل ۲-۱-۲ ب). این منطقه شاید از معدود نقاطی در کل منطقه بیارجمند اعم از دلبر، شترکوه، سفیدسنگ و ... باشد که بوضوح، سنگ میزبان گرانیت‌ها، قابل مشاهده است.

۲-۲-۱-۲- متاپلیت‌ها

متاپلیت‌ها عمدتاً شامل اسلیت، فیلیت، میکاشیست، گنیس و گارنت گنیس هستند. اسلیت‌های تیره رنگ و فیلیت‌های براق عمدتاً در قسمت شمالی و جنوب غربی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند (شکل ۲-۲-۲ الف و ب). فیلیت‌ها به رنگ‌های خاکستری روشن تا تیره مشاهده شده و دارای سطوح براق و متورق هستند (شکل ۲-۲-۲ ج) که بیانگر حضور فراوان میکاست. در برخی باندهای برگوارگی، چین‌های ریز مقیاسی ایجاد شده که می‌توان آنها را رخ کنگره‌ای یا کلیواژ ریزچین^۱ نامید. غالباً در سنگ‌های دگرگونی دگرشکل شده، برگوارگی‌های اولیه در نتیجه دگرشکلی‌های بعدی، چین می‌خورند که باعث ایجاد ریز چین‌ها یا کنگره‌هایی در مقیاس میکروسکوپی می‌شود. گسترش کنگره‌ها

1 - Crenulation Cleavage



شکل ۱-۲- الف- دورنمایی از مرز متاگریوکها با توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه و ب- نفوذ گرانیتها در داخل متاگریوکها. د- تناوب لایه‌های متاگریوک ، متاکربنات و متاپسامیت . ج- نمای نزدیکتری از متاگریوکها همراه با دورنمایی از لوکوگرانیتها. ه- لایه‌های مقاوم متاچرت که بصورت دیواره‌هایی در میان متاگریوکها مشاهده می- شوند. و- نمای نزدیکی از متاچرتها.

با تفکیک دگرگونی همراه است. در این حالت کوارتز در لولاها و سیلیکات‌های ورقه‌ای در پهلوهای ریز چین‌ها متمرکز می‌شوند (یاردلی^۱، ۱۹۸۹) و ریز حوضه‌ها^۲ شکل می‌گیرند که به حوضه سرشار از فیلوسیلیکات^۳ و حوضه‌های سرشار از کوارتز^۴ جدا می‌گردند (بارکر^۵، ۲۰۰۴). کلیواژ ریز چین در واقع دو نوع کلیواژ را نشان می‌دهد. اولین کلیواژ ممکن است رخ اسلیتی یا شیستوزیته باشد که در مقیاس میکروسکوپی چین خورده است. محور چین، کلیواژ دوم محسوب می‌شود. سطوح محوری چین‌ها^۶ در فاز فشارشی دوم ایجاد می‌شود. چین‌ها ممکن است متقارن^۷ و یا نامتقارن^۸ باشند (وینتر^۹، ۲۰۰۱). چین خوردگی کلیواژ در فیلیت‌های منطقه دلبر از نوع نامتقارن است و نشانگر اعمال تنش‌های ساختاری بر سنگ‌های مورد مطالعه است.

با توجه به اینکه اسلیت‌ها و فیلیت‌ها جزء سنگ‌های دگرگونی درجه پایین هستند، می‌توان نتیجه گرفت این سنگ‌ها احتمالاً در اعماق کمتری قرار داشته و متحمل دگرگونی درجه پایین‌تری شده‌اند. میکاشیست‌ها و گنیس‌ها در بخش میانی محدوده مورد مطالعه رخنمون دارند. میکاشیست‌ها، سنگ‌های دانه درشت، تیره رنگ تا قهوه‌ای روشن هستند (شکل ۲-۲-د). کانی‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز و ارتوز در آنها قابل مشاهده است. میکاشیست‌ها به دلیل فراوانی حضور بیوتیت دارای سطوح برآق هستند. در بعضی موارد فنوکریست‌های درشت ارتوکلاز با اندازه چند سانتیمتری در آنها مشاهده می‌شود. میکاشیست‌ها بصورت لایه‌های متناوب همراه با گنیس‌ها دیده می‌شوند ولی در بعضی موارد بصورت تکه‌های جدا از هم و پراکنده در لابلاهای گنیس‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۲-ه) و در مجموع گستردگی آنها کمتر از گنیس‌ها است. شاید یکی از دلایل رخنمون کمتر آنها، مقاومت کمتر آنها در مقابل فرسایش و سست‌بودن آنها باشد. گنیس‌ها، عمدتاً تیره تا خاکستری بوده ولی گاهی به رنگ‌های

1 - Yardley

2 - Microdomains

3 - P-domains

4 - Q-domains

5 - Barker

6 - Fold axial planes

7 - Symmetrical

8 - Asymmetrical

9 - Winter

صورتی نیز دیده می‌شوند. این سنگ‌ها عمدتاً در قسمت‌های میانی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. ژئومورفولوژی آنها غالباً حالت تپه‌ماهوری دارد. آنها دانه درشت بوده و کانی‌های بیوتیت، کوارتز، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز در آنها قابل مشاهده است. بیوتیت، نوارهای تیره و ارتوکلاز، کوارتز و پلاژیوکلاز نیز نوارهای روشن را تشکیل می‌دهند. گنیس‌ها، همانطور که پیشتر اشاره گردید همراه با میکاشیست‌ها هستند. البته براساس تعاریف جدید وجه تمایز گنیس از میکاشیست، ترکیب کانی-شناسی نبوده، بلکه صرفاً اندازه لایه‌های تفریق یافته تیره و روشن است. وقتی ضخامت آنها، کمتر از یک سانتیمتر باشد، شیست نامیده می‌شوند و چنانچه بیش از یک سانتیمتر باشند، گنیس نامیده می‌شوند. در بعضی موارد بقایایی از سنگ مادر ماسه‌سنگی در میان گنیس‌ها رخنمون دارد (شکل ۲-۲). در برخی از گنیس‌ها گارنت نیز وجود دارد لیکن اندازه آنها میکروسکوپی بوده و در نمونه دستی قابل مشاهده نیستند. گارنت‌گنیس‌ها صرفاً در قسمت‌های میانی منطقه مورد مطالعه رخنمون داشته و از گسترش زیادی برخوردار نیستند. این سنگ‌ها تیره‌رنگ و دانه‌درشت بوده و کانی‌های بیوتیت، کوارتز و پلاژیوکلاز در آنها قابل مشاهده است. گنیس‌ها در بعضی موارد توسط توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه قطع شده و قطعاتی از گنیس‌ها توسط گرانیت‌ها در بر گرفته شده‌اند. این شواهد احتمالاً حاکی از تقدم دگرگونی گنیس‌ها بر تشکیل گرانیت‌هاست و در نتیجه دگرگونی ناحیه-ای منطقه مقدم بر نفوذ توده گرانیتوئیدی بوده است.

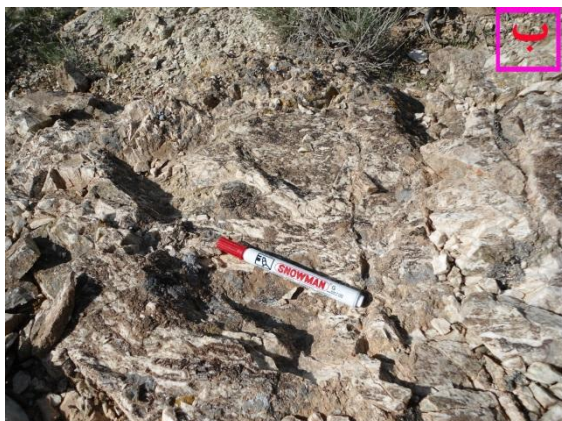
۲-۱-۳- متاکربنات‌ها

متاکربنات‌ها، گروه دیگری از سنگ‌های دگرگونی در مجموعه مورد مطالعه هستند. این سنگ‌ها در میان متاگنیوک‌ها، به صورت لایه‌هایی از آهک و دولومیت‌های دگرگون‌شده فاقد فسیل و بصورت محدود یافت می‌شوند. با این وجود، این سنگ‌ها در مرکز توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه و در محدوده-ای با وسعت حدود ۲ کیلومتر مربع نیز رخنمون دارند (شکل ۲-۳-الف). احتمالاً این رخنمون، بقایایی از سنگ‌های دگرگونی میزبان بوده‌اند که حالا بصورت یک آنکلاو بزرگ در داخل توده گرانیتوئیدی قرار گرفته‌اند. حضور لایه‌های متاکربناتی به صورت میان‌لایه به همراه سنگ‌های متاپلیتی و متاماسه

سنگی می‌تواند نشان‌دهنده تغییرات عمق حوضه تشکیل توالی رسوبی اولیه باشد. در هر حال وجود آهک‌ها و دولومیت‌ها، حاکی از عمق کم حوضه رسوبی است. این ویژگی می‌تواند در تعیین نوع حوضه رسوبی قدیمی، شرایط رسوبگذاری حوضه و تعیین سنگ مادر سنگ‌های دگرگونی کمک مؤثری باشد. این سنگ‌ها به رنگ قهوه‌ای روشن بوده و رگه‌های سیلیسی زیادی آنها را قطع کرده است (شکل ۲-۳-ب).



شکل ۲-۳-الف و ب - تصویری از فیلیت‌ها و اسلیت‌ها. ج- نمای نزدیکی از فیلیت‌ها. د- تناوب میکاشیست و گنیس. ه- تکه‌های پراکنده از میکاشیست در لابای گنیس‌ها. ز- بقایایی از سنگ مادر ماسه سنگی در گنیس‌ها.



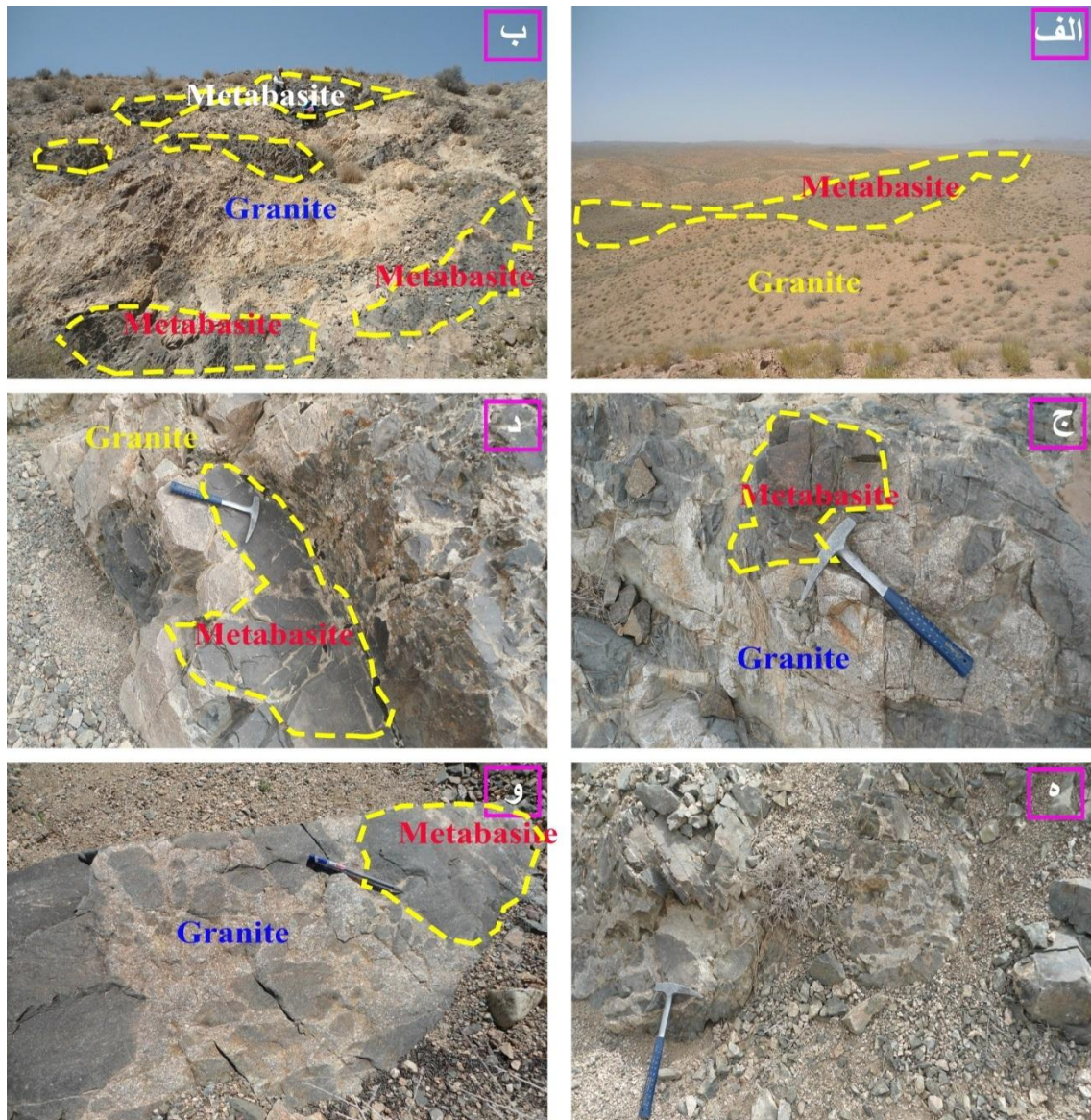
شکل ۲-۳- الف دور نمایی از متاکربنات‌ها در میان توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه. ب- نمای نزدیکی از متاکربنات‌ها همراه با رگه‌های سیلیسی سفید رنگ.

۲-۱-۴- متابازیت‌ها

این سنگ‌ها عمدتاً در قسمت‌های میانی و جنوب‌غربی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. متابازیت‌ها به رنگ سبز تیره تا سیاه بوده و اندازه آنها از دانه ریز تا دانه درشت تغییر می‌کند. در متابازیت‌های دانه درشت، کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول قابل مشاهده است.

این سنگ‌ها بصورت توده‌های کوچک با مساحت چند کیلومترمربع (شکل ۲-۴- الف) و یا بصورت دایک در میان گرانیت‌ها شناور بوده (شکل ۲-۴- ب) و گاهی اوقات توسط گرانیت‌ها گسیخته و قطع شده‌اند. اندازه قطعات گسیخته شده و سرگردان این متابازیت‌ها از چند سانتیمتر تا چند ده سانتیمتر تغییر می‌کند (شکل ۲-۴- ج تا و). در بعضی موارد با توجه به اینکه پروتولیت بسیار بزرگ و یا در ابعاد یک دایک و یا توده‌های کوچک بوده‌است، این دایک‌ها و توده‌های کوچک تزریق شده در لابلاهی سنگ‌مادر گنیس‌ها و میکاشیست‌ها، توسط گرانیت‌های حاصل از ذوب گنیس‌ها، کشیده و گسیخته شده و قطعات بسیار بزرگی (در حد چند صد متر تا چند کیلومترمربع) از متابازیت‌ها را بصورت شناور در گرانیت‌ها بوجود آورده‌اند. در بعضی موارد که سنگ‌مادر بصورت سیل و یا گدازه بوده است، لایه‌های متابازیتی را در لابلاهی گنیس‌ها بوجود آورده‌اند (شکل ۲-۵- الف تا د). میزان تورق در متابازیت‌ها متفاوت است. در متابازیت‌های دانه درشت، تورق چندانی قابل مشاهده نیست و تقریباً هنوز

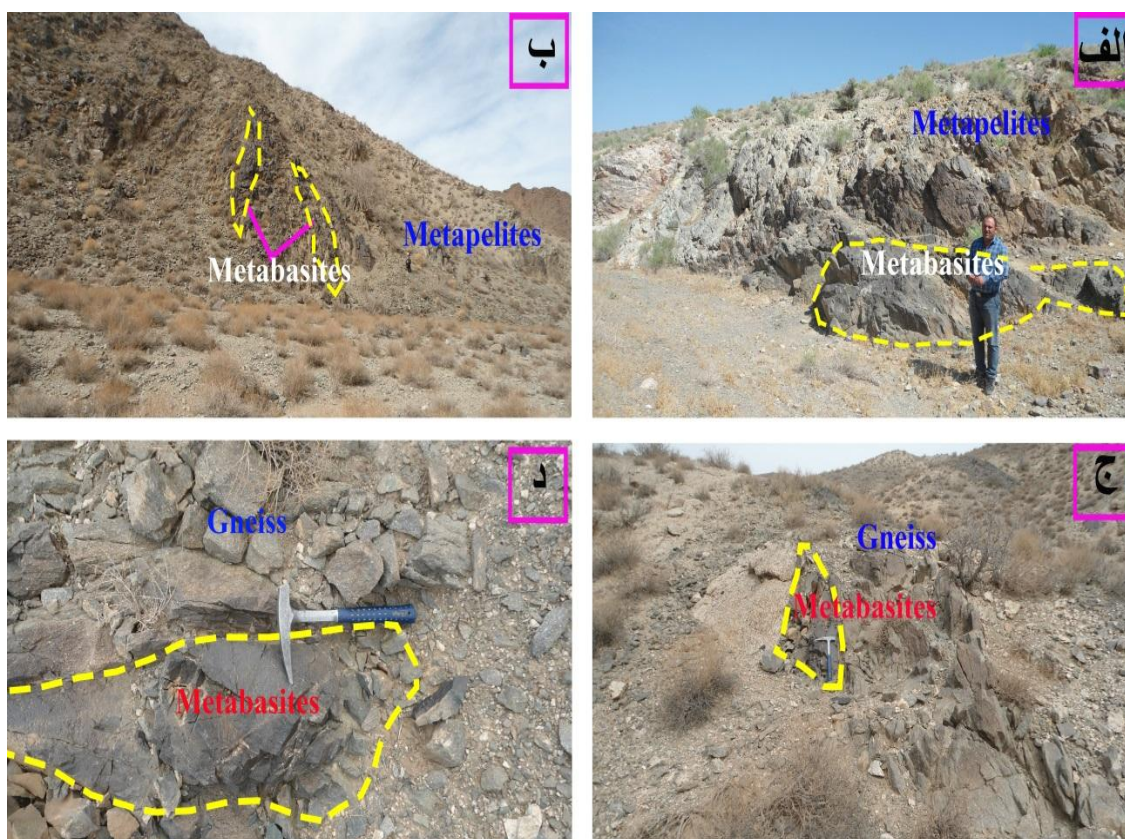
ویژگی‌های سنگ‌مادر آذرین اولیه (گابرو) در آنها آشکار است، لیکن در متابازیت‌های دانه ریز (متابازالت و متادیاباز) برگوارگی ضعیفی دیده می‌شود.



شکل ۲-۴-الف- دور نمایی از متابازیت‌های با ابعاد چند کیلومتری در داخل توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه. ب- نمایی از متابازیت‌های کشیده و بعضاً دوکی شکل که تا حدودی شکل دایکی سنگ مادر خود را حفظ کرده و گسیخته شده‌اند. ج تا و- نمای نزدیکی از گسیخته شدن متابازیت‌ها در میان گرانیت‌ها.

۲-۱-۵- میگماتیت‌ها

در قسمت‌های شمالی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه، رخنمون وسیعی از میگماتیت‌ها در ابعاد چندین کیلومتر مربع، وجود دارد (شکل ۲-۶-الف). این سنگ‌های دانه‌درشت به رنگ سبز تیره تا قهوه‌ای بوده و بیوتیت، ارتوکلاز، کوارتز و پلاژیوکلاز در آنها با چشم قابل مشاهده است. به عقیده چن^۱ و گراپس^۲ (۲۰۰۷)، میگماتیت یک سنگ سیلیکاته مرکب و ناهمگن در مقیاس مزوسکوپی تا مگاسکوپی است که معمولاً شامل قسمت‌های تیره و روشن است. قسمت‌های تیره‌تر معمولاً ویژگی‌های سنگ‌های گرگونی و قسمت‌های روشن‌تر ویژگی سنگ‌های آذرین نفوذی را نشان می‌دهند.



شکل ۲-۵- الف- نمایی از متابازیت‌ها در میان متاپلیت‌ها. ب- دورنمایی از تناوب اسلیت، فیلیت همراه با لایه‌های متابازیتی در شترکوه. ج و د- نمای نزدیکی از متابازیت‌ها در میان گنیس‌ها.

1- Chen
2- Grapes

تشکیل لوکوسم‌ها از سنگ منشأ، نشانه شروع آناتکسی پوسته است که عمدتاً به تشکیل نفوذی‌های گرانیتی منجر می‌شود (هینچی^۱ و کار^۲، ۲۰۰۶). در این سنگ‌ها بخش‌های نئوسوم از پالئوسوم جدا نشده بلکه بصورت مخلوط می‌باشند لیکن در بعضی موارد، لوکوسوم‌ها تا حدودی جدا شده و بخش‌های غنی از فلدسپارهای الکلان را پدید آورده‌اند (شکل ۲-۶-ج). در بعضی موارد، بقایای پالئوسوم، بصورت قطعاتی در ابعاد چندین دسیمتر، در داخل میگماتیت‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۶-ب). با اینحال در بیشتر موارد، پالئوسوم‌ها بصورت لکه‌های فراوان چند سانتیمتری در متن سنگ مشاهده می‌شوند.

از سوی دیگر در بررسی‌های صحرایی در میان گنیس‌ها و میکاشیست‌ها نیز، شواهدی از وقوع ذوب بخشی یافت شد (شکل ۲-۶-د تا و). مشاهدات صحرایی نشان می‌دهند گنیس‌ها بعضاً متحمل ذوب-بخشی شده و مذاب‌های فلسیک ایجاد شده در آغاز ذوب بخشی، در لابلای این سنگ‌ها تزریق شده و متاتکسیت^۳ها را پدید آورده‌اند. در این گنیس‌ها، ابتدا پورفیروبلاست‌های فلدسپار الکلان تشکیل شده و سپس تجمع و افزایش حجم فلدسپارها به ایجاد بخش‌های غنی از فلدسپار الکلان و تشکیل رگه‌های فلسیک منجر شده است. تشکیل این رگه‌ها و تفکیک آنها از بخش‌های تیره، به نواری شدن این سنگ‌ها منجر شده است. در نواری شدن گنیس‌ها عوامل مختلفی از قبیل اختلاف ترکیب و تأثیر متفاوت تنش بر هر ترکیب خاص می‌تواند نقش داشته باشد. ایجاد نوارهای غنی از کوارتز و فلدسپار در لابلای گنیس‌های سیاه رنگ حاوی بیوتیت ممکن است ناشی از واکنش‌های شکست بیوتیت و کاهش مقدار آن در جهت ایجاد آلکالی فلدسپار باشد. علاوه بر سنگ مادر اولیه، وقوع ذوب بخشی درجا^۴ نیز در ایجاد نواربندی گنیسی در گنیس‌های درجه بالا و میگماتیت‌ها نقش مؤثری دارند (بارکر، ۲۰۰۴). علاوه بر ترکیب سنگ والد اولیه و وقوع ذوب بخشی درجا، می‌توان اثرات دگرشکلی را

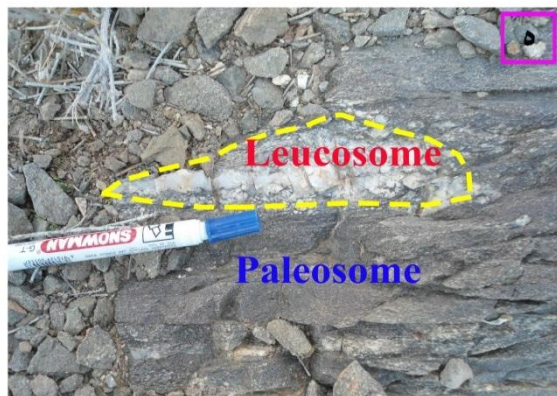
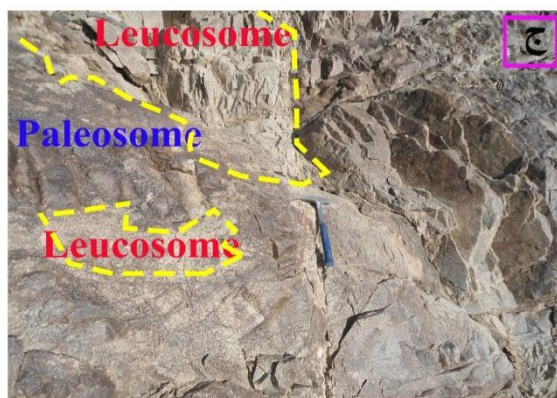
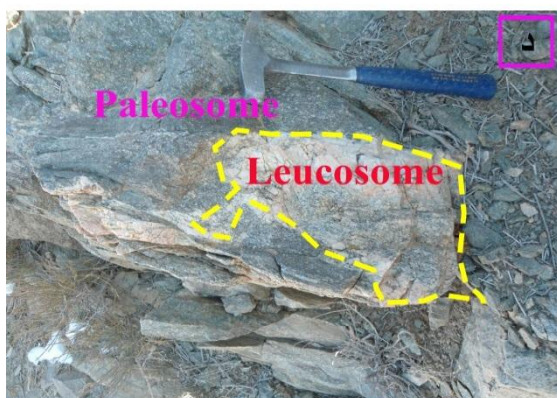
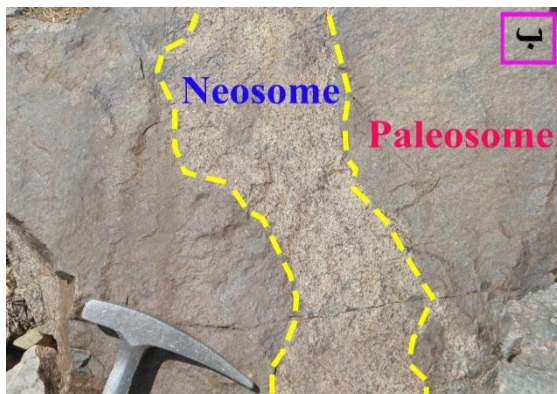
1- Hinchey

2- Carr

3-Metatexite

4-In situ partial melting

به عنوان عامل دیگر در ایجاد نواربندی گنیسی در سنگ‌های گنیسی منطقه در نظر گرفت.



شکل ۲-۶- الف- دورنمایی از میگماتیت‌ها. ب و ج- نمای نزدیکی از میگماتیت‌ها که در آنها بخش‌های پالئوسوم، نئوسوم و لوکوسوم مشخص شده است. د و و- نمای نزدیکی از میگماتیت‌ها در گنیس‌ها و ه- در میکاشیست‌ها.

متاتکسیت‌ها به عنوان میگماتیت‌های ناهمگن معرفی شده‌اند که به دلیل مقدار پایین کسر مذاب، ساختارهای قبل از ذوب، به خوبی در بخش پالئوسوم و حتی در بخش ملانوسوم (بخش تیره نئوسوم)

حفظ شده است (سایر^۱ و همکاران، ۲۰۰۸). در اینگونه میگماتیت‌ها ممکن است بخش نئوسوم به لوکوسوم و ملانوسوم تفکیک شود و یا مذاب (لوکوسوم) و بخش تیره (ملانوسوم) بدون جدایش در نئوسوم ایجاد شده، باقی بمانند. تشکیل میگماتیت‌ها و ارتباط ژنتیکی بین گرانیت‌ها و میگماتیت‌ها موضوع مطالعات بیشماری در گذشته و امروزه بوده است. جوهانز^۲ و همکاران (۲۰۰۳) چهار فرآیند برای تشکیل میگماتیت‌ها پیشنهاد کرده‌اند که عبارتند از: ۱) تزریق ماگما از بیرون، ۲) ذوب بخشی، ۳) متاسوماتیسم و ۴) تفریق دگرگونی. مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهند که احتمالاً مکانیسم اصلی در ایجاد ساختارهای میگماتیتهای منطقه بندهزارچاه، جدایش محدود مذاب از باقیمانده آن بدون مهاجرت (لوکوسوم درجا) بوده است.

۲-۲-۲- توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه

توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه، با روند شمال شرق- جنوب غرب و با طول حدود ۲۰ کیلومتر و عرض حدود ۶ کیلومتر در میان سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین نفوذ کرده و توسط توالی رسوبی ژوراسیک زیرین- تریاس بالایی در کرانه پیرامونی آنها پوشیده شده است. توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه بصورت یک توده اصلی بزرگ (شکل ۲-۷-الف) در قسمت میانی (که توسط دسته دایک‌های بازیک قطع شده است)، یک توده کوچک‌تر در قسمت شمال شرقی (شکل ۲-۷-ب)، لوکوگرانیت‌ها، رگه‌های آپلیتی و پگماتیتهای رخنمون دارد. می‌توان سنگ‌های تشکیل‌دهنده توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه را به پنج دسته شامل: گرانیت‌ها، آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها، لوکوگرانیت‌ها، آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها تقسیم بندی کرد.

۲-۲-۲-۱- گرانیت‌ها

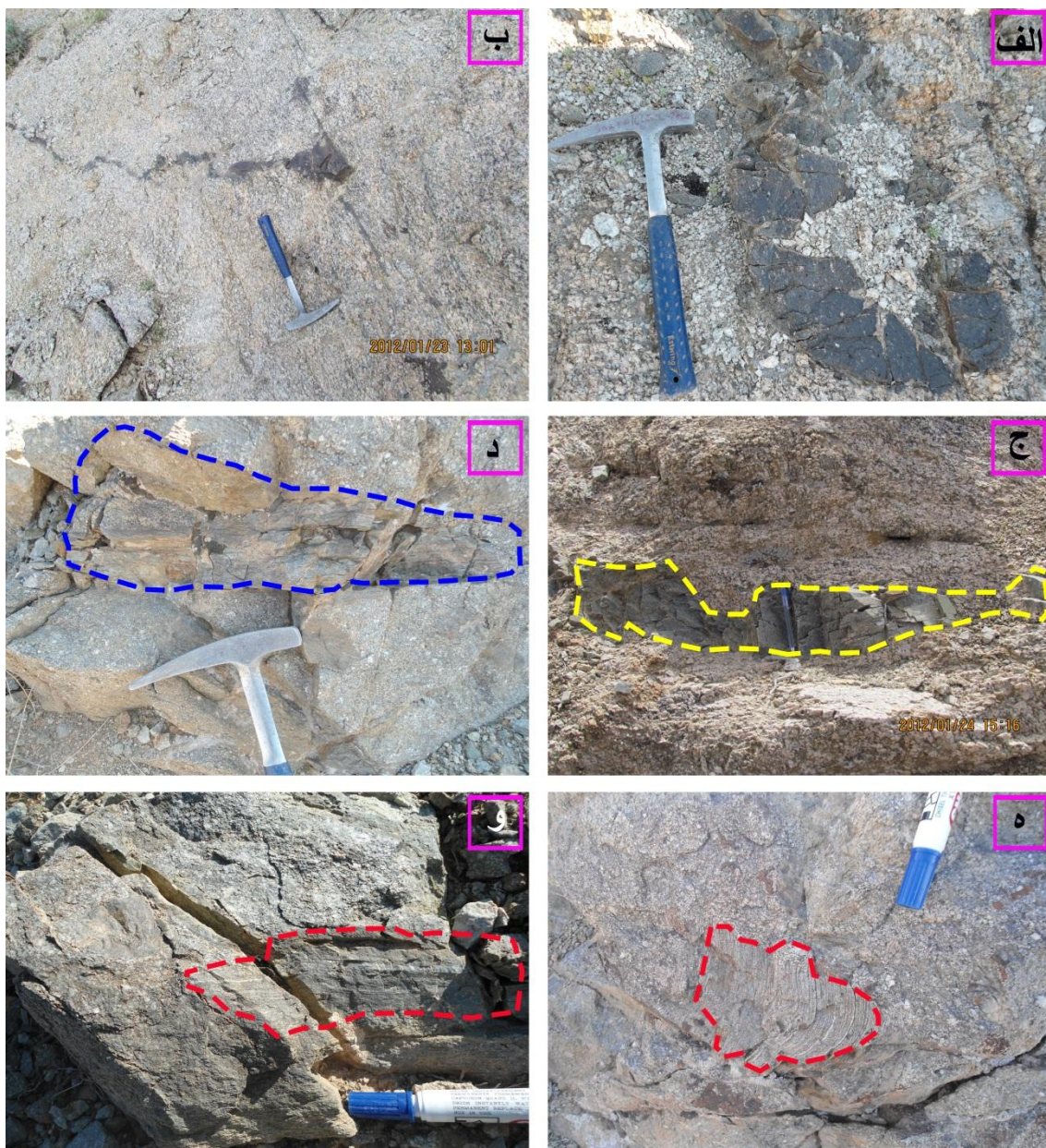
گرانیت‌ها بصورت تپه ماهوری بوده و به رنگ‌های سفید، کرمی و قهوه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۲-۷-الف). بطور کلی تغییر رنگی که در صحرا قابل مشاهده است به نظر می‌رسد حاصل وقوع تفریق در ماگمای سازنده این گرانیت‌ها باشد که هرچه شدت تفریق‌یافتگی بیشتر باشد رنگ گرانیت‌ها به سفید

1-Sawyer
2-Johannes

متمایل شده و کانی مافیک آنها به حداقل می‌رسد. این سنگ‌ها دانه درشت بوده (شکل ۲-۷-ج) و اندازه برخی از آنها حتی به ۳ سانتیمتر نیز می‌رسد. کانی‌های ارتوکلاز، کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت در آنها به راحتی قابل تشخیص می‌باشد. در بعضی نقاط تا حدودی جهت یافتگی نشان می‌دهند اما میزان جهت یافتگی بسیار متفاوت است. این سنگ‌ها عمدتاً خردشده بوده (شکل ۲-۷-ه) و از استحکام ضعیفی برخوردار هستند بطوریکه تپه‌های با شیب ملایمی را پدید آورده‌اند و با وجود رنگ زیبایی که دارند بعلت عدم کپ‌دهی، برای مصارف سنگ‌نما مناسب نیستند. در واقع گرانیتهای در اثر اعمال تنش و دگرشکلی، به شدت خردشده و میلونیتی شده‌اند. شدت میلونیتی شدن در برخی موارد به گونه‌ای است که لامینه‌های بسیار ظریفی ناشی از تفکیک بخش‌های تیره و روشن ایجاد شده است. آثار میلونیتی شدن در گرانیتهای را می‌توان به صورت کشیدگی کانی‌های مختلف بخصوص کوارتزها و تشکیل نوارهایی از کوارتز (Quartz ribbon) مشاهده کرد. از دیگر شواهد میلونیتی شدن در این سنگ‌ها می‌توان به پیدایش اشکال سیگما و دلتا در پورفیروبل‌های ارتوکلاز اشاره کرد. چندین سیستم درزه در اثر اعمال تنش‌های مختلف در گرانیتهای ایجاد شده است. در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌ها، دگرسانی از گستردگی بیشتری برخوردار است (شکل ۲-۷-و). آثار دگرسانی قابل مشاهده در گرانیتهای مورد مطالعه بیشتر بصورت اپیدوت‌زایی و کلریت‌زایی است. در امتداد زون‌های دگرسانی، تغییر رنگی از سفید به کرم مایل به نارنجی تا ارغوانی دیده می‌شود. این تغییر رنگ حاصل شستشوی بیوتیت و خروج آهن از آنها و انتشار مجدد آن بصورت اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن می‌باشد (شکل ۲-۹-ج). دگرسانی بعضاً بر روی سنگ میزبان این گرانیتهای نیز، اثر گذاشته است. این گرانیتهای توسط رگه‌های کلسیتی نیز قطع شده و معمولاً ضخامت آنها از یکی دو میلیمتر تا چند سانتیمتر تغییر می‌کند. فراوانی این رگه‌ها در قسمت‌های غربی توده گرانیتهای بیشتر است. همچنین در گوشه شمال‌شرقی نیز رگه‌هایی از باریت مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۰-و). از دیگر ویژگی‌های این گرانیتهای، میتوان به وجود آنکلاوهای تیره رنگ (شکل ۲-۸-الف تا ج) و بعضاً کشیده



شکل ۲-۷- الف- دورنمایی از گرانیت‌ها همراه با دسته دایک‌های دیابازی. ب- دور نمایی از آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها در بخش شمال شرقی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه. ج و د- به ترتیب نمای نزدیکی از گرانیت‌ها و آلکالی فلدسپار - گرانیت‌ها. ه- نمای نزدیکی از خرد شدگی در بعضی گرانیت‌ها. و- وقوع دگرسانی در اطراف درزه ها در گرانیت‌ها.



شکل ۲-۸- الف تا ج- نمای نزدیکی از آنکلاوهای متاسامیتی در گرانیته‌ها. د تا و- نمای نزدیکی از آنکلاوهای متاسامیتی و متاپلیتی دارای لایه‌های تیره و روشن حاصل از تفریق دگرگونی.

و جهت یافته در راستای روند کلی منطقه (شمال‌شرق- جنوب‌غرب) اشاره کرد. اندازه این آنکلاوها از چند سانتیمتر تا چند دسیمتر تغییر می‌کند. در برخی آنکلاوها، برگوارگی، تفریق لایه‌های تیره و روشن (شکل ۲-۸- د تا و) و حتی رگه‌های کوارتزی در سنگ دگرگونی اولیه آشکار بوده و حاکی از

ترکیب متاپلیتی و متاپسامیتی این آنکلاوهاست. در واقع این آنکلاوها، بقایایی از سنگ منشاء گرانیت-ها هستند.

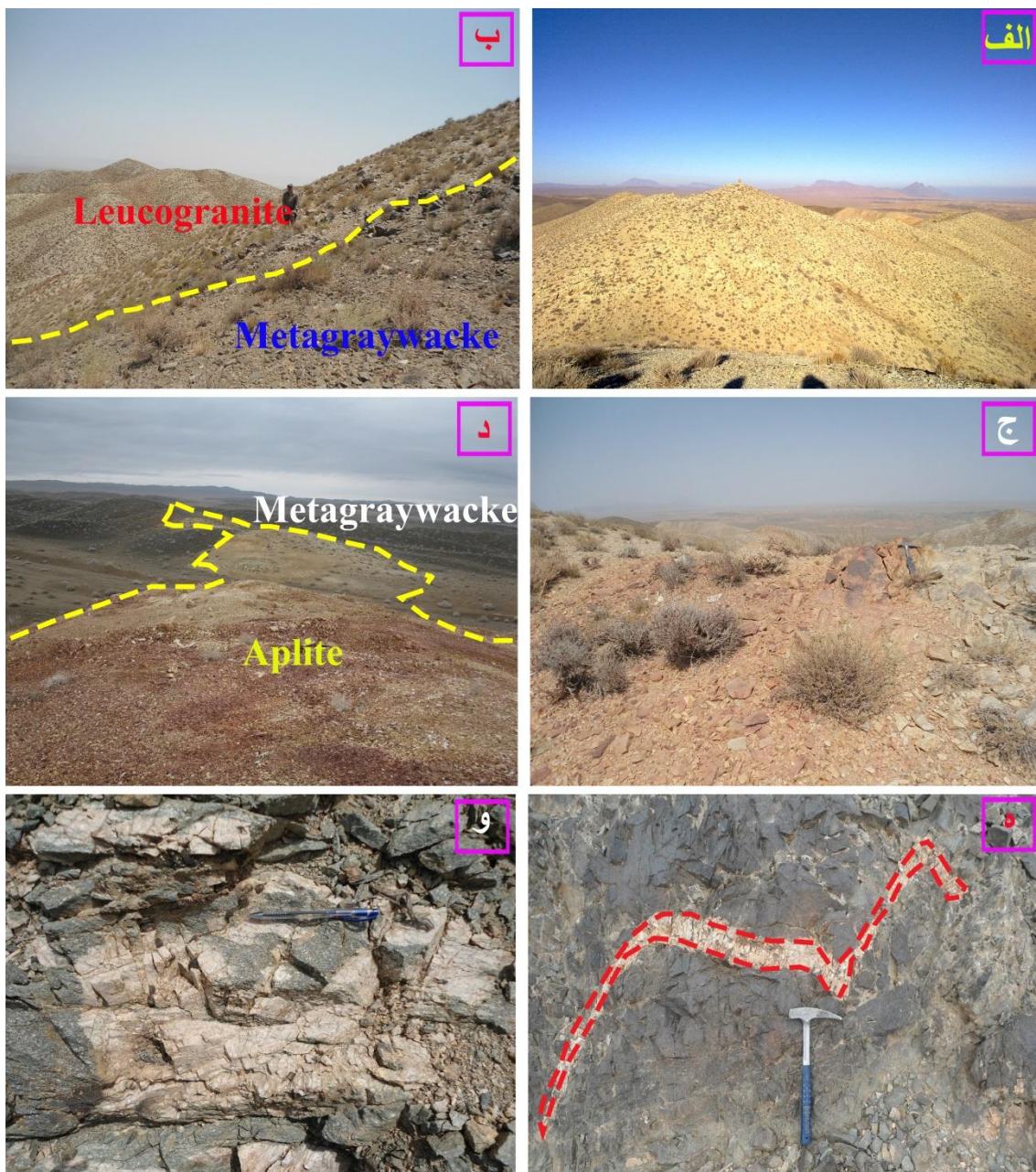
۲-۲-۲-۲- آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها

آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها با رنگ صورتی (شکل ۲-۷-ب) و با حضور فراوان ارتوکلازهای گوشته رنگ در صحرا مشخص می‌شوند. این سنگ‌ها دانه درشت بوده و از ارتوکلاز، کوارتز و مقادیر بسیار کمی پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۷-د). بیوتیت، تنها کانی مافیک آنها بوده و نسبت به گرانیت‌ها از فراوانی کمتری برخوردار است. این سنگ‌ها بیشتر در قسمت شمال شرقی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه رخنمون دارند.

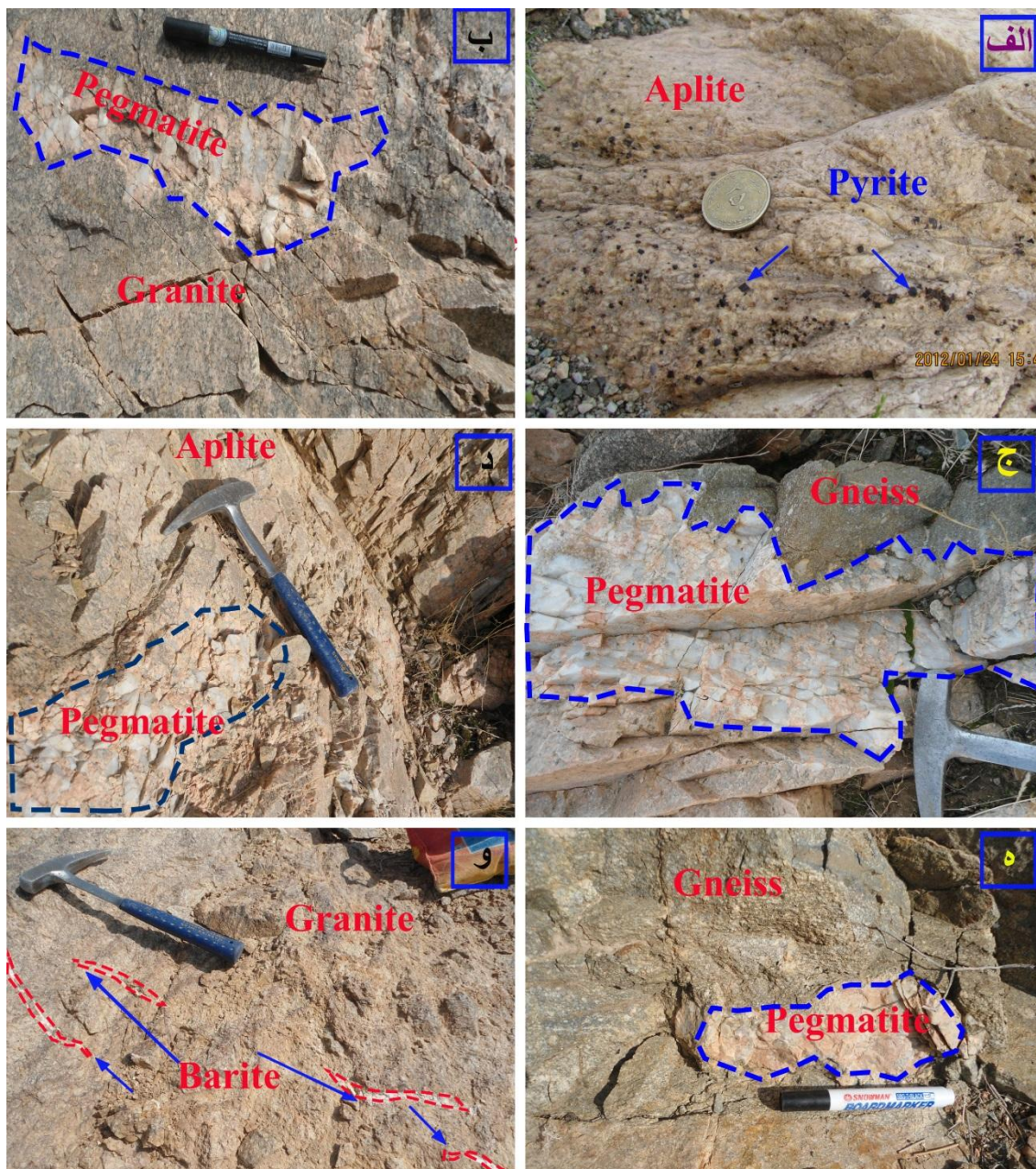
۲-۲-۲-۳- لوکوگرانیت‌ها

لوکوگرانیت‌ها حجم کمتری از سنگ‌های منطقه را تشکیل داده و در صحرا به رنگ سفید تا خاکستری مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۹-الف و ب). لوکوگرانیت‌ها در نمونه دستی دانه متوسط تا دانه درشت بوده و دارای کانی مافیک اندکی می‌باشند و رنگ روشن آنها نیز از همین امر ناشی شده است. کانی‌های فلدسپار و کوارتز در آنها قابل شناسایی است. به عقیده تارتس^۱ و بولوه^۲ (۲۰۱۰)، لوکوگرانیت‌ها غالباً مذاب‌های آناتکسی خالص هستند. لوکوگرانیت‌ها معمولاً همراه با گرانیت‌ها رخنمون دارند با اینحال یک رخنمون چند کیلومترمربعی و مجزا در قسمت شمالی توده گرانیتوئیدی و در مجاورت میگماتیت‌ها رخنمون داشته و همراه با میگماتیت‌های مجاور مرتفع‌ترین قله منطقه مورد مطالعه را پدید آورده‌اند.

1-Tartese
2-Boulvais



شکل ۹-۲- الف و ب- دور نمایی از لوکوگرانیت‌ها. ج- نمای نزدیکی از دگرسانی ناشی از شستشوی احتمالی و خروج آهن از بیوتیت‌ها و انتشار مجدد آن بصورت اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و ایجاد تغییر رنگ در لوکوگرانیت‌ها. د- یک آپوفیز آپلیتی چند صدمتری که از گرانیت‌ها به داخل متاگرایوک‌ها تزریق شده است. ه و و- به ترتیب نماهای نزدیکی از یک رگه آپلیتی چین خورده در متابازیت‌ها و رگه آپلیتی در گنیس‌ها.



شکل ۲-۱۰- الف- نمای نزدیکی از رگه آپلیتی حاوی بلورهای پیریت (بلورهای پیریت با فلش آبی نشان داده شده است). ب و د- به ترتیب نمای نزدیکی از رگه‌های پگماتیستی در گرانیت و آپلیت. ج و ه- نمای نزدیکی از رگه پگماتیستی در گنیس‌ها. و- رگه‌های باریت در گرانیت.

۲-۲-۳-۳- رگه‌های آپلیتی

رگه‌های آپلیتی دانه ریز بوده و با رنگ صورتی تا سفید و با ضخامت چند سانتیمتر تا چند متر، توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه و سنگ‌های دگرگونی میزبان (شکل ۲-۹-ه و و) را قطع نموده‌اند. در گوشه شمال شرقی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه، چندین آپوفیز با طول چندصدمتر و با ضخامت چندمتر وارد متاگریوک‌های میزبان شده و یک معدن سیلیس را پدیدآورده‌اند (شکل ۲-۹-د). این رگه‌های آپلیتی ضمن قطع نمودن متابازیت‌ها، چین‌های زیبایی را به نمایش می‌گذارند. در بعضی موارد رگه‌های آپلیتی حاوی بلورهای مکعبی پیریت می‌باشند (شکل ۲-۱۰-الف). آپلیت‌ها، محصول مرحله نهایی تبلور ماگمای گرانیتوئیدی بدون آب هستند و عمدتاً از کوارتز و فلدسپات تشکیل شده‌اند. آپلیت‌ها بیانگر مایع گرانیتی بدون آب باقیمانده‌ای هستند که در مراحل نهایی انجماد توده‌های گرانیتی و شرایط حداقل دمایی، درز و شکستگی‌های حاصل از انجماد و سرد شدن توده گرانیتوئیدی را پر کرده‌اند (بست^۱، ۲۰۰۳). به عقیده معین وزیری و احمدی (۱۳۸۳) آپلیت، پگماتیستی است دانه-ریز، غنی از ارتوز و کوارتز که فاقد کانی‌های تیره و پنوماتوزن می‌باشد.

۲-۲-۴-۲- رگه‌ها و بسته‌های پگماتیستی

پگماتیست‌ها، سنگ‌های آذرین دانه درشتی هستند که در مراحل نهایی تبلور از باقیمانده مذاب گرانیتوئیدی آبدار حاصل شده‌اند (بست، ۲۰۰۳). برخلاف آپلیت‌ها، مایع‌های سیلیکاته‌ای که پگماتیست‌ها را تشکیل می‌دهند، غنی از آب و مواد فرار می‌باشند. این مواد فرار به مقدار زیادی دمای تبلور و گرانیروی محلول‌های سیلیکاته را پایین می‌آورند و با تسهیل عمل انتشار باعث شکل‌گیری بلورهای بزرگ می‌شوند. پگماتیست‌ها بصورت رگه‌ها و بسته‌هایی با ضخامت چندسانتیمتر و طول حدود چند دسیمتر در منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند (شکل ۲-۱۰-ب تا ه). آنها به رنگ سفید تا صورتی بوده و کانی‌های کوارتز و فلدسپار در آنها، به راحتی قابل مشاهده است. فراوانی اندک رگه‌های پگماتیستی، حاکی از بی‌بودن ماگمای گرانیتوئیدی مورد مطالعه است.

1- Best

۲-۳- توالی رسوبی پوشاننده

قدیمی ترین سنگ‌های پوشاننده توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه و سنگ‌های میزبان آن، یک توالی رسوبی- تخریبی است که عمدتاً شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، شیل، آهک‌ماسه‌ای و آهک می‌باشد. این توالی رسوبی که بخش قابل توجهی از قسمت‌های شمالی منطقه مورد مطالعه را به خود اختصاص داده است، در قاعده شامل کنگلومرای با ضخامت چند صد متر می‌باشد (شکل ۲-۱۱- الف و ب). این کنگلومرا، با قلوه‌های عمدتاً گرانیتی، مهم‌ترین سازنده توالی مذکور است (شکل ۲-۱۱- د). البته قطعاتی از سنگ‌های میزبان توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه از قبیل متاگزیوک، متاچرت، اسلیت، فیلیت، میکاشیستی و گنیس (شکل ۲-۱۱- ج) نیز در این کنگلومرا یافت می‌شود. اندازه قلوه‌های گرانیتی از چند میلیمتر تا بیش از یک متر متغیر بوده و از قاعده به سمت بخش‌های فوقانی، اندازه آنها کوچک‌تر می‌شود (شکل ۲-۱۱- و) بطوریکه در قاعده کنگلومرا، اندازه قطعات به حدود یک مترمکعب نیز می‌رسد. گردشگی و جورشدگی تخته سنگ‌ها بستگی به انرژی محیط رسوبگذاری داشته و از بسیارضعیف تا بسیارخوب در نوسان است. این کنگلومرا ضخیم لایه تا نازک لایه است. نوسانات ایجاد شده در انرژی محیط رسوبگذاری به تشکیل تناوبی از ماسه‌سنگ (شکل ۲-۱۱- ه) و کنگلومرا در برخی نقاط منجر شده است. لایه‌های ماسه‌سنگی به واسطه غنی بودن از دانه‌های کوارتز و فلدسپار بسیار سفید می‌باشند. در برخی موارد ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراها از فشردگی زیادی برخوردار هستند بطوریکه تشخیص آنها از گرانیت‌ها در مقیاس ماکروسکوپی و حتی میکروسکوپی مشکل است. در قسمت‌های بالایی توالی رسوبی- تخریبی پوشاننده، رسوبات دانه‌ریزتر شده و تناوب لایه‌های ماسه‌سنگ، سیلتستون، مادستون، شیل، آهک‌ماسه‌ای و آهک مشاهده می‌شود. در بخش- های سیلتستونی تا مادستونی (شکل ۲-۱۲- الف)، ماکروفسیلهای گیاهی به خوبی محفوظ مانده‌اند و اندازه برگ‌ها از چند میلیمتر تا چند سانتیمتر متغیر است. آثاری از ساقه‌ها و دم‌برگ نیز دیده می‌شود. جنس برگ‌ها توسط آقای مهندس عبدالرضا مقدسی در اداره اکتشافات شرکت نفت،

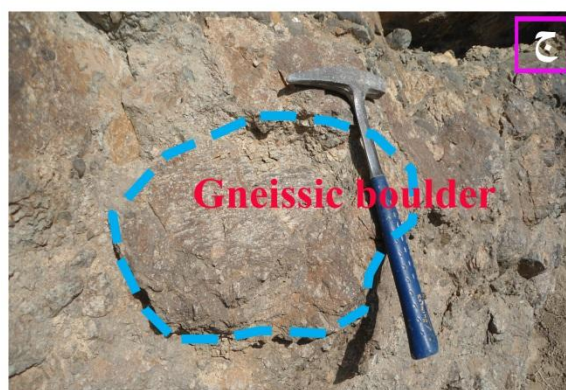
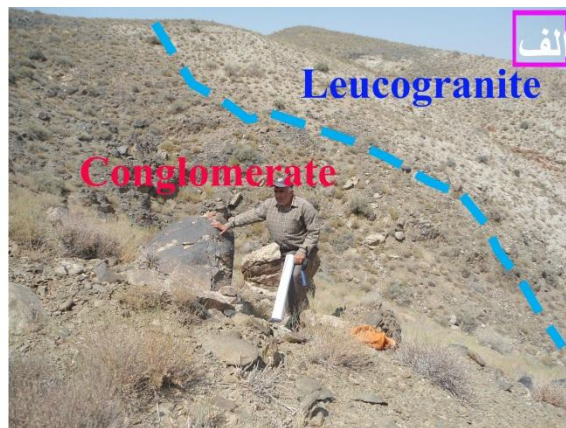
Petrophyllum sp. و *Cladophlebis sp.* با سن ژوراسیک تشخیص داده شد (شکل ۲-۱۲ - ب).

همچنین ماکروفسیل‌های گیاهی و میکروفسیل‌هایی از نوع:

Genus Klukia Raciborsky, *Genus Coniopteris Brongniart*, *Genus Cladophlebis Brongniart*, *cf. Genus Labifolia Rasskazova et Lebedev* با سن ژوراسیک نیز یافت شده است (حسن زاده ۲۰۰۸). همچنین در بخش‌های شیلی این واحد، پالینومورف‌های *Cyathidites australis* با *Lycopodium sporites*, *Gleicheniidites senonicus*, *Sphagnumsporites antiquasporites* سن ژوراسیک زیرین یافت شده است (حسینی^۱، ۱۳۷۴). وجود ماکروفسیل‌های گیاهی نسبتاً بزرگ، معرف یک محیط رسوبگذاری گرم و کم عمق می باشد که با مشخصات یک محیط دلتایی (شبه به سازند شمشک) تطابق دارد. به اعتقاد چکنی مقدم (۱۳۹۱) موقعیت ایران مرکزی در ژوراسیک در عرض‌های ۱۵ تا ۲۱ درجه شمالی واقع شده بوده و حاکی از وجود یک آب و هوای گرم در آن دوره می‌باشد. همچنین میان لایه‌هایی از آهک و آهک ماسه ای کرمی تا قهوه ای رنگ حاوی دوکفه ای، بلمنیت و آمونیت، مرجان و جلبک نیز یافت شده (شکل ۲-۱۲ - ج و د) که دارای رخساره تخریبی - رسوبی است و باز هم شرایط رسوبگذاری در محیط نسبتاً کم عمق را تأیید می‌کند.

وجود رخنمون‌های وسیعی از این کنگلومرای چند منشأیی ضخیم در مناطق مجاور از جمله میامی توسط همتی (۱۳۹۲) نیز گزارش شده است. این امر حاکی از آن است که به دنبال فاز کوهزایی سیمیرین پیشین در اواخر تریاس، منطقه دچار بالازدگی و فرسایش شدید شده و از تخریب سرزمین‌های دگرگونی و آذرین پرکامبرین مجاور و نهشته شدن آنها در حوضه‌های کششی فروافتاده محلی، توالی رسوبی تخریبی ضخیم معادل سازند شمشک برجای گذاشته شده است. نکته جالب اینستکه با وجود اینکه این توالی رسوبی - تخریبی با قاعده کنگلومرای و سرشار از قطعات گرانیتی و با سن

۱- لازم به ذکر است این فسیل‌ها در سال ۱۳۷۴ بنا به درخواست حسینی مبنی بر شناسایی پالینومورف‌های احتمالی موجود در نمونه‌های شیلی ژوراسیک منطقه بندهزارچاه توسط آقای دکتر قوبدل سیوکی شناسایی و نامگذاری شده‌اند.



شکل ۲-۱۱- الف و ب- به ترتیب نمایی از پوشیده شدن لوکوگرانیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی میزبان آنها توسط کنگلومرای توالی رسوبی تریاس فوقانی- ژوراسیک زیرین پوشاننده توده گرانیتوئیدی بندهازارچاه. ج- نمای نزدیکی از یک بولدر گنیسی در کنگلومرای شکل قبلی. د- نمایی از همان کنگلومرا با قطعات فراوان گرانیتی. ه- نمایی از لایه- های ضخیم ماسه‌سنگ توالی رسوبی تریاس فوقانی- ژوراسیک زیرین پوشاننده. و- تبدیل تدریجی میکروکنگلومرا به ماسه سنگ و سیلتستون در توالی رسوبی فوق.



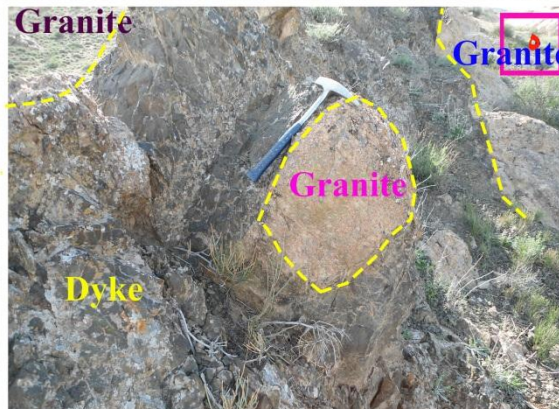
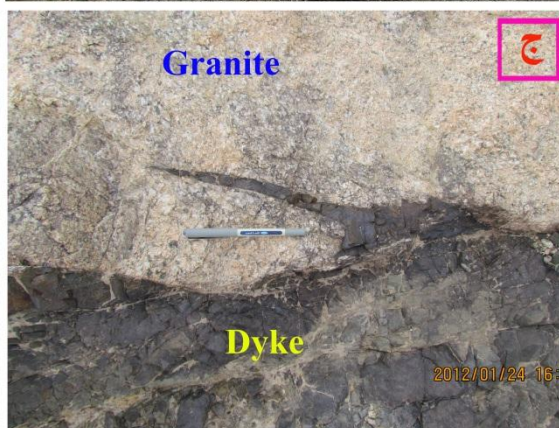
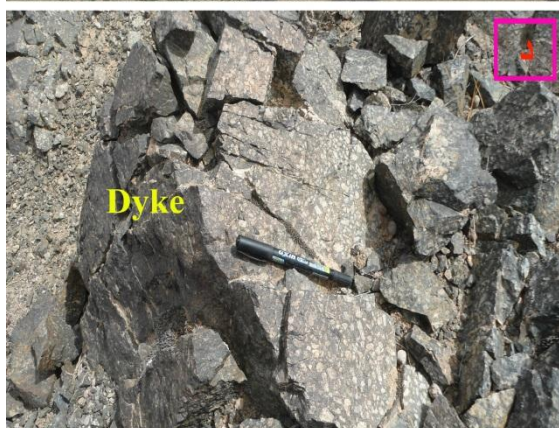
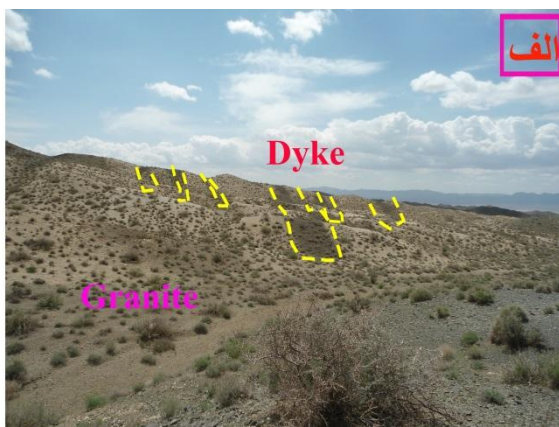
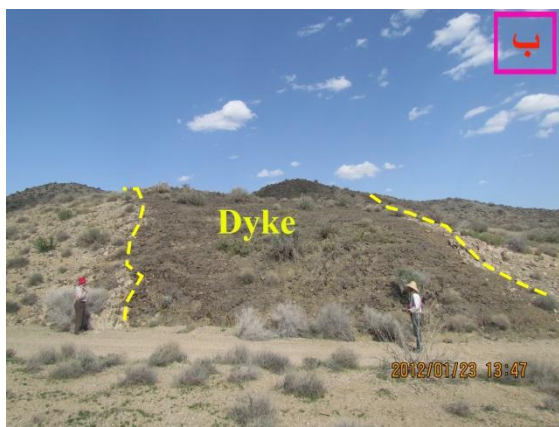
شکل ۲-۱۲- الف- نمای نزدیکی از سیلتستون‌ها تا مادستون‌های حاوی فسیل‌های گیاهی در توالی رسوبی پوشاننده .
 ب- نمای نزدیکی از فسیل‌های گیاهی یافت شده به نام‌های *Petrophyllum sp.* و *Cladophlebis sp.* در
 سیلتستون‌ها تا مادستون‌های شکل قبلی. ج- نمایی از لایه‌های آهکی موجود در توالی رسوبی پوشاننده. د- نمای
 نزدیکی از فسیل آمونیت یافت شده در لایه‌های آهکی شکل قبل.

ژوراسیک زیرین، توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه را پوشانده است، لیکن در برخی نقشه‌های زمین
 شناسی سن بعد از ژوراسیک را به توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه نسبت داده‌اند که صحیح نیست. لذا
 شناخت صحیح توالی‌های سنگی در هر منطقه می‌تواند در تعبیر و تفسیر صحیح وقایع زمین شناسی
 صورت گرفته در آن منطقه، از جایگاه بسیار ویژه‌ای برخوردار باشد و می‌تواند به عنوان روشی کم
 هزینه و سودمند مورد توجه قرار گیرد (حسینی و همکاران، ۱۳۹۲).

۲-۴- دسته دایک‌های دیابازی

دسته دایک‌های دیابازی یک پدیده بزرگ مقیاس در زمین‌شناسی هستند و شامل یک گروه زیاد از دایک‌های موازی می‌باشند. این دایک‌ها با تعدادی بالغ بر صدها یا هزارها، شاهی از فاز کششی بزرگ مقیاس می‌باشند و ترکیب آنها عمدتاً بازیک بوده و در داخل پوسته قاره‌ای جایگزین شده‌اند. دسته دایک‌های دیابازی، عناصر کلیدی برای فهم فرآیندهای ژئودینامیکی هستند. این سنگ‌ها اطلاعات زیادی در باره یک کشش بزرگ مقیاس در لیتوسفر قاره‌ای فراهم آورده و بنابراین آنها در تفسیر، تغییر و تحول قاره‌ای خیلی مفید هستند (هانسکی و همکاران، ۲۰۰۶). آنها بصورت مجاری انتقال دهنده حجم زیاد ماگما از گوشته عمل کرده و بنابراین در تکامل پوسته قاره‌ای مشارکت داشته و می‌توانند کلیدی برای تشخیص نحوه پیدایش یک رویداد ماگمایی گسترده باشند و ممکن است ترکیبات ماگمای اولیه و بعضاً متفاوت را حفظ نموده و کمتر تحت تاثیر پدیده هضم قرار می‌گیرند (پنگ، ۲۰۱۰). این سنگ‌ها به سبب گسترش سطحی زیاد، بازه سنی کوتاه و مشخص، ضبط مغناطیس دیرین و شکل هندسی ذاتی شان، ابزار موثری در بازسازی جغرافیای قاره‌ای دیرینه نیز هستند. با اینحال بعد از جایگزینی ممکن است تحت تاثیر حوادث تکتونوترمال بعدی از قبیل دگرشکلی، دگرگونی، جابجایی و بهم‌ریختگی قرار گرفته و بنابراین بازسازی بر تفسیر مقدم می‌باشد (بلیکر و ارنست، ۲۰۰۶).

توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه به همراه سنگ‌های دگرگونی میزبان و همچنین توالی تخریبی - رسوبی پوشاننده، توسط صدها دایک بازیک، قطع شده‌اند (شکل ۲-۱۳- الف). این تعداد زیاد دایک را می‌توان دسته دایک‌ها یا dike swarms نامید. روند دایک‌ها عمدتاً شرقی- غربی است. تراکم این دایک‌ها در قسمت میانی توده گرانیتوئیدی بیشتر بوده و در قسمت شمال شرقی دیده نمی‌شوند. دسته دایک‌های بازیک دارای چند صدمتر طول و ضخامت آنها نیز از چند سانتیمتر تا چندین متر تغییر می‌کند (شکل ۲-۱۳- ب و ه). این دایک‌های دیابازی توالی رسوبی پوشاننده با سن تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین را قطع کرده لیکن سنگ‌های جوانتر از قبیل کنگلومراهای ژوراسیک فوقانی- کرتاسه



شکل ۲-۱۳- الف - دورنمایی از دسته دایک‌های دیابازی قطع کننده توده گرانیتوئیدی بندهازارچاه . ب- نمایی از یک دایک با ضخامت حدود ۱۵ متر در گرانیت‌ها. ج- نمایی نزدیک از مرز گرانیت با دایک. د- نمایی نزدیک از دایک با بافت پورفیری. ه- کنده شدن و شناور شدن یک قطعه از گرانیت دیواره در وسط یک دایک. و- نمایی نزدیک از قطع شدن کنگلومرای توالی رسوبی پوشاننده توسط یک دایک.

زیرین و لایه‌های آهکی کرتاسه زیرین را قطع نکرده‌اند. این سنگ‌ها تیره رنگ و دانه ریز بوده (شکل ۲-۱۳- ج) با اینحال در بعضی موارد اندازه فنوکریستهای درشت پلاژیوکلاز در نمونه دستی به یک

سائیمتر نیز می‌رسد (شکل ۲-۱۳-د). در برخی از آن‌ها اختلاف اندازه بلورها از حاشیه به سمت مرکز دایک قابل مشاهده است. به گونه‌ای که بخش‌های حاشیه‌ای، ریزدانه بوده و حاشیه انجماد سریع نشان می‌دهند و بخش‌های مرکزی کاملاً دانه‌درشت بوده و بافت پورفیروئیدی متشکل از پورفیرهای درشت پلاژیوکلاز نشان می‌دهند. در این سنگ‌ها شواهد دگرشکلی دیده نمی‌شود. در مناطق مجاور از جمله سفیدسنگ (عزیزی، ۱۳۹۱)، دلبر (اصغر زاده، ۱۳۹۲؛ بلاغی، ۱۳۹۳)، میامی (عابدی، ۱۳۸۹؛ همتی، ۱۳۹۲) و شترکوه (رحمتی ایلخچی، ۲۰۱۱) نیز دایک‌های مشابهی رخنمون دارند. این سنگ‌ها مجموعه دگرگونی و گرانیتوئیدهای نئوپروتروزوئیک و همچنین توالی رسوبی تخریبی تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین (معادل سازند شمشک) را قطع کرده‌اند ولی در آهک‌های ماسه‌ای و فسیل- دار ژوراسیک بالایی (معادل سازند دلیچای) و آهک‌های کرتاسه زیرین (نئوکومین) ادامه ندارند. لذا می‌توان سن اواخر ژوراسیک میانی را برای آنها در نظر گرفت. در داخل سازند شمشک در زون البرز شرقی نیز دایک‌های مشابهی نفوذ کرده‌اند که در آهک‌های سازند دلیچای به سن ژوراسیک بالایی ادامه ندارند (جمشیدی، ۱۳۸۶؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲). مقایسه این دایک‌ها با دایک‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که هر دو گروه دارای جایگاه چینه‌شناختی، بازه سنی و پتروژنز بسیار مشابهی هستند.

۲-۵- واحدهای سنگی ژوراسیک بالایی تا رسوبات عهد حاضر

واحدهای سنگی ژوراسیک بالایی تا رسوبات عهد حاضر شامل رسوبات ژوراسیک فوقانی- کرتاسه زیرین، رسوبات کرتاسه زیرین، بازالت‌های ائوسن، کنگلومرای نئوژن و رسوبات کواترنر می‌باشند.

۲-۵-۱- رسوبات ژوراسیک بالایی - کرتاسه زیرین (معادل سازند قلعه‌دختر)

در بخش‌های غربی منطقه مورد مطالعه، توالی رسوبی سیاه رنگی شامل کنگلومرا، توف، توفیت، ماسه سنگ، آهک و شیل رخنمون دارند. ضخامت بخش قاعده‌ای و کنگلومرای این توالی رسوبی به حدود صدمتر می‌رسد (شکل ۲-۱۴-الف). قطعات اصلی تشکیل دهنده کنگلومرا، شامل سنگ‌های بازالتی، آهکی و گرانیتی است. لایه‌های ماسه سنگ نیز بخش قابل ملاحظه‌ای از این توالی را به خود

اختصاص داده و در برخی نقاط کنکرسیون‌ها یا ندولهای با قطری در حدود ۱۰ سانتیمتر در آنها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۴-ب).

۲-۵-۲- رسوبات کرتاسه زیرین

این رسوبات که شامل کنگلومرای قرمز رنگ در قاعده، ماسه سنگ قرمز و آهک‌های اربیتولین دار کرتاسه زیرین بوده، در گوشه شمال شرقی منطقه مورد مطالعه رخنمون داشته و سنگ‌های میزبان (متاگریوک‌ها) توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه را می‌پوشانند (شکل ۲-۱۴-ج). اندازه ذرات تشکیل دهنده این کنگلومرا کمتر از یک سانتیمتر بوده و عمدتاً شامل کوارتز و فلدسپارپتاسیم صورتی رنگ است (شکل ۲-۱۴-د). این کنگلومرا توسط آهک‌های ضخیم لایه‌ای که در بخش‌های پایینی دولومیتی هستند، دنبال می‌شود. این آهک‌ها حاوی فسیل اربیتولین هستند. به اعتقاد نبوی (۱۳۵۵) چین خوردگی سیمرین پسین، اثر دینامیکی شدیدی داشته، بطوریکه در قسمت بزرگی از ایران، یعنی در ایران مرکزی و خاوری یک دگرشیبی بسیار آشکار و گویا در قاعده سنگ‌های کرتاسه وجود دارد. این سنگ‌ها بطور دگرشیب بر روی سنگ‌های قدیمیتر و سنگ‌های آذرین جای گرفته‌اند. در منطقه مورد مطالعه نیز این رسوبات سنگ‌های دگرگونی میزبان توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه را می‌پوشانند.

۲-۵-۳- سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - تخریبی ائوسن

در بخش جنوب شرقی و به فاصله حدود ۴ کیلومتری از منطقه مورد مطالعه، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن رخنمون دارند. این توالی آتشفشانی - رسوبی شامل گدازه‌های بازالتی، آگلومرا و رسوبات توفی و سیلتستونی حاصل از هوازگی سنگ‌های آتشفشانی و حمل آنها به حوضه رسوبی می‌باشد (شکل ۲-۱۴-ه). گدازه‌های بازالتی دارای ترکیب بازالت تا تراکی بازالت هستند و بافت‌های بادامکی پر شده توسط کوارتز از ویژگی‌های بارز آنهاست.



شکل ۲-۱۴- الف- نمایی از کنگلومرای قاعده‌ای رسوبات ژوراسیک فوقانی - کرتاسه زیرین. ب- لایه‌های ماسه‌سنگ حاوی کنکرسیونهای توپی شکل در رسوبات ژوراسیک فوقانی - کرتاسه زیرین. ج- کنگلومرای آهکی و قاعده‌ای رسوبات کرتاسه زیرین که سنگهای دگرگونی میزبان توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه را می‌پوشاند. د- نمای نزدیکی از کنگلومرای شکل قبلی با دانه‌های کوارتز و فلدسپار در اندازه بین نیم تا کمتر از یک سانتیمتر. ه- نمای نزدیکی از سه واحد اصلی سازنده سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن شامل گدازه، آگلومرا و رسوبات توفیتی و سیلتستونی. ز- نمایی از کنگلومرای نئوژن.

۲-۵-۴- کنگلومرای نئوژن

این واحد رسوبی تمامی رسوبات قدیمی تر را می پوشاند و عناصر تشکیل دهنده آن از تمامی واحدهای سنگی قدیمی تا نئوژن نشأت گرفته است. اندازه قطعات از چندمتر مکعب تا سیلت و رس تغییر می کند. این رسوبات قهوه‌ای روشن تا خاکستری بوده و عمدتاً در قسمت‌های شمالی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. ضخامت این رسوبات بیش از ۲۰۰ متر است (شکل ۲-۱۴- و).

۲-۵-۵- رسوبات کواترنر

نهشته‌های نئوژن را تراس‌های آبرفتی یا آبرفت‌های قدیمی می پوشاند. این آبرفت‌ها معمولاً از کنگلومرای تشکیل می شود که سیمان آن را سیلت و رس و گاه آهک و رس تشکیل می دهد. این کنگلومرا توسط نهشته‌های سطحی کنونی و آبرفت‌هایی که از فرسایش تراس‌ها و سازندهای قدیمی تر بوجود آمده اند، پوشیده می شوند. مخروط افکنه‌ها و قلوه‌سنگ‌ها نیز جزء این قسمت هستند (شکل ۲-۱۵).



شکل ۲-۱۵- دورنمایی از پوشش آبرفتی منطقه مورد مطالعه و حوضچه بسته و کولابی منطقه موسوم

به شخ

فصل سوم

پتروگرافی، شیمی کانی و ترموبارومتري

۳-۱- مقدمه

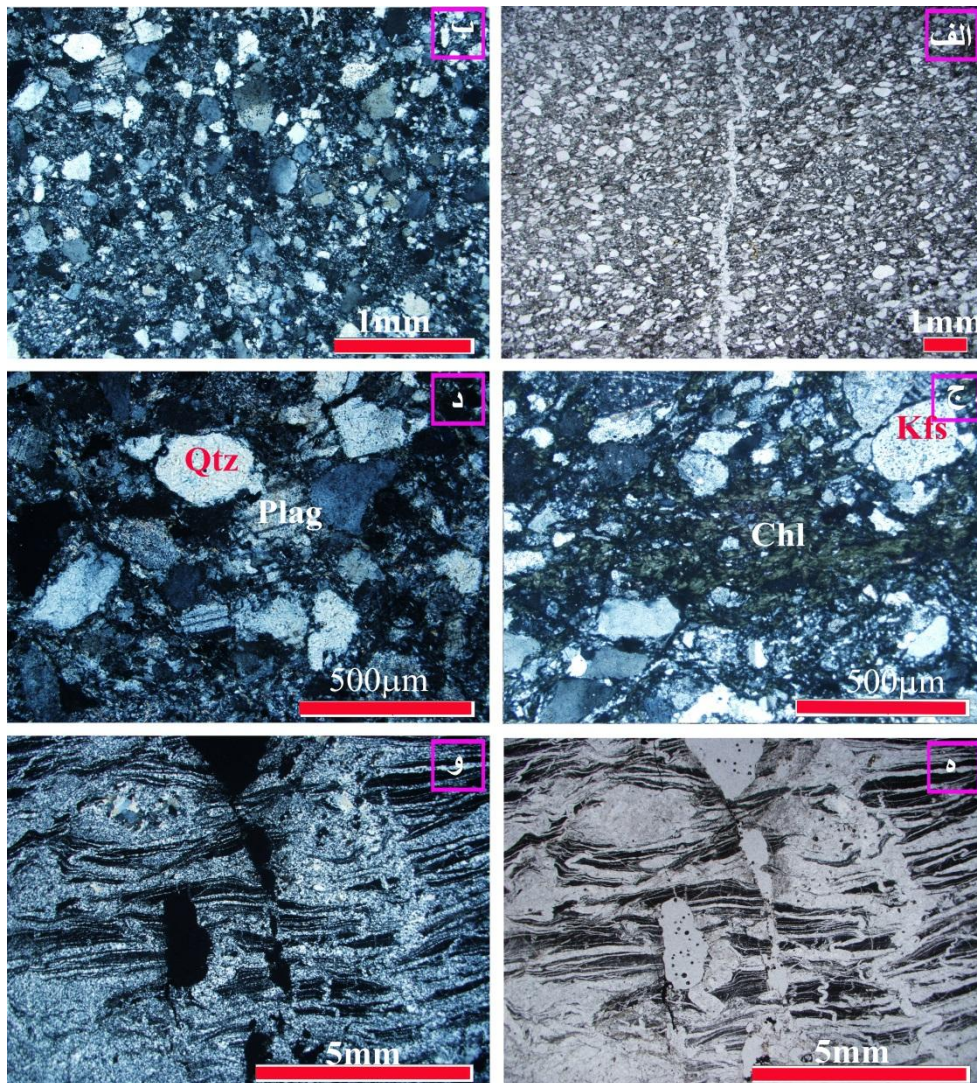
به منظور انجام مطالعات پتروگرافی، تعداد ۴۵۰ مقطع نازک از سنگ‌های توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه، سنگ‌های دگرگونی میزبان، توالی رسوبی و تخریبی پوشاننده، دسته دایک‌های دیابازی و همچنین واحدهای سنگی ژوراسیک بالایی و سنگ‌های جوانتر تهیه گردید. علاوه بر این تعداد ۱۸ مقطع نازک- صیقلی از میکاشیست‌ها، گارنت‌گنیس‌ها، میگماتیت‌ها، متابازیت‌ها، گرانیت‌ها، لوکوگرانیت‌ها و دایک‌های دیابازی تهیه گردید. براساس نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل مشخص شده بود که سنگ‌های منطقه از پتانسیل کانسارهای فلزی پایینی برخوردارند لذا با توجه به اینکه، دستگاه سوپرپروب مورد استفاده، توانایی اندازه‌گیری اکسیدهای ۱۰ عنصر را داشت، بنابراین ۱۰ عنصر Fe، Si، Al، Ca، Na، K، Mg، Mn، P و Ti انتخاب گردید و با نصب نمونه‌های استاندارد ۱۰ عنصر مذکور در دستگاه، نسبت به انجام تجزیه نقطه‌ای اقدام گردید. دستگاه سوپرپروب مورد استفاده دارای یک محفظه نصب نمونه با ظرفیت ۴ مقطع نازک صیقلی بود و در مجموع ۴۸۰ نقطه مورد آنالیز میکروپروب قرار گرفت. همراه با ارائه نتایج مطالعات پتروگرافی این سنگ‌ها، همزمان نتایج آنالیز میکروپروب بر روی کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها، نیز ارائه شده تا بتوان به تصویر شفافی از ترکیب کانی شناسی، شیمی کانی و سنگ شناسی واحدهای سنگی اصلی منطقه مورد مطالعه دست یافت. در عین حال با استفاده از روش‌های ترموبارومتري موجود، شرایط احتمالی فشار و حرارت تشکیل این سنگ‌ها محاسبه شده و نتایج آن در ادامه ارائه خواهد شد.

۳-۲- پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی میزبان

۳-۲-۱- متاگزیوک‌ها و متاچرت‌ها

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده متاگزیوک‌ها شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، کلریت و کانی-های اپک می‌باشد. کانی‌های کوارتز و فلدسپار، درشت تر از دیگر کانی‌ها بوده ولی اندازه آنها کوچکتر از ۰/۵ میلی‌متر است (شکل ۳-۱- الف و ب). این کانی‌ها توسط پولک‌های ریز کلریت با اندازه کمتر از ۰/۵ میلی‌متر احاطه شده‌اند (شکل ۳-۱- ج و د) با اینحال هنوز بافت لپیدوبلاستی در آنها قابل مشاهده

نبوده به همین جهت هم در نمونه دستی جهت‌یافتگی خاصی دیده نمی‌شود. بافت غالب آنها پورفیروبلستی است. متاچرت‌ها که بصورت بین لایه‌ای همراه با متاگزیوک‌ها رخمون دارند، تقریباً از دانه‌های ریز کوارتز با اندازه کوچکتر از $0.2/0$ میلیمتر تشکیل شده‌اند. در متاچرت‌ها لایه‌های بسیار نازک یا لامینه‌هایی از کانی‌های اپک در لابلاهای دانه‌های کوارتز مشاهده می‌گردد.



شکل ۳-۱- تصاویر میکروسکوپی از متاگزیوک‌ها و متاچرت‌ها. الف و ب - تصاویر میکروسکوپی از متاگزیوک‌ها (به ترتیب در نور PPL و XPL). ج و د- تصاویر میکروسکوپی با بزرگنمایی بیشتر از متاگزیوک‌ها که در آنها کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و کلریت مشخص شده است. علائم اختصاری در این شکل و کلیه اشکال بعدی از اسپیر (۱۹۹۳) اقتباس شده است. ه و و- تصاویر میکروسکوپی از متاچرت‌ها (به ترتیب در نور PPL و XPL). در تصویر ه میتوان لامینه‌های متشکل از کانی‌های اپک را مشاهده کرد.

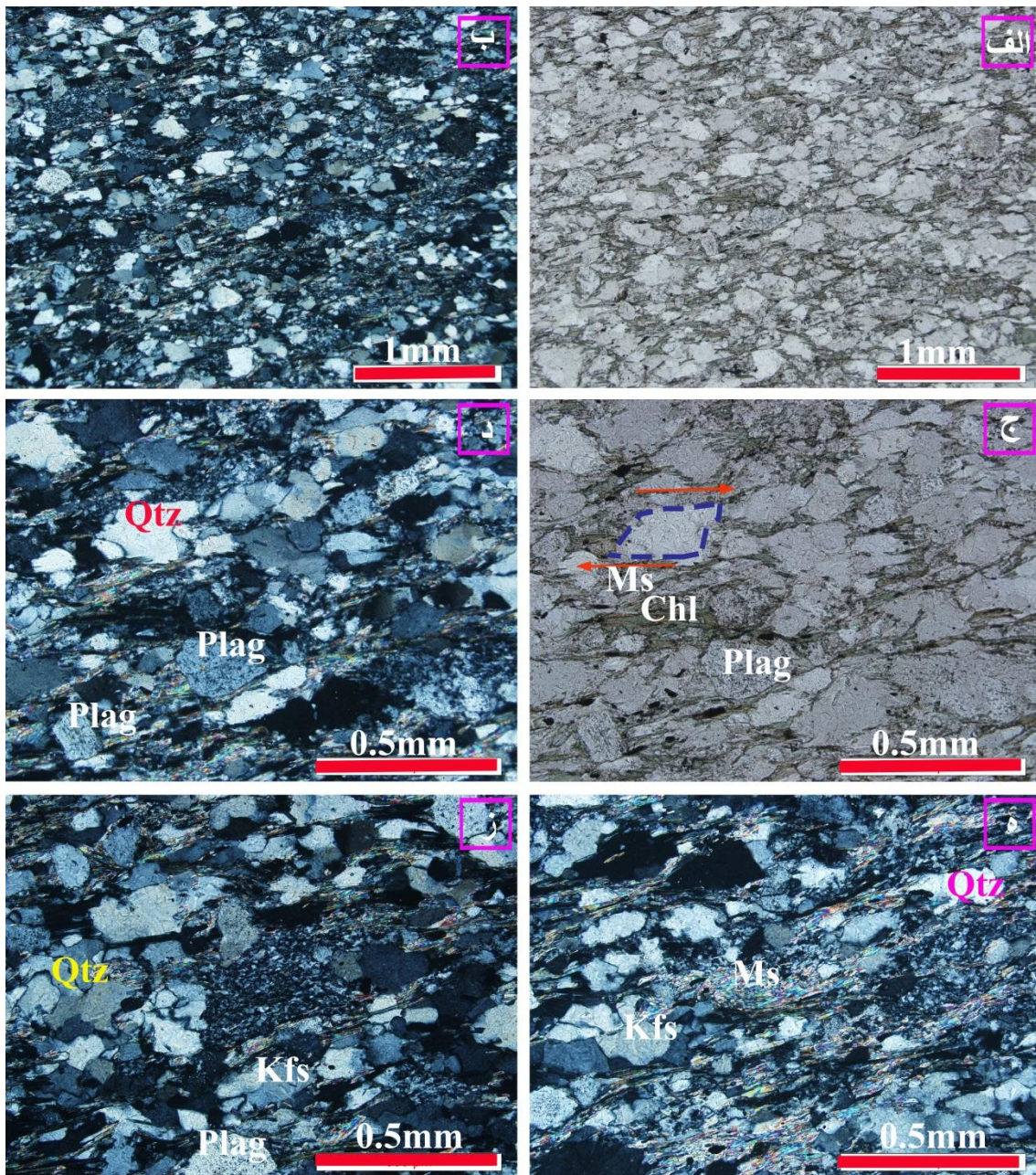
۳-۲-۲- متاپلیت‌ها

۳-۲-۲-۱- فیلیت‌ها

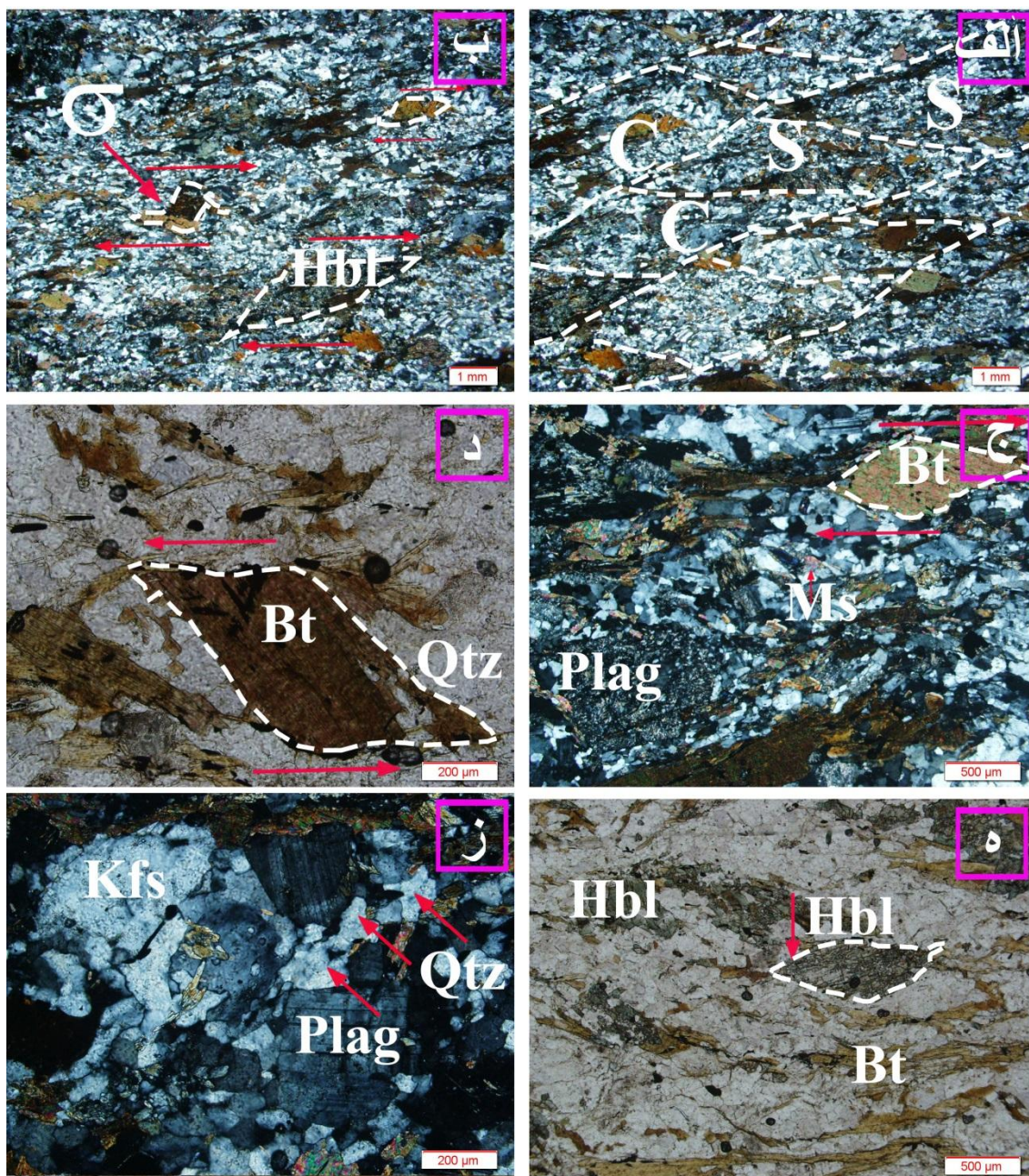
فیلیت‌ها در صحرا، با ظاهر ساتنی و براق و تورق آشکار، از دیگر سنگ‌ها، مشخص می‌گردند. کانی‌های اصلی شامل کلریت، مسکویت، کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و کانی‌های اپک می‌باشد (شکل ۳-۲-ج تا ز). در این سنگ‌ها، درصد کوارتز و فلدسپارها بیشتر از ۶۰ درصد می‌باشد و در واقع آنها نیمه پلیت هستند (قاسمی، ۱۳۹۴). بطور کلی اندازه دانه‌ها بیش از ۰/۱ میلی‌متر می‌باشد. کانی‌های کلریت و مسکویت با اندازه حدود ۰/۲ میلی‌متر ردیف شدگی نشان داده و بافت لپیدوبلاستی (شکل ۳-۲-الف) را پدید آورده و باعث ظهور جهت یافتگی آشکار در این سنگ‌ها شده‌اند. البته بافت پورفیروبلاستی (شکل ۳-۲-د) نیز قابل مشاهده است. در بعضی موارد در نتیجه تاثیر زون‌های برشی، برخی از ریزساخت‌های شکل‌پذیر از قبیل پورفیروبلاست‌هایی از نوع سیگما در فیلیت‌ها پدید آمده‌اند (شکل ۳-۲-ج).

۳-۲-۲-۲- میکاشیست‌ها

میکاشیست‌ها در نمونه دستی به رنگ سبز تا خاکستری و با سطحی براق دیده می‌شود. بافت‌های لپیدوبلاستی و پورفیروبلاستی از بافت‌های رایج در این سنگ‌ها هستند. پورفیروبلاست‌ها با اندازه حدود ۱ تا ۲ میلی‌متر، عمدتاً شامل کانی‌های بیوتیت و هورنبلند هستند. زمینه نیز عمدتاً شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، آمفیبول، بیوتیت و مقادیر کمی مسکویت می‌باشد. میانگین اندازه کانی‌های تشکیل‌دهنده زمینه حدود ۰/۲ میلی‌متر است. حضور فراوان بیوتیت‌ها در این سنگ‌ها برگوارگی بارزی را ایجاد کرده است. لذا فابریک نوع S در میکاشیست‌ها به راحتی قابل تشخیص است (شکل ۳-۳-الف و ب). این سنگ‌ها از مجموعه کانی‌های کوارتز + فلدسپار + بیوتیت + پلاژیوکلاز ± آمفیبول ± مسکویت تشکیل شده‌اند. آپاتیت، زیرکن و کانی‌های اپک نیز در اغلب میکاشیست‌ها یافت می‌شوند. اغلب بلورهای درشت پلاژیوکلاز دگرسان شده و به سریسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند.



شکل ۳-۲. الف و ب- تصاویر میکروسکوپی از فیلیت‌ها (به ترتیب در نور PPL و XPL). ج- تصویر میکروسکوپی با بزرگنمایی بزرگتر از فیلیت‌ها (در نور PPL). یک پورفیروبل است سیگما شکل کوارتز که حاکی از عملکرد یک زون برش با سوی راستگرد می‌باشد، در این شکل نشان داده شده است. د تا ز- تصاویر دیگری از فیلیت‌ها که کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آنها را به نمایش گذاشته است.



شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکوپی میکاشیست‌ها. الف- نوارهای برشی S-C در میکاشیست‌ها (در نور XPL). ب- ریزساخت‌های میکاماهی و دلتا در میکاشیست‌ها همراه با تعیین سوی برش راستگرد (در نور XPL). ج- پورفیروبلاست دگرسان شده پلاژیوکلاز، میکاماهی بیوتیت و پولک ریز مسکویت (در نور XPL). د و ه- به ترتیب میکاماهی بیوتیت و هورنبلند (در نور PPL). ز- کانی‌های فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و دانه‌های کوارتز با اندازه بیش از ۵۰ میکرون (در نور XPL).

از ویژگی‌های جالب توجه در این سنگ‌ها، حضور ریزساخت‌های شکل‌پذیر از قبیل اشکال میکا ماهی (Mica fish)، سیگما، دلتا، نوارهای برشی نوع S-C، و آثاری از تبلور مجدد دینامیکی می‌باشد. شواهد فوق حاکی از عملکرد زون‌های برشی و میلونیتی شدن سنگ‌های فوق است. میلونیت به سنگی اطلاق می‌شود که معمولاً برگوارگی و خطوارگی در آن گسترش یافته و شواهد قوی از دگرشکلی در شرایط شکل‌پذیر از خود نشان می‌دهد (بل و اتریج^۱، ۱۹۷۳؛ هابز^۲ و همکاران، ۱۹۷۶؛ وایت^۳ و همکاران، ۱۹۸۰؛ هانمر و پاشیر^۴، ۱۹۹۱). میلونیت‌ها در پهنه‌های با نرخ کرنش بالا به نام پهنه‌های میلونیتی تشکیل می‌شوند و شدت دگرشکلی در آنها ممکن است متفاوت باشد (هانمر، ۱۹۸۸). بر اساس ویژگی‌های صحرایی و پتروگرافی سنگ‌های مورد مطالعه، فابریک‌های برگوارگی به صورت واضح حتی در مقیاس میکروسکوپی در این سنگ‌ها توسعه یافته و میلونیت محسوب می‌شوند. البته با توجه به درصد فراوانی پورفیروکلاست‌ها، به عبارت دقیق‌تر پروتومیلونیت هستند. در واقع بلورهای درشت بیوتیت و هورنبلند بقایایی از فولیاسیون حاصل از تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای در میکاشیست‌ها است و بیوتیت‌های ریز همراه با دیگر دانه‌های زمینه در نتیجه میلونیتی شدن و تبلور مجدد دینامیکی پدید آمده‌اند. دگرشکلی در بیوتیت به صورت لغزش در امتداد سطوح کلیواژ می‌باشد. این نوع دگرشکلی از دماهای ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه شروع می‌شود و تا دماهای بالاتر نیز ادامه می‌یابد. بعضی از ورقه‌های بیوتیت با جابجایی در امتداد سطوح کلیواژ و سپس نفوذ و یا ورود در بین دانه‌های مجاور، به رشد نوارهای غنی از بیوتیت کمک کرده و در ایجاد برگوارگی نقش دارند (جانسون و همکاران^۵، ۲۰۰۴). از دیگر شواهد دگرشکلی در این کانی، خمیدگی کلیواژ و ایجاد پیچ و تاب‌خوردگی و از همه مهمتر اشکال میکاماهی (شکل ۳-۳-ج و د) است که در بسیاری از میکاشیست‌ها به فراوانی مشاهده

1 - Bell and Etheridge
2 - Hobbs
3 - White
4 - Hunmer and Passchier
5 - Johnson

می‌شود. حضور این کانی در ایجاد برگواری و همچنین ایجاد نوارهای برشی S-C نقش دارد و بر اساس آن می‌توان جهت برش را تعیین کرد. در گنیس‌ها و میکاشیست‌های دگرشکل شده نوارهای غنی از بیوتیت دیده می‌شود.

کوارتز به دلیل مقاومت کمی که در برابر دگرشکلی دارد شواهد بارزی از دگرشکلی را نشان می‌دهد. در بسیاری از سنگ‌ها این کانی در دمای حدود ۳۰۰ درجه سانتیگراد متحمل تبلور مجدد می‌یابد. سه مرحله تبلور مجدد دینامیکی را برای این کانی تعیین نموده‌اند. این سه مرحله بر اساس شدت کرنش^۱ و درجه حرارت حاکم در زمان دگرشکلی در سنگ رخ می‌دهد. این مراحل بر اساس افزایش دما به ترتیب شامل برآمدگی مرز دانه^۲، چرخش ریزدانه^۳ و مهاجرت مرز دانه‌ای^۴ می‌باشند (هارت و تولیس^۵، ۱۹۹۲). هر سه نوع تبلور مجدد در کوارتزهای موجود در سنگ‌های دگرگونی و آذرین نئوپروتروزوئیک منطقه بند هزارچاه رخ داده است. در بخش‌های با شدت دگرشکلی پایین‌تر در پهنه برشی غالباً تبلور مجدد از نوع برآمدگی مرز دانه و چرخش دانه صورت گرفته در حالیکه در بخش‌های با شدت دگرشکلی بیشتر، تبلور مجدد از نوع مهاجرت مرزدانه‌ای صورت گرفته است. به عبارت دیگر ابتدا کوارتزها حاشیه‌های مضرسی پیدا کرده، سپس متحمل چرخش ریزدانه و در نهایت به صورت نواری شکل می‌شوند. تبلور مجدد از نوع ساکن نوع دیگری از تبلور مجدد در بلورهای کوارتز است که معمولاً پس از کاهش یا توقف دگرشکلی، مجدداً توسعه یافته است. کوارتزهایی که در حین دگرشکلی حاشیه‌های نامنظم و مضرس پیدا کرده‌اند ممکن است پس از کاهش شدت دگرشکلی یا توقف آن، به تناسب شرایط حاکم بر محیط، متحمل تجدید تبلور دوباره گردند (پاشیر و ترو^۶، ۱۹۹۶). در شرایطی که دمای محیط پایین باشد، کوارتزها همان حالت کشیده و جهت یافته اولیه خود را حفظ می‌کنند، درحالی که در سنگ‌های میلونیتی به دلیل بالا بودن دمای محیط پس از کاهش یا اتمام دگرشکلی،

1- Strain

2 -Bulging

3 -Subgrain rotation

4 -Grain boundary migration

5 - Hirth and Tullis

6 - Passchier and Trouw

کوارتزها دستخوش تبلور دوباره شده و به دانه‌های چندوجهی تبدیل می‌شوند، این تبلور دوباره اصطلاحاً تبلور ساکن نامیده می‌شود. در هر حال با توجه به اندازه بیش از ۵۰ میکرون دانه‌های کوارتز حاصل از تبلور مجدد دینامیکی از نوع چرخش ریزدانه، احتمالاً محدوده درجه حرارت تشکیل این نوع میلونیت‌ها بین ۵۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد بوده است (ترو و همکاران، ۲۰۱۰).

۳-۲-۲-۱- نتایج تجزیه نقطه‌ای در میکاشیست‌ها

به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده میکاشیست‌ها، ۲ نمونه از آمفیبول میکاشیست‌ها مورد آنالیز قرار گرفت. علت انتخاب آمفیبول میکاشیست‌ها از بین میکاشیست‌ها جهت تجزیه نقطه‌ای این بود که با توجه به عدم وجود گارنت در میکاشیست‌ها، جهت تخمین و محاسبه شرایط دما و فشار، بتوان از دیگر روش‌ها، از جمله روش زوج هورنبلند-پلاژیوکلاز نیز استفاده نمود. براساس نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای و براساس رده‌بندی دیپیر^۱ و همکاران (۱۹۹۲) ترکیب پلاژیوکلازها شامل آندزین و آلبیت بوده و فلدسپار پتاسیم نیز از نوع ارتوکلاز می‌باشد (جدول ۳-۱) (شکل ۳-۴-الف). وجود آندزین و آلبیت و عدم حضور الیگوکلاز احتمالاً به علت وقفه پرستریت است. ترکیب بیوتیت‌ها نیز در نمودار رده‌بندی دیپیر و همکاران (۱۹۹۲) در محدوده ترکیبی بین آنیت و سیدروفیلیت قرار می‌گیرند (جدول ۳-۲) (شکل ۳-۴-ب). ترکیب آمفیبول‌ها براساس تقسیم‌بندی لیک^۲ و همکاران (۱۹۹۷) در محدوده منیزیو هورنبلند، فروچرماکیت هورنبلند و فروهورنبلند قرار می‌گیرند (جدول ۳-۳) (شکل ۳-۴-ج).

۳-۲-۲-۲- دما فشارسنجی

از مطالعات زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی برای شناخت شرایط دما و فشار تشکیل سنگ‌ها، استفاده می‌شود. اساس این تحقیقات براین فرض مبتنی است که مجموعه کانی‌های سنگ در شرایط

1- Deer
2 -Leake

تعادلی تشکیل شده باشد. این وضعیت ممکن است برای سنگ‌هایی که به سرعت سرد شده اند یا اینکه دمای پایینی داشته‌اند، معتبر باشد. در واقع این دما- فشار سنج‌ها براساس حساسیت توزیع عناصر در ساختمان کانی‌ها و یا طی تبادلات شیمیایی، نسبت به دما و یا فشار طراحی شده‌اند. اما درمورد هریک از این روش‌ها، تردیدها و یا محدودیت‌هایی هم وجود دارد که بایستی به آنها توجه شود. در هر حال برای محاسبه شرایط فشار و دما تشکیل این سنگ‌ها سعی شده است با توجه به

جدول ۳-۱- نتایج تجزیه نقطه‌ای تعدادی از فلدسپارهای میکاشیست‌ها، گنیس‌ها و میگماتیت‌ها

Rock	Mica schist				Gneiss				Migmatite			
	116-2- 2-2	116-2- 3-6	116-1- 1-3	116-1- 1-1	21-1- 5-pl	21-1- 1-pl	21-2- 2-1	21-2- 4-12	35-3- 7-pl	35-3- 2-ab	35-3- 7-ab	35-3- 4-or2
SiO ₂	58.14	55.74	64.32	65.92	60.83	68.33	65.03	64.56	57.38	66.62	66.33	65.91
TiO ₂	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	26.73	28.23	20.23	21.58	25.07	20.19	18.53	23.66	26.79	22.44	19.00	18.73
CaO	8.54	10.19	0.04	2.23	6.53	0.55	0.03	3.46	8.85	2.85	0.03	0.05
Na ₂ O	7.01	6.19	0.33	10.89	8.49	11.36	0.54	8.17	6.60	9.83	4.20	0.17
K ₂ O	0.06	0.00	15.52	0.26	0.10	0.12	15.94	0.57	0.14	0.09	11.28	16.04
Total	100.52	100.39	100.62	101.00	101.09	100.68	100.17	100.74	99.99	101.99	100.88	100.93
Si	2.31	2.22	2.56	2.61	2.41	2.71	2.60	2.56	2.30	2.61	2.63	2.61
Al	1.42	1.50	1.07	1.14	1.32	1.07	0.99	1.25	1.43	1.17	1.00	0.99
Ca	0.68	0.81	0.00	0.18	0.52	0.04	0.00	0.27	0.71	0.22	0.00	0.00
Na	1.12	0.99	0.05	1.72	1.34	1.80	0.09	1.30	1.06	1.54	0.67	0.03
K	0.01	0.00	2.47	0.04	0.02	0.02	2.55	0.09	0.02	0.01	1.79	2.54
Or	0.54	0.00	97.80	2.09	0.86	1.01	96.63	5.46	1.22	0.83	72.80	98.77
Ab	61.80	54.87	2.07	88.82	71.61	96.65	3.27	78.03	59.13	86.63	27.09	1.07
An	37.66	45.13	0.14	9.09	27.53	2.34	0.10	16.51	39.66	12.54	0.11	0.15

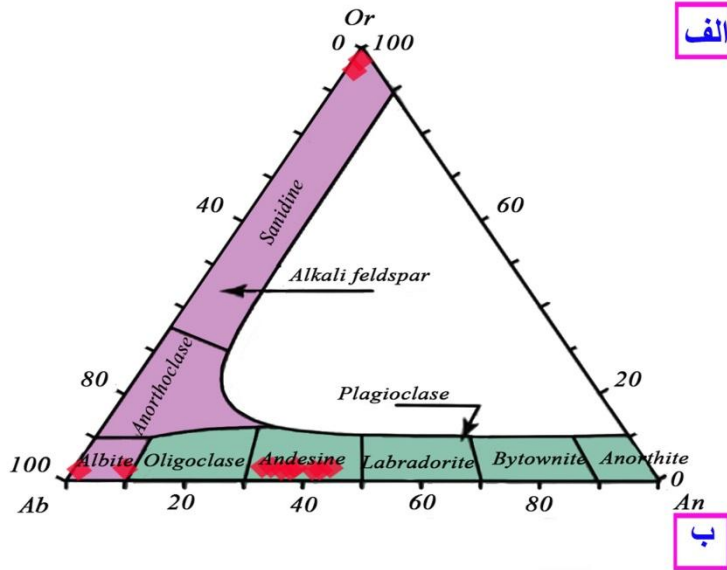
جدول ۳-۲- نتایج تجزیه نقطه‌ای تعدادی از بیوتیت‌های میکاشیست‌ها، گنیس‌ها و میگماتیت‌ها

Rock	Mica schist		Gneiss		Migmatite		
	Spot No.	116-1-2-5	116-2-1-3	21-1-6-4	21-2-4-10	35-3-6-bi1	35-3-4-bi
SiO ₂		35.71	35.01	33.33	32.19	32.88	35.28
TiO ₂		1.64	1.62	2.09	1.72	1.28	2.69
Al ₂ O ₃		16.85	16.36	16.35	15.26	16.14	15.19
FeO		19.34	20.69	29.03	27.41	27.45	25.24
MnO		0.14	0.15	0.23	0.21	0.30	0.30
MgO		10.32	9.79	4.21	5.32	7.38	6.38
CaO		0.37	0.23	0.00	0.53	0.05	0.18
Na ₂ O		0.24	0.13	0.08	0.18	0.07	0.21
K ₂ O		8.60	8.12	8.88	6.41	7.31	8.38
Total		97.82	96.41	97.90	92.77	96.52	98.20
Si		5.50	5.50	5.42	5.46	5.35	5.57
Al ^{iv}		2.50	2.50	2.58	2.54	2.65	2.43
Al ^{vi}		0.56	0.54	0.56	0.50	0.45	0.40
Ti		0.19	0.19	0.26	0.22	0.16	0.32
Fe		2.49	2.72	3.95	3.88	3.74	3.34
Mn		0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04
Mg		2.37	2.29	1.02	1.34	1.79	1.50
Ca		0.06	0.04	0.00	0.10	0.01	0.03
Na		0.07	0.04	0.03	0.06	0.02	0.06
K		1.69	1.63	1.84	1.39	1.52	1.69

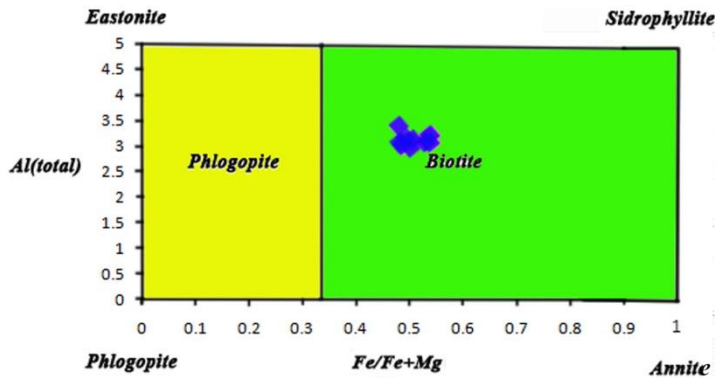
جدول ۳-۳- نتایج تجزیه نقطه‌ای تعدادی از آمفیبول‌های میکاشیست‌ها و میگماتیت‌ها

Rock	Mica schist				Migmatite				
	Spot No.	116-1-3-2	116-1-1-5	116-2-3-3	116-2-3-5	35-3-3-amph	35-3-3-amph1	89-3-5-amph	89-3-5-amph
SiO ₂		41.82	47.33	41.66	41.55	45.16	42.96	46.12	46.12
TiO ₂		0.52	0.24	0.45	0.41	1.62	0.50	1.09	1.09
Al ₂ O ₃		16.01	9.40	16.16	15.52	7.49	10.05	5.63	5.63
FeO		18.49	16.67	18.27	19.87	21.55	24.32	22.42	22.42
MnO		0.37	0.39	0.38	0.28	0.49	0.39	0.34	0.34
MgO		6.62	10.32	6.56	6.34	8.01	5.65	8.19	8.19

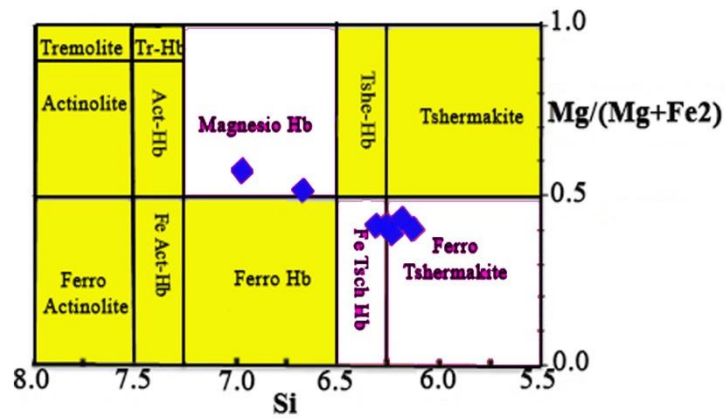
CaO	11.62	11.78	11.46	11.80	11.06	11.42	10.46	10.46
Na ₂ O	1.43	0.95	1.37	1.26	1.34	1.03	1.48	1.48
K ₂ O	0.60	0.27	0.51	0.58	0.73	1.08	0.85	0.85
Total	97.49	97.35	96.81	97.61	97.45	97.40	96.58	96.58
No. of oxygens	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
Si	6.27	6.97	6.27	6.25	6.86	6.62	7.07	7.07
Al ^{iv}	1.73	1.03	1.73	1.75	1.14	1.38	0.93	0.93
Al ^{vi}	1.10	0.60	1.13	1.00	0.20	0.45	0.09	0.09
Ti	0.06	0.03	0.05	0.05	0.19	0.06	0.13	0.13
Fe ³⁺	0.26	0.33	0.31	0.38	0.43	0.51	0.55	0.55
Fe ²⁺	2.06	1.72	1.99	2.12	2.31	2.63	2.32	2.32
Mn	0.05	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.04	0.04
Mg	1.48	2.27	1.47	1.42	1.81	1.30	1.87	1.87
Ca	1.87	1.86	1.85	1.90	1.80	1.89	1.72	1.72
Na	0.41	0.27	0.40	0.37	0.39	0.31	0.44	0.44
K	0.12	0.05	0.10	0.11	0.14	0.21	0.17	0.17
Amphibole group	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
(Ca+Na) (B)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na (B)	0.13	0.14	0.15	0.10	0.20	0.11	0.28	0.28
(Na+K) (A)	0.40	0.18	0.34	0.38	0.34	0.41	0.32	0.32



الف



ب



شکل ۳-۴- ترکیب شیمیایی فلدسپارها، بیوتیتها و آمفیبولهای میکاشیستها. الف و ب- به ترتیب ترکیب شیمیایی فلدسپارها و بیوتیتها بر اساس تقسیم‌بندی دیپر و همکاران (۱۹۹۲). ج- ترکیب شیمیایی آمفیبولها بر اساس تقسیم بندی لیک و همکاران (۱۹۹۷).

مجموعه کانی‌های موجود، از روش‌هایی استفاده شود که نتایج حاصل از آن روش‌ها، با شرایط دما و فشار استنباط شده از مطالعات صحرایی و پتروگرافی همخوانی داشته باشد.

الف - دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در بیوتیت

کانی بیوتیت از میزبان‌های مهم Ti در سنگ‌هاست و جایگیری آن در ساختار بیوتیت ارتباط مستقیمی با دما دارد. هنری^۱ و همکاران (۲۰۰۵) دماسنج بیوتیت را بر مبنای Ti و Mg # موجود در ساختار این کانی و در فشار ۴ تا ۶ کیلو بار ارائه کرده‌اند. این دماسنج برای محدوده دمایی ۴۸۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد اعتبار دارد و دقت آن ± 24 است. هنری و همکاران (۲۰۰۵) فرمول این دماسنج را به صورت زیر بیان کرده‌اند:

$$T(^{\circ}\text{C}) = \{(\text{Ln}(\text{Ti}) + 2.3594 + 1.7283(X_{\text{Mg}})^3) / (4.6482 * 10^{-9})\}^{0.333} \quad 1-3$$

که در آن Ti، تعداد اتم‌های تیتانیم محاسبه شده در فرمول ساختاری (a.p.f.u.) بیوتیت بر اساس مجموع ۲۲ اتم اکسیژن و X_{Mg} برابر $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ می‌باشد. تغییرات سیستماتیک Ti در بیوتیت به عنوان ابزاری برای رسیدن به تعادل شیمیایی بیوتیت در سنگ‌های دگرگونی است. با استفاده از این روش، بیوتیت‌های موجود در آمفیبول میکاشیست‌ها، دمای بین ۵۷۴ تا 604°C را نشان می‌دهند (جدول ۳-۴). بنابراین احتمالاً میکاشیست‌های مورد مطالعه شرایط رخساره آمفیبولیت را نشان می‌دهند.

ب - دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در هورنبلند

بر اساس مطالعات بلوندی و هولند^۲ (۱۹۹۰) و اندرسون و اسمیت^۳ (۱۹۹۵) با افزایش درجه دگرگونی، میزان عناصر Ti، Al، Na، K و $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ موجود در آمفیبول کلسیم‌دار نیز افزایش می‌یابد ولی مقدار Si کاهش می‌یابد. با افزایش دما عنصر Ti در سایت M_2 آمفیبول افزایش می‌یابد. البته به دلیل شعاع یونی بزرگ‌تر Ti نسبت به Al، کمتر تحت تاثیر فشار قرار می‌گیرد. به همین دلیل میزان

1 - Henry

2 - Blundy and Holland

3 - Aderson and Smith

Ti در آمفیبول‌های کلسیم‌دار با دما رابطه مستقیم دارد. لذا اوتن^۱ (۱۹۸۴) بر اساس میزان Ti در هورنبلندها، دمای آنها را محاسبه نموده است. با استفاده از این روش، هورنبلندهای موجود در میکاشیست‌ها نیز دمای بین ۵۷۸ تا ۶۰۶ °C را نشان می‌دهند که مشابه دمای محاسبه شده با استفاده از بیوتیت‌ها است.

ج- دما و فشارسنجی به روش زوج هورنبلند- پلاژیوکلاز

دماسنج هورنبلند- پلاژیوکلاز براساس میزان Al^{IV} و Si موجود در موقعیت تتراهدرد هورنبلند و نوع پلاژیوکلاز همراه آن، در سنگ‌های اشباع از سیلیس است. این دماسنج برای سنگ‌های مربوط به رخساره شیست‌سبز تا گرانولیت قابل استفاده می‌باشد (بلوندی و هولند، ۱۹۹۰). این دماسنج برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد کالیبره شده و فرمول آن به صورت زیر است:

$$T(\pm 311^{\circ}K) = 0.677 * P_{Kbar} - 48.98 / -0.0429 - 0.0083144 * \ln\{(Si-4/8-Si) * X_{Ab}^{Plg}\}$$

در این فرمول Si همان تعداد اتم Si موجود در هورنبلند برحسب a.p.f.u. است و X_{Ab}^{Plg} میزان آل بیت موجود در پلاژیوکلاز می‌باشد.

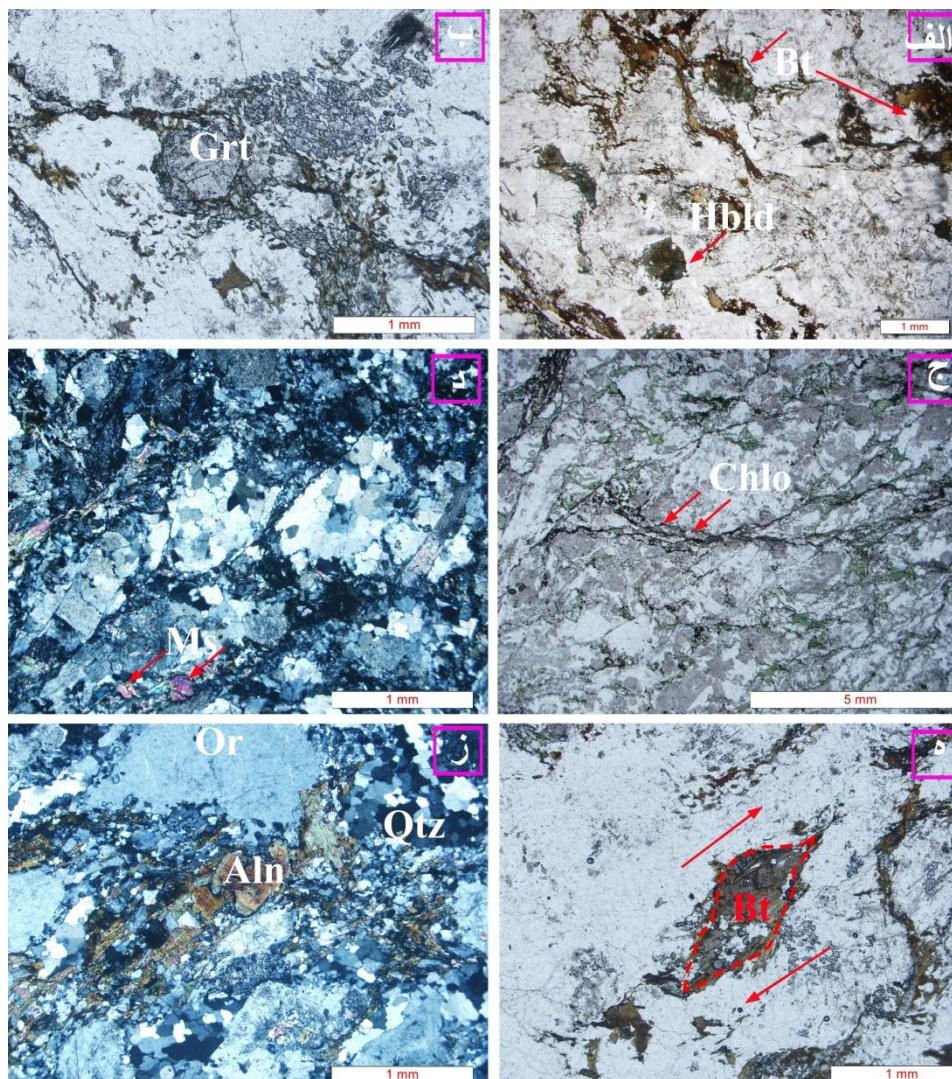
آندرسون (۱۹۹۶) با تلفیق این روش با روش فشارسنجی به روش اشمیت (۱۹۹۲) و آندرسون و اشمیت (۱۹۹۵)، امکان محاسبه دما و فشار را فراهم نمود. با استفاده از روش دما و فشارسنجی آندرسون (۱۹۹۶)، زوج‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز در آمفیبول میکاشیست‌ها به ترتیب دماهای بین ۵۹۸ تا ۶۱۳ °C و فشارهای بین ۵/۷ تا ۱۲ کیلوبار را نشان می‌دهند که تقریباً با دماهای بدست آمده از روش بیوتیت شباهت داشته و با فشارهای محاسبه شده توسط بلاغی (۱۳۹۳) برای سنگ‌های مشابه در منطقه همجوار یعنی دلبر نیز نزدیک است. در جدول ۳-۴ خلاصه نتایج ترموبارومتري انجام شده در میکاشیست‌ها آورده شده است. نتایج بدست با شرایط رخساره آمفیبولیت مطابقت دارد.

جدول ۳-۴- خلاصه نتایج ترمو بارومتری انجام شده بر روی میکاشیست‌ها.

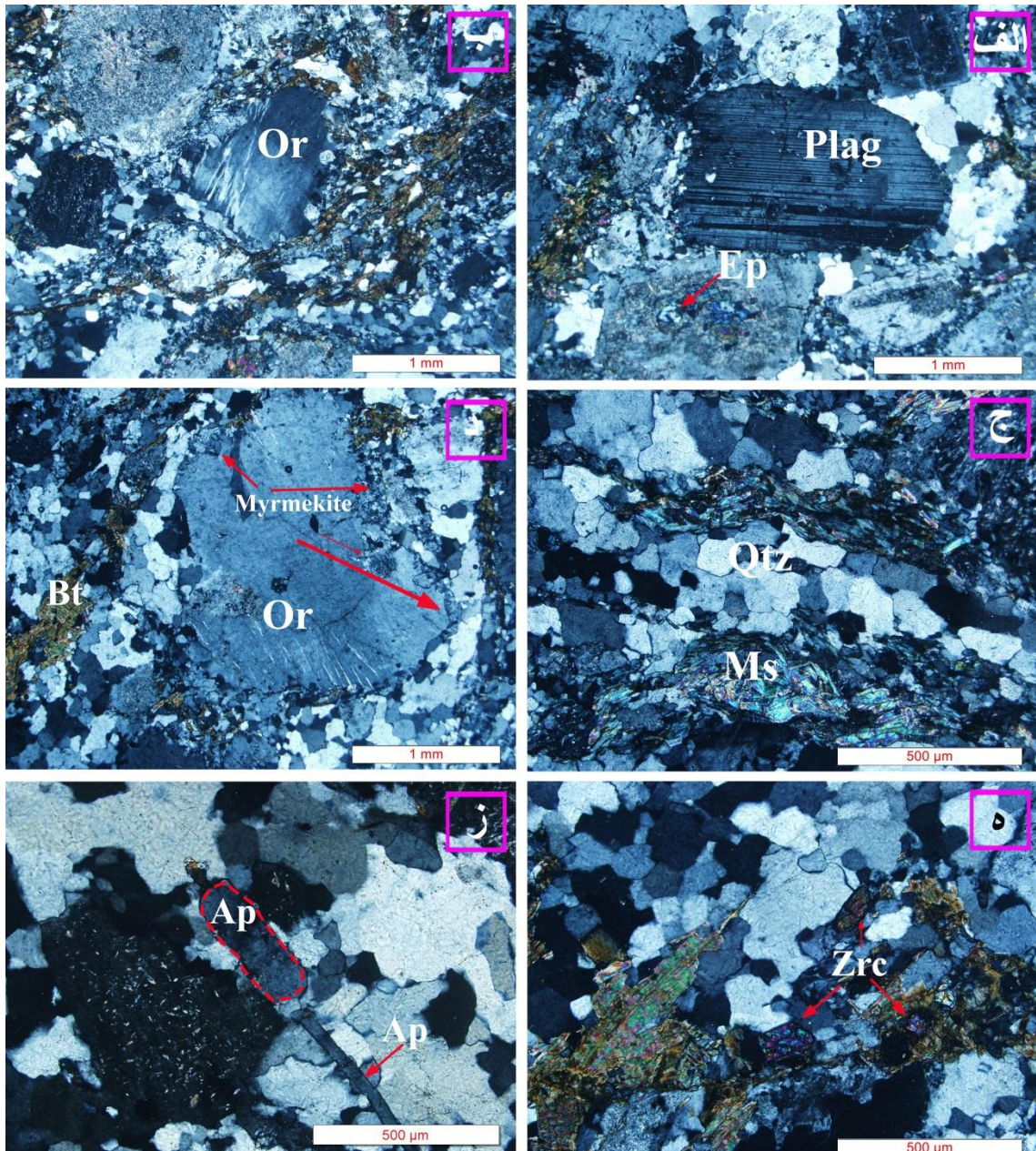
Method	Biotite (Ti) (Henry, 2005)	Hornblende (Ti) (Otten, 1994)	Plagioclase- hornblende thermobarometry (Anderson, 1996)
T(°C)	547-604	578-606	598-613
P(Kb)	-	-	5.7-12

۳-۲-۲-۳- گنیس‌ها

گنیس‌ها و گارنت گنیس‌ها دانه درشت بوده و بافت آنها عمدتاً گنیسی، گنیسی‌چشمی، پورفیروبلاستی، لپیدوبلاستی، میرمکیتی، کاتاکلاستی و میلونیتی است (شکل ۳-۵ و ۳-۷). پورفیروبلاست‌ها با اندازه حدود ۱ تا ۲ میلیمتر، عمدتاً شامل میکروکلین، ارتوزکلاز، پلاژیوکلاز، بیوتیت (شکل ۳-۵ الف)، گارنت (شکل ۳-۵ ب) و هورنبلند هستند. زمینه شامل مجموعه‌های کوارتز تقریباً پلی گونال با اندازه بیش از ۰/۰۵ میلیمتر، دانه‌های کوارتز با اندازه کوچکتر از ۰/۰۵ میلیمتر، فلدسپار و بیوتیت با اندازه حدود ۰/۱ میلیمتر می‌باشد. از کانی‌های فرعی میتوان به آلانیت (شکل ۳-۵ ز)، آپاتیت و زیرکن اشاره کرد (شکل ۳-۶ ه و ز). کلریت، سریسیت، کلسیت، اپیدوت، اسفن و کانی‌های اپک نیز جزء کانی‌های ثانویه هستند (شکل ۳-۶ الف و ج و شکل ۳-۷ ب). ردیف‌شدگی نواری کانی‌های تیره از قبیل بیوتیت و هورنبلند و کانی‌های روشن مانند فلدسپارها و مجموعه‌های کوارتز، سبب پیدایش بافت گنیسی در این سنگ‌ها شده است (شکل ۳-۵ الف). رشد پورفیروبلاست‌های گارنت در گارنت‌گنیس‌ها، بیانگر وجود آلومینیم کافی در سنگ مادر این سنگ‌ها بوده است (شکل ۳-۵ ب). گارنت به همراه بیوتیت در این سنگ‌ها تا رسیدن به آستانه ذوب بخشی پایدارند. مطالعات وسیع بر روی سرزمین‌های دگرگونی مختلف سراسر جهان نشان داده است که



شکل ۳-۵- تصاویر میکروسکوپی از گنیس‌ها. الف- بافت پورفیروبلاستی، لپیدوبلاستی و ریزساخت‌های ماهی میکا بیوتیت و هورنبلند (در نور PPL). ب- چرخش برگوارگی در اطراف پور فیروبلاست نسبتاً خودشکل گارنت که نشاندهنده تشکیل آن، قبل و یا همزمان با تکتونیک می‌باشد (در نور PPL). ج و د- به ترتیب بافت کاتاکلاستی در گنیس‌های میلونیتی توام با کلریت و مسکویت‌زایی در درزه‌ها و شکستگی‌ها (در نور PPL و XPL). ه- ریزساخت میکا ماهی بیوتیت که سوی برش در آن مشخص شده است (در نور PPL). ز- بافت میلونیتی همراه با پورفیروبلاست ارتوکلاز با تبلور مجدد دینامیکی از نوع چرخش ریز دانه‌ای، مجموعه ریزدانه‌های کوارتز پلی‌گونال و بلور آلانیت (در نور XPL).

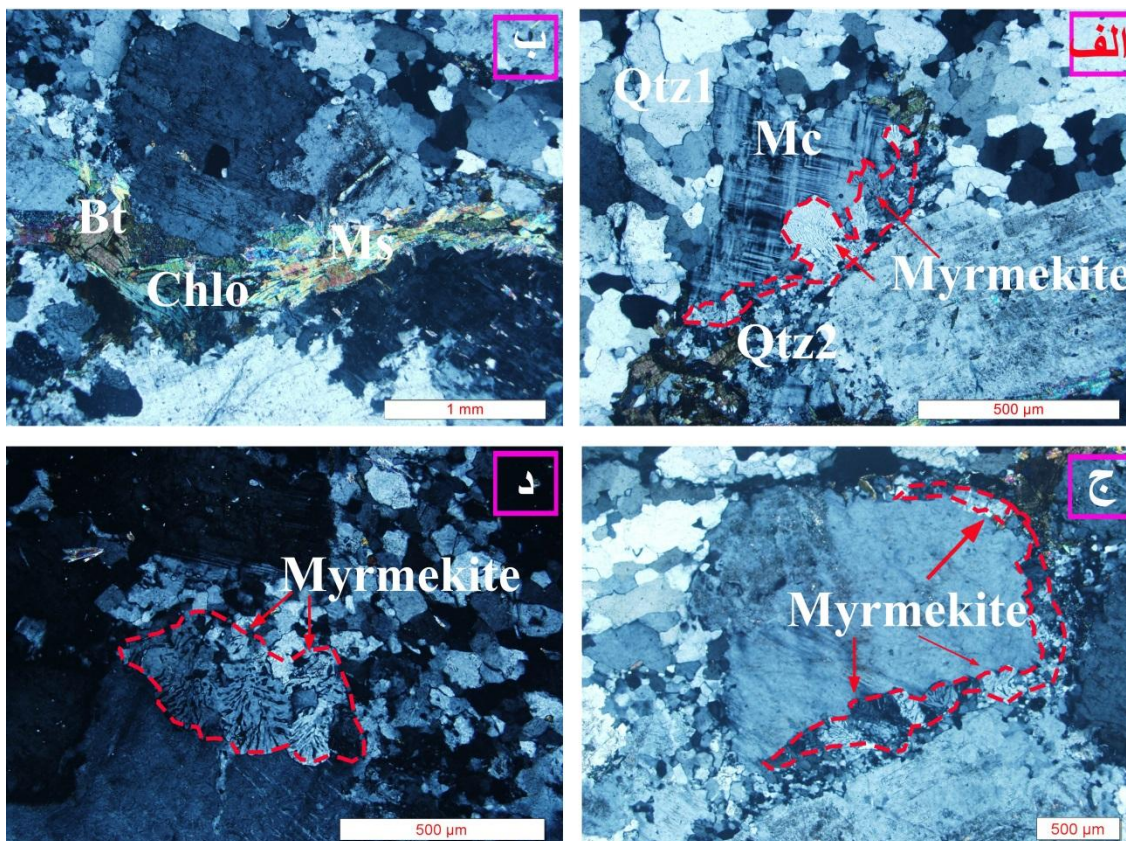


شکل ۳-۶- تصاویر میکروسکوپی گنیس‌ها (در نور XPL). الف و ب- به ترتیب پورفیرو بلاست‌های پلاژیوکلاز توأم با اپیدوت بر روی آنها و پورفیرو بلاست ارتوزکلاز. ج- تناوب نوارهای کوارتز، کلریت و مسکویت. د- پورفیرو بلاست و یا پورفیروکلاست ارتوکلاز با حواشی میرمکیتی شده و حاوی پرتیت شعله‌ای. ه و ز- به ترتیب بلورهای زیرکن و آپاتیت نشان داده شده‌است.

همیافتی پایدار گارنت و بیوتیت در محدوده وسیعی از درجات دگرگونی وجود دارد (همام و همکاران، ۱۳۸۹). اغلب درشت بلورهای گارنت حاوی ادخال‌های فراوانی از بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز هستند

که به ایجاد بافت پوئی کیلوبلاستی در آنها منجر شده است. به اعتقاد قاسمی (۱۳۷۸)، پورفیروبلاستها معمولاً ساختارهای صفحه‌ای و یا خطی ناشی از آرایش ترجیحی کانی‌ها به علت تغییر شکل حاکم بر آنها را به خوبی نشان می‌دهند. جهت برش مقاطع نازک نسبت به این عناصر صفحه‌ای یا خطی، تأثیر زیادی بر الگوهای پخش و توزیع اذخالی‌های موجود در این پورفیروبلاستها دارد. مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهند، بسته به جهت برش در اغلب موارد، اذخالی‌های موجود در گارنت‌ها الگوی خاصی را نشان نمی‌دهند. در مواردی که مقاطع عمود بر محور چرخش ظاهری (مقاطع X-Z) بریده شده‌اند، فابریک چین خورده یا S شکل ایجاد می‌شود (قاسمی، ۱۳۷۸). در این موارد بررسی الگوهای اذخالی‌های موجود در گارنت در تفسیر روابط بین رشد پورفیروبلاست و دگرشکلی کمک مؤثری می‌نماید. با توجه به اذخالی‌های موجود در پورفیروبلاست‌های گارنت و چرخش برگوارگی در اطراف پورفیروبلاست می‌توان استنباط نمود، رشد پورفیروبلاست‌های گارنت، قبل تا همزمان با دگرشکلی در این سنگ‌ها صورت گرفته است. گنیس‌های مورد مطالعه دارای تشابه کانی‌شناسی زیادی با میکاشیست‌ها هستند. ویژگی متمایزکننده این سنگ‌ها از یکدیگر، فقط اختلاف در اندازه لایه‌های تیره و روشن و تبدیل شیستوزیته به بافت گنیسی است. در برخی از گنیس‌ها، رشد پورفیروبلاست‌های درشت فلدسپارهای آلکالن از نوع ارتوزکلاز یا میکروکلین، بافت چشمی ایجاد کرده است (شکل ۳-۵-ز).

همانند میکاشیست‌ها، ریزساختارهای شکل‌پذیر از قبیل اشکال ماهی مانند (شکل ۳-۵-ز)، سیگما، دلتا، نوارهای برشی نوع S-C، و شواهد تبلور مجدد دینامیکی در این سنگ‌ها فراوان می‌باشد. به عبارت دیگر شواهد فوق حاکمی از تأثیر دگرگونی‌های ناحیه‌ای و دینامیکی (ناشی از عملکرد زون‌های برشی) بر روی سنگ‌های نئوپروتروژوئیک منطقه مورد مطالعه می‌باشد. با توجه به حضور هر دو بافت کاتاکلاستی و میلونیتی در بعضی از گنیس‌ها و دیگر سنگ‌های توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه و حضور دو دسته مجموعه‌های کوارتز پلی گونال با اندازه بیش از ۵۰ تا ۱۰۰ میکرون و کوچکتر از ۵۰ میکرون در آنها (شکل ۳-۷-الف)، احتمالاً عملکرد زون‌های برشی و میلونیتی شدن حداقل بیش از یک مرحله بوده و بموازات بالآمدن این سنگ‌ها از اعماق تا به سطح زمین، آنها را متاثر نموده‌اند. در واقع



شکل ۳-۷- چند تصویر میکروسکوپی از بافت میرمکیتی در گنیس‌ها (در نور XPL). همانطور که در این اشکال نشان داده شده است، میرمکیتی شدن از حواشی و مرزهای پورفیرو بلاست‌ها شروع شده و به سمت قسمت‌های میانی بلورها رشد کرده است. در شکل الف، دو مجموعه از دانه‌های کوارتز پلی‌گونا با اندازه بزرگتر از ۵۰ میکرون (Qtz1) و کوچکتر از ۵۰ میکرون (Qtz2) که مربوط به دو مرحله مجزا و احتمالاً دو عمق متفاوت از میلیونیتی شدن است، مشخص شده‌اند. در شکل ب، کانی‌های بیوتیت، کلریت و مسکویت که برگوارگی را پدیدآورده‌اند، نشان داده شده است.

پس از آنکه این سنگ‌ها در اعماق زمین متحمل دگرشکلی شکل‌پذیر و میلیونیتی شده‌اند در حین بالآمدگی و نزدیک شدن به سطح زمین، مجدداً میلیونیتی شده ولی به جهت دمای پایین‌تر، اندازه دانه‌های کوارتز حاصل از تبلور مجدد دینامیکی، کوچکتر از ۵۰ میکرون است. احتمالاً محدوده درجه حرارت تشکیل این میلیونیت‌ها، حدود ۲۵۰ تا ۵۰۰ درجه سلسیوس بوده است (ترو و همکاران، ۲۰۱۰). در بعضی موارد که این سنگ‌ها در نزدیک سطح زمین بوده‌اند، آنها تحت تاثیر دگرشکلی نوع شکننده قرار گرفته و منجر به خرد و شکسته شدن سنگ‌ها و پیدایش بافت کاتاکلاستی در این میلیونیت‌ها شده است. با اینحال لازم به ذکر است که فرآیند میلیونیتی شدن همزمان با گرانیتهایی و در

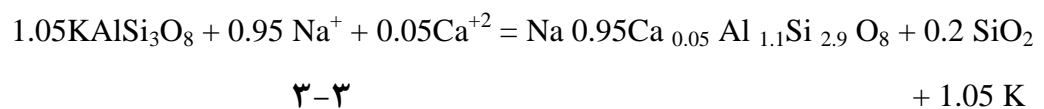
همان بازه زمانی نئوپروتروزوئیک اتفاق افتاده است. در برخی موارد در محل درز و شکستگی‌های موجود کلریت‌زایی، مسکویت‌زایی و اپیدوت‌زایی فراوانی صورت گرفته است (شکل ۳-۵- ج و د). این امر احتمالاً ناشی از دگرگونی برگشتی متأثر از بالازدگی سنگ‌ها و کاهش شرایط دما و فشار حاکم بر محیط است. این فرایند معمولاً با نفوذ سیالات در محل زونهای برشی و گسل‌خوردگی‌ها تشدید می‌شود و ممکن است در طی دگرگونی ناحیه‌ای ضعیف ژوراسیک بالایی و یا تحت تأثیر نفوذ و جایگیری دایک‌های دیابازی در ژوراسیک میانی صورت پذیرفته باشد.

ایجاد بافت پرتیت شعله‌ای در آلکالی فلدسپارها نیز از دیگر شواهد دگرشکلی در این سنگ‌هاست (شکل ۳-۶- د). بافت پرتیتی با جدایش تیغه‌های آلبیت از یک میزبان پتاسیم فلدسپار (ارتوکلاز یا میکروکلین) شکل می‌گیرد. در شرایط اوج دمای دگرگونی، تیغه‌های نازک و پیوسته آلبیت از آلکالی فلدسپار همگن در حین سرد شدن و کاهش دما، جدا شده (اکسولوشن پیدا کرده) و به پرتیتی شدن فلدسپارها منجر می‌شود. جدایش آلبیت از فلدسپار پتاسیم، در محل‌های با شدت کرنش بالا و در طی دگرشکلی، به ایجاد پرتیت شعله‌ای منجر می‌شود (ورنون^۱، ۲۰۰۴). گاهی میکروکلین پرتیتی هم مشاهده می‌شود. در این موارد ماکل میکروکلین در مجاورت تیغه‌های آلبیت شدیدتر است که نشان می‌دهد، شدت کرنش در محل جدایش تیغه‌های آلبیت بیشتر بوده است.

از جمله بافت‌های قابل مشاهده در گنیس‌ها، بافت میرمکیتی بوده که از دیگر شواهد دگرشکلی در این سنگ‌هاست. در اطراف پورفیروکلاست‌های ارتوزکلاز بخصوص در گنیس‌ها، میرمکیت‌زایی گسترده‌ای صورت گرفته است. به اعتقاد (ورنون، ۲۰۰۴)، میرمکیت از هم‌رشدی‌های نوع سیمپلکتیت است. سیمپلکتیت هم‌رشدی کانی‌هایی است که در طی واکنش‌های حالت جامد رخ می‌دهد. میرمکیت هم‌رشدی کوارتز و پلاژیوکلاز سدیک است. اغلب سیمپلکتیت‌ها در واکنش‌های دگرگونی حالت جامد رخ می‌دهند. سیالات نیز ممکن است در انتقال سازندگان شیمیایی نقش داشته باشند. در سنگ‌های دگرشکل شده، میرمکیت جانشین میکروکلین و یا ارتوزکلاز می‌شود. میرمکیت به صورت

1 -Vernon

قطرک‌هایی درون میکروکلین یا ارتوکلاز نفوذ می‌کند (شکل ۳-۷). سیمپلکتیت‌ها بر خلاف پرتیت شعله‌ای، نواحی با میزان کرنش پایین را نشان می‌دهند. زیرا این بافت در نواحی با میزان کرنش پایین رشد می‌کند. هم‌رشدی میرمکیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی دگرشکل شده مثل گنیس‌های چشمی، میلونیت‌های فلسیک و گنیس‌های متاپلیتی رایج است. به اعتقاد تی سورومی^۱ و همکاران (۲۰۰۳)، میرمکیت‌ها در طی دگرشکلی ایجاد شده و توسعه می‌یابند. واکنش‌های شیمیایی ایجاد کننده میرمکیت‌ها نیازمند ورود Na, Ca به محل واکنش و خروج K از محل می‌باشند (بکه^۲، ۱۹۰۸). کلسیم و سدیم آزاد شده از پلاژیوکلاز، به میرمکیتی که جانشین آلکالی فلدسپار می‌شود، انتقال می‌یابد. فلدسپارهای پتاسیم در طی دگرشکلی، توسط پلاژیوکلاز و کوارتز (به صورت هم‌رشدی میرمکیت) و با فرمول زیر جانشین می‌شوند (ری^۳ و همکاران، ۲۰۰۵):



همچنین پتاسیم آزاد شده از آلکالی فلدسپار در طی واکنش میرمکیت‌زایی در ایجاد موسکویت شرکت کرده است. این تبادلات در محیطی صورت گرفته که فاز سیالی نیز حضور داشته است. بنابراین گاهی میرمکیت به همراه مسکویت جانشین آلکالی فلدسپار می‌شود. واکنش تشکیل میرمکیت و مسکویت به صورت زیر است:



میرمکیت معمولاً در دمای ۴۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد (تریب و دلموس^۴، ۱۹۹۶) و یا در دمای ۵۰۰ تا ۶۷۰ درجه سانتیگراد (ویرث و وول^۵، ۱۹۸۷) تشکیل می‌شود. بر اساس محدوده‌های دمایی اشاره شده، می‌توان استنباط نمود میرمکیت‌زایی همراه با دگرشکلی در دماهای متوسط تا بالا صورت

1 -Tsurumi

2 - Becke

3 - Ree

4 - Tribe and D, Lemos

5 -Wirth and Voll

گرفته است. محدوده دماهایی بدست آمده از مطالعات دما- فشارسنجی در سنگ‌های گنیسی، با محدوده‌های دمایی شکل‌گیری میرمکیت در این سنگ‌ها مطابقت دارد.

عوامل مختلفی در شکل‌گیری بافت میرمکیتی در سنگ‌ها دخالت دارند که مهم‌ترین آنها به اعتقاد یوگوچی و نیشیاما^۱ (۲۰۰۸) عبارتند از: (۱) تبلور همزمان کوارتز و پلاژیوکلاز از یک مذاب، (۲) جایگزینی ساب سالدوس فلدسپار پتاسیم توسط پلاژیوکلاز، (۳) جایگزینی متاسوماتیکی پلاژیوکلاز توسط فلدسپار پتاسیم، (۴) مشارکت کوارتز در حال تبلور مجدد، در آلبیت در حال رشد جدا شده از فلدسپار پتاسیم، (۵) دگرشکلی و (۶) ترکیبی از تمامی این فرایندها (قاسمی، ۱۳۹۴). بر اساس مطالعات پتروگرافی در سنگ‌های گرانیته مورد مطالعه، می‌توان استنباط نمود دو عامل جایگزینی ساب سالدوس فلدسپار توسط پلاژیوکلاز از طریق سیالات سدیم دار و فرایند دگرشکلی در ایجاد بافت میرمکیتی در سنگ‌های منطقه نقش بارزتری داشته‌اند. شواهد پتروگرافی نشان می‌دهند، سنگ‌های گنیسی مورد مطالعه متحمل فرایندهای دگرشکلی شده‌اند. لذا به نظر می‌رسد، فرایند دگرشکلی مؤثرترین عامل در ایجاد بافت میرمکیت در این سنگ‌ها باشد.

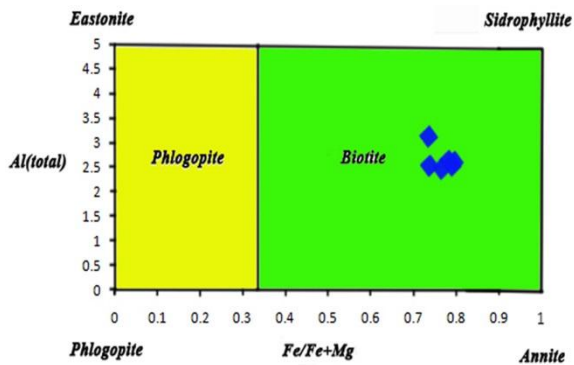
۳-۲-۲-۱- نتایج تجزیه نقطه‌ای در گنیس‌ها

به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده گنیس‌ها، ۲ نمونه از گنیس‌ها مورد آنالیز قرار گرفت. به جهت اهمیت وجود گارنت برای تخمین و محاسبه شرایط دما و فشار و همچنین بررسی تحولات دگرگونی، گارنت گنیس‌ها جهت تجزیه نقطه‌ای انتخاب شدند. براساس نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای و براساس رده‌بندی دیبر و همکاران (۱۹۹۲) ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده آلبیت، الیگوکلاز و آندزین بوده و فلدسپار پتاسیم نیز از نوع ارتوزکلاز می‌باشد (جدول ۳-۱) (شکل ۳-۸-الف). ترکیب بیوتیت‌ها نیز در نمودار رده‌بندی دیبر و همکاران (۱۹۹۲) در محدوده ترکیبی بین آنیت و سیدروفیلیت قرار گرفته (جدول ۳-۲) (شکل ۳-۸-ب) و نسبت به میکاشیست‌ها از منیزیم کمتری برخوردار هستند. ترکیب شیمیایی کلریت‌ها نیز در نمودار رده‌بندی دیبر و همکاران (۱۹۹۲) در

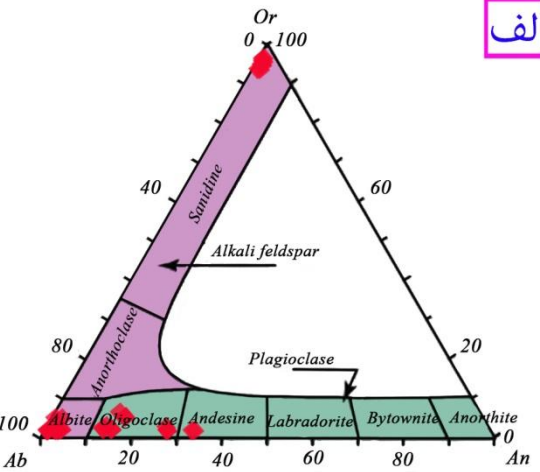
جدول ۳-۵- نتایج تجزیه نقطه‌ای دو بلور گارنت در یک پروفیل عرضی کامل در گنیس‌ها.

نام کانی	گارنت الف شکل ۳-۹										گارنت ب شکل ۳-۹						
	21-1-1	21-1-2	21-1-3	21-1-4	21-1-5	21-1-6	21-1-7	21-1-8	21-1-9	21-1-10	21-2-1	21-2-3	21-2-4	21-2-5	21-2-6	21-2-7	21-2-8
SiO ₂	37.6	37.5	38.3	38.1	37.9	37.4	37.4	37.3	37.9	37.7	39.3	38.1	37.8	37.2	37.4	37.9	38.0
TiO ₂	0.2	0.1	0.2	0.3	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1
Al ₂ O ₃	21.2	20.9	20.5	21.5	21.0	20.6	21.0	21.0	20.9	20.9	21.5	20.8	20.7	20.6	20.4	20.4	20.9
FeO	18.9	19.6	19.4	19.3	19.0	18.4	19.6	18.8	18.7	18.8	19.6	19.6	19.3	19.5	19.2	19.7	19.7
MnO	9.1	9.4	9.3	9.3	9.5	8.8	9.1	9.0	8.5	8.3	6.9	7.2	7.5	8.0	7.8	7.0	7.0
MgO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
CaO	13.5	12.9	13.1	13.6	13.4	13.8	13.2	13.6	14.2	14.2	14.2	14.5	14.5	13.8	14.5	15.0	15.1
No. of oxygens Total	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
	100.6	100.7	101.1	102.3	101.2	99.4	100.7	100.2	100.6	100.1	101.7	100.4	100.2	99.4	99.6	100.3	101.2
Si	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0
Al iv	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al vi	2.0	1.9	1.9	2.0	1.9	2.0	1.9	2.0	2.0	2.0	2.0	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe ³⁺	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0
Fe ²⁺	1.2	1.3	1.2	1.2	1.2	1.2	1.3	1.2	1.2	1.2	1.3	1.3	1.2	1.3	1.2	1.2	1.3
Mn	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Mg	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca	1.2	1.1	1.1	1.1	1.1	1.2	1.1	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.3	1.3
Almandine	40.5	41.1	40.0	40.3	39.9	39.4	40.8	39.7	39.6	40.3	43.8	41.5	40.6	41.0	39.9	40.4	40.8
Andradite	1.0	2.1	2.3	1.1	2.0	1.6	2.2	1.7	1.6	1.4	0.0	1.5	2.0	2.5	2.9	3.2	2.4
Grossular	37.5	34.7	35.6	37.2	36.0	38.3	35.7	37.5	38.9	39.0	40.1	40.1	39.5	37.4	38.8	39.9	40.3
Pyrope	0.6	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.9	0.8	0.8	0.6	0.7	0.7	0.9	0.8	0.8	0.7	0.7
Spessartine	20.4	21.3	21.3	20.6	21.4	20.0	20.5	20.3	19.2	18.6	15.3	16.2	16.9	18.3	17.7	15.8	15.7

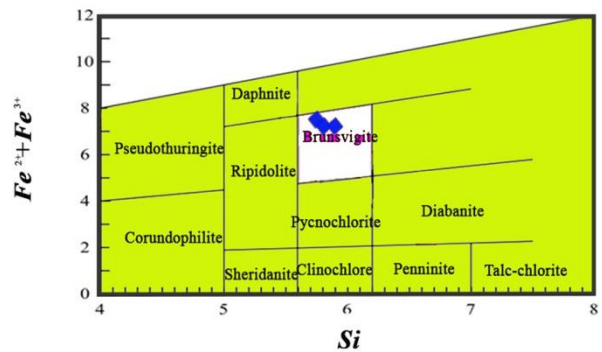
ب



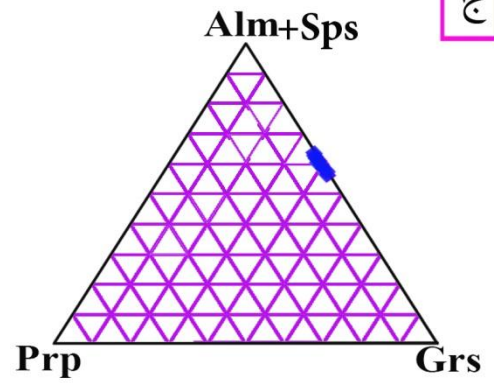
الف



د



ج

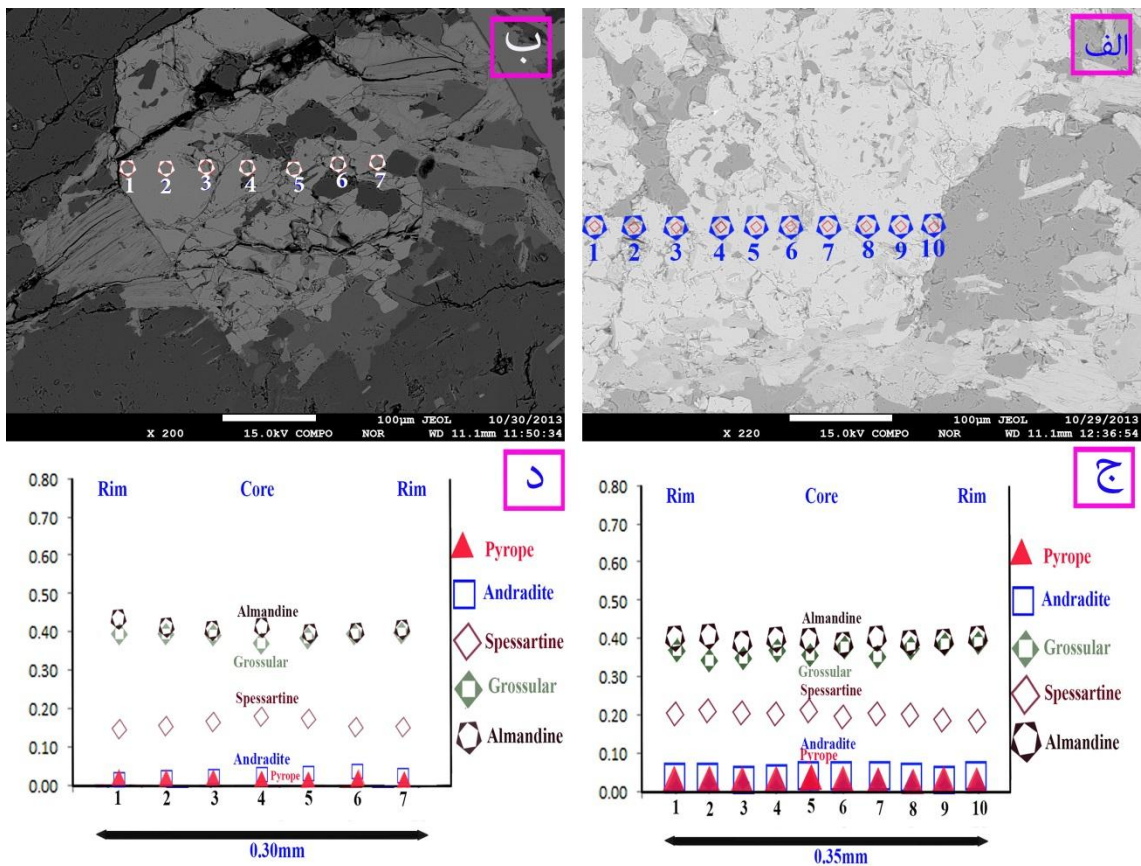


شکل ۳-۸- ترکیب شیمیایی فلدسپارها، بیوتیتها، گارنتها و کلریت‌های گارنت‌گنیس‌ها. الف و ب- به ترتیب ترکیب شیمیایی فلدسپارها و بیوتیت‌ها بر اساس تقسیم‌بندی دبیر و همکاران (۱۹۹۲). ج- ترکیب شیمیایی گارنت‌ها د- ترکیب شیمیایی کلریت‌ها که در محدوده برونسویجایت قرار گرفته‌اند.

محدوده برونسویجایت^۱ قرار می‌گیرد (شکل ۳-۸- د). اپیدوت‌ها نیز بر خلاف رنگ تداخلی زرد تا آبی آنها، زوئیزیت و کلینوزوئیزیت نبوده بلکه اپیدوت هستند. ترکیب شیمیایی گارنت‌ها بصورت (جدول ۳-۵) (Alm 39- 43%, Grs 35- 42%, Sps 15-21 %, Adr 1- 3% Prp 01%) می‌باشد. نمودار سه‌تایی طبقه‌بندی گارنت‌ها نشان می‌دهد گارنت‌های آنالیز شده همگی ترکیب آلماندین- گروسولاردارند (شکل ۳-۸- ج). به منظور تفکیک آهن موجود در سیلیکات‌های فرومنیزین و اکسیدها از روش دروپ (۱۹۸۷) استفاده شده است.

1- Brunsvigite

به طور کلی، فرایندهای رشد بلوری و سیالات دگرگونی در چگونگی توزیع عناصر از هسته به حاشیه گارنت نقش داشته و سبب منطقه بندی در بلورهای گارنت می گردند (مسعودی و همکاران، ۲۰۰۶). معمولاً نحوه توزیع عناصر در محلول جامد اعضاء نهایی گارنت، تغییرات دما و فشار را در خلال دگرگونی پیشرونده ثبت می کنند (اسپیر و همکاران، ۱۹۸۴؛ اسپیر و پیکاک، ۱۹۸۹). به علاوه



شکل ۳-۹- الف و ب- تصاویر BSE از دو بلور گارنت به همراه موقعیت و شماره نقاطی که مورد تجزیه نقطه‌ای واقع شده‌اند. ج و د - به ترتیب تغییرات ترکیب شیمیایی گارنت‌های تصاویر الف و ب (در یک پروفیل عرضی کامل) نشان داده شده است.

مطالعه منطقه‌بندی بلورهای گارنت در تعیین آهنگ سرد شدن در حین دگرگونی‌های برگشتی نیز کاربرد دارد (چن^۱ و همکاران، ۱۹۸۸). توزیع عناصر Ca, Mg, Mn و Fe در پورفایروبلست‌های گارنت به درجه دگرگونی، آهنگ سرد شدن و گرم شدن، ماهیت سیالات دگرگونی و ترکیب سنگ والد بستگی دارد. به طور کلی رشد منطقه‌بندی در گارنت با هسته‌های غنی از Mn و مقادیر بالای Fe و Mg در حاشیه‌ها مشخص می‌شود (یاردلی^۲، ۱۹۷۷). معمولاً منطقه‌بندی رشد گارنت توسط فرایندهای انتشار در حین سرد شدن و دگرگونی‌های برگشتی به هم می‌ریزد (مسعودی و همکاران، ۲۰۰۶). گارنت‌ها در دگرگونی‌های پیشرونده، دردمای بالاتر از ۶۰۰ درجه سانتیگراد، بسته به مدت زمان برقراری شرایط دمایی بالا و اندازه دانه‌ها، شروع به همگن شدن می‌نمایند و تغییرات چندانی را نشان نمی‌دهند (اسپیر^۳، ۱۹۹۱). مشاهده منطقه‌بندی در حاشیه‌ها نشان می‌دهد مجموعه دچار سرد شدن سریع شده که در حین بالازدگی‌های سریع سرزمین‌های دگرگونی صورت می‌گیرد (مسعودی و همکاران، ۲۰۰۶).

به منظور بررسی نحوه توزیع عناصر در بلورهای گارنت و تحلیل تحولات دگرگونی، دو بلور گارنت در یک پروفیل عرضی کامل مورد آنالیز میکروپروب قرار گرفت ولی همانگونه که در شکل ۳-۹ مشاهده می‌گردد، به طور کلی تغییرات ترکیبی در این بلورهای گارنت زیاد نیست با این وجود در مرکز افزایش منگنز و در حواشی افزایش آهن و کلسیم مشاهده می‌شود که از شواهد دگرگونی پیشرونده است. عوامل مختلفی می‌تواند سبب یکنواختی ترکیب شیمیایی گارنت‌گرد از جمله می‌توان به تغییر در شرایط حاکم بر رشد بلورها از جمله تغییر فشار، به هم ریختن منطقه‌بندی معمولی با کاهش ناگهانی دما به دلیل بالازدگی و سرد شدن سریع سنگ‌ها، دگرگونی برگشتی و فرایندهای انتشار، اشاره کرد.

1-Chen
2-Yardley
3- Spear

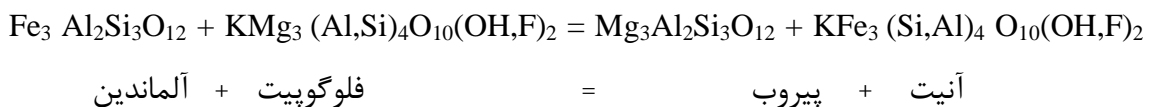
الف- دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در بیوتیت

با استفاده از روش هنری و همکاران (۲۰۰۵)، بیوتیت‌های موجود در گارنت‌گنیس‌ها، دمای بین ۵۷۶ تا ۶۰۱°C را نشان می‌دهند.

ب- دماسنجی بر اساس روش گارنت- بیوتیت

روش دماسنجی گارنت- بیوتیت در طی ۴۰ سال گذشته، با ارائه بیش از ۳۰ کالیبراسیون، در حال گسترش بوده است. شرکت‌پذیری Mg و Fe در گارنت و بیوتیت همزیست، به دمای تعادل بستگی دارد. به دلیل حضور این زوج کانی در درجات گوناگون، از تبادل Mg و Fe به عنوان یک دماسنج، در مطالعات سنگ‌شناسی استفاده شده‌است. شرایط تعادل در فشارها و دماهای مختلف، برای تبادل Mg و Fe میان گارنت و بیوتیت تحت واکنش زیر صورت می‌پذیرد:

۳-۵



با توجه به مطالعات صحرایی و با عنایت به نتایج به‌دست‌آمده از دیگر روش‌ها، از سه کالیبراسیون پیگاج^۱ (۱۹۸۲)، پرچاک و همکاران^۲ (۱۹۸۵) و ویلیامز و گرامبلینگ^۳ (۱۹۹۰) برای محاسبه دمای زوج گارنت- بیوتیت موجود در گارنت‌گنیس‌ها استفاده شده و در محدوده فشارهای بین ۴ تا ۱۲ کیلوبار دمایی بین ۵۳۱ تا ۶۰۸ درجه سانتیگراد برای گارنت‌گنیس‌ها محاسبه شده است.

ج- دما فشارسنجی گارنت- بیوتیت- پلاژیوکلاز- کوارتز

زمین‌فشارسنج‌های مختلفی برای مجموعه کانی‌های پلیتی گارنت- آلومینوسیلیکات- پلاژیوکلاز تاکنون ارائه شده‌است که از مهم‌ترین آنها می‌توان به روش GASP (فری و اسپیر^۴، ۱۹۷۸؛ هوجز^۵ و

1 - Pigage

2 - Perchuk

3 - Williams and Grambling

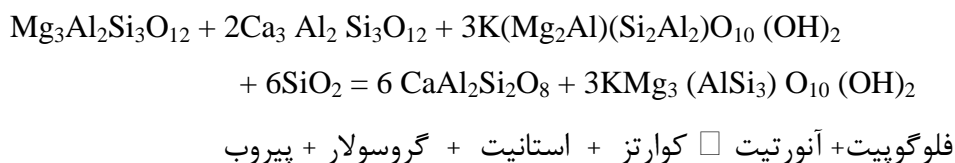
4 - Ferry and Spear

5 - Hodges and Spear

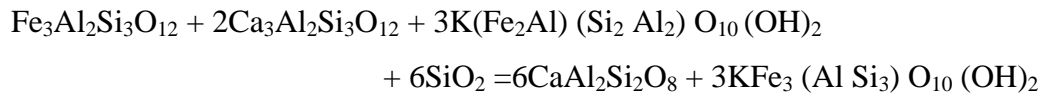
اسپیر، ۱۹۸۲) اشاره کرد. کانی‌های آلومینوسیلیکاته که به طور گسترده در این روش‌ها مورد استفاده قرار گرفته‌اند، همیشه در متاپلیت‌ها وجود ندارند. لذا فشارسنج‌های نامبرده و همچنین فشارسنج گارنت-آلومینوسیلیکات-پلاژیوکلاز-کوارتز که به طور گسترده مورد استفاده قرار می‌گیرند، کاربردی ندارند و به کارگرفتن فشارسنج‌های بدون آلومینوسیلیکات ضروری به نظر می‌رسد. لذا وو^۱ و همکاران (۲۰۰۴) فشارسنج GBPQ را برای متاپلیت‌های فاقد آلومینوسیلیکات ارائه کردند. فشارسنج GBPQ بر اساس واکنش‌های انتقالی محض (Net transfer) بین گارنت، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز (برای اعضاء نهایی Fe, Mg) در شرایط فیزیکی $P=1.0-11.4$ Kbar و $T=515-878$ C° بر اساس دماهای تعیین شده به روش گارنت-بیوتیت و فشارهای تعیین شده به روش GASP از ۲۲۴ نمونه متاپلیتی آلومینوسیلیکات‌دار جمع‌آوری شده از مطالعات مختلف کالیبره شده است. فرمول‌های فشارسنجی این روش، ابزاری کاربردی برای پلیت‌های دگرگون شده در شرایط دمایی ۵۱۵-۸۷۸ درجه سانتیگراد و فشارهای ۱-۱۱/۴ کیلو بار در طیف ترکیبی $X_{gros} > 3\%$ در گارنت، $X_{an} > 17\%$ در پلاژیوکلاز و $X_{bio}^{Al} > 3\%$ در بیوتیت می‌باشد. لذا به کار گرفتن این روش در محدوده کالیبره شده باید با احتیاط صورت گیرد. فشارسنج GBPQ برای متاپلیت‌های درجه متوسط تا بالای آلومینوسیلیکات‌دار و بدون آلومینوسیلیکات هردو کاربرد دارد.

در این روش دماسنجی بر اساس مدل تعادلی هائش^۲ (۱۹۹۰ و ۱۹۹۱)، تبادل Fe و Mg طبق واکنش‌های زیر صورت می‌گیرد:

۶-۳



1 - Wu
2- Hoisch



آنیت + آنورتیت □ کوارتز + سیدروفیلیت + گروسولار + آلماندین

از آنجا که در نمونه‌های متاپلیتی مورد مطالعه مجموعه گارنت، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز وجود دارد، لذا فشارسنجی به روش GBPQ صورت گرفته است. جهت دستیابی به این منظور داده‌های شیمی بیوتیت، پلاژیوکلاز و گارنت‌های همیافت در نمونه‌های متاپلیتی مورد مطالعه بر اساس واکنش (۵) جهت دما فشارسنجی به کار گرفته شده است. جهت تخمین دما و فشار حاکم بر دگرگونی از صفحات گسترده موجود، استفاده شده و با جایگزین کردن مقادیر اکسیدهای بدست آمده از تجزیه نقطه‌ای در آنها، محدوده‌های دما و فشار بر اساس روش گارنت-بیوتیت-پلاژیوکلاز-کوارتز (GBPQ) کالیبره شده توسط وو و همکاران (۲۰۰۴) تعیین گردید که محدوده فشاری ۹/۲ تا ۱۱/۸ کیلوبار و دمایی ۴۴۷ تا ۵۵۱°C برای گارنت‌گنیس‌ها تعیین شده است که خیلی پایین است با اینحال با توجه به شواهد پتروگرافی و مشاهدات صحرائی، به نظر می‌رسد، محدوده دماهای به دست آمده با استفاده از روش‌های دماسنجی گارنت-بیوتیت و میزان Ti بیوتیت منطقی‌تر باشد و روش GBPQ صرفاً جهت تعیین فشار مورد استفاده قرار گرفته است. محدوده دما و فشار بدست آمده، می‌تواند بیانگر شرایط رخساره آمفیبولیت برای گارنت گنیس‌ها باشد. در جدول ۳-۶ خلاصه نتایج ترموبارومتري انجام شده در گارنت گنیس‌ها آورده شده است. نتایج بدست همانند میکاشیست‌ها با شرایط رخساره آمفیبولیت مطابقت دارد.

جدول ۳-۶- خلاصه نتایج ترمو بارومتری انجام شده بر روی گارنت گنیس‌ها.

Method	Biotite(Ti) (Henry, 2005)	Garnet-Biotite (Pigage, 1982; Perchuk et al., 1986; Williams & Grambling)	Garnet- Biotite -Plagioclase- Quartz (Wu et al., 2004)
T(°C)	576-601	531-608	447-551
P(Kb)	-	-	9.2-11.8

۳-۲-۲-۴- میگماتیت‌ها

میگماتیت‌ها، سنگ‌های دانه‌درشتی بوده که کانی‌های روشن آنها شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز هستند و کانی‌های تیره شامل بیوتیت و آمفیبول می‌باشند (شکل ۳-۱۰-الف). بافت غالب آنها گرانوفیری، گرانوبلاستی، لپیدو بلاستی، پورفیروکلاستی و میلونیتی است (شکل ۳-۱۰-الف تا ه). پلاژیوکلازها با اندازه حدود ۲ میلیمتر، بیش از ۳۰ درصد از حجم این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. این بلورها اکثراً به اپیدوت، سرسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. فلدسپار پتاسیم با اندازه حدود ۱ میلیمتر، حدود ۱۵ درصد از حجم این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده و عمدتاً به سرسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده است (شکل ۳-۱۰-الف). کوارتز با اندازه حدود ۲ میلیمتر تا حدود ۴۰ درصد از حجم این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. کوارتز با فلدسپار پتاسیم هم‌رشدی داشته و بافت‌های گرانوفیری را پدید آورده است (شکل ۳-۱۰-د و ه). بافت‌های گرانوفیری از تبلور همزمان

کوارتز و فلدسپار از یک مذاب پدید می‌آیند (بست^۱، ۲۰۰۳). آمفیبول با اندازه حدود یک تا دو میلیمتر، بعضا به بیوتیت، کلریت و اپیدوت تبدیل شده است. بیوتیت با اندازه حدود نیم تا یک میلیمتر، حدود ۵ درصد از حجم این سنگ‌ها را تشکیل داده و اغلب به کلریت، اسفن و کانی‌های اپک تبدیل شده است. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، آلانیت (شکل ۳-۱۰-۵) و زیرکن می‌باشند. همانطور که در بخش زمین شناسی صحرایی توضیح داده شد، در این میگماتیت‌ها، بخش نئوسوم حاصل از ذوب در مقیاس ماکروسکوپی از پالئوسوم جدا نشده است لیکن در مقیاس میکروسکوپی لخته‌ها و آنکلاوهای میکاشیستی و یا آمفیبول میکاشیستی با اندازه حدود نیم سانتیمتر مشاهده می‌گردد. این لخته‌ها در واقع بخش دگرگونی این میگماتیت‌ها بوده و مابقی نئوسوم می‌باشند. لوکوسوم-ها شامل قسمت‌های گرانوفیری است که هنوز از بخش‌های دگرگونی جدا و مهاجرت نکرده‌اند. بیوتیت و آمفیبول‌ها را نیز میتوان ملانوسوم‌های تفکیک نشده در نظر گرفت.

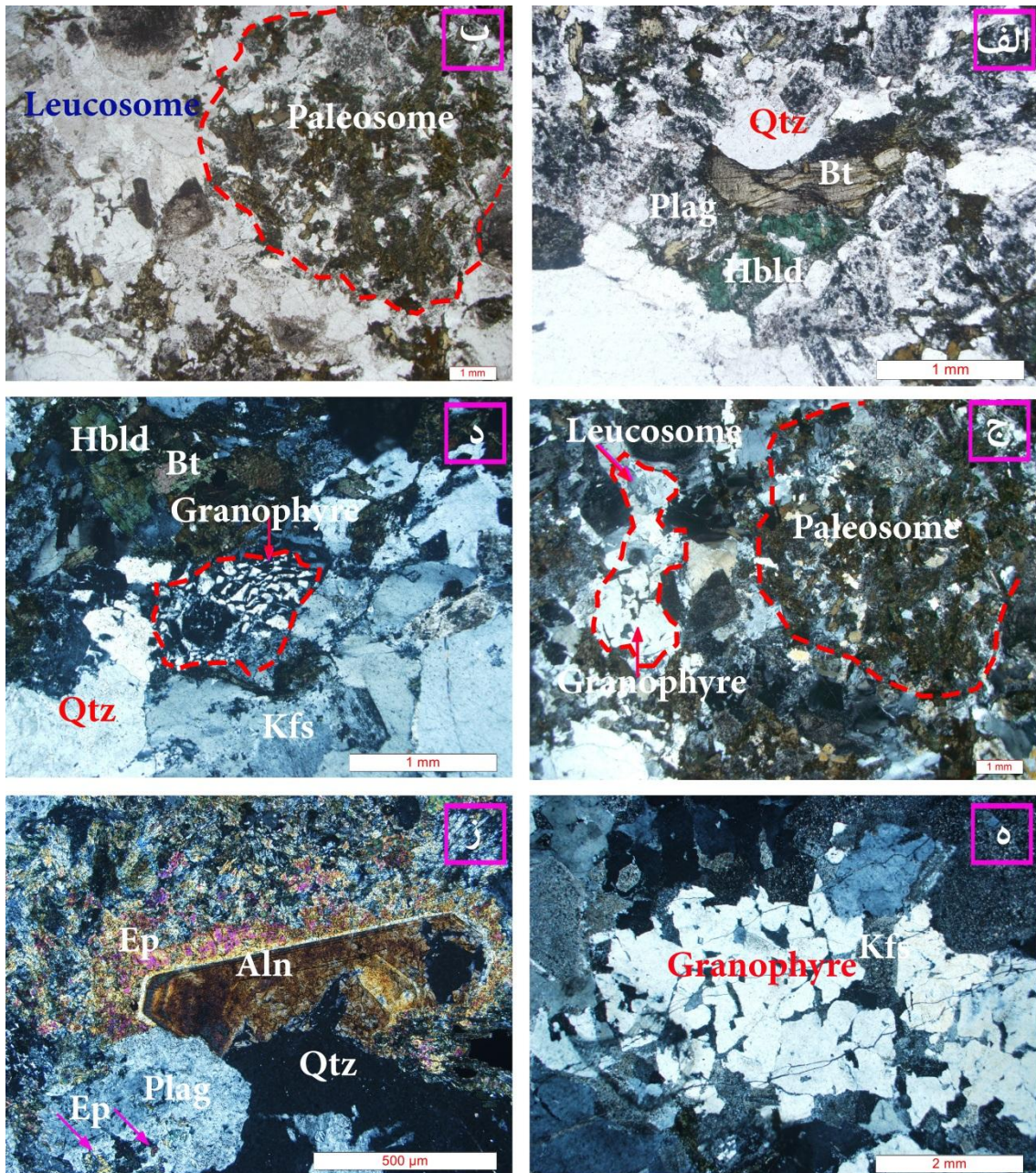
همانند دیگر سنگ‌های دگرگونی میزبان توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه، میگماتیت‌ها نیز در بعضی جاها در نتیجه عملکرد زون‌های برش، میلونیتی شده و ریزساخت‌های از قبیل اشکال سیگما، دلتا، نوارهای برشی S-C و ... در آنها تشکیل شده است. از جمله ریزساخت‌هایی که در زون‌های برش در میگماتیت‌ها مشاهده گردید، پورفیروکلاست‌های پوششی فلدسپار است (شکل ۳-۱۱-ج تا ه). به طور کلی فلدسپارها بر خلاف کوارتز در مقابل تنش تحمیل شده بر آنها، مقاومت بیشتری نشان می‌دهند و در دماهای بالاتر از ۴۵۰ درجه سانتیگراد متحمل تبلور دوباره می‌شوند (فیتز جرال و اشتونیتز^۲، ۱۹۹۳؛ تولیس^۳، ۱۹۸۳). انواع دگرشکلی‌های شکننده و شکل‌پذیر در پلاژیوکلازهای موجود در

سنگ‌های گنیسی و گرانیتی مشاهده می‌شود. این سنگ‌ها بسته به میزان کرنش حاکم بر محیط تشکیل آنها و عمق قرارگیری متحمل انواع دگرشکلی‌های شکننده، شکل‌پذیر و یا هر دو شده‌اند. شواهد دگرشکلی شکننده عبارتند از: شکستگی بلورها و جابجایی قطعات حاصل از شکستگی و شواهد

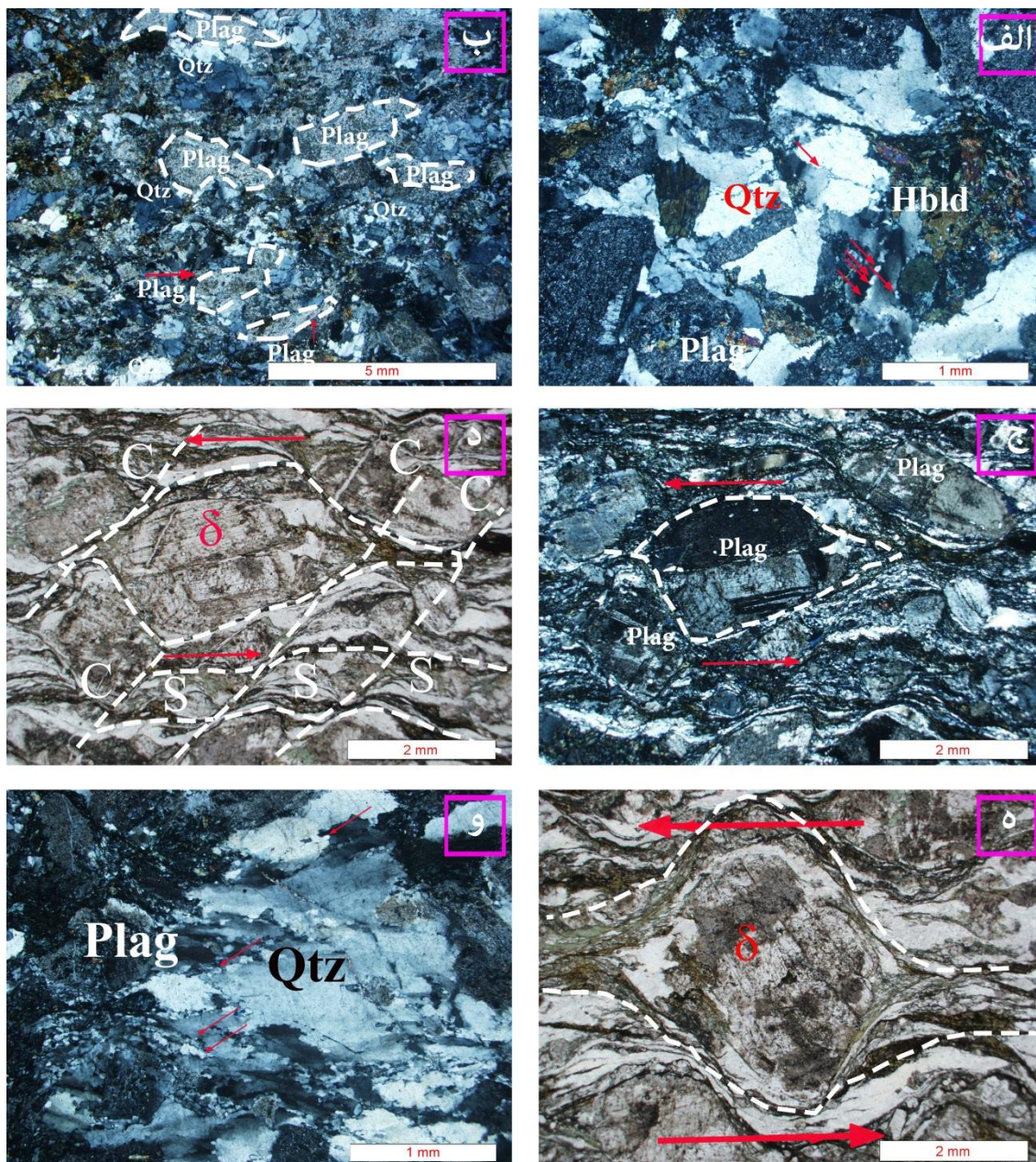
1 -Best

2 -Fitz Gerald and Stüntz

3 -Tullis



شکل ۳-۱۰- چندتصویر میکروسکوپی از میگماتیت‌ها. الف- بافت گرانوبلاستی و کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده میگماتیت‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول (در نور PPL). ب و ج- لخته و یا آنکلاوهای میکاشیستی پالئوسوم همراه با لوکوسوم و بافت‌های گرانوفیری (به ترتیب در نور PPL و XPL). د و ه- بافت‌های گرانوفیری با بزرگنمایی بزرگتر همراه با فلدسپار پتاسیم (در نور XPL). ز- آلانیت خودشکل در میان دانه‌های اپیدوت حاصل از دگرسانی پلاژیوکلاز (در نور XPL).



شکل ۳-۱۱- تصاویر میکروسکوپی میگماتیت‌های میلونیتی. الف تا ج- افزایش تدریجی دگرشکلی از شکل الف تا ج بطوریکه در شکل الف آثار دگرشکلی به صورت خاموشی موجی و حاشیه مضرس در دانه‌های کوارتز (تبلور مجدد دینامیکی از نوع برآمدگی مرز دانه‌ای) مشاهده می‌گردد و در شکل ب- به صورت کشیدگی پلاژیوکلاز و کوارتز مشاهده شده و در شکل ج- ریزساخت‌های دلتا، نوارهای برشی S-C و دانه‌های درشت کوارتز که به دانه‌های ریزتر تبلور مجدد کامل یافته‌اند، مشاهده می‌گردد. این سنگ را میتوان پروتومیلونیت نامید (در نور XPL). د و ه- پورفیروکلاست پوششی دلتا همراه با سوی برش چپگرد (در نور PPL). ج- بلور درشتی از کوارتز که از حاشیه‌ها، دچار تبلور مجدد دینامیکی از نوع برآمدگی مرز دانه‌ای شده‌است (در نور XPL).

دگرشکلی شکل پذیر در پلاژیوکلازها شامل خمیدگی ماکل‌ها، پیچ‌خوردگی^۱ ماکل‌ها و ماکل‌هایی که از حالت اولیه خارج شده‌اند (ماکل مکانیکی) هستند. در پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپارهایی که متحمل دگرشکلی شکننده شده‌اند، قطعات حاصل از شکستگی بلورها در عرض بلور به صورت پلکانی جابجا شده‌اند. در شرایطی که رفتار فلدسپارهای شکننده باشد، معرف شرایط دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت زیرین و حداکثر دمای ۵۰۰ درجه سانتیگراد می‌باشد (وول^۲، ۱۹۷۶؛ تولیس، ۱۹۸۳؛ سیمپسون^۳، ۱۹۸۵). بلورهای پلاژیوکلاز، شواهد دگرشکلی شکل‌پذیر را به صورت خمیدگی، پیچ و تاب‌خوردگی (Kinking) و ماکل‌های مکانیکی نشان می‌دهند.

در میگماتیت‌ها، برگوارگی در اطراف پورفیروکلاست‌های پوششی فلدسپار از نوع دلتا چرخیده و نوارهای برشی S-C ایجاد کرده است. در دو سوی این پورفیروکلاست‌ها (در محل‌های تحت کشش که سایه فشاری نامیده می‌شوند)، نیز کوارتزهای ریزدانه مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۱-ج تا ه). در واقع پلاژیوکلازها در بخش‌های عمیق‌تر رفتاری شکل‌پذیر و خمیری از خود نشان داده و به صورت عدسی شکل در آمده‌اند. این رفتار بر بالا بودن دما در زونهای برشی دلالت دارد و نشان می‌دهد که حداقل دمای حاکم بر دگرشکلی ۴۰۰ درجه سانتیگراد بوده است (پاشیر و ترو، ۱۹۹۶). در مجموع با توجه به تبلور مجدد دینامیکی از نوع برآمدگی مرز دانه‌ای در کوارتزها که در محدوده دمایی ۲۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد صورت می‌پذیرد و پیدایش پورفیروکلاست‌های پوششی فلدسپار از نوع دلتا که در محدوده دمایی بیش از ۴۰۰ درجه سانتیگراد رخ می‌دهد، می‌توان نتیجه‌گیری کرد که میلونیتی شدن میگماتیت‌ها احتمالاً در دمای بین ۴۰۰ تا ۵۵۰ درجه سانتیگراد رخ داده است.

۳-۲-۴-۱- نتایج تجزیه نقطه‌ای در میگماتیت‌ها

به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده میگماتیت‌ها، ۲ نمونه از آنها مورد آنالیز قرار گرفت. براساس نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای و براساس رده‌بندی دیبر و همکاران (۱۹۹۲)

1 -Kinking

2 -Voll

3 -Simpson

ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده آلبیت، الیگوکلاز و آندزین بوده و فلدسپار پتاسیم نیز عمدتاً از نوع ارتوزکلاز می‌باشد (جدول ۳-۱) (شکل ۳-۱۲-الف). ترکیب بیوتیت‌ها نیز در نمودار رده‌بندی دیپیر و همکاران (۱۹۹۲) در محدوده ترکیبی بین آنیت و سیدروفیلیت قرار گرفته (جدول ۳-۲) (شکل ۳-۱۲-ب) و نسبت به میکاشیست‌ها از منیزیم کمتری برخوردار هستند. براساس رده بندی لیک و همکاران (۱۹۹۷) ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها در محدوده فروهورنبلند، فروهورنبلند-اکتینولیت و اکتینولیت قرار می‌گیرند (جدول ۳-۳) (شکل ۳-۱۲-ج). ترکیب شیمیایی کلریت‌ها نیز در نمودار رده-بندی دیپیر و همکاران (۱۹۹۲) در محدوده ریپیدولیت^۱، پینوکلریت^۲ و دیابانتیت^۳ قرار می‌گیرد (شکل ۳-۱۲-د).

الف- دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در بیوتیت

با استفاده از روش هنری و همکاران (۲۰۰۵)، بیوتیت‌های موجود در میگماتیت‌ها، دمای بین ۵۹۵ تا ۶۳۳°C را نشان می‌دهند. بنابراین احتمالاً میگماتیت مورد مطالعه شرایط رخساره آمفیبولیت بالایی را نشان می‌دهند.

ب- دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در هورنبلند

بر اساس روش اوتن (۱۹۸۴)، هورنبلندهای موجود در میگماتیت‌ها نیز دمای بین ۶۱۷ تا ۷۰۴°C را نشان می‌دهند و معرف شرایط رخساره آمفیبولیت بالایی و آغاز ذوب هستند.

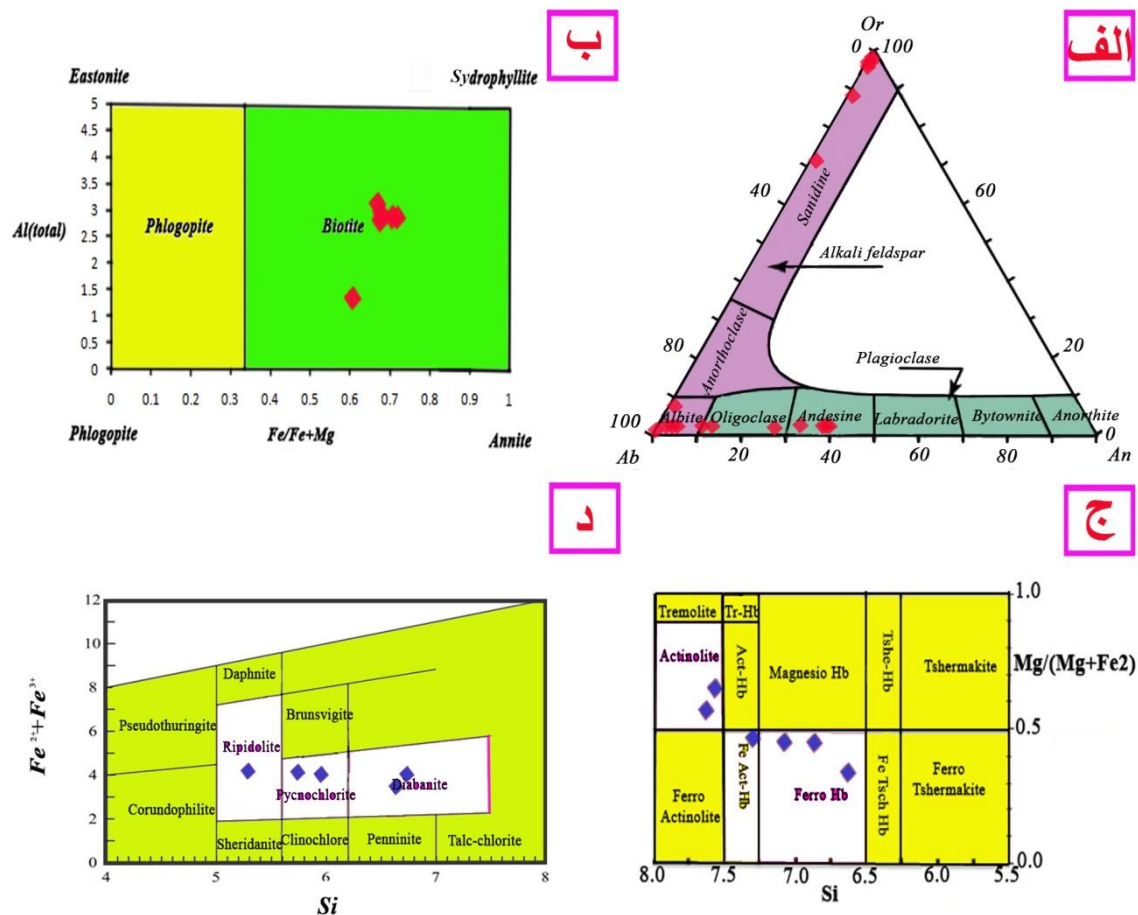
ج- دما و فشارسنجی به روش زوج هورنبلند- پلاژیوکلاز

با استفاده از روش دما و فشار سنجی آندرسون (۱۹۹۶)، زوج‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز در میگماتیت‌ها به ترتیب دماهای بین ۶۳۹ تا ۷۰۷°C و فشارهای بین ۳/۹ تا ۹/۲ کیلوبار (با میانگین ۶/۵ کیلوبار) را نشان می‌دهند که تقریباً با دماهای بدست آمده از دو روش قبلی شباهت داشته

1 -Ripidolite
2 -Pycnochlorite
3 -Diabantite

(جدول ۳-۷) و احتمالاً حاکی از وجود شرایط رخساره آمفیبولیت بالایی و آغاز ذوب در میگماتیت‌ها

بوده و با شواهد صحرایی و بررسی‌های پتروگرافی نیز مطابقت دارد.



شکل ۳-۱۲- ترکیب شیمیایی فلدسپارها، بیوتیت‌ها، آمفیبول‌ها و کلریت‌های میگماتیت‌ها. الف و ب-

به ترتیب ترکیب شیمیایی فلدسپارها و بیوتیت‌ها بر اساس تقسیم‌بندی دییر و همکاران (۱۹۹۲). ج-

ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها که براساس رده‌بندی لیک و همکاران (۱۹۹۷) در محدوده فروهورنبلند،

فروهورنبلند- اکتینولیت و اکتینولیت قرار می‌گیرند. د- ترکیب شیمیایی کلریت‌ها که بر اساس

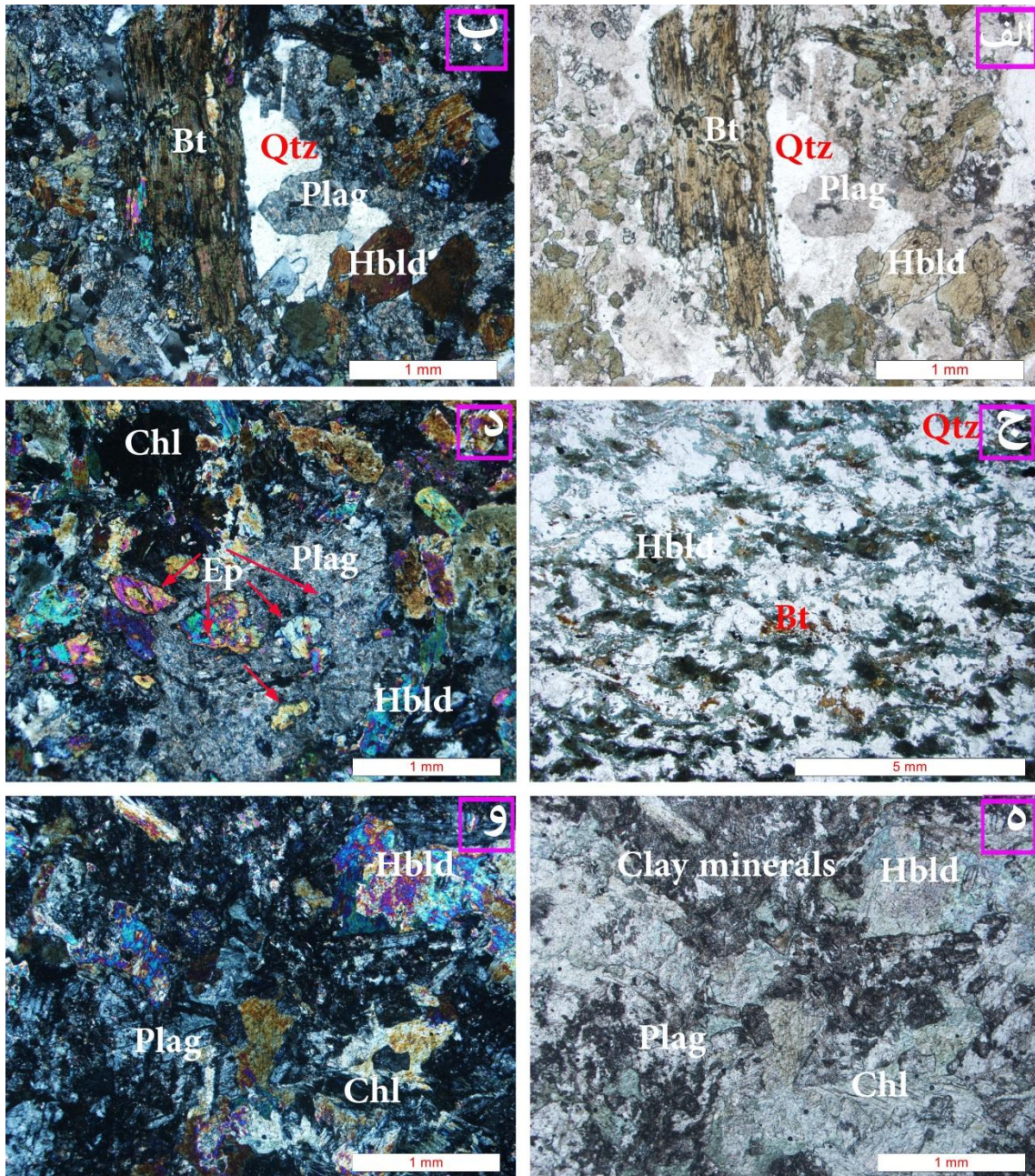
تقسیم‌بندی دییر و همکاران (۱۹۹۲) در محدوده ریپیدولیت، پینوکلریت و دیابانتیت قرار می‌گیرند.

جدول ۳-۷- خلاصه نتایج ترمو بارومتری انجام شده بر روی میگماتیت‌ها

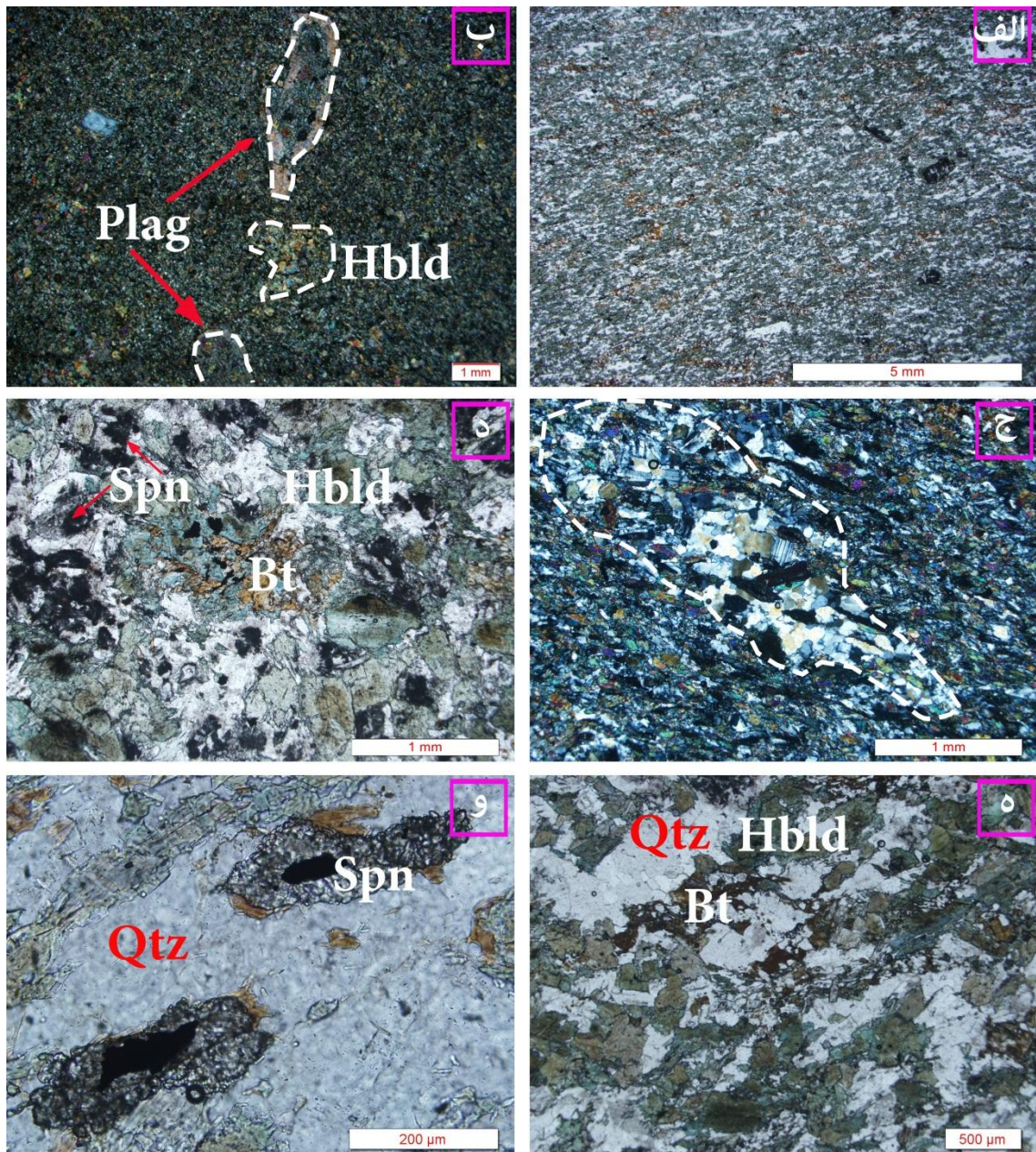
Method	Biotite (Ti) (Henry, 2005)	Hornblende (Ti) (Otten, 1994)	Plagioclase- hornblende thermobarometry (Anderson, 1996)
T(°C)	595-633	617-704	639-707
P(Kb)	-	-	3.9-9.2

۳-۲-۳- متابازیت‌ها

متابازیت‌ها، سنگ‌های دانه‌متوسط تا دانه‌ریز بوده و عمدتاً از هورنبلند و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده متابازیت‌ها شامل هورنبلند، پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت می‌باشند (شکل ۳-۱۳). بافت آنها عمدتاً پورفیروبلاستی، گرانوبلاستی، نماتوبلاستی و میلونیتی است (شکل ۳-۱۳). ۱۳، ۱۴ و ۱۵). متابازیت‌ها با دو اندازه متوسط و ریزدانه مشاهده می‌شوند. شدت برگوارگی در متابازیت‌های دانه ریز بیشتر است. در متابازیت‌های دانه متوسط پلاژیوکلاز با اندازه حدود ۰/۵ تا ۱ میلیمتر، حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد از حجم این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۳-۱۳-الف). تقریباً اکثر پلاژیوکلازها به سریسیت، کانی‌های رسی و اپیدوت دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۱۳-ب و ۵). اندازه برخی از بلورهای اپیدوت به حدود ۰/۵ تا ۱ میلیمتر نیز می‌رسد که احتمالاً رشد آنها در ارتباط با فرآیندهای دگرگونی یا گرم‌شدن مجدد در زمان جایگزینی دایک‌های ژوراسیک میانی است. با اینحال پلاژیوکلازهای ریز با اندازه کمتر از ۱/۰ میلیمتر نسبتاً سالم هستند. هورنبلند با اندازه حدود ۰/۵ تا ۱ میلیمتر، حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد از حجم آنها را تشکیل می‌دهد. در بعضی موارد، هورنبلندها به اپیدوت، بیوتیت و کلریت تبدیل شده‌اند. بیوتیت با اندازه حدود ۱ تا ۲ میلیمتر، حدود ۵ درصد از حجم سنگ را تشکیل داده و اکثراً به کلریت، اسفن و کانی‌های اپیک تبدیل شده است. کوارتز با



شکل ۳-۱۳- تصاویر میکروسکوپی متابازیت‌های دانه متوسط. الف و ب - بافت گرانوبلاستی و پورفایروبلاستی همراه با کانی‌های اصلی تشکیل دهنده متابازیت‌ها شامل هورنبلند، پلاژیوکلاز، بیوتیت و کوارتز (به ترتیب در نور PPL و XPL). ج- متابازیت دارای برگوارگی (در نور PPL). د- دگرسانی شدید پلاژیوکلاز و تبدیل آن به اپیدوت و سریسیت (در نور XPL). ه و و- یک نمونه متابازیت حاوی هورنبلند، پلاژیوکلاز و کلریت (در نور PPL و XPL).



شکل ۳-۱۴- تصاویر میکروسکوپی متابازیت‌های دانه‌ریز. الف و ب- به ترتیب متابازیت تا حدودی جهت‌یافته (در نور PPL) و متابازیت با پورفایروبلاست‌های پلاژیوکلاز (دگرسان شده) و هورنبلند (حاصل از دگرسانی پیروکسن) (در نور XPL). ج- تفریق دگرگونی لایه‌های کوارتز و فلدسپاری در متابازیت‌ها (در نور XPL) که معرف میگماتیت‌زایی در متابازیت‌ها است. د تا و- تصاویر با بزرگنمایی بزرگتر از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده، شامل هورنبلند، پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت همراه با اسفن (در نور PPL). در شکل د- دو کانی اسفن با هسته کانی اپک نشان داده شده است. به احتمال زیاد اسفن‌های نشان داده شده در این شکل ثانویه هستند و حاصل دگرسانی کانی‌های اپک می‌باشند. حاشیه خورده شده و مژرس کانی‌های اپک موید این امر است.

اندازه حدود یک میلیمتر، بعضاً تا ۱۰ درصد از حجم اکثر متابازیت‌ها را تشکیل می‌دهد (شکل ۳-۱۳-ب و ج) با اینحال در برخی از متابازیت‌ها، کوارتز وجود ندارد (شکل ۳-۱۳-و). کلینوپیروکسن به ندرت مشاهده می‌شود و اکثریت قریب به اتفاق آنها به هورنبلند تبدیل شده‌اند. اسفن‌های اولیه با اندازه حدود ۰/۲ تا ۰/۵ میلیمتر از جمله کانی‌های فرعی می‌باشند (شکل ۳-۱۳-د) و در بعضی موارد اسفن‌ها در اطراف هسته ای از کانی‌های اپک، بصورت یک حاشیه واکنشی مشاهده می‌گردد که احتمالاً ناشی از عملکرد سیالات حاوی سیلیس و کلسیم بر کانی‌های اپک موجود می‌باشد (شکل ۳-۱۴-و). زیرکن، روتیل، آپاتیت، و کانی‌های اپک از دیگر کانی‌های فرعی هستند. در کانی‌های ثانویه شامل کلریت، بیوتیت، اپیدوت، اسفن و سربیسیت می‌باشند مطالعات پتروگرافی و بررسی تغییر و تحولات کانی‌شناسی در سنگ‌های متابازیتی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در طی دگرگونی پیشرونده در شرایط رخساره‌های شیب‌سبز تا آمفیبولیت بالایی دگرگون شده‌اند. البته شدت دگرگونی در آنها متفاوت بوده بطوریکه در متابازیت‌های دانه درشت‌تر، هنوز ویژگی‌های سنگ‌مادر آذرین قابل مشاهده بوده و کمتر جهت‌یافتگی نشان می‌دهند (شکل ۳-۱۳-ج). با اینحال در متابازیت‌های دانه‌ریز جهت‌یافتگی مشخص‌تر است (شکل ۳-۱۴-الف، ج، ه و و). براساس ویژگی‌های صحرایی و پتروگرافی این سنگ‌ها، دارای منشا آذرین بوده و دارای ترکیب سنگ‌شناسی معادل بازالت و یا معادل‌های درونی آنها یعنی گابرو هستند. در بعضی از متابازیت‌های دانه‌ریز، بقایای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن سنگ مادر بازالتی بصورت پورفیروبلاست مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۴-ب). حضور آمفیبول در این سنگ‌ها احتمالاً مبین دگرگون شدن آنها و تبدیل اوزیت به آمفیبول می‌باشد. آگیری کانی‌های مافیک و گاه سیلیس‌زایی دلالت بر شکل‌گیری این متابازیت‌ها از طریق واکنش‌های آگیری در سنگ‌های آذرین مافیک اولیه دارد. در واقع مجموعه پیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های آذرین مافیک اولیه (بصورت دایک و یا توده‌های کوچک بازیک)، در طی واکنش آگیری به مجموعه آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ‌های متابازیتی تبدیل شده است. به اعتقاد بوخر و گریپ^۱ (۲۰۱۱) به

1 - Bucher and Grapes

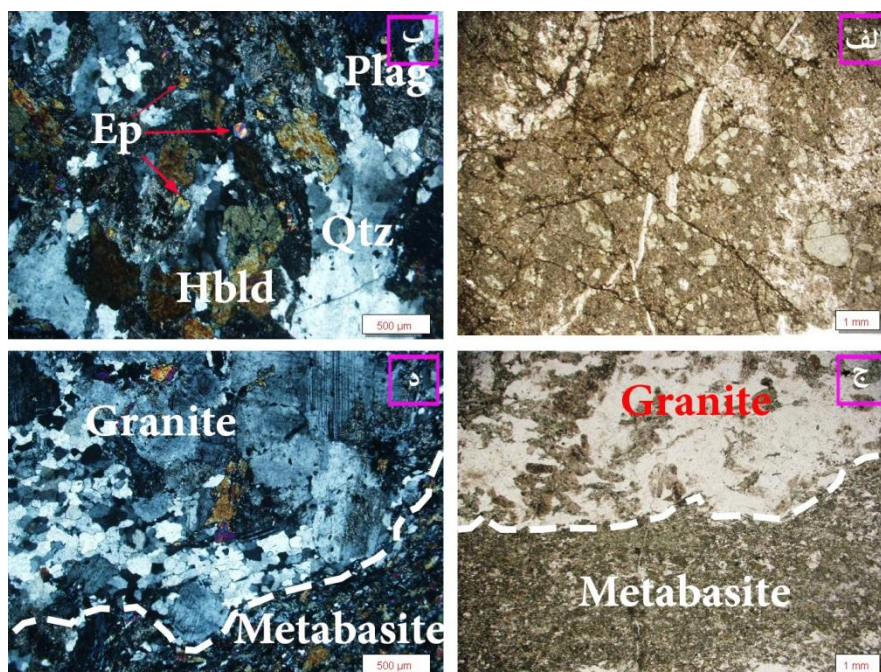
طور کلی ۹۰ تا ۹۵ درصد سنگ‌های آذرین مافیک از پلاژیوکلاز و پیروکسن‌اوزیتی تشکیل شده‌اند. واکنش آگیری پیروکسن با آزاد شدن مقداری سیلیس اضافی از ساختار پیروکسن همراه است که غالباً بصورت کوارتز در متابازیت‌ها مشاهده می‌شود. به علاوه این سنگ‌ها ممکن است حاوی سایر کانی‌های بدون آب از جمله ارتوپروکسن، الیوین، مگنتیت، ایلمنیت، گارنت و غیره نیز باشند. در نهایت ترکیب شیمیایی پیچیده این سنگ‌ها در حین دگرگونی به طیفی از کانی‌های دگرگونی جدید تبدیل می‌شود. مقدار بالای CaO سازندگان اصلی این سنگ‌ها (Cpx و Plag) به طور جداگانه در شکل‌گیری تعدادی کانی دگرگونی کلسیم‌دار مانند پرهنیت، پومپله‌ایت، تیتانیت، اپیدوت، پلاژیوکلاز، آمفیبول و گارنت مشارکت می‌نماید (بوخر و گریپ، ۲۰۱۱). از آنجا که دمای سولیدوس سنگ‌های مافیک، برابر ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد می‌باشد لذا کانی‌های آبدار از کانی‌های شاخص این سنگ‌ها نیستند و در آغاز دگرگونی بر خلاف سنگ‌های رسوبی که حداکثر میزان آب را دارند، دارای کمترین مقدار آب هستند. لذا در دگرگونی دمای پایین و با آگیری کانی‌های سازنده این سنگ‌ها، کانی‌های دگرگونی نوظهور، فازهای آبدار می‌باشند. به همین دلیل دسترسی به آب در آغاز دگرگونی برای این سنگ‌ها بسیار ضروری است. تغییر و تحولات این سنگ‌ها در طی دگرگونی از طریق واکنش‌های آگیری صورت می‌گیرد (فراست و فراست^۱، ۲۰۱۴). واکنش‌های آگیری گرمازا بوده (وینتر^۲، ۲۰۰۱) و گرمای آزاد شده از واکنش دگرسانی کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز در بازالت برای ایجاد مجموعه پرهنیت، کلریت و ژئولیت، دمای سنگ را تا ۱۰۰ درجه سانتیگراد بالا می‌برد و به پیشرفت درجه دگرگونی منجر می‌شود (فری^۳، ۱۹۹۴). در مراحل اولیه دگرگونی این سنگ‌ها، پیروکسن‌ها به کلریت، آکتینولیت و پومپله‌ایت تجزیه می‌شوند. پرهنیت و پومپله‌ایت با افزایش دما به سرعت ناپایدار شده و با کانی‌های گروه اپیدوت از جمله زوئیزیت و کلینوزوئیزیت جانشین می‌شوند (بوخر و گریپ، ۲۰۱۱).

1 -Frost and Frost

2 -Winter

3 - Ferry

در سنگ‌های متابازیتی، تغییرات کانی‌شناسی در آغاز دگرگونی بسیار بیشتر از متاپلیت‌ها بوده ولی در خلال دگرگونی پیشرونده با افزایش درجه دگرگونی، تغییرات بسیار اندک است (قاسمی و همکاران، ۱۳۷۸). برای مثال در شرایط رخساره شیست‌سبز، این سنگ‌ها از مجموعه آلبیت + کلریت + آکتینولیت + اپیدوت تشکیل شده‌اند. در حالیکه در شرایط رخساره آمفیبولیت، از مجموعه پلاژیوکلاز ($>An_{17}$) + هورنبلند \pm بیوتیت \pm اپیدوت تشکیل شده‌اند که آمفیبولیت نام دارد (بوخر و گریپ، ۲۰۱۱). تغییرات پیشرونده شاخص در متابازیت‌ها با تغییر ترکیب پلاژیوکلاز و آمفیبول همراه است. به طور کلی ترکیب پلاژیوکلازها از آلبیت در سنگ‌های درجه پایین تا پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر (آندزین) در درجات بالاتر تغییر می‌یابد. ترکیب آمفیبول نیز متناسب با دما و فشار از آمفیبول‌های نوع آکتینولیت در درجات پایین‌تر تا هورنبلندهای سدیم و آلومنیوم‌دار در درجات بالاتر بسته به دما و فشار تغییر می‌یابد (یاردلی، ۱۹۸۹). با افزایش دما در متابازیت‌ها، آلومینیم بیشتری در موقعیت تتراهدری آمفیبول‌ها جانشین می‌شود و موجب تغییر آکتینولیت به هورنبلند سبز می‌شود. پیدایش هورنبلند از ویژگی‌های شاخص رخساره آمفیبولیت در متابازیت‌هاست. به‌علاوه با افزایش دما در دگرگونی پیشرونده، Ca در ساختار پلاژیوکلاز پایدار شده و اپیدوت محو می‌شود (فراست و فراست، ۲۰۱۴) (شکل ۳-۱۳-ه و و). مطالعات صحرایی و پتروگرافی نشان می‌دهند، آمفیبولیت‌های منطقه مورد مطالعه متحمل دگرگونی در حد رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیبولیت شده‌اند. بر اساس مطالعات پتروگرافی این سنگ‌ها از مجموعه $Plag + Hbl + Qtz + Tt + Bi + Chl$ تشکیل شده‌اند. لذا اغلب سنگ‌های متابازیتی منطقه در حد رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. حجم اصلی سنگ‌های مافیک دگرگون شده در رخساره آمفیبولیت را پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل



شکل ۳-۱۵- الف و ب- تصاویر میکروسکوپی به ترتیب از میکرو برش متابازیتی (در نور PPL) و متابازیت‌های میلوئیتی شده (در نور XPL). ج و د- تصاویری از مرز انحدار متابازیت‌ها و گرانیت‌ها به ترتیب (در نور PPL و XPL).

می‌دهند و مقادیر کمتری از سایر سیلیکات‌ها نظیر کوارتز، اپیدوت، موسکویت، بیوتیت، تیتانیت، گارنت و کلینوپیروکسن نیز در این سنگ‌ها ممکن است یافت شود (بوخر و گریپ، ۲۰۱۱). بر اساس مطالعات پتروگرافی در برخی از آمفیبولیت‌ها، تفکیک بسیار واضحی میان بخش‌های روشن‌تر و بخش‌های تیره‌تر حاوی کانی‌های مافیک صورت گرفته‌است. مطالعات دقیق میکروسکوپی نشان می‌دهند که در بخش‌های روشن‌تر، اجتماعی از پلاژیوکلازها و کوارتز مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۴- ج)، در حالیکه در بخش‌های تیره‌تر، کانی‌های مافیک آمفیبول به همراه اسفن و اکسیدهای آهن یافت می‌شوند. این تغییرات که به صورت موضعی صورت گرفته نشان‌دهنده وقوع تفریق دگرگونی در اثر انتشار موضعی و تدریجی عناصر و تحولات پیشرونده در طی دگرگونی است. در مقیاس صحرایی نیز این تحولات مشاهده می‌شود. تفریق دگرگونی یکی از عوامل ایجاد میگماتیت‌ها در سرزمین‌های دگرگونی می‌باشد، لذا وقوع رخداد میگماتیت‌زایی در گروه سنگ‌های متابازیتی نیز همانند متاپلیت‌ها

دور از انتظار نیست. اینگونه شواهد از مقیاس صحرایی تا میکروسکوپی بوضوح در سنگ‌های مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه قابل مشاهده است (رساله دکتری در حال انجام شکاری).

از سوی دیگر همانند دیگر سنگ‌های دگرگونی میزبان، متابازیت‌ها نیز در زون‌های برش دچار دگرشکلی شده و بسته به اینکه در چه عمقی نسبت به سطح زمین قرار گرفته باشند، در شرایط شکننده، میکروبرش متابازیتی (شکل ۳-۱۵-الف) و در شرایط شکل‌پذیر، متابازیت میلونیتی شده (شکل ۳-۱۵-ب) را پدیدآورده‌اند. همچنین همانگونه که در فصل دوم مطرح گردید، متابازیت‌ها توسط گرانیت‌ها گسیخته و پراکنده شده‌اند و به‌همین جهت مرز تماس بین متابازیت‌ها و گرانیت‌ها، حتی در مقیاس میکروسکوپی هم صاف و خطی نمی‌باشد (شکل ۳-۱۵-ج و د).

۳-۲-۱- نتایج تجزیه نقطه‌ای در متابازیت‌ها

به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده متابازیت‌ها، ۳ نمونه از آنها مورد آنالیز قرار گرفت (جدول ۳-۸). براساس نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای و براساس رده‌بندی دییر و همکاران (۱۹۹۲) ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده آلبیت و آندزین بوده و فلدسپار پتاسیم نیز حدود ۱۰ تا ۳۰ درصد آلبیت دارد (شکل ۳-۱۶-الف). براساس رده‌بندی لیک و همکاران (۱۹۹۷) ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها در محدوده منیزیو هورنبلند، فروچرماکیت، فروچرماکیت هورنبلند و اکتینولیت قرار می‌گیرند (شکل ۳-۱۶-ب). ترکیب بیوتیت‌ها نیز در نمودار رده‌بندی دییر و همکاران (۱۹۹۲) در محدوده ترکیبی بین آنیت و سیدروفیلیت قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۱۶-ج). ترکیب شیمیایی کلریت‌ها نیز در نمودار رده‌بندی دییر و همکاران (۱۹۹۲) در محدوده برونسویجایت قرار می‌گیرد (شکل ۳-۱۶-د).

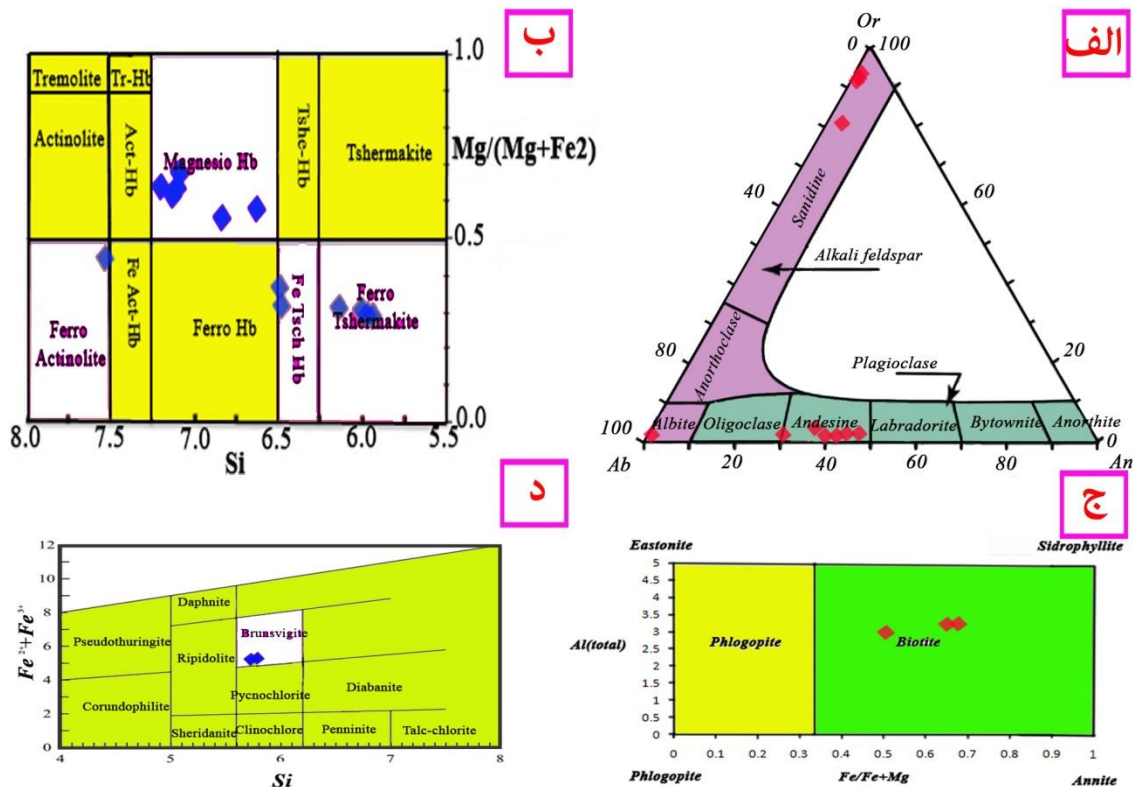
الف- دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در بیوتیت

با استفاده از روش هنری و همکاران (۲۰۰۵)، بیوتیت‌های موجود در متابازیت‌ها، دمای بین ۵۹۷ تا ۶۳۰°C را نشان داده و نمایانگر شرایط رخساره آمفیبولیت می‌باشد.

جدول ۳-۸- نتایج تجزیه نقطه‌ای برخی از کانی‌های متابازیت‌ها.

Mineral	Amphibole	Amphibole	Plagioclase	Orthoclase	Biotite	Epidote	Epidote	Chlorite
Sample number	79-2-1-4	10-1-2-Amph	10-1-3-1-Pl	10-1-2-Or	79-2-1-Bi	79-2-2-3	10-1-Epi	10-1-3-1-Chl
SiO ₂	45.84	44.15	63.19	66.74	36.42	39.57	38.40	26.75
TiO ₂	1.43	1.65	0.00	0.05	2.71	0.00	0.14	0.46
Al ₂ O ₃	8.80	9.44	23.04	19.78	16.76	30.64	26.28	17.59
FeO	18.35	20.97	0.46	0.56	18.24	3.61	8.95	28.54
MnO	0.38	0.46	0.01	0.00	0.18	0.01	0.24	0.72
MgO	9.64	7.89	0.00	0.02	10.11	0.01	0.01	12.33
CaO	11.08	11.20	5.04	0.26	0.12	24.29	23.91	0.67
Na ₂ O	1.18	1.16	8.86	4.75	0.14	0.01	0.04	0.01
K ₂ O	0.56	0.69	0.08	8.72	9.35	0.04	0.00	0.04
Total	99.72	100.09	100.70	100.87	98.88	98.19	97.98	87.13
Si	6.825	6.658	2.51	2.647	5.524	3.108	2.989	5.78

Al	1.544	1.678	1.220	1.046	2.996	2.542	2.411	4.50
Ti	0.160	0.187	0.000	0.002	0.309	0.008	0.008	0.075
Fe ³⁺	0.506	0.541	0.000	0.000	0.000	0.242	0.582	0.000
Fe ²⁺	1.779	2.103	0.037	0.044	2.313	0	0	5.009
Mn	0.048	0.059	0.001	0.000	0.023	0.000	0.016	0.131
Mg	2.140	1.774	0.000	0.002	2.285	0.001	0.002	3.969
Ca	1.767	1.810	0.401	0.021	0.019	2.087	1.994	0.156
Na	0.340	0.340	1.408	0.753	0.042	0.001	0.006	0.006
K	0.107	0.133	0.013	1.383	1.810	0.005	0.000	0.023
Or			0.72	64.112				
Ab			77.28	34.928				
An			21.99	0.960				



شکل ۳-۱۶- ترکیب شیمیایی فلدسپارها، آمفیبول‌ها، بیوتیت‌ها و کلریت‌های متابازیت‌ها. الف و ب- به ترتیب ترکیب شیمیایی فلدسپارها و آمفیبول‌ها بر اساس تقسیم‌بندی دیبیر و همکاران (۱۹۹۲) و رده‌بندی لیک و همکاران (۱۹۹۷). ج- ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها بر اساس تقسیم‌بندی دیبیر و همکاران (۱۹۹۲). د- ترکیب شیمیایی کلریت‌ها که بر اساس تقسیم‌بندی دیبیر و همکاران (۱۹۹۲) در محدوده برونسویجایت قرار می‌گیرند.

ب- دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در هورنبلند

بر اساس روش اوتن (۱۹۸۴)، هورنبلندهای موجود در متابازیت‌ها نیز دمای بین ۵۵۰ تا ۶۰۳ °C را نشان می‌دهند که تقریباً نزدیک به دماهای بدست‌آمده به روش دماسنجی بر اساس مقدار Ti بیوتیت است.

ج- دما و فشارسنجی به روش زوج هورنبلند- پلاژیوکلاز

با استفاده از روش دما و فشارسنجی آندرسون (۱۹۹۷)، زوج‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز در متابازیت‌ها به ترتیب دماهای بین ۴۲۹ تا ۶۰۸ °C و فشارهای بین ۳/۳۱ تا ۱۱٫۲ کیلو بار را نشان می‌دهند که با شرایط دما و فشار رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت مطابقت داشته و با شرایط دما و فشار استنباط

شده از مطالعات پتروگرافی و صحرایی مطابقت دارد. در جدول ۳-۹ خلاصه نتایج ترمو بارومتری انجام شده بر روی متابازیت‌ها آورده شده است. محدوده دماها و فشارهای محاسبه شده با شرایط رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت مطابقت دارد.

جدول ۳-۹- خلاصه نتایج ترمو بارومتری انجام شده بر روی متابازیت‌ها.

Method	Biotite (Ti) (Henry, 2005)	Hornblende (Ti) (Otten, 1994)	Plagioclase- hornblende thermobarometry (Anderson, 1996)
T(°C)	597-630	550-603	429-608
P(Kb)	-	-	3.31-11.2

۳-۳- توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه

۳-۳-۱- گرانیت‌ها

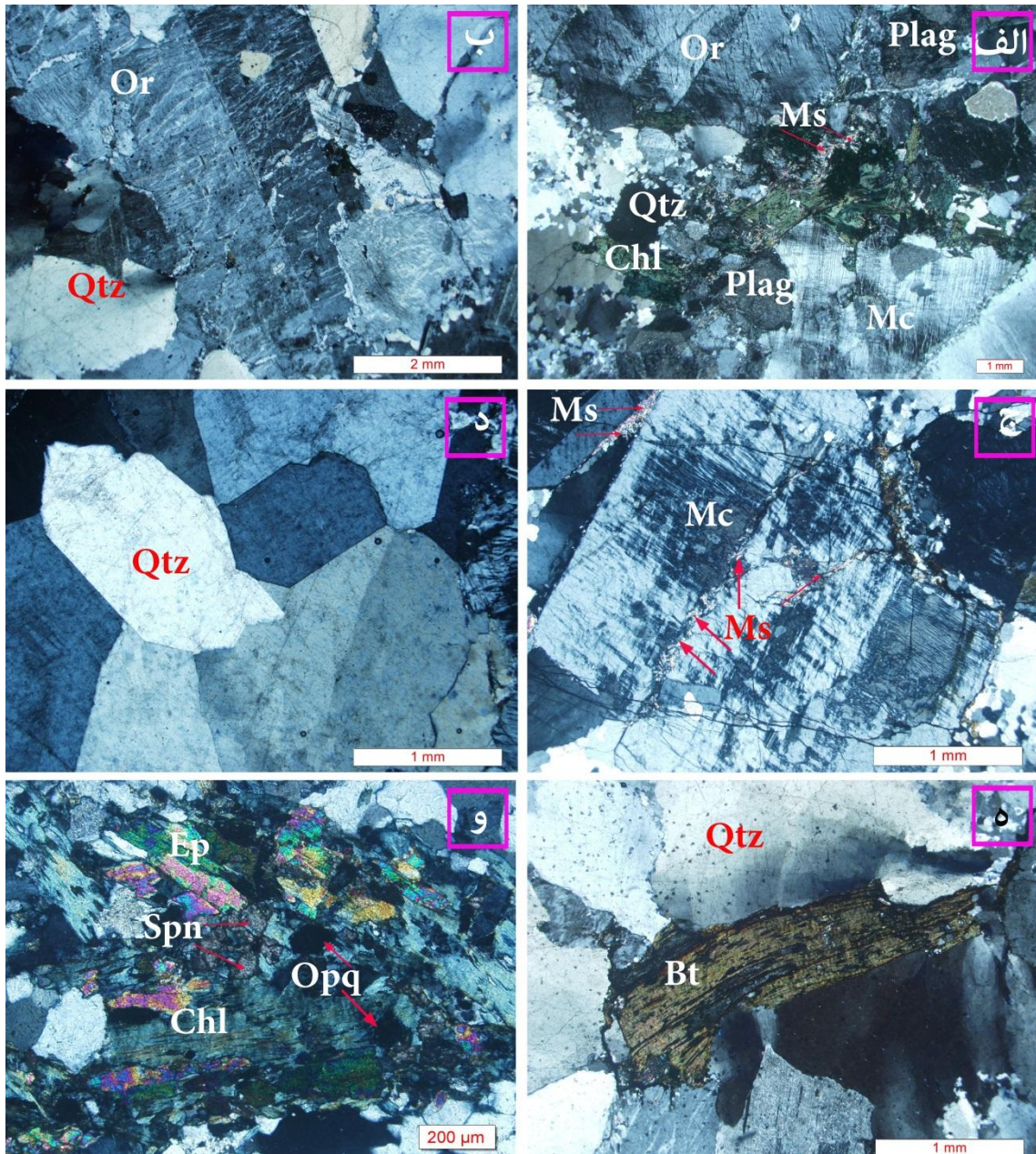
گرانیت‌ها سنگ‌های دانه‌درشت و سفید تا خاکستری رنگ هستند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده گرانیت‌ها شامل ارتوکلاز، میکروکلین، کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت است (شکل ۳-۱۷- الف تا د). بافت آنها عمدتاً نیمه خودشکل دانه‌ای، پورفیروئیدی و میلونیتی است. بیوتیت تنها کانی مافیک این سنگ‌ها بوده و بیش از ۵ درصد از حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهد (شکل ۳-۱۷- ه). آلانیت، اسفن، آپاتیت، روتیل، زیرکن و کانی‌های اپک، کانی‌های فرعی این گرانیت‌ها هستند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به اپیدوت (محصول آلتراسیون پلاژیوکلاز و اپیدوت)، سریسیت و کانی‌های رسی (محصول آلتراسیون فلدسپارها)، مسکوویت (شکل ۳-۱۷- ج)، کلریت، اسفن و کانی‌های اپک (محصول آلتراسیون بیوتیت‌ها) اشاره کرد (شکل ۳-۱۷- و).

۳-۳-۲- آلکالی فلدسپار گرانیته‌ها

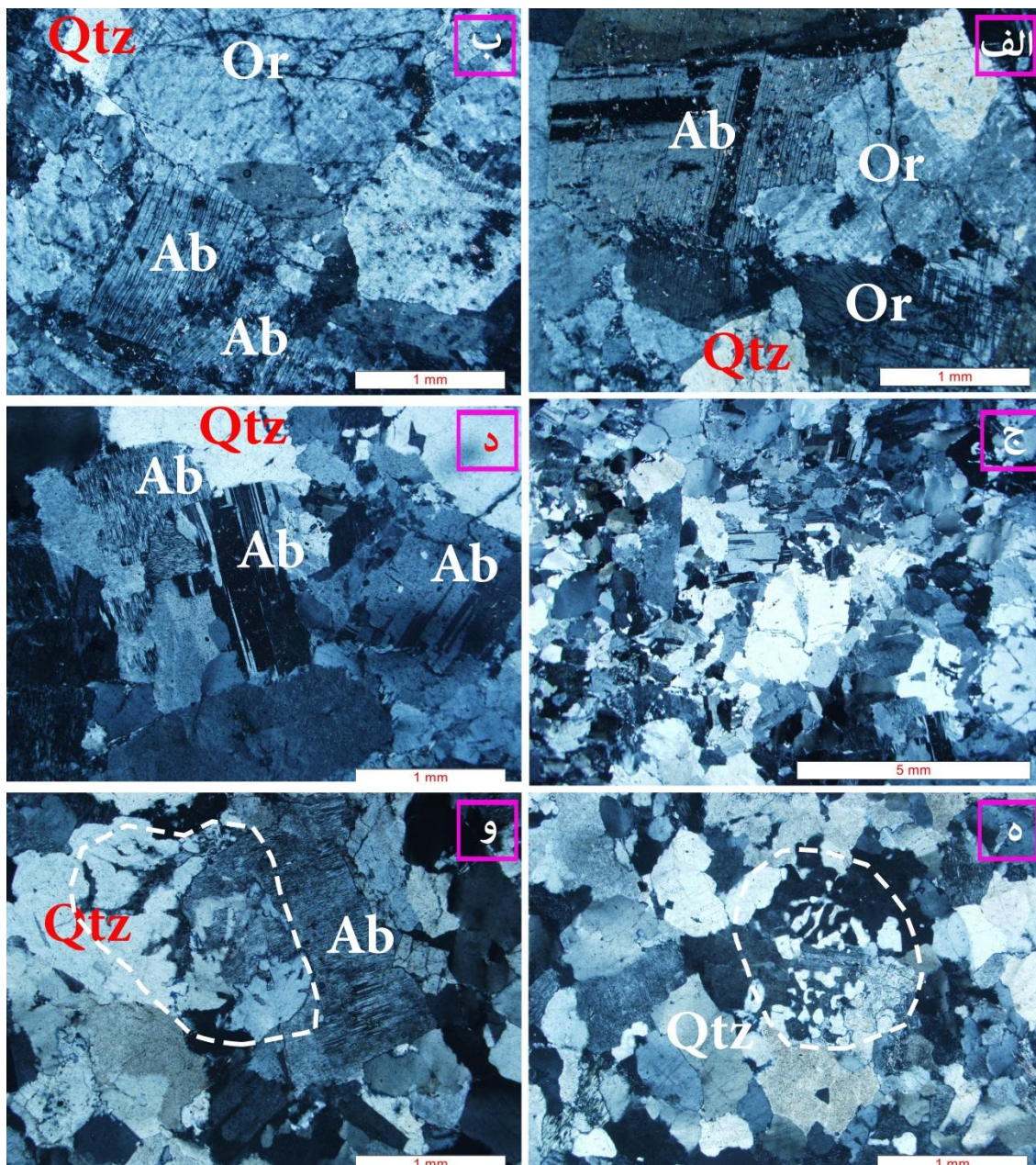
آلکالی فلدسپار گرانیته‌ها، سنگ‌های دانه‌درشت و سفید تا صورتی‌رنگ هستند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آلکالی فلدسپار گرانیته‌ها شامل ارتوکلاز، میکروکلین، کوارتز و آلبیت است (شکل ۳-۱۸- الف و ب). همانند گرانیته‌ها، بافت آنها عمدتاً نیمه خودشکل دانه‌ای، پورفیروئیدی و میلونیتی است. بیوتیت تنها کانی مافیک این سنگ‌ها بوده و حدود یک درصد از حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. تفاوت آنها با گرانیته در بیوتیت کمتر و تقریباً نبود پلاژیوکلاز کلسیم است. کانی‌های فرعی عمدتاً شامل آلانیت، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های اپک هستند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به سریسیت و کانی‌های رسی (محصول آلتراسیون فلدسپارها)، مسکوویت، کلریت، اسفن و کانی‌های اپک (محصول آلتراسیون بیوتیت‌ها) اشاره کرد.

۳-۳-۳- لوکوگرانیته‌ها

لوکوگرانیته‌ها، سنگ‌های دانه متوسط تا دانه درشت بوده و رنگ آنها سفید می‌باشد. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده لوکوگرانیته‌ها عمدتاً شامل کوارتز و آلبیت است (شکل ۳-۱۸- د). بافت آنها ریز عمدتاً نیمه خودشکل دانه‌ای، پورفیروئیدی، گرانوفیری و میلونیتی است (شکل ۳-۱۸- ج). تنها کانی مافیک آنها، بیوتیت است لیکن میزان آن در مقایسه با گرانیته‌ها و آلکالی فلدسپارها خیلی کم و کمتر از یک درصد است. کانی‌های فرعی عمدتاً شامل آپاتیت، زیرکن و کانی‌های اپک هستند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به سریسیت (شکل ۳-۲۰- ب) و کانی‌های رسی (محصول آلتراسیون فلدسپارها)، مسکوویت، کلریت، اسفن و کانی‌های اپک (محصول آلتراسیون بیوتیت‌ها) اشاره کرد. از ویژگی‌های جالب این سنگ‌ها، حضور بافت‌های گرانوفیری (شکل ۳-۱۸- د، ه و و) است. در مجموع با توجه به مشاهدات صحرائی، مطالعات پتروگرافی، نتایج آنالیز سنگ کل و میکروپروب بخش اعظم توده گرانیته‌ای بند هزارچاه شامل آلکالی فلدسپار گرانیته بوده و بطور کلی ترکیب آن، آلکالی گرانیته است



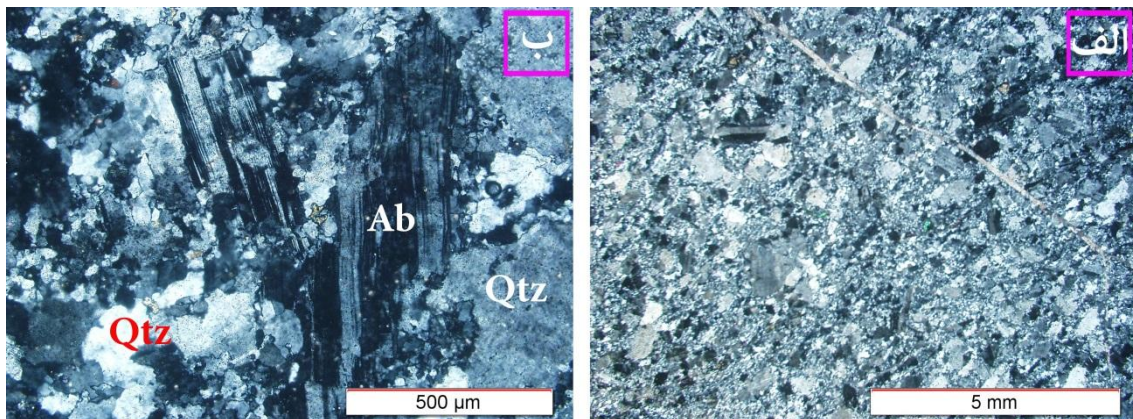
شکل ۳-۱۷- چند تصویر میکروسکوپی از گرانیت‌ها (در نور XPL). الف و ب- بافت‌های نیمه خودشکل دانه‌ای و پورفیروئیدی در گرانیت‌ها همراه با کانی ارتوکلاز، میکروکلین، پلاژیوکلاز، کوارتز و کلریت نشان داده شده است. ج- یک بلور میکروکلین حاوی درز و شکستگی‌های پر شده با مسکوویت. د- بلورهای خودشکل و بدون آثار دگرشکلی کوارتز در بخش‌های گرانیتی دور از زون‌های برشی. ه- بیوتیت دگرشکل شده و بلورهای کوارتز با حاشیه مضرس. و- دگرسانی بیوتیت به کلریت، اپیدوت، اسفن و کانی‌های اپک.



شکل ۳-۱۸- الف و ب - تصاویر میکروسکوپی از آلکالی فلدسپارگرانیت‌ها همراه با کانی‌های تشکیل دهنده آنها از قبیل ارتوکلاز، آلبیت و کوارتز. ج- بافت‌های نیمه خودشکل دانه‌ای و پورفیروئیدی در لوکوگرانیت‌ها. د- کانی آلبیت در لوکوگرانیت‌ها. ه و و- بافت گرانوفیری در لوکوگرانیت‌ها (همه تصاویر در نور XPL).

۳-۳-۳- رگه‌های آپلیتی

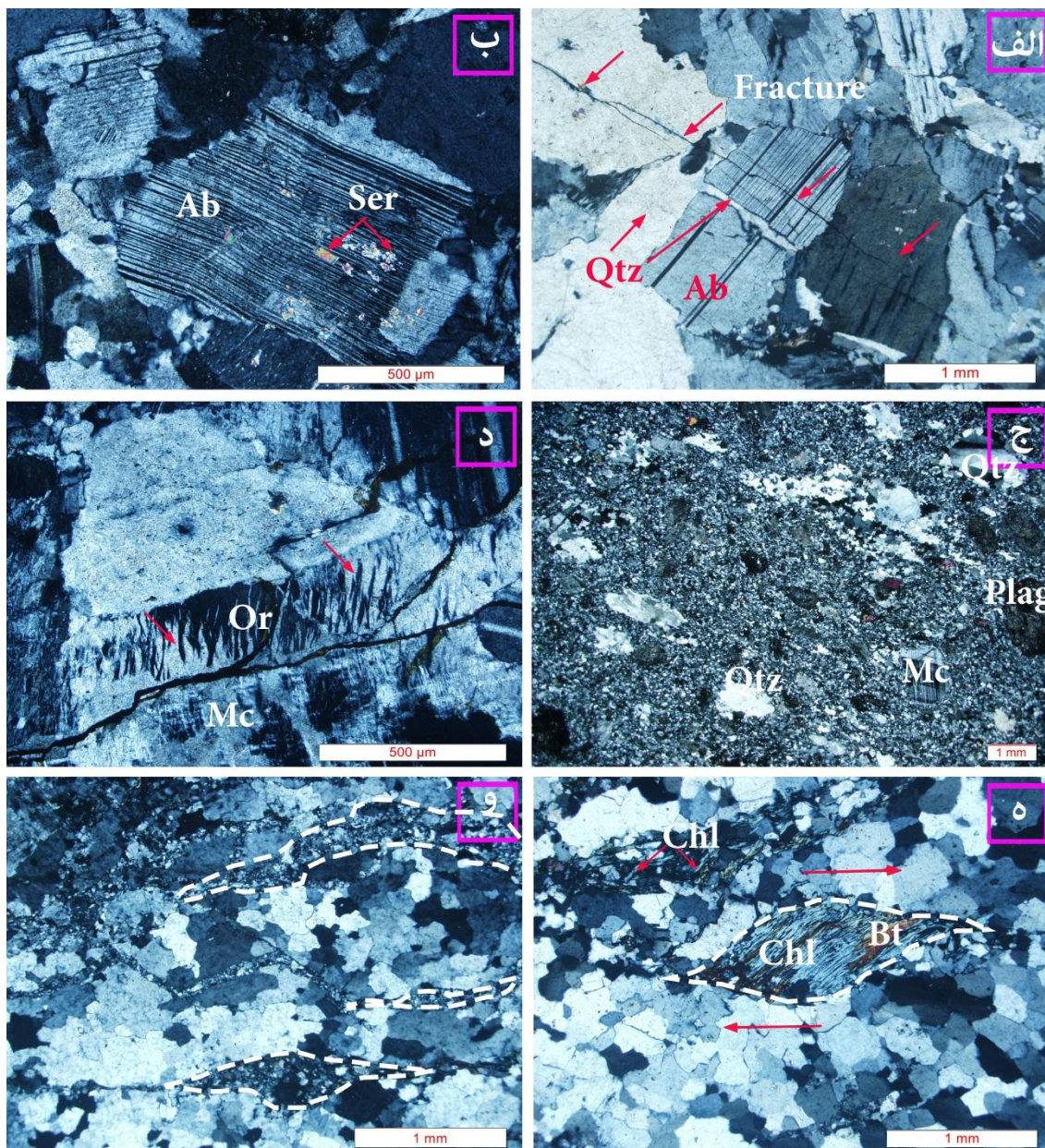
سنگ‌های دانه‌ریز و صورتی رنگی هستند که کوارتز و آلکالی فلدسپار، کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آنها هستند (شکل ۳-۱۹- ب). بافت آنها عمدتاً آپلیتی، پورفیروئیدی و میلونیتی است (شکل ۳-۱۹- الف). از کانی‌های فرعی می‌توان به زیرکن و کانی‌های اپک اشاره کرد.



شکل ۳-۱۹- الف- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده بافت پورفیروئیدی در آپلیت‌ها. ب- تصویر میکروسکوپی کانی‌های آلبیت و کوارتز در آپلیت (هر دو تصویر در نور XPL).

۳-۳-۴- رگه‌ها و بسته‌های پگماتیته

سنگ‌های دانه‌درشت و سفیدتا صورتی رنگی هستند و کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آنها شامل کوارتز و آلکالی‌فلدسپار است. بافت‌های آنها عمدتاً پورفیروئیدی و میلونیتی است. همانند سنگ‌های دگرگونی میزبان، توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه نیز تحت تاثیر عملکرد زون‌های برش قرار گرفته و در مراحل ابتدایی جایگزینی و تبلور، بافت‌های ساب‌ماگمایی (شکل ۳-۲۰- الف) در آن پدیدآمده و سپس در طی بالا آمدن، در اعماق زیاد و در شرایط شکل‌پذیر، بافت‌های میلونیتی (شکل ۳-۲۰- ج، ه و و) و در نزدیکی سطح زمین و در شرایط شکننده، بافت‌های برشی ریز مقیاس (شکل ۳-۱۷- ج و ۳-۲۰- الف) پدید آمده است. شدت میلونیتی شدن در گرانیته‌ها متفاوت بوده و از پروتومیلونیت تا میلونیت (شکل ۳-۲۰- ج) تغییر کرده و بعضاً ریزساخت‌های شکل‌پذیر از قبیل اشکال میکاماهی (شکل ۳-۲۰- ه) نیز در آنها دیده می‌شود. با توجه به پرشدن شکستگی بلورهای فلدسپار، توسط مذاب سرشار از سیلیس (بافت‌های ساب‌ماگمایی) (شکل ۳-۲۰- الف)، حضور دو دسته مجموعه‌های کوارتز پلی‌گونال با اندازه بیش از ۵۰ تا ۱۰۰ میکرون و کوچکتر از ۵۰ میکرون (شکل ۳-۲۰- و) و با عنایت به درز و شکستگی‌های موجود در کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها، و پیدایش بافت برشی ریزمقیاس در آنها (شکل ۳-۱۷- ج و ۳-۲۰- الف)، احتمالاً به نظر می‌رسد



شکل ۳-۲۰- چند تصویر میکروسکوپی از گرانیت‌ها (در نور XPL). الف- شکستگی بلور آلبيت و رگه پرشده با کوارتز در آلبيت (بافت ساب ماگمایی) همراه با آثاری از خردشدگی ریز مقیاس در شرایط شکننده. ب- آلبيت دارای ماکل مکانیکی. این پدیده از شواهد بارز دگرشکلی شکل‌پذیر در دمای بالا است. ج- گرانیت شدیداً میلونیتی شده. با توجه به فراوانی کم پورفیروکلاست‌ها، می‌توان آن را میلونیت نامید. د- پرتیت شعله‌ای در ارتوکلاز که از شواهد دگرشکلی دما بالا و در نرخ کرنش بالاست. بخشی پایینی این کانی در نتیجه تنش‌های وارده به میکرو کلین تبدیل شده است. ه- ریز ساخت میکا ماهی بیوتیت با سوی برش راستگرد. و- میلونیتی شدن ناهمگن در یک گرانیت میلونیتی شده.

توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه از همان مراحل ابتدایی جایگزینی و تبلور به دفعات و در اعماق مختلف (در شرایط شکل پذیر و شکننده) تحت تأثیر زون‌های برش قرار گرفته و دگرشکل شده است. از سوی دیگر با توجه به دو اندازه متفاوت مجموعه‌های کوارتز، احتمالاً میلونیتی شدن هم در محدوده دمایی بین ۵۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد و هم در محدوده دمایی ۲۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد رخ داده است (ترو و همکاران، ۲۰۱۰). همچنین برشی شدن ریز مقیاس در شرایط شکننده و در دمای کمتر از ۲۵۰ درجه سانتیگراد رخ داده است.

الف- کانی‌های اصلی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه

کوارتز

بلورهای کوارتز غیرخودشکل تا نیمه خود شکل‌دار بوده و اندازه آنها به حدود یک سانتیمتر می‌رسد. اندازه بعضی از دانه‌های کوارتز در اثر تبلور مجدد دینامیکی به کمتر از ۰/۱ میلیمتر نیز کاهش یافته است. کوارتز تا ۴۰ درصد از حجم سنگ‌های گرانیتوئیدی را تشکیل می‌دهد. خاموشی موجی و حاشیه‌های مضرّس (شکل ۳- ۱۷- الف، ب و ه) از ویژگی‌های عمده این کانی و ناشی از فرایندهای دگرشکلی است. حاشیه‌های مضرّس از پیامدهای فرآیند چرخش ریزدانه‌ای (ساب‌گرین شدن) شدید است. در برخی از نمونه‌های به شدت دگرشکل شده، بلورهای کوارتز بافت نواری^۱ نشان می‌دهند. این بافت نشان‌دهنده اثرات دگرشکلی شکل‌پذیر در دمای بالا می‌باشد.

پلاژیوکلاز

این کانی به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است و تا حدود ۲۵ درصد از حجم گرانیت‌ها را به خود اختصاص می‌دهد. پلاژیوکلازها با اندازه حدود ۰/۵ میلیمتر، اکثراً به اپیدوت، سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. ماکل پلی‌سنتتیک از ویژگی‌های بارز این کانی است. در برخی نمونه‌ها اعمال تنش‌های ساختاری منجر به خمیدگی ماکل‌های پلی‌سنتتیک شده است. اینگونه ماکل‌ها ثانویه محسوب شده و ماکل مکانیکی نامیده می‌شوند (شکل ۳- ۲۰- ب). شکل‌گیری ماکل‌های مکانیکی از

1 - Ribbon

شواهد بارز اثرات دگرشکلی شکل‌پذیر دمای بالا در سنگ‌های گرانیتی است. از دیگر شواهد تأثیر فرایندهای دگرشکلی بر روی پلاژیوکلازها، شکسته‌شدن بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز و پیر شدن درز و شکستگی توسط کوارتز می‌باشد (شکل ۳- ۱۷- الف). این تغییرات در پلاژیوکلازها ناشی از تنش‌های تکتونیکی از نوع شکننده می‌باشد. از آنجا که تنش‌های تکتونیکی قبل از تبلور کامل سنگ صورت گرفته، پیر شدن شکستگی‌ها، توسط آخرین مذابهای سرشار از سیلیس صورت گرفته است. اینگونه بافت‌ها که قبل از تبلور کامل مذاب حاصل می‌شوند را، بافت‌ها یا فابریک‌های ساب ماگمایی می‌گویند.

فلدسپارپتاسیم

این کانی با اندازه حدود یک سانتیمتر، بصورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار مشاهده می‌شود. فلدسپارپتاسیم تا ۳۰ درصد از حجم گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپارگرانیت را تشکیل می‌دهد. فلدسپارپتاسیم عمدتاً از نوع ارتوکلاز پرتیتی و میکروکلین بوده و بعضاً بلورهای پلاژیوکلاز و آلبیت را در بر گرفته‌اند. بافت‌های پرتیتی و پرتیت شعله‌ای از بافت‌های رایج موجود در این کانی است (شکل ۳- ۲۰- د). ارتوکلازها در سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه غالباً بافت پرتیتی نشان می‌دهند. در نمونه‌هایی که متحمل دگرشکلی شدیدتری شده‌اند پرتیت شعله‌ای نیز مشاهده می‌شود. به اعتقاد ورنون (۲۰۰۴)، شکل‌گیری این بافت از شواهد دگرشکلی دما بالا در (تحت) نرخ کرنش بالاست. در برخی از فلدسپارهای پتاسیم، تداخلی از بافت پرتیتی ارتوکلاز و بافت مشبک میکروکلین مشاهده می‌شود. مطالعات دقیق‌تر نشان می‌دهند، در این موارد ارتوکلازهای موجود در سنگ در فرایندی معروف به نظم- بی نظمی^۱، متحمل تغییراتی در ساختار خود شده و به میکروکلین تبدیل شده‌اند (شکل ۳- ۱۷- ج). به اعتقاد اگلتن و بوسک^۲ (۱۹۸۰)، تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین در طی دگرشکلی حالت جامد رخ می‌دهد. میکروکلین دارای ساختار تبلور تری‌کلینیک بوده و در دمای پایین‌تری نسبت به ارتوکلاز (با ساختار منوکلینیک) شکل می‌گیرد. بلورهای ارتوکلاز نیز همانند بلورهای پلاژیوکلاز در اثر تنش‌های وارده، شکسته شده و درز و شکستگی‌های ایجاد شده در آن

1 -Order -Disorder

2 - Eggleton and Buseck

توسط کوارتز پر شده است. از دیگر شواهد اعمال فرایندهای دگرشکلی بر روی این کانی، ساب گرین- شدن آن می‌باشد. برخی ارتوکلازهای درشت بلور موجود در اثر فرایندهای دگرسانی، به کانی‌های رسی و سریسیت دگرسان شده‌اند.

بیوتیت

بیوتیت در دو اندازه حدود یک و کوچکتر از $0/2$ میلیمتر بصورت خودشکل و نیمه‌خودشکل یافت می‌شود. بیوتیت عمده‌ترین کانی مافیک موجود در توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه است. بیوتیت‌های درشت، دارای ادخال‌هایی از زیرکن، کانی‌های اپک و آپاتیت هستند. برخی از بیوتیت‌ها به مسکوویت، کلریت، اسفن و کانی‌های اپک دگرسان‌شده اند (شکل ۳- ۱۷- و). بیوتیت‌های درشت از تبلور ماگما بوجود آمده‌اند و بیوتیت‌های کوچکتر محصول میلونیتی شدن هستند.

ب- کانی‌های فرعی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه

زیرکن

زیرکن یکی از مهم‌ترین کانی‌های فرعی موجود در توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه است. این کانی به صورت بلورهای دانه‌ریز شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با اندازه کمتر از یک‌دهم میلیمتر در زمینه سنگ یافت می‌شود. این کانی به دلیل غنی بودن از عناصر رادیواکتیوی مانند U و Th در اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌سنجی اهمیت زیادی دارد.

آپاتیت

بلورهای ریز و کشیده و شکل‌دار آپاتیت با طول حداکثر $0/05$ میلیمتر بصورت ادخال در دیگرکانی‌ها یافت می‌شوند. بطور کلی میزان فراوانی آپاتیت در لوکوگرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها نسبت به گرانیت‌ها کمتر است.

آلانیٹ

آلانیٹ با ترکیب شیمیایی $(Ce, Ca, Y)_2(Al, Fe^{2+}, Fe^{3+})_3(SiO_4)_3OH$ یکی از کانی‌های فرعی و مهم گرانیت‌ها به شمار می‌آید. آلانیٹ یک کانی فرعی متداول در گرانیت‌ها، گرانودیوریت‌ها، مونزونیت‌ها،

سینیت‌ها و پگماتیت‌گرانیته‌ها است و در دیوریت و گابرو نیز یافت می‌شود (ژیر و سورنسون، ۲۰۰۴)^۱. این کانی با اندازه حدود ۰/۲ میلیمتر، بصورت خودشکل بوده و با چند رنگی قهوه‌ای تیره، برجستگی بالا، حاشیه‌های روشن‌تر و منطقه‌بندی بارز مشخص می‌شود. آلانیت به عنوان جاذب عناصر REE همانند La و Y در بررسی روند تغییرات الگوی عناصر REE مورد توجه می‌باشد. همچنین این کانی به دلیل دارا بودن مقادیری U و Th در مطالعات ژئوکرونولوژی نیز مورد استفاده قرار می‌گیرد.

کانی‌های اپک

بصورت بلورهای بی‌شکل و با اندازه حدود ۰/۱ میلیمتر در زمینه این سنگ‌ها وجود دارد.

ج- کانی‌های ثانویه توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه

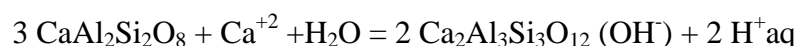
اسفن

اسفن‌های ثانویه نیمه خودشکل بوده و با اندازه حدود ۰/۰۵ میلیمتر، از دگرسانی بیوتیت پدیدآمده‌اند (شکل ۳-۱۷-و).

اپیدوت

اپیدوت با اندازه حدود ۰/۲ میلیمتر، بصورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه خودشکل یافت می‌شود و عمدتاً از دگرسانی پلاژیوکلاز و بیوتیت (شکل ۳-۱۷-و) حاصل شده‌است. با اضافه شدن آب به پلاژیوکلاز کلسیک در طی دگرسانی، بخش آنورتیتی پلاژیوکلاز به اپیدوت و باقیمانده آن به آل بیت تبدیل می‌شود (گوپتا^۲، ۲۰۰۷). واکنش تبدیل پلاژیوکلاز به اپیدوت به صورت زیر است:

۸-۳



کلریت

کلریت با اندازه حدود ۰/۵ تا ۱ میلیمتر، از دگرسانی بیوتیت پدید آمده است. یون K^+ آزاد شده از بیوتیت، باعث سرسیتی شدن پلاژیوکلاز شده است و کلسیم خارج شده از پلاژیوکلاز نیز در تولید

1 - Gieré and Sorensen
2 - Gupta

اپیدوت و اسفن (تیتانیت) مصرف شده است. در طی واکنش فوق، منیزیم حفظ شده و دو لایه بیوتیت، تبدیل به یک لایه کلریت می‌شود (شلی^۱، ۱۹۹۳).

سرسیت

سرسیت با اندازه کوچکتر از ۰/۰۵ میلیمتر، از دگرسانی پلاژیوکلازها و فلدسپارهای حاصل می‌شود و به صورت بلورهای بسیار دانه ریز و بی‌شکل بر روی فلدسپارها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۸-ب).

مسکوویت

مسکوویت در دو اندازه حدود ۰/۵ و کوچکتر از ۰/۰۵ میلیمتر یافت می‌شود. مسکوویت‌های درشت‌تر از دگرسانی بیوتیت حاصل شده‌اند و در لابلاهی کانی‌های دیگر واقع شده‌اند لیکن مسکوویت‌های کوچکتر در لابلاهی درز و شکستگی‌های کانی‌ها، تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۱۷-ج).

کانی‌های اپک

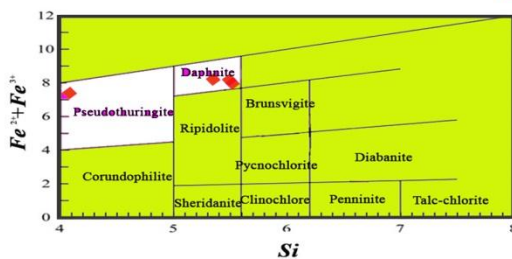
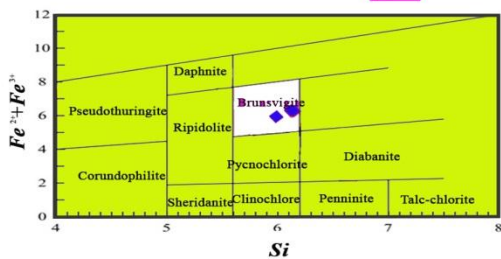
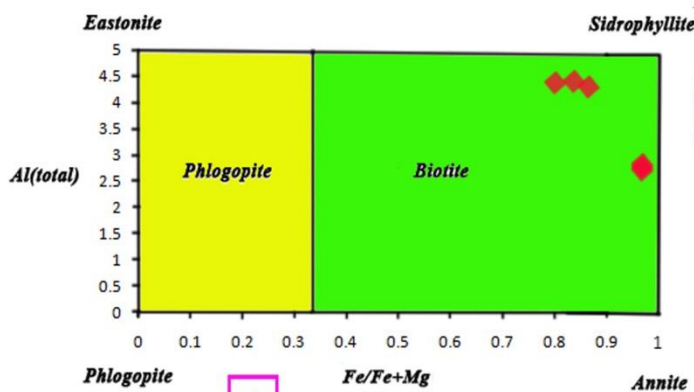
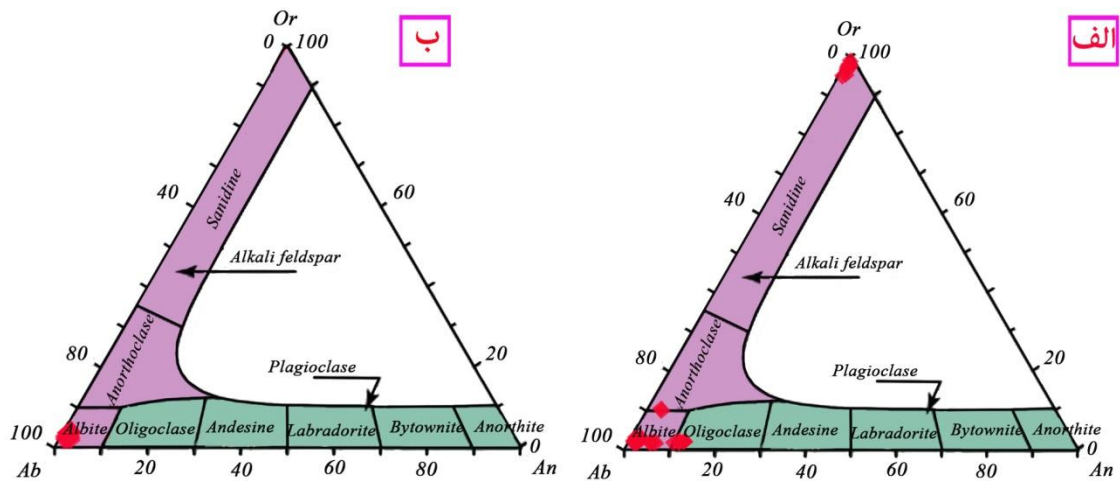
کانی‌های اپک با اندازه حدود ۰/۰۵ میلیمتر بصورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه خودشکل در نتیجه آلتراسیون بیوتیت به کلریت، پدید آمده‌اند.

۳-۳-۵ - نتایج تجزیه نقطه‌ای

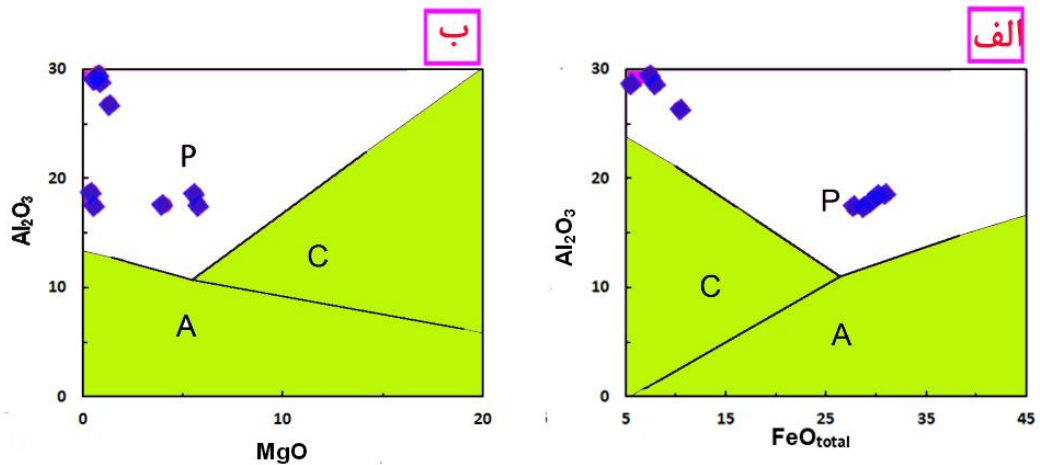
به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی تشکیل دهنده توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه، ۶ نمونه مورد آنالیز قرارگرفت (جدول ۳-۱۰). براساس نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای و براساس رده‌بندی دیبر و همکاران (۱۹۹۲) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در گرانیت‌ها و آلکالی فلدسپارگرانیت‌ها در حد آلبیت، الیگوکلاز بوده و فلدسپار پتاسیم نیز از نوع ارتوکلاز می‌باشد (شکل ۳-۲۱-الف). فلدسپارهای لوکوگرانیت‌ها همگی در محدوده آلبیت قراردارند (شکل ۳-۲۱-ب). ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها در نمودار رده‌بندی دیبر و همکاران (۱۹۹۲) در محدوده ترکیبی بین آنیت و سیدروفیلیت قرار گرفته‌است (شکل ۳-۲۱-ج). ترکیب شیمیایی کلریت‌ها در گرانیت‌ها و آلکالی فلدسپارگرانیت‌ها در نمودار رده‌بندی دیبر و همکاران (۱۹۹۲) در محدوده دافنیت و سودوتورینجیت قرارگرفته (شکل ۳-۲۱-د)

جدول ۳-۱۰ - نتایج تجزیه نقطه‌ای برخی از کانی‌های توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه

Spot No.	Plagioclase	Orthoclase	Plagioclase	Biotite	Chlorite	Muscovite	Epidote
	105-1-2	105-1-3	105-1-4	105-1-b	76-5-3	70-1-2	79-1--3
SiO ₂	69.155	65.024	66.295	43.615	23.962	47.785	38.455
TiO ₂	0.024	0.026	0.045	0.363	0.213	0.069	0.024
Al ₂ O ₃	20.145	18.401	22.046	26.44	17.898	30.787	26.877
FeO	0.034	0	0.053	10.512	40.105	0.706	7.757
MnO	0	0.031	0.041	0.06	0.632	0	0.334
MgO	0	0	0	1.361	4.232	2.644	0
CaO	0.342	0.024	2.463	0.047	0.045	0.214	23.46
Na ₂ O	11.877	0.363	10.157	0.07	0.024	0.158	0
K ₂ O	0.128	17.245	0.066	9.026	0.035	9.483	0.051
P ₂ O ₅	0	0	0.011	0.004	0.009	0.005	0.002
total	101.705	101.144	101.18	91.5	87.155	91.851	96.96
Si	2.719	2.572	2.621	6.103	3.402	5.335	6.29
Al	1.056	0.971	1.162	4.361	4.320	4.051	5.18
Ti	0.001	0.001	0.002	0.038	0.005	0.006	0
Fe ³⁺	0	0	0	0	0	0	0.48
Fe ²⁺	0	0	0	1.230	5.042	0.066	0
Mn	0	0.002	0.003	0.007	0.009	0	0.05
Mg	0	0	0	0.284	4.712	0.440	0.00
Ca	0.027	0.002	0.195	0.007	0.003	0.026	4.11
Na	1.868	0.057	1.606	0.019	0	0.034	0.02
K	0.020	2.729	0.010	1.611	0	1.350	0
Or	1.051	97.872	0.576	-	-	-	-
Ab	97.544	2.060	88.673	-	-	-	-
An	1.404	0.068	10.751	-	-	-	-



شکل ۳-۲۱- ترکیب شیمیایی فلدسپارها، بیوتیتها و کلریت‌های گرانیت‌ها، آلکالی فلدسپارگرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها .
 الف- ترکیب شیمیایی فلدسپارها در گرانیت‌ها و آلکالی فلدسپارگرانیت‌ها و ب- ترکیب شیمیایی فلدسپارها در
 لوکوگرانیت‌ها بر اساس تقسیم‌بندی دبیر و همکاران (۱۹۹۲). ترکیب فلدسپارها در لوکوگرانیت‌ها تماما سدیک
 است.ج- ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها بر اساس تقسیم‌بندی دبیر و همکاران (۱۹۹۲). د- ترکیب شیمیایی کلریت‌ها در
 گرانیت‌ها و آلکالی فلدسپارگرانیت‌ها که در محدوده دافنیت و سودوتورینجیت قرار می‌گیرند و ه- ترکیب شیمیایی
 کلریت‌ها در لوکوگرانیت‌ها که در محدوده برانسویجیت قرار گرفته‌اند. بر اساس تقسیم‌بندی دبیر و همکاران (۱۹۹۲).



شکل ۳-۲۲ - الف و ب - به ترتیب ترکیب بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه در نمودارهای Al_2O_3 در برابر MgO و Al_2O_3 و FeO_{total} در برابر MgO (عبدالرحمن، ۱۹۹۴). تمام نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های پرآلومین قرار می‌گیرند.

ولی ترکیب شیمیایی کلریت‌ها در لوکوگرانیت‌ها در محدوده برونسویجایت قرار می‌گیرد. علاوه بر این، ترکیب بیوتیت‌ها در نمودارهای Al_2O_3 در برابر Fe_{total} و Al_2O_3 در برابر MgO (عبدالرحمن، ۱۹۹۴) نیز در گستره پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۳-۲۲ - الف و ب) و پرآلومین بودن این سنگ‌ها را تایید می‌کند.

۳-۴ - دسته دایک‌های دیابازی

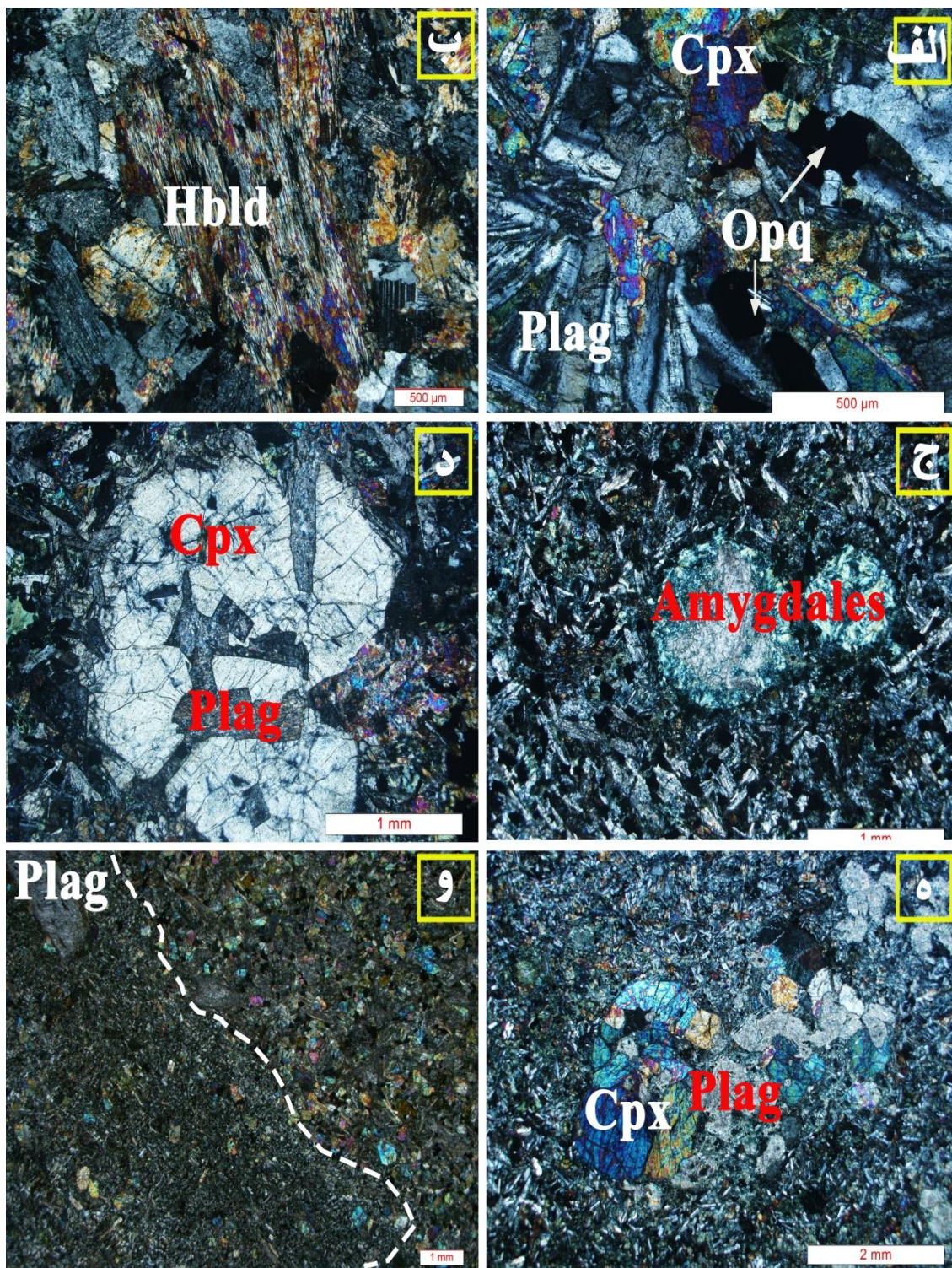
این سنگ‌ها بافت‌های اینترگرانولار، افیتیک، ساب‌افیتیک، میکرولیتی، آمیگدالوئیدال، پورفیری و گلموروپورفیری نشان می‌دهند (شکل ۳-۲۴ - الف تا ه) و کانی‌های اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانیه‌های اپک می‌باشند (شکل ۳-۲۴ - الف و ب). بلورهای پلاژیوکلاز بعضاً به سریسیت (شکل ۳-۲۵ - ه)، کانی‌های رسی، اپیدوت (شکل ۳-۲۵ - ب و و) و کلسیت دگرسان شده‌اند. پیروکسن-ها، در برخی موارد به آمفیبول (شکل ۳-۲۴ - ب) و کلریت (شکل ۳-۲۴ - ج) دگرسان شده‌اند. آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند هستند. برخی از کانی‌های اپک بافت‌های اسکلتی نشان می‌دهند. بر اساس ترکیب کانی‌شناسی و ویژگی‌های بافتی می‌توان آنها را دیاباز یا میکروگابرو نامید. در برخی موارد این دایک‌ها دانه‌ریز بوده و بافت‌های آمیگدالوئیدال نشان می‌دهند. معمولاً کانی‌های پرکننده این

آمیگدال‌ها شامل کلریت، کلسیت و کوارتز هستند (شکل ۳-۲۴-ج). کوارتزهای ثانویه حاصل دگرسانی پیروکسن‌ها هستند (شکل ۳-۲۵-ه). کانی‌های فرعی شامل آپاتیت و اسفن بوده و کانی‌های ثانویه شامل آمفیبول، کلریت، اسفن، سریسیت، اپیدوت، کلسیت و کانی‌های اپک هستند.

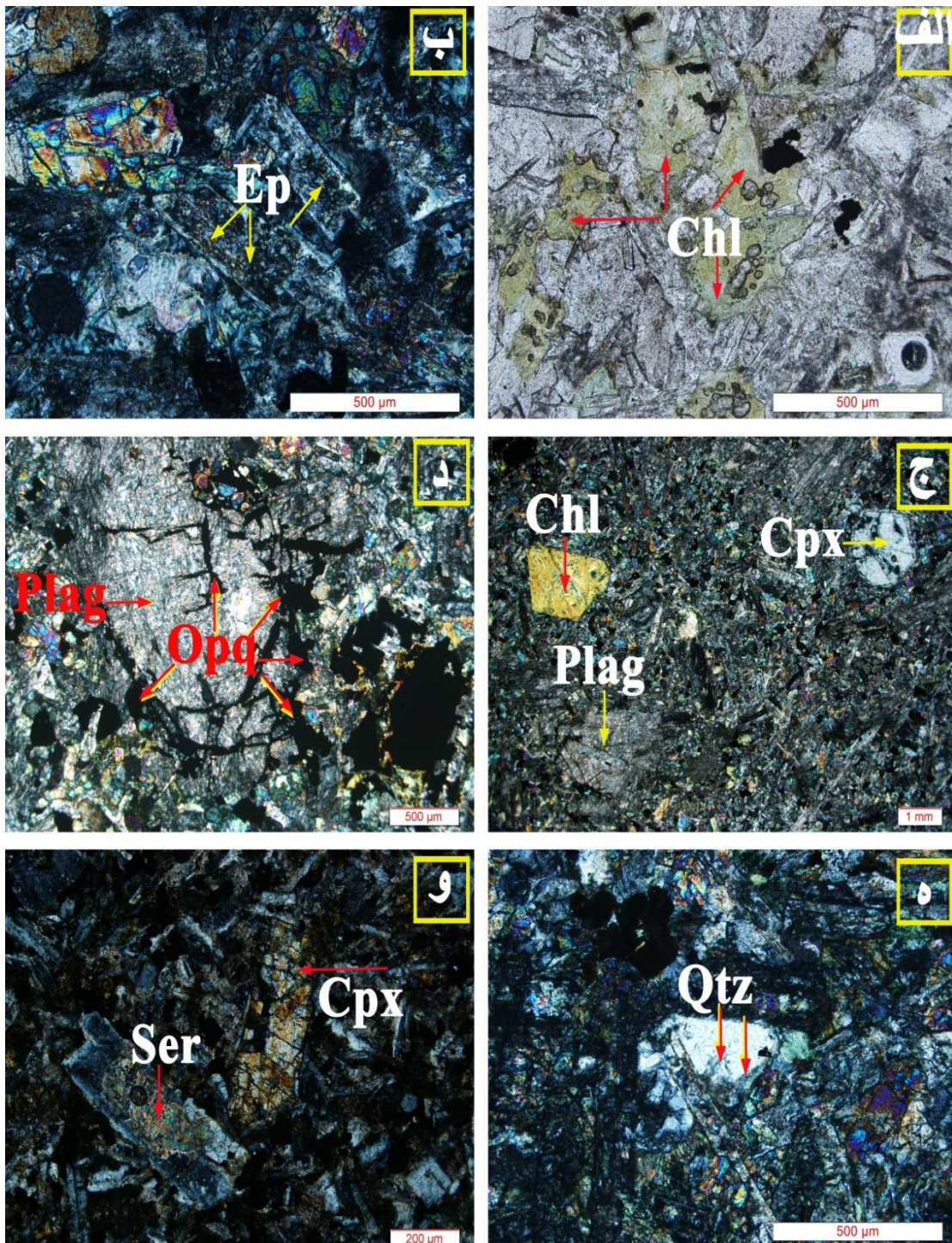
الف - کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز با اندازه متوسط حدود ۰/۵ میلی‌متر بصورت خودشکل تا نیمه‌خودشکل بوده و حدود ۵۰ درصد از حجم این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده است. گاهی تجمعاتی از درشت بلورهای پلاژیوکلاز منجر به ایجاد بافت گلومروپورفیری در این سنگ‌ها شده است. لذا بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری از بافت‌های رایج در دایک‌های دیابازی است. علاوه بر درشت بلورهای نامبرده، پلاژیوکلازهای کاملاً شکل‌دار و طویل، در اندازه‌های کوچکتر و به صورت میکروولیت نیز، در زمینه سنگ مشاهده می‌شوند. فضای خالی بین این بلورها توسط پیروکسن و یا آمفیبول پر شده و به ایجاد بافت اینترگرانولار منجر شده است. بافت‌های میکروولیتی و ساب‌افیتیک از دیگر بافت‌های رایج در دایک‌های دیابازی هستند که در ارتباط با این دسته از پلاژیوکلازها و ارتباط آنها با دیگر کانی‌های سنگ ایجاد می‌شوند. با توجه به موارد توصیف شده در مورد پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها، می‌توان این کانی را بر اساس شکل، اندازه و نحوه ارتباط با سایر کانی‌ها به دو دسته تقسیم نمود. دسته اول، پلاژیوکلازهایی که در مراحل اولیه تبلور ماگما در اتاق ماگمایی در اعماق بیشتر رشد کرده و درشت بلور شده‌اند و دسته دوم، نسل دیگری از پلاژیوکلازها هستند که در مراحل صعود و جایگیری ماگما در سطوح بالاتر شکل گرفته و ریزدانه‌تر هستند. حضور این دو دسته پلاژیوکلاز، دلالت بر مراحل سرد شدن ماگما از عمق منشأگیری در اتاق ماگمایی تا صعود و جایگیری آن در سطوح بالاتر دارد، به گونه‌ای که در اعماق بیشتر، بالا بودن نرخ رشد نسبت به نرخ هسته بندی منجر به شکل‌گیری درشت بلورها در مراحل اولیه سرد شدن شده است.



شکل ۳-۲۴- تصاویر میکروسکوپی دایک‌های دیابازی (در نور XPL). الف- بافت اینترگرانولار همراه با کانی‌های اصلی تشکیل دهنده شامل کلینو پیروکسن، پلاژیوکلاز و کانی‌های اپک. ب- کانی هورنبلند در دایک بازیک. ج- بافت میکرولیتی و آمیگدالوئیدال با آمیگدال‌های پر شده توسط کلریت در حاشیه و کلسیت در مرکز. د- بافت پورفیروئیدی و افیتیک در دایک دیابازی. ه- بافت گلومروپورفیری در دایک دیابازی. و- دو بافت دانه‌ریز و دانه‌متوسط در کنار یکدیگر که نشان‌دهنده حاشیه انجماد سریع است.



شکل ۳- ۲۵- تصاویر میکروسکوپی دایک‌های بازیک. الف- کلریت حاصل از دوتریفیکاسیون احتمالی شیشه موجود در لابلای کانی‌ها (در نور PPL). ب- دگرسانی پلاژیوکلاز به اپیدوت. ج- فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز. د- کانی‌های اپک ثانویه در درز و شکستگی‌های یک فنوکریست پلاژیوکلاز. ه- کوارتز ثانویه حاصل از دگرسانی پیروکسن و سیلیس‌زایی آنها. و- فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز و دگرسانی پلاژیوکلاز به سرسیت. تصاویر ب تا و در نور XPL.

پیروکسن

این کانی با اندازه حدود ۰/۵ میلیمتر، به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار فضای بین پلاژیوکلازها را پر کرده و یا بصورت فنوکریست یا اندازه حدود ۲-۳ میلیمتر در یک زمینه ریزدانه مشاهده می‌شود. پیروکسن حدود ۲۵ درصد این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. شکل‌گیری بافت ساب‌افیتیک حاصل قرار گرفتن این کانی در فضای بین میکرولیت‌های پلاژیوکلاز می‌باشد. برخی از پیروکسن‌ها در طی فرایندهای دگرسانی به آمفیبول تبدیل شده‌اند و حضور آمفیبول ناشی از دگرسانی و آبگیری پیروکسن می‌باشد. در برخی موارد قالب پیروکسن‌های اولیه بر اساس اشکال باقیمانده آنها قابل تشخیص است (شکل ۳-۲۵-ج). تبدیل پیروکسن به آمفیبول در طی فرایندهای دگرسانی و یا دگرگونی بسیار معمول است.

کانی‌های اپک

کانی‌های اپک با اندازه حدود ۰/۳ تا ۰/۴ میلیمتر، خودشکل تا نیمه خودشکل بوده و حدود ۱۰ درصد این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. این کانی‌ها به اشکال دندریتی و اسکلتی دیده می‌شوند. با توجه به مطالعات تجزیه نقطه‌ای انجام‌شده، ترکیب آنها عمدتاً ایلمنیت و مگنتیت - ایلمنیت است.

ب- کانی‌های فرعی

از جمله کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها می‌توان به آپاتیت و اسفن اشاره کرد.

ج- کانی‌های ثانویه

آمفیبول

یکی از کانی‌های مافیک سازنده دایک‌های دیابازی آمفیبول‌ها هستند که بصورت غیرخودشکل تا نیمه خودشکل‌دار در مقاطع نازک مشاهده می‌گردد. این کانی خود حاصل تحول پیروکسن می‌باشد. عمده‌ترین کانی‌های حاصل از دگرسانی آمفیبول، شامل کلریت همراه با مقادیری اپیدوت، اسفن و کانی‌های اپک می‌باشند.

کلریت

کلریت از دیگر کانی‌های ثانویه سازنده این سنگ‌هاست و حدود ۲۰ درصد از حجم این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده‌است. بخش اعظم کانی کلریت در فضای بین کانی‌ها قرار داشته (شکل ۳-۲۵-الف) و احتمالاً در نتیجه دویتریفیکاسیون شیشه پدیدآمده ولی بخش کمی از کلریت‌ها نیز از دگرسانی پیروکسن و آمفیبول پدیدآمده‌اند (شکل ۳-۲۵-ج). از دیگر کانی‌های ثانویه می‌توان به اکسیدهای آهن (شکل ۳-۲۵-د)، اپیدوت (شکل ۳-۲۵-ب) و اسفن‌های ثانویه اشاره کرد.

۳-۴-۱ - نتایج آنالیز تجزیه نقطه‌ای در دسته دایک‌های دیابازی

به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده دسته دایک‌های دیابازی، ۳ نمونه مورد آنالیز قرار گرفت (جدول ۳-۱۱). براساس نتایج حاصل از آنالیز میکروپروب و براساس رده‌بندی دیبر و همکاران (۱۹۹۲) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در محدوده آلبیت و آندزین است (شکل ۳-۲۶-الف). ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها بر اساس رده بندی مورمیتو و همکاران (۱۹۸۸) در محدوده اوژیت قرار می‌گیرند (شکل ۳-۲۶-ب). ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها بر اساس رده بندی لیک و همکاران (۱۹۹۷) در محدوده منیزیهورنبلند قرار می‌گیرد (شکل ۳-۲۶-ج). ترکیب شیمیایی کلریت‌ها در نمودار رده‌بندی دیبر و همکاران (۱۹۹۲) در محدوده برونسویجایت و سودوتورینجیت قرار می‌گیرد (شکل ۳-۲۶-د). از طرف دیگر دامنه گسترده ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در انواع سنگ‌های آذرین می‌تواند برای نشان دادن وابستگی‌های ماگمایی مورد استفاده قرار گیرد (لتریه^۱، ۱۹۸۲)، از جمله نمودارهای تعیین سری ماگمایی براساس شیمی کلینوپیروکسن می‌توان به نمودار تغییرات Ti در برابر Al معرفی شده توسط (لتریه و همکاران، ۱۹۸۲) اشاره کرد. با توجه به این نمودار، کلینوپیروکسن‌های دو نمونه دایک دیابازی در این تحقیق در محدوده ماگماهای کالک-آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۳-۲۶-ه).

الف- دما و فشارسنجی بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن

بیشتر دایک‌های بازیگ دارای مجموعه کانی‌شناسی ساده‌ای بوده و حاوی پیروکسن، پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر هستند. بمنظور تعیین شرایط تبلور، دو نمونه از این سنگ‌ها (۲-۸۸ و ۲-۸۹) انتخاب گردیدند (جدول ۳-۱۲ و ۳-۱۳). با استفاده از روش ترموبارومتري کلینوپیروکسن پوتیرکا^۱ و همکاران (۱۹۹۶، ۲۰۰۳ و ۲۰۰۸) و روش ترموبارومتري سواسو^۲ (۱۹۹۷) نسبت به محاسبه شرایط دما و فشار اقدام گردید. پاتیرکا (۲۰۰۸) براساس محاسبات میزان فعالیت انستاتیت در کلینوپیروکسن و بدون دخالت ترکیب مذاب و بر اساس رابطه زیر نسبت به تخمین شرایط دمایی تبلور بلور پیروکسن اقدام نموده است:

۹-۳

$$T(K) = 93100 + 544P(\text{kbar}) / 61.1 + 36.6(X_{\text{Ti}}^{\text{cpx}}) + 10.9(X_{\text{Fe}}^{\text{cpx}}) - 0.95(X_{\text{Al}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Cr}}^{\text{cpx}} - X_{\text{Na}}^{\text{cpx}} - X_{\text{K}}^{\text{cpx}}) + 0.395[\ln(a_{\text{En}}^{\text{cpx}})]^2$$

در این معادله:

$$X_{\text{Al}}^{\text{cpx}} = X_{\text{Al(IV)}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Al(VI)}}^{\text{cpx}}$$

$$a_{\text{En}}^{\text{cpx}} = (1 - X_{\text{Ca}}^{\text{cpx}} - X_{\text{Na}}^{\text{cpx}} - X_{\text{K}}^{\text{cpx}}) * (1 - 0.5(X_{\text{Al}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Cr}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Na}}^{\text{cpx}} + X_{\text{K}}^{\text{cpx}}))$$

روش فشارسنجی پوتیرکا (۲۰۰۸) نیز بر پایه توزیع Al بین کلینوپیروکسن و مذاب همزیست در سیستم‌های ماگمایی آبدار بنا شده است و مقدار خطای آن $\pm 150 \text{ MPa}$ است. در این روش نیز از ترکیب سنگ کل به عنوان ترکیب مذاب فرضی استفاده شده است. ضریب توزیع Fe و Mg بین کلینوپیروکسن و مذاب بوده و محدوده مورد قبول Kd (Fe-Mg) برابر با 0.27 ± 0.08 می‌باشد

۱۰-۳

$$P(\text{kbar}) = -57.9 + 0.0475T(K) - 40.6(X_{\text{FeO}}^{\text{liq}}) - 47.7(X_{\text{CaTs}}^{\text{cpx}}) + 0.676(\text{H}_2\text{O}^{\text{liq}}) - 153(X_{\text{CaO}0.5}^{\text{liq}} X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}) + 6.89[X_{\text{Al}}^{\text{cpx}} / X_{\text{AlO}1.5}^{\text{liq}}]$$

1 - Putirka
2 - Soesso

در این معادله برای هر کاتیون Al تعداد شش اتم اکسیژن منظور شده است و X_{Al}^{cpx} از رابطه زیر محاسبه شده است.

$$X_{Al}^{cpx} = X_{Al(IV)}^{cpx} + X_{Al(VI)}^{cpx}$$

میانگین دمای محاسبه شده از روش ترموبارومتري کلينوپيروکسن پوتيرکا و همکاران (۱۹۹۶، ۲۰۰۳ و ۲۰۰۸) بين ۱۱۴۶ تا ۱۱۸۹ درجه سلسيوس و میانگین فشار محاسبه شده از همین روش بين ۲/۲ تا ۷/۲ کيلوبار می باشد. دما و فشار محاسبه شده با روش سواسو (۱۹۹۷) به ترتيب ۱۱۰۰ تا ۱۱۷۵ درجه سلسيوس و کمتر از ۲ تا ۵ کيلوبار است (اشکال ۳-۲۷ و ۲۸).

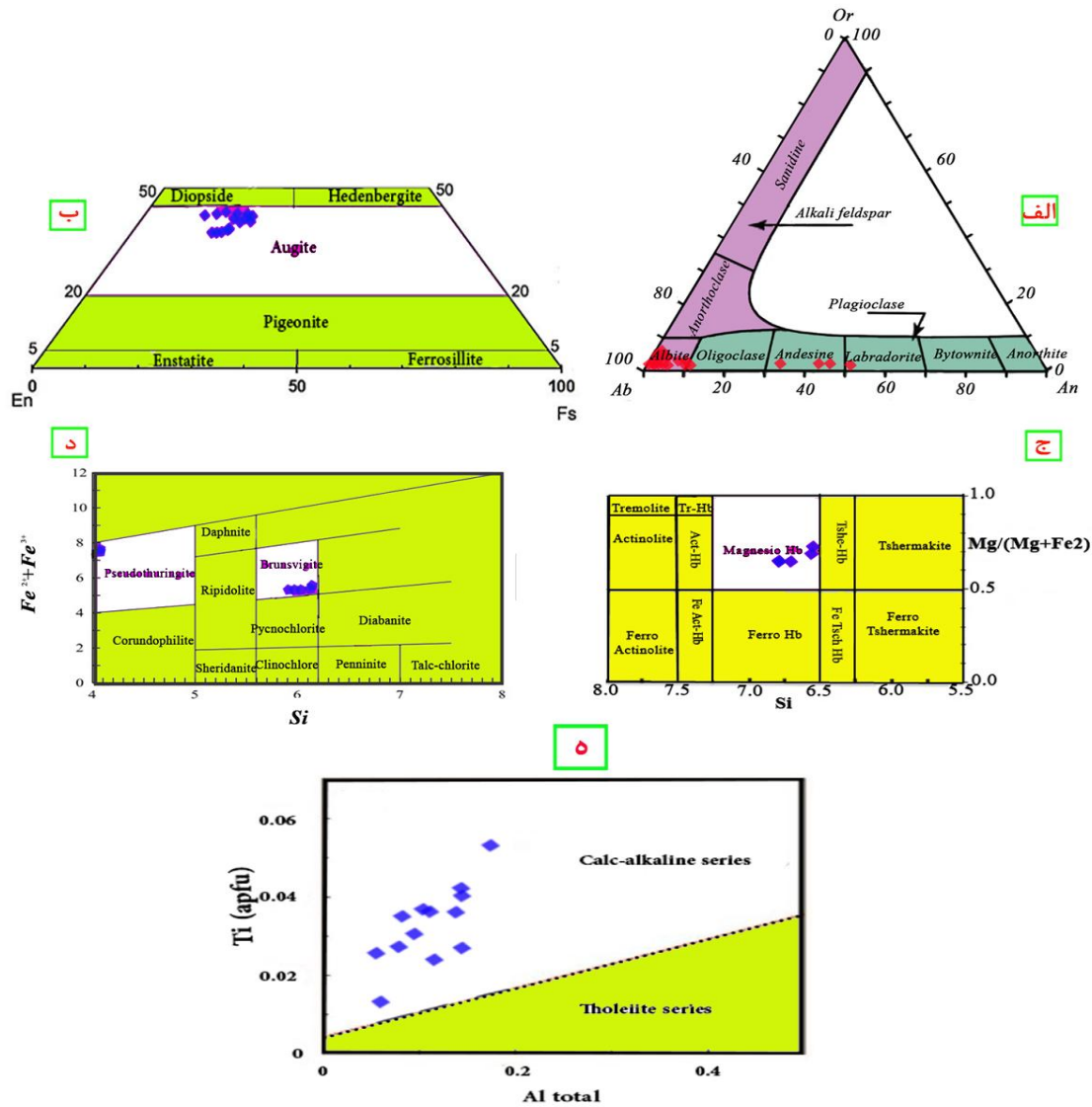
ب- فشارسنجی بر اساس میزان Al آمفیبول

آمفیبول یکی از مناسبترین کانی‌ها برای دما-فشارسنجی سنگ‌های آذرین بوده و در فشارهای ۱ تا ۲۳ کيلوبار و محدوده وسیعی از دماها از $1150^{\circ}C - 400$ پایدار است (استین و دایتل^۱، ۲۰۰۱؛ لیک و همکاران، ۱۹۹۷). به منظور تعیین فشار یک نمونه از دایک‌های حاوی آمفیبول (نمونه ۱۲-۹) انتخاب‌گردید و با توجه به میزان $Al_{(total)}$ در آمفیبول‌های آن و با استفاده از میانگین چهار کالبراسیون هم‌ستروم و زن^۲ (۱۹۸۶)، هالیستر^۳ و همکاران (۱۹۸۷)، جانسون و رادفورد^۴ (۱۹۸۹) و اشمیت^۵ (۱۹۹۲) محدوده فشاری بين ۲/۲ تا ۵/۵ کيلوبار بدست‌آمده که تقریباً نزدیک به محدوده فشار محاسبه شده به روش پوتيرکا و همکاران (۱۹۹۶، ۲۰۰۳ و ۲۰۰۸) و سواسو (۱۹۹۷) است (جدول ۳-۱۴). در مجموع دماهای محاسبه شده برای دسته دایک‌های دیابازی با محدوده دمای ماگماهای بازالتی تطابق دارد.

-
- 1 - Stein and Dietl
 - 2 - Hemmarstrom and Zen
 - 3 - Hollister
 - 4 - Johnson and Rutherford
 - 5 - Schmidt

جدول ۳- ۱۱- نتایج تجزیه نقطه‌ای برخی از کانی‌های دسته دایک‌های دیابازی.

Spot No.	Epidote	Amphibole	Chlorite	Plagioclase	Plagioclase	Pyroxene	Pyroxene
	9-12-1-e	9-12-2-a	88-2-1-c	9-12-3-pl	88-2-1-pl	88-2-3-p	89-2-2-2
SiO ₂	44.643	44.4	28.153	68.642	58.847	51.27	50.643
TiO ₂	0.065	2.293	0.121	0	0.016	0.967	1.237
Al ₂ O ₃	25.675	8.245	15.943	20.504	25.785	3.345	2.537
FeO	6.191	18.351	28.574	0.066	0.599	7.81	11.705
MnO	0.029	0.46	0.232	0.014	0.044	0.18	0.362
MgO	0.012	11.566	14.771	0	0.02	15.38	12.667
CaO	19.517	9.469	0.12	0.805	7.671	20.837	20.472
Na ₂ O	1.93	3.027	0.007	11.373	7.626	0.394	0.464
K ₂ O	0.001	0.269	0.011	0.228	0.253	0	0
P ₂ O ₅	0.004	0	0.011	0	0	0	0
total	98.067	98.124	87.943	101.632	100.861	100.183	100.087
Si	1.097	6.498	5.997	2.700	2.334	1.896	1.893
Al	0.744	1.422	4.012	1.075	1.363	0.146	0.084
Ti	0.001	0.252	0.019	0.000	0.001	0.027	0.035
Fe ³⁺	0	1.197	0.062	0	0.048	0	0
Fe ²⁺	0.127	1.049	5.029	0.005	0.048	0.242	0.369
Mn	0.001	0.057	0.042	0.001	0.003	0.006	0.012
Mg	0.000	2.523	4.701	0.000	0.002	0.848	0.712
Ca	0.514	1.485	0.027	0.063	0.608	0.826	0.828
Na	0.092	0.859	0.006	1.789	1.210	0.028	0.034
K	0.000	0.050	0.006	0.036	0.040	0	0
Or	-	-	-	1.899	2.160	-	-
Ab	-	-	-	94.747	65.099	-	-
An	-	-	-	3.353	32.741	-	-
Wo	-	-	-	-	-	43.119	43.349
En	-	-	-	-	-	44.267	37.306
Fs	-	-	-	-	-	12.614	19.345



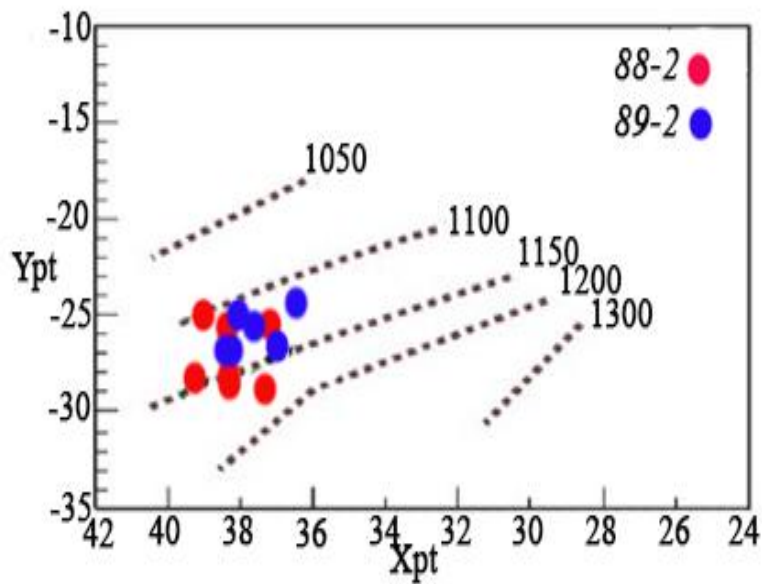
شکل ۳-۲۶- ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها، پیروکسن‌ها، آمفیبول‌ها و کلریت‌ها در دایک‌های دیابازی. الف- براساس رده‌بندی دیبر و همکاران (۱۹۹۲) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در محدوده آلبیت و آندزین است. ب- ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها بر اساس رده بندی مورمیتو و همکاران (۱۹۸۸) در محدوده اوژیت قرار می‌گیرند. ج- ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها بر اساس رده بندی لیک و همکاران (۱۹۹۷) در محدوده مینزیوهورنبلند قرار می‌گیرد. د- ترکیب شیمیایی کلریت‌ها در نمودار رده‌بندی دیبر و همکاران (۱۹۹۲) در محدوده برانسویجایت و سودوتورینجیت قرار می‌گیرد. ه- موقعیت کلینوپروکسن‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات Ti در برابر Al کل بر واحد فرمول (لتریه و همکاران، ۱۹۸۲)

جدول ۳-۱۲- نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های انتخاب شده برای ترموبارومتري به روش پوتیرکا و همکاران (۱۹۹۶، ۲۰۰۳ و ۲۰۰۸).

Sample number	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	Putirka et al (1996)		Putirka et al (2003)		Putirka (2008) RiMG		Putirka Mean	
												T(C)	P(kbar)	T(C)	3.9	T(C)	P(kbar)	T(C)	P(kbar)
88-2-6-px	51.94	1.08	2.91	8.39	0.22	15.18	20.88	0.40	0.01	0.02	101.03	1187.2	6.5	1199.6	3.2	1181.3	3.4	1189.4	4.6
88-2-4-px	51.38	1.30	2.39	11.36	0.34	13.45	19.89	0.49	0.00	0.00	100.60	1179.9	5.7	1195.8	3.3	1149.5	2.5	1175.1	3.8
88-2-5-px	51.23	0.87	3.58	7.26	0.14	15.78	20.50	0.36	0.02	0.04	99.76	1181.7	5.8	1197.5	2.1	1190.4	3.5	1189.9	4.2
88-2-1-px	53.42	0.47	1.41	10.05	0.37	16.64	17.94	0.33	0.02	0.01	100.66	1170.2	4.3	1196.2	7.2	1180.9	0.4	1182.4	2.2
89-2-2-2	50.64	1.24	2.54	11.71	0.36	12.67	20.47	0.46	0.00	0.00	100.09	1163.6	6.4	1141.8	5.2	1154.8	7.9	1153.4	7.2
89-2-2-3	48.65	1.85	3.93	11.44	0.36	12.45	20.30	0.51	0.01	0.00	99.49	1143.9	3.8	1136.3	5.2	1157.8	3.8	1146.0	4.3

جدول ۳-۱۳- نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های انتخاب شده برای ترموبارومتري به روش سواسو (۱۹۹۷).

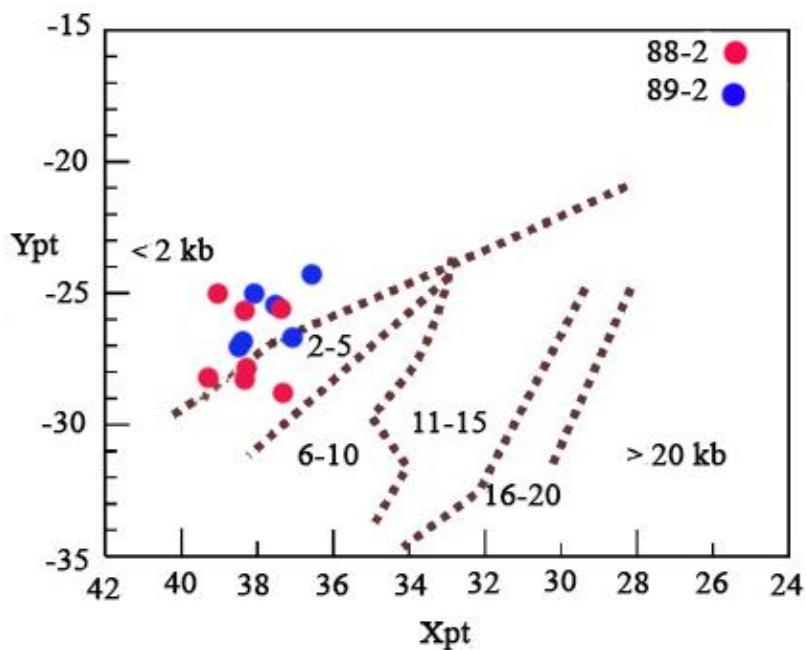
Sample number	88-2-3-px	88-2-3-pl-3	88-2-2-px	88-2-7-op2	88-2-1-pl	88-2-6-px	88-2-4-px	88-2-5-px	88-2-1-pl	89-2-2-2	89-2-2-3	89-2-4-1
SiO₂	51.3	50.5	50.2	51.8	53.4	51.9	51.4	51.2	53.4	50.6	48.6	51.9
TiO₂	1.0	1.3	1.5	0.9	0.5	1.1	1.3	0.9	0.5	1.2	1.8	1.0
Al₂O₃	3.3	3.4	3.3	1.7	1.4	2.9	2.4	3.6	1.4	2.5	3.9	2.4
FeO	7.8	9.6	10.8	13.1	10.1	8.4	11.4	7.3	10.1	11.7	11.4	11.0
MnO	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.2	0.3	0.1	0.4	0.4	0.4	0.3
MgO	15.4	14.4	13.5	13.5	16.6	15.2	13.4	15.8	16.6	12.7	12.5	15.7
CaO	20.8	19.8	20.0	19.1	17.9	20.9	19.9	20.5	17.9	20.5	20.3	18.1
Na₂O	0.4	0.5	0.5	0.4	0.3	0.4	0.5	0.4	0.3	0.5	0.5	0.4
Totale(%)	100.2	99.8	100.0	100.9	100.6	101.0	100.6	99.7	100.6	100.1	99.5	100.8
No. of oxygen	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Si	1.9	1.9	1.9	1.9	2.0	1.9	1.9	1.9	2.0	1.9	1.8	1.9
Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0
Al	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1
Aliv	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.2	0.1
AlVvi	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0
Fe²⁺	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.2	0.3	0.4	0.4	0.3
Mn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	0.8	0.8	0.8	0.8	0.9	0.8	0.7	0.9	0.9	0.7	0.7	0.9
Ca	0.8	0.8	0.8	0.8	0.7	0.8	0.8	0.8	0.7	0.8	0.8	0.7
Na	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Wo	43.1	41.9	42.4	39.7	36.7	43.0	41.9	42.6	36.7	43.3	43.6	37.4
En	44.3	42.3	39.8	39.1	47.3	43.5	39.4	45.6	47.3	37.3	37.2	45.0
Fs	12.6	15.9	17.8	21.2	16.0	13.5	18.7	11.8	16.0	19.3	19.2	17.7



شکل ۳-۲۷- نتایج ترمومتری به روش سو ا سو (۱۹۹۷) در سنگ‌های مورد مطالعه.

$$X_{pt} = 0.44 \text{SiO}_2 + 0.187 \text{TiO}_2 - 0.404 \text{Al}_2\text{O}_3 + 0.346 \text{FeO} - 0.052 \text{MnO} + 0.309 \text{MgO} + 0.431 \text{CaO} - 0.446 \text{Na}_2\text{O}$$

$$Y_{pt} = -0.369 \text{SiO}_2 + 0.535 \text{TiO}_2 - 0.317 \text{Al}_2\text{O}_3 + 0.323 \text{FeO} + 0.235 \text{MnO} - 0.516 \text{MgO} - 0.167 \text{CaO} - 0.153 \text{Na}_2\text{O}$$



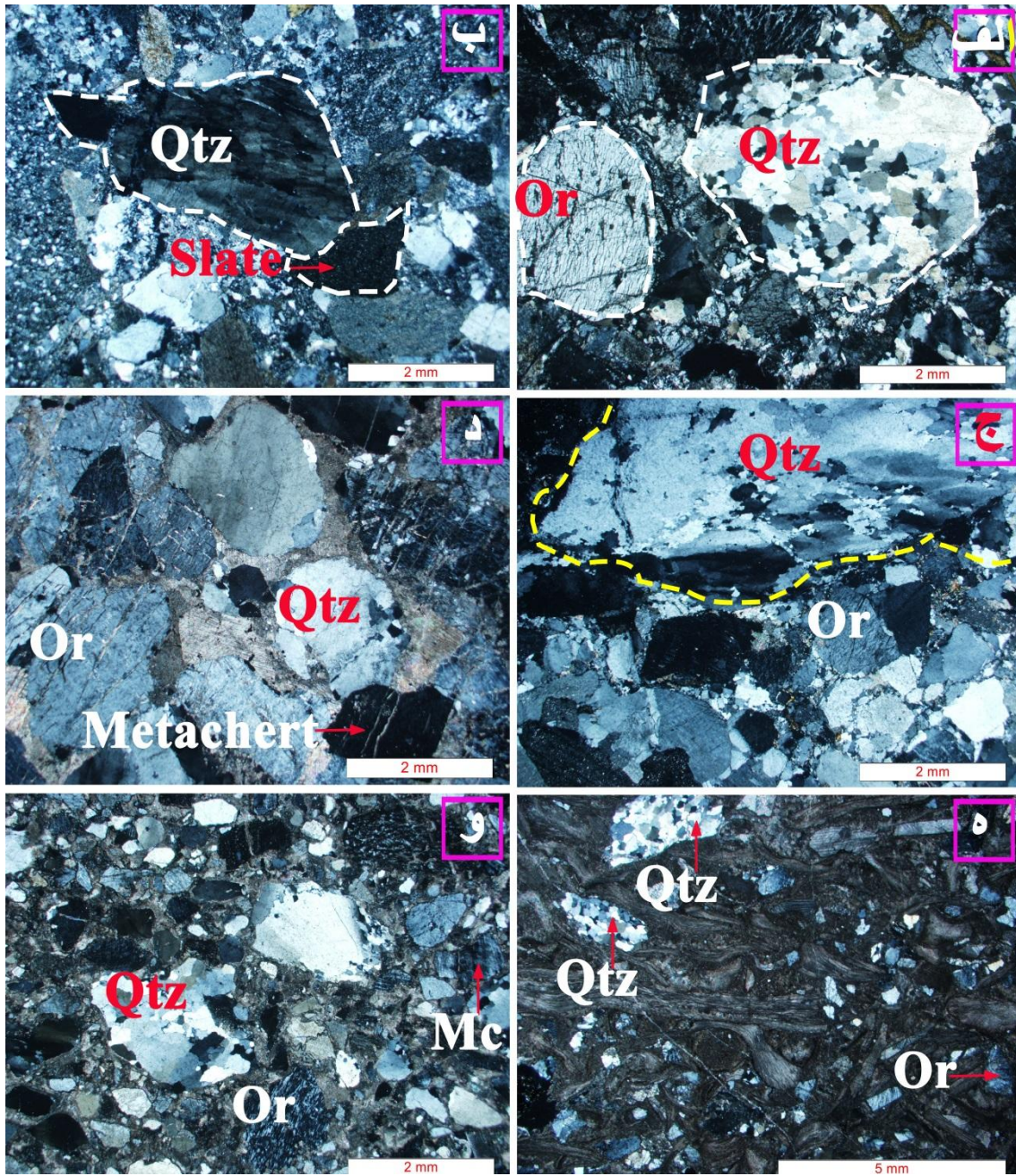
شکل ۳-۲۸- نتایج بارومتری به روش سو ا سو (۱۹۹۷) در سنگ‌های مورد مطالعه.

جدول ۳-۱۴ - مقایسه نتایج ترمو بارومتري کليئوپيروکسن به روش پوتيرکا و همکاران (۱۹۹۶، ۲۰۰۳ و ۲۰۰۸)، سو ا سو (۱۹۹۷) و بارومتري آمفيبول در دسته دايک‌های ديابازی.

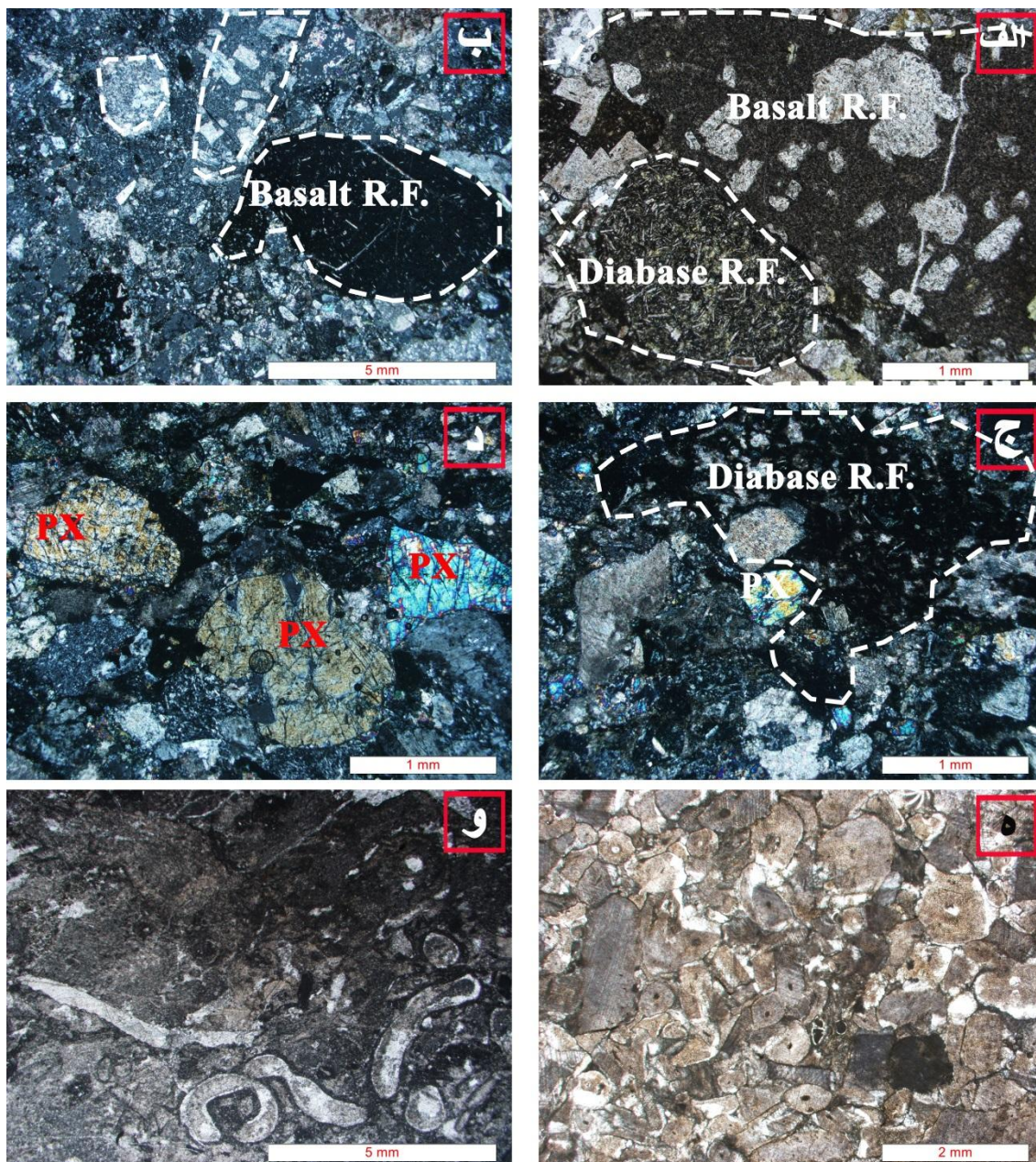
Sample number	Clinopyroxene-thermometry (Putirka et al, 1996, 2003, 2008) T(°C)	Clinopyroxene-barometry (Putirka et al, 1996, 2003, 2008) P(Kb)	Clinopyroxene thermometry (Soesso, 1997) T(°C)	Clinopyroxene barometry (Soesso, 1997) P(Kb)	Amphibole barometry Hemmarstrom and Zen (1986) Hollister (1987) Johnson and Rutherford (1989) Schmidt (1992)
88-2	1175 - 1190	2.2 - 4.6	1100 - 1175	2 - 5	-
89-2	1146 - 1153	4.3 - 7.2	1100 - 1150	2 - 5	-
9-12	-	-	-	-	2.2-5.5

۳-۵ - توالی رسوبي پوشاننده توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه

همانطوریکه در فصل دوم اشاره گردید، قدیمی ترین سنگ‌های پوشاننده توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه و سنگ‌های میزبان آن، یک توالی رسوبي - تخریبی است که عمدتاً شامل کنگلومرا، ماسه-سنگ، شیل، آهک‌ماسه‌ای و آهک می‌باشد. بخش اعظم قطعات سنگی و کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های، این توالی رسوبي شامل سنگ‌های دگرگونی میزبان و سنگ‌های توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه است (شکل ۳-۲۹ - الف تا و). از ویژگی‌های جالب توجه قطعات تشکیل‌دهنده کنگلومراها، ماسه‌سنگ‌ها و آهک‌های این توالی رسوبي، وجود دانه‌های کوارتز با خاموشی موجی قوی (شکل ۳-۲۹ - ب و ج)، مجموعه‌های کوارتز پلی کریستالین (شکل ۳-۲۹ - الف و ه)، دانه‌های کوارتز با تبلور مجدد دینامیکی از نوع چرخش ریزدانه‌ای و برآمدگی مرزدانه‌ای (شکل ۳-۲۹ - ج و و) و فلدسپارهای دارای شکستگی (شکل ۳-۲۹ - الف) می‌باشد که حاکی از تاثیر زون‌های برش و میلوئیتی‌شدن سنگ‌های دگرگونی میزبان و سنگ‌های توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه قبل از تریاس بالایی است. همچنین برخی از میکروکنگلومراها فقط از ارتوکلاز، کوارتز و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند و بسیار شبیه به گرانیت‌هستند (شکل ۳-۲۹ - الف)، بطوریکه تشخیص آنها حتی در مقاطع نازک از گرانیت‌ها دشوار بوده و احتمالاً نشان‌دهنده تشکیل این کنگلومراها در فاصله خیلی نزدیک به سنگ منشاء گرانیتوئیدی آنهاست.



شکل ۳-۲۹- تصاویر میکروسکوپی از میکروکنگلومرالهای توالی رسوبی پوشاننده توده گرانیتوئیدی بندهازارچاه (در نور XPL). الف- میکروکنگلومرال تشکیل شده از کوارتز، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز که بسیار شبیه به گرانیت بوده و نشاندهنده این است که در فاصله خیلی نزدیک به سنگ منشاء گرانیتوئیدی آن تشکیل شده است. به مجموعه کوارتز پلی- کریستالین و بلور ارتوکلاز شکسته شده توجه شود. ب و ج- به ترتیب میکروکنگلومرال حاوی کوارتز با خاموشی موجی قوی همراه با یک قطعه اسلیت و میکرو کنگلومرال حاوی کوارتز با تبلور مجدد دینامیکی از نوع برآمدگی مرزدانه‌ای و چرخش ریزدانه‌ای همراه با ارتوکلاز. د و و- به ترتیب میکرو کنگلومرال با سیمان آهکی حاوی کوارتز، ارتوکلاز همراه با متاچرت و میکروکنگلومرال با سیمان آهکی حاوی کوارتز، ارتوکلاز و میکروکلین. ه- میکروکنگلومرال آهکی حاوی مجموعه‌های پلی کریستالین کوارتز و ارتوکلاز.



شکل ۳-۳۱- الف و ب- تصاویر میکروسکوپی از میکروکنگلومرهای توالی رسوبی- تخریبی ژوراسیک فوقانی- کرتاسه زیرین (معادل سازند قلعه دختر) حاوی قطعات سنگی بازالتی و دیابازی (به ترتیب در نور PPL و XPL). ج و د- تصاویر میکروسکوپی از توفیت‌های توالی فوق حاوی قطعات سنگی دیابازی و کانی‌های پیروکسن (در نور XPL). ه و و- تصاویر میکروسکوپی از آهک- های توالی فوق حاوی قطعات فسیلی (در نور PPL).

۳-۶- رسوبات ژوراسیک بالایی - کرتاسه زیرین (معادل سازند قلعه دختر)

در فصل دوم اشاره گردید که یک توالی رسوبی- تخریبی سیاه رنگی شامل کنگلومرا، توف، توفیت، ماسه سنگ، آهک و شیل در غرب منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد (شکل ۳-۳۱- الف تا و). قطعات اصلی تشکیل دهنده کنگلومراها، شامل قطعات بازالتی، دیابازی، آهکی و گرانیتی می‌باشد (شکل ۳-۳).

۳۱- الف و ب). باتوجه به اینکه بخش عمده قطعات سنگی تشکیل دهنده کنگلومراها و توفیت‌ها شامل خرده‌سنگ‌های بازالتی و دیابازی است (شکل ۳-۳۱- ج و د)، اولاً این موضوع سن ژوراسیک میانی را برای دسته دایک‌های دیابازی، که براساس شواهد صحرایی استنباط شده‌بود، را تأیید می‌کند، ثانیاً به نظر می‌رسد، تزریق دسته‌جات دایک دیابازی در برخی مناطق از جمله سهل و دوچاه (دادپور، ۱۳۹۳) همراه با فوران‌گدازه‌های بازالتی بوده است.

فصل چہارم

ژئوشیمی سنگ کل

جهت تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی و با در نظر گرفتن میزان رخنمون سنگ‌ها و تنوع آنها، تعداد ۳۲ نمونه با کمترین میزان دگرسانی، از واحدهای سنگی مختلف، برای انجام آنالیز ژئوشیمیایی انتخاب و به آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا ارسال گردید. این نمونه‌ها شامل ۲ نمونه گنیس، ۳ نمونه میگماتیت، ۵ نمونه متابازیت، ۱۶ نمونه از توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه و ۵ نمونه دایک دیابازی هستند (جدول ۴-۱). عناصر اصلی به روش ICP-ES و عناصر فرعی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP-MS آنالیز گردید. از نتایج بدست آمده پس از انجام تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I) و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO ، با روش لومتر^۱ (۱۹۷۶)، در ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی استفاده شده است.

۴-۲- ژئوشیمی گنیس‌ها و میگماتیت‌ها

از آنجا که در حین دگرگونی، تحرک عناصر اصلی ممکن است ویژگی‌های ژئوشیمی سنگ را متأثر سازد و ویژگی‌های سنگ مادر اولیه را نشان ندهد، لذا جهت اطمینان از میزان دگرسانی و تحرک عناصر، از شاخص دگرسانی $A.I = \{(MgO + K_2O) / (MgO + K_2O + CaO + Na_2O) \times 100\}$ (ایشی‌کاوا^۲ و همکاران، ۱۹۷۶) استفاده شده است. اگر این شاخص تقریباً برابر با 35 ± 10 باشد، تحرک عناصر اصلی کم بوده و ترکیب عناصر اصلی سنگ‌های دگرگونی، نشاندهنده ترکیب سنگ والد آنهاست (لافلچه و همکاران^۳، ۱۹۹۸). میانگین این شاخص در سنگ‌های منطقه برابر ۳۸ است. لذا می‌توان از نتایج تجزیه شیمیایی در تعیین سنگ مادر و ویژگی‌های ژئوشیمیایی منشأ آنها استفاده کرد.

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای اکسیدهای عناصر اصلی به صورت درصد وزنی (Wt%) و برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm) بیان شده است (جدول ۴-۲).

1 - Le Maitre
2 - Ishikava
3 - La Fleche

جدول ۴-۱- موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونه های آنالیز شده در منطقه مورد مطالعه.

موقعیت جغرافیایی بر حسب UTM						موقعیت جغرافیایی بر حسب UTM					
ردیف	شماره نمونه	نام سنگ	علامت اختصاری	ردیف	شماره نمونه	نام سنگ	علامت اختصاری	ردیف	شماره نمونه	نام سنگ	علامت اختصاری
1	SH 21-1	Gneiss	Gn	368866	3980043	7	SH 39-4	Granite	Gr	362119	3976419
2	SH 21-2	Gneiss	Gn	369177	3979764	8	SH 70-1	Granite	Gr	372894	3988330
1	SH 35-3-1	Migmatite	Mg	364432	3980014	9	SH 76-5	Granite	Gr	374396	3986421
2	SH 89-3	Migmatite	Mg	365424	3981731	10	SH 77-2	Granite	Gr	372148	3985873
3	SH 104-1-3	Migmatite	Mg	364739	3979045	11	SH 79-1	Granite	Gr	370223	3985517
1	SH 10-1	Metabasite	Mb	369377	3977823	12	SH 80-1	Granite	Gr	371420	3985380
2	SH 12-8	Metabasite	Mb	368957	3978561	13	SH 88-7	Granite	Gr	365559	3982204
3	SH 79-2	Metabasite	Mb	370223	3985517	14	SH 88-8	Granite	Gr	365411	3984583
4	SH 82-1	Metabasite	Mb	373171	3984507	15	SH 103	Granite	Gr	365026	3978047
5	SH 100-1	Metabasite	Mb	363054	3974022	16	SH 105	Granite	Gr	365017	3975058
						1	SH 9-12	Diabase dyke	Db	369968	3977059
1	SH 2-3	Granite	Gr	366581	3976024	2	SH 25-5	Diabase dyke	Db	366741	3976057
2	SH 3-1	Granite	Gr	363953	3973230	3	SH 55-2	Diabase dyke	Db	361988	3979744
3	SH 9-6	Granite	Gr	369968	3977059	4	SH 88-1	Diabase dyke	Db	365791	3982404
4	SH 12-6	Granite	Gr	367957	3978561	5	SH 89-2	Diabase dyke	Db	365424	3981731
5	SH 25-1-1	Granite	Gr	366741	3976057						
6	SH 32-1	Granite	Gr	366184	3979279						

جدول ۴-۲- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب گنیسها و میگماتیتها.

Sample No.	Gneiss		Migmatite		
	21-1	21-2	35-3-1	104-1-3	89-3
SiO ₂	68.50	70.79	71.09	72.72	69.90
Al ₂ O ₃	14.96	14.32	14.03	13.95	14.98
FeO	2.49	1.91	1.93	1.42	1.67
Fe ₂ O ₃	3.05	2.34	2.36	1.74	2.04
MgO	0.73	0.65	0.89	0.58	1.49
CaO	3.34	2.88	2.94	2.54	3.51
Na ₂ O	3.50	3.27	3.22	3.50	5.14
K ₂ O	2.71	3.34	3.00	3.14	0.58
TiO ₂	0.51	0.37	0.38	0.28	0.54
P ₂ O ₅	0.13	0.09	0.08	0.05	0.12
MnO	0.11	0.08	0.06	0.04	0.05
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Sum	100.03	100.04	100.00	99.97	100.02
NK	6.20	6.60	6.22	6.64	5.72
A/CNK	1.57	1.51	1.53	1.52	1.62
LOI.	1.1	0.9	0.9	0.7	1.4
Ba	44	748	230	934	1575
Be	4	2	<1	6	<1
Co	23.3	1.4	19.9	6	0.5
Cs	0.1	0.5	1.1	2.9	0.4
Ga	20.1	14.1	20.7	17.2	14.5
Hf	5	3.5	8.1	6.6	4.7
Nb	9.7	7.7	16	10.7	2.3
Rb	4.8	51.2	14.5	77.2	134.8
Sn	2	2	<1	<1	<1
Sr	207.4	179	553.8	316	90.4
Ta	0.6	0.7	0.7	0.8	0.2
Th	1.7	7.7	1.8	9.4	8.1
U	0.5	1.7	1.1	1.6	1
V	250	16	127	31	<8
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Zr	205.4	126.1	356.6	255.6	124.2
Y	52.9	31.1	40.9	34.4	12.5
La	20.1	18.6	30.5	51.8	7.8
Ce	50.7	37.2	76.1	105.4	15.9
Pr	6.88	3.84	10.18	11.71	1.63
Nd	31.9	12.6	44.2	47.1	5.1
Sm	8.29	3.39	9.84	8.84	1.39
Eu	2.96	1.03	2.76	1.64	0.36
Gd	10.15	4.39	9.53	8.34	1.26
Tb	1.92	0.91	1.56	1.35	0.3
Ho	2.31	1.32	1.57	1.47	0.51
Er	6.2	3.69	4.84	3.81	1.63
Tm	0.95	0.55	0.72	0.6	0.3
Yb	5.03	3.57	4	3.12	1.58
Lu	0.87	0.52	0.67	0.54	0.25
Mo	0.3	0.3	0.3	0.8	0.8

Cu	25.3	2.8	9.9	2.5	1.9
Pb	2.2	3.6	1.4	3	0.8
Zn	56	15	50	71	1
Ni	10.5	2.4	2.5	2.3	2

جهت بررسی ترکیب سنگ‌های دگرگونی از نمودار نامگذاری سنگ‌های آذرین درونی استفاده شده است. در نمودارهای نامگذاری Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (میدلموست^۱ و همکاران، ۱۹۸۵؛ کاکس^۲ و همکاران، ۱۹۷۹) (به ترتیب شکل ۴-۱-الف و ب)، میگماتیت‌ها و گنیس‌ها در محدوده ترکیبی گرانیت و گرانودیوریت قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها بر روی نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (پکسریلو^۳ و همکاران، ۱۹۷۶) ماهیت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا را نشان می‌دهند (شکل ۴-۱-د). در نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شاند^۴، ۱۹۴۳) این نمونه‌ها پرآلومین هستند (شکل ۴-۱-ج). باتوجه به اینکه که ترکیب سنگ مادر، احتمالاً ماسه سنگ تا متاگزیوک بوده است، ترکیب سنگ‌ها نزدیک به مرز متالومین- پرآلومین واقع شده‌اند.

از سوی دیگر طرح‌ها و الگوهای گنیس‌ها و میگماتیت‌ها در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر REE کندریت (بوینتون^۵، ۱۹۸۴) (شکل ۴-۱-ه) و مقادیر عناصر کمیاب گوشته اولیه (سان و مک دونوف^۶، ۱۹۸۹) (شکل ۴-۱-و) با طرح‌های گرانیت‌ها مطابقت داشته و همانطور که در فصل دوم اشاره گردید نشان‌دهنده نشات گرفتن گرانیت‌ها از ذوب گنیس‌ها و میگماتیت‌ها است.

۴-۲-۱- سنگ مادر گنیس‌ها و میگماتیت‌ها

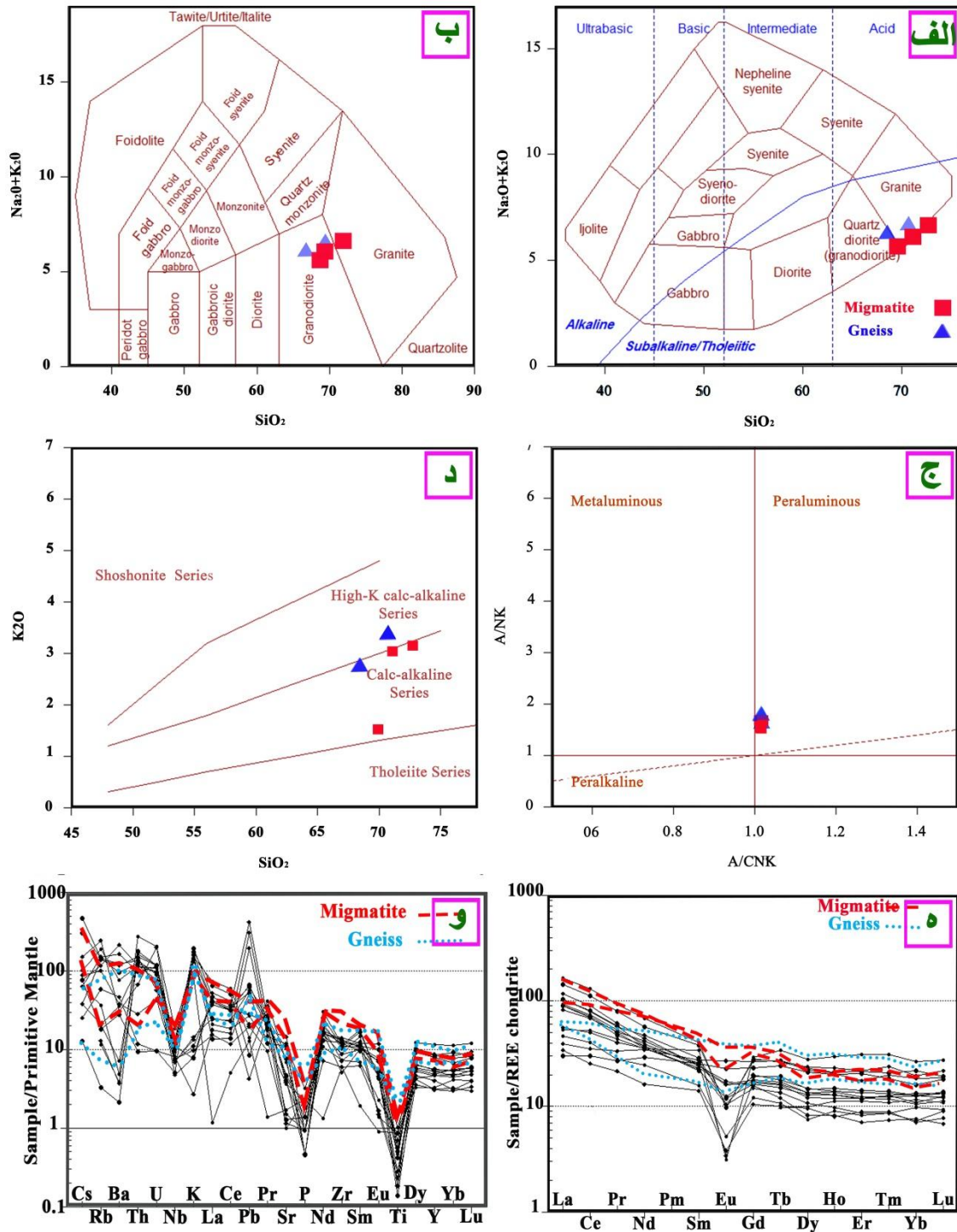
رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های رسوبی به اندازه سنگ‌های آذرین توسعه نیافته است و بیشتر نظام‌های رده‌بندی سنگ‌های رسوبی از ویژگی‌هایی استفاده می‌کنند که در نمونه دستی یا در مقاطع نازک دیده می‌شود، مانند اندازه دانه و کانی‌شناسی دانه‌ها و زمینه. با اینحال در سنگ‌های رسوبی دگرگون

1 - Middlemost
2 - Cox
3 - Peccerillo
4 - Shand
5 - Boynton
6 - Sun and McDonough

شده به دلیل تحمل دگرگونی، در بسیاری از موارد تشخیص سنگ مادر اولیه این سنگ‌ها دشوار است بخصوص زمانی که متحمل دگرگونی‌های درجه بالا شده باشند. همانگونه که در فصل دوم شرح داده شد، سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه دارای تنوع ترکیبی هستند که ناشی از تنوع ترکیبی سنگ مادر آنهاست. مطالعات چینه‌شناسی در منطقه بندهزارچاه و مناطق همجوار نشان داده‌اند که توالی اولیه یک توالی رسوبی - تخریبی متشکل از لایه‌های مختلف شیل، ماسه سنگ و آهک بوده است. جهت تعیین ترکیب سنگ مادر آنها از رده‌بندی‌های پتی‌جان¹ و همکاران (۱۹۷۲) که معروفترین رده‌بندی سنگ‌های رسوبی است، استفاده گردید و برخلاف سنگ‌های آذرین، یافتن رابطه‌ای ساده میان کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی ماسه سنگ‌ها دشوار است. به این دلیل رده‌بندی ماسه‌سنگ‌ها بر پایه کانی‌شناسی استوار نیست، بلکه این رده‌بندی رسوبات بالغ را از رسوبات نابالغ متمایز می‌کند. رایج‌ترین معیار بلوغ رسوب، مقدار SiO_2 و نسبت SiO_2 / Al_2O_3 است که نمایانگر فراوانی کوارتز، رس و فلدسپار است. شاخص سودمند دیگر بلوغ شیمیایی، مقدار قلیایی‌ها ($Na_2O + K_2O$) است که مقیاسی از مقدار فلدسپار موجود است. پتی‌جان و همکاران (۱۹۷۲) با استفاده از شاخص بلوغ شیمیایی و نسبت K_2O/Na_2O یک رده‌بندی برای ماسه سنگ‌های خشکی‌زاد، بر پایه نمودار $Log (SiO_2/Al_2O_3)$ - $Log (Na_2O/K_2O)$ پیشنهاد کردند. نمودار اصلاح شده پتی‌جان و همکاران (۱۹۷۲) توسط هرون^۲ (۱۹۸۸) ارائه شده است که آن را بر اساس نسبت‌های (SiO_2/Al_2O_3) و (Fe_2O_3/K_2O) اصلاح کرده است. بر اساس این نمودار می‌توان آرکوزها را نیز رده‌بندی نمود و همچنین مقیاسی از پایداری کانی‌ها بدست آورد، زیرا کانی‌های فرومنیزین کمترین پایداری را نسبت به هوازگی دارند. در این نمودار نسبت بسیار پایین SiO_2/Al_2O_3 که در روش پتی‌جان و همکاران (۱۹۷۷) در نظر گرفته نشده

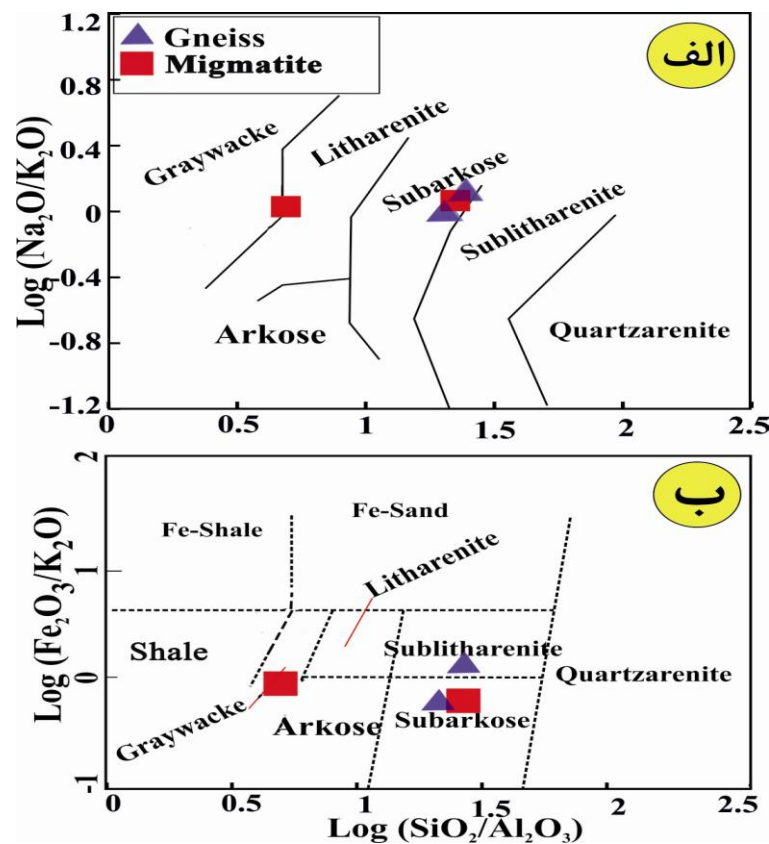
1 -Pettijohn

2 -Herron



شکل ۴-۱- الف و ب - به ترتیب موقعیت ترکیب شیمیایی میگماتیت‌ها و گنیس‌ها در نمودارهای نامگذاری
 SiO₂ مقابل Na₂O+K₂O در مقابل میدلموست و همکاران (۱۹۸۵) و کاکس و همکاران (۱۹۷۹). ج و د- به ترتیب موقعیت
 میگماتیت‌ها و گنیس‌ها در نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شان، ۱۹۴۳) و نمودار K₂O در مقابل SiO₂ (پکسریلو و
 همکاران، ۱۹۷۶). ه و و- به ترتیب نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر REE کندریت (بوینتون، ۱۹۷۴) و
 مقادیر عناصر کمیاب گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) برای گنیس‌ها و میگماتیت‌ها در مقایسه با گرانیت‌ها.
 همانطور که ملاحظه می‌شود الگوهای گنیس‌ها و میگماتیت‌ها کاملاً با گرانیت‌ها مطابقت دارد.

بود، نیز شناسایی می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳). لذا با توجه به موارد فوق، بمنظور تعیین ترکیب شیمیایی سنگ‌های رسوبی مادر گنیس‌ها و میگماتیت‌ها از نمودارهای $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ پتی‌جان و همکاران (۱۹۷۲) (شکل ۴-۲-الف) و $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ هرون (۱۹۸۸) (شکل ۴-۲-ب) استفاده شده است. براساس روش پتی‌جان و همکاران (۱۹۷۲) گنیس‌ها در محدوده ساب‌آرکوز و ساب‌لیت‌آرنایت و میگماتیت‌ها در محدوده گریوک و ساب-آرکوز قرار می‌گیرند. همچنین نمونه‌های گنیسی بر روی نمودار $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ هرون (۱۹۸۸) نیز در محدوده ساب‌آرکوز و ساب‌لیت‌آرنایت قرار گرفته و میگماتیت‌های مورد مطالعه نیز در محدوده گریوک و ساب‌آرکوز قرار گرفته‌اند. بنابراین همانطور که براساس شواهد صحرائی نیز استنباط می‌شد، سنگ مادر گنیس‌ها و میگماتیت‌ها دارای ترکیب گریوکی تا ماسه‌سنگی با محتوی پایین رس بوده است.



شکل ۴-۲-الف و ب به ترتیب موقعیت سنگ مادر گنیس‌ها و میگماتیت‌ها بر روی نمودارهای $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ پتی‌جان و همکاران (۱۹۷۲) و $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ هرون (۱۹۸۸).

۴-۳- ژئوشیمی متابازیت‌ها

متابازیت‌ها دارای دارای محتوی سیلیس پایین (51.6-56.4 wt %)، آهن کل بالا (10.2-13.4 wt %)، منیزیم متوسط (2.7-6.4 wt %)، سدیم پایین (2.1-3.2) و پتاسیم پایین (0.6-1.7 wt %) می‌باشند (جدول ۴-۳). متابازیت‌ها بر روی نمودارهای نامگذاری $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 میدلموست و همکاران (۱۹۸۵) (شکل ۴-۳-الف) و لوباس^۱ و همکاران (۱۹۸۶) (شکل ۴-۳-ب) در محدوده بازالت و آندزیت‌بازالتی قرار می‌گیرند. این‌سنگ‌ها بر روی نمودارهای نامگذاری Zr/Ti در مقابل Nb/Yb (وینچستر و فلوید^۲، ۱۹۷۶) (شکل ۴-۳-ج) و Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Yb (پیرس و همکاران، ۱۹۹۶) (شکل ۴-۳-د) نیز به ترتیب در محدوده بازالت - آندزیت‌بازالتی و بازالت ساب-آلکانل - آندزیت بازالتی قرار می‌گیرند. متابازیت‌ها در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر عناصر کمیاب در NMORB (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) از P , Nb , Ti و Zr تهی‌شدگی و از Pb و عناصر^۳ LILEs مانند U , Rb , Cs و Th غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۴-۳-ه). عناصر Nb , Ti و Zr از عناصر^۴ HFSEs، کم تحرک و دیرگداز می‌باشند. این عناصر معمولاً در زون‌های فرورانش در فازهای دیرگدازی همچون روتیل و ایلمنیت وارد شده و به دلیل باقی‌ماندن در سنگ منبع و عدم مشارکت در ایجاد فاز مذاب، تهی‌شدگی شدیدی نشان می‌دهند. این بی‌هنجاری‌ها از ویژگی‌های ماگماهای وابسته به زون‌های فرورانش می‌باشد. غنی‌شدگی LILEs و تهی‌شدگی HFSEs پیشنهاد می‌کند که این سنگ‌ها از یک گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم شده و در بالای یک زون فرورانش پوسته اقیانوسی منشاء گرفته‌اند. غنی‌شدگی از Pb و عناصر LILEs مانند U , Rb , Cs و Th را می‌توان در ارتباط با آرایش پوسته‌ای ماگمای سازنده این سنگ‌ها تفسیر کرد. متابازیت‌ها در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر REE کندریت (بوینتون، ۱۹۷۴)، غنی‌شدگی از

1 - Le Bas

2 - Winchester and Floyd

3 - Large Ion Lithophile Elements

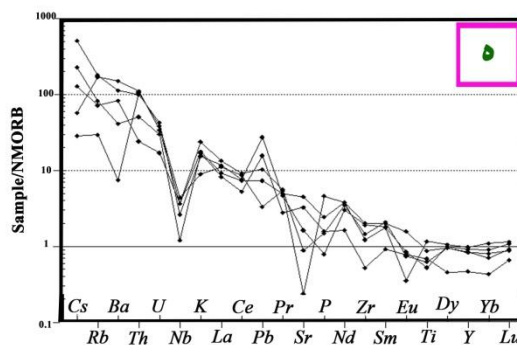
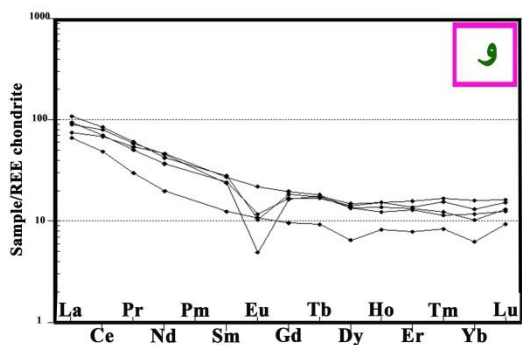
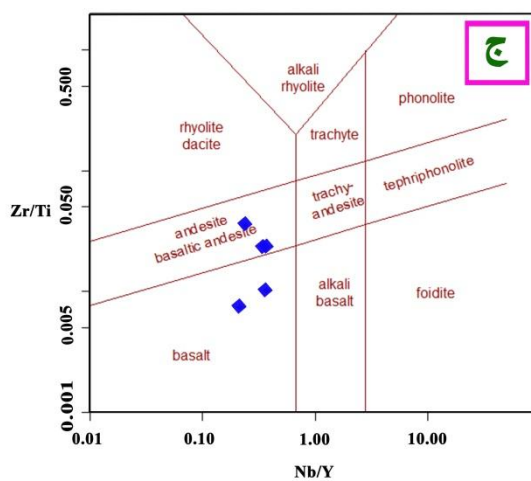
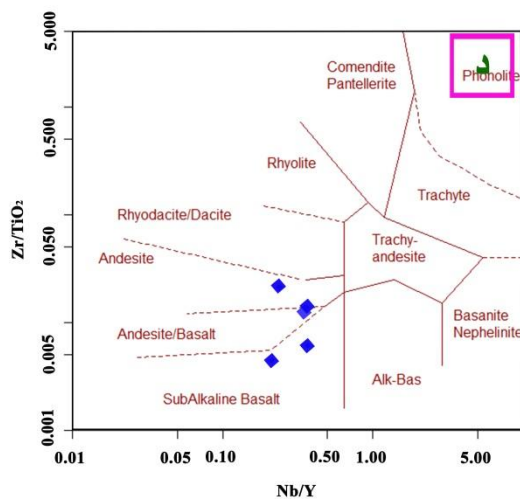
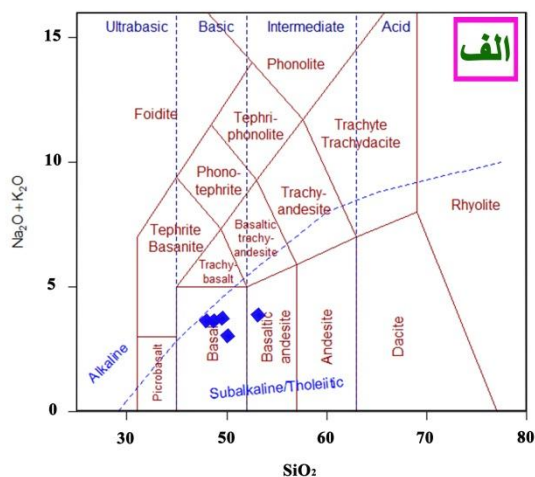
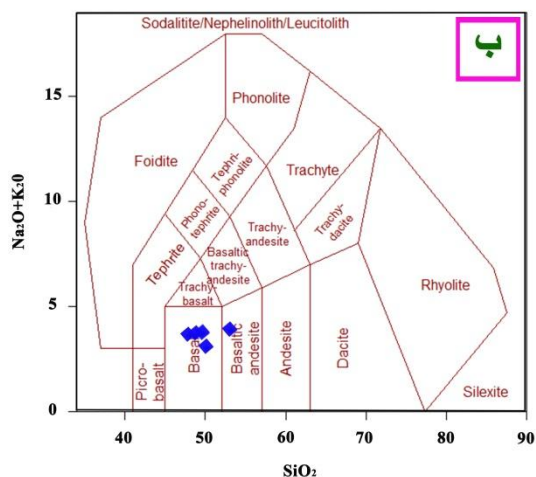
4 - High Field Strength Elements

عناصر LREE ($La/Yb = 10.6-15.7$)، تهی شدگی از Eu و برای عناصر نادر خاکی متوسط و سنگین،

الگوی تقریباً مسطح با غنی شدگی اندک را (تا ۲۰ برابر) نشان می دهند (شکل ۳-۴-و).

جدول ۳-۴- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب متابازیتها.

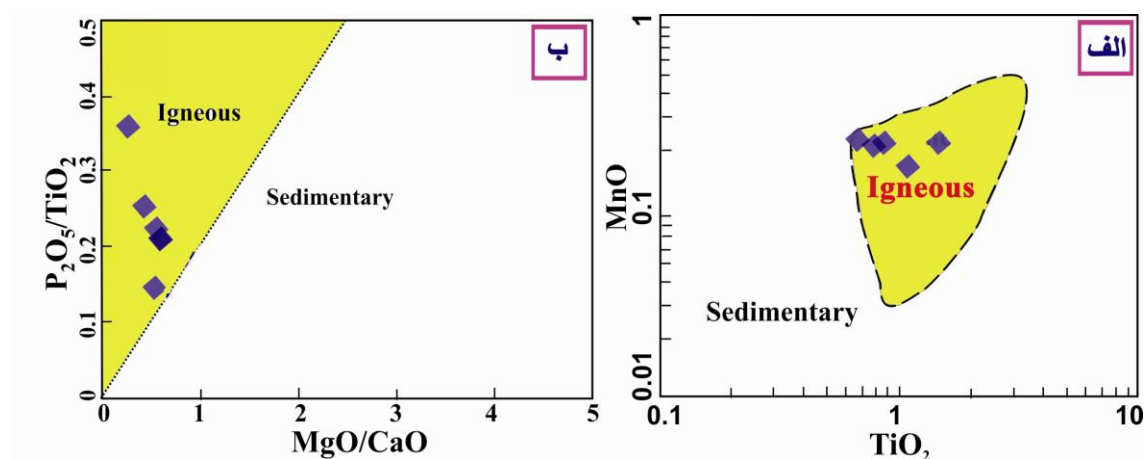
Sample No.	12-8	100-1	79-2	10-1	82-1
SiO ₂	51.69	53.18	52.60	56.38	51.57
Al ₂ O ₃	17.76	17.04	16.75	16.22	17.29
FeO	7.66	5.99	5.99	5.80	5.85
Fe ₂ O ₃	5.78	4.52	4.52	4.38	4.41
MgO	2.67	5.92	5.79	3.83	6.38
CaO	8.33	9.14	9.27	7.80	9.49
Na ₂ O	3.22	2.08	2.21	2.79	2.54
K ₂ O	0.65	1.12	1.73	1.28	1.23
TiO ₂	1.48	0.67	0.79	1.11	0.87
P ₂ O ₅	0.54	0.09	0.17	0.28	0.18
MnO	0.21	0.23	0.20	0.16	0.22
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01
Sum	99.98	99.99	100.04	100.02	100.04
LOI	1	2.2	2	1.2	2.2
Sc	35	40	44	30	44
Ba	47	707	944	520	259
Be	<1	2	<1	<1	2
Co	0.5	4	2.4	24.6	29.4
Cs	0.2	3.6	0.4	0.9	1.6
Ga	14	15	15.2	17	15.6
Hf	3.3	5.2	3.6	3.8	1.5
Nb	10.2	6.1	8.5	8.5	2.8
Rb	16.5	100.5	95.7	40.3	45.9
Sn	3	1	2	<1	<1
Sr	21.4	147	79.8	405.4	294.5
Ta	0.8	0.5	0.5	0.5	0.3
Th	12.7	12	13.2	2.9	6.1
U	1.8	2	1.6	0.8	1.4
V	12	37	22	258	241
W	1.2	0.9	<0.5	<0.5	<0.5
Zr	90.3	141.5	107.7	149.7	38.6
Y	27.5	25.5	23.2	23.7	13.1
La	27.8	29.2	33.6	23.1	20.6
Ce	64.7	56.7	69	55	39.2
Pr	7.14	6.14	7.42	6.58	3.64
Nd	27.4	22.1	25.3	27.7	11.9
Sm	4.62	4.71	5.44	5.29	2.43
Eu	0.36	0.86	0.76	1.61	0.79
Gd	4.28	4.36	4.73	5.06	2.49
Tb	0.83	0.8	0.82	0.86	0.44
Dy	4.77	4.54	4.32	4.37	2.08
Ho	1.1	1.09	0.88	0.99	0.59
Er	3.31	2.86	2.69	2.78	1.64
Tm	0.54	0.5	0.37	0.4	0.27
Yb	3.33	2.75	2.45	2.15	1.31
Lu	0.52	0.49	0.4	0.42	0.3
Mo	0.4	0.3	0.8	0.5	0.4
Cu	1.9	2.3	2.3	20.1	45.1
Pb	1	8.2	3.1	2.2	4.7
Zn	5	17	21	83	196
Ni	1	3	4.3	7.2	5.7



شکل ۳-۴ الف و ب- به ترتیب موقعیت متبازیت‌ها بر روی نمودارهای نامگذاری $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 میدلموست و همکاران (۱۹۸۵) و لوپاس و همکاران (۱۹۸۶). ج و د- موقعیت متبازیت‌ها به ترتیب بر روی نمودارهای نامگذاری Zr/Ti در مقابل Nb/Yb وینچستر و فلویید (۱۹۷۶) و Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Yb پیرس و همکاران (۱۹۹۶). ه و - نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر REE کندریت (بوینتون، ۱۹۷۴) و مقادیر عناصر کمیاب NMORB (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) برای متبازیت‌ها.

۴-۳-۱- سنگ مادر متابازیت‌ها

همانطور که در فصل دوم اشاره گردید بر اساس شواهد صحرایی، سنگ‌مادر متابازیت‌ها بصورت دایک، توده‌های کوچک بازیک و بعضاً بصورت گدازه بوده و بطور کلی این سنگ‌ها دارای ماهیت آذرین هستند با اینحال جهت تعیین دقیق‌تر ماهیت متابازیت‌ها از نمودارهای TiO_2 در مقابل MnO میسرا^۱ (۱۹۷۱) و نمودار تغییرات نسبت P_2O_5/TiO_2 در مقابل نسبت MgO/CaO ورنر^۲ (۱۹۸۷) نیز استفاده گردید و مشاهده گردید که موقعیت ترکیبی متابازیت‌ها بر روی هر دو نمودار در محدوده با سنگ‌های دگرگونی با منشأ آذرین قرار می‌گیرد (شکل ۴-۴-الف و ب).

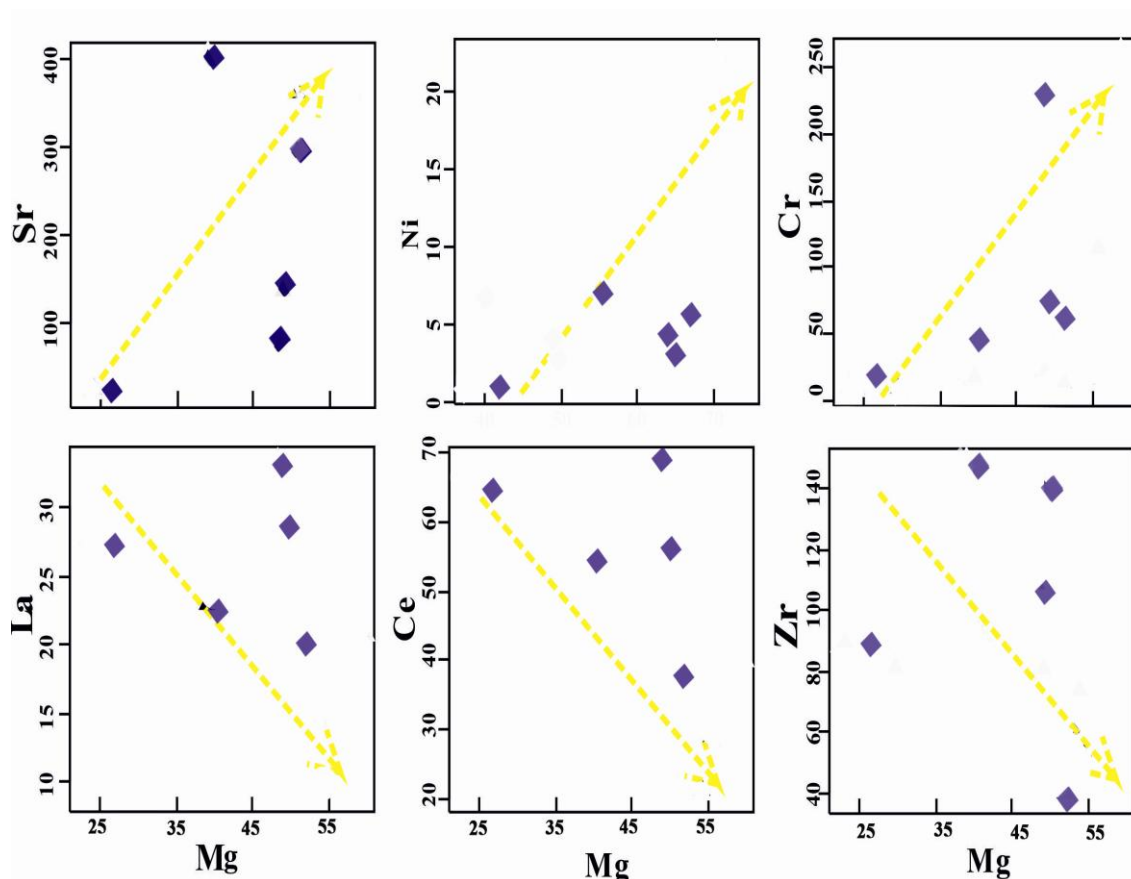


شکل ۴-۴-الف- نمودارهای MnO در مقابل TiO_2 (میسرا، ۱۹۷۱) و ب- تغییرات نسبت P_2O_5/TiO_2 در مقابل نسبت MgO/CaO ورنر (۱۹۸۷) که نشان می‌دهند متابازیت‌های مورد مطالعه دارای منشأ آذرین هستند.

از سوی دیگر بررسی تغییرات عدد منیزیم نسبت به فراوانی برخی عناصر، به عنوان یک شاخص تفریق بلوری در مایعات بازالتی می‌تواند سودمند باشد (ویلکینسون^۳، ۱۹۸۲). روندهای تغییرات عناصر کمیاب نشان می‌دهد عناصر Y, Zr, Rb, Ba, La و Ce در مقابل عدد منیزیم، روند کاهشی و عناصر Ni, Sr و Cr روند افزایشی نشان می‌دهند. افزایش Sr به دلیل سازگاری با کلسیم و جانشینی آن در ساختار پلاژیوکلازهای کلسیک بوده و تغییرات آن در مقابل Mg به صورت افزایشی می‌باشد. عناصر Cr و Ni نیز از عناصر بسیار سازگار با فازهای فرومنیزین بوده و همراه با تفریق فازهای حاوی آنها (از

1 - Misra
2 - Werner
3 - Wilkinson

جمله کانی تیتان اوژیت و مگنتیت) مقدار آنها کاهش یافته و دارای رابطه مثبت با مقدار عدد Mg می‌باشند. اما عنصر Rb به دلیل ناسازگاری مصرف نمی‌شود و مقدار آن افزایش یافته و در مراحل پایانی، در ساخت کانی‌های پتاسیم‌دار از جمله فلدسپارهای آلکالن و بیوتیت وارد شده و پس از تشکیل این فازها مقدار آن به شدت کاهش می‌یابد. عناصر La, Y, Zr و Ce از عناصر ناسازگار بوده و در فازهای مراحل نهایی تفریق وارد شده، لذا مقدار آنها با عدد منبسط رابطه معکوس دارد. صرفنظر از تحرک ناچیز عناصر ناسازگار بزرگ یون و با میزان تحرک کمتر نظیر Zr, La و Ce (در مقایسه با عناصر Rb و Ba که تحرک بیشتری دارند)، می‌توان از روند تغییرات این عناصر در تعیین ماهیت اولیه سنگ‌ها استفاده کرد زیرا این عناصر در خلال دگرگونی و هوازدگی تحرک و تغییرات چندانی ندارند و ماهیت سنگ مادر خود را نشان می‌دهند.



شکل ۴-۵ - نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل عدد Mg برای متابازیت‌ها.

نمودارهای تغییرات عناصر Ce, La, Sr, Cr, Ni و Zr در مقابل عدد Mg برای این متابازیتها (با وجود مقداری پراکندگی در روندهای ایجاد شده) نشان می‌دهد که به طور کلی تغییرات Ce, Zr و La با عدد منیزیم تطابق منفی و Cr, Ni و Sr تطابق مثبت نشان می‌دهند (شکل ۴-۵). به اعتقاد رامشوار^۱ و همکاران (۲۰۰۶) تطابق منفی Y, Ba و Zr و تطابق مثبت Cr, Ni با Mg # از ویژگی‌های شاخص سنگ‌های دگرگونی با منشأ آذرین بوده، لذا با توجه به نمودارهای تغییرات این عناصر در مقابل عدد Mg، این سنگ‌ها دارای منشأ آذرین هستند.

۴-۴- ژئوشیمی گرانیت‌ها

جهت تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه، ۱۶ نمونه برای بررسی سنگ کل انتخاب شدند (جدول ۴-۴). همانطور که در فصل دوم اشاره گردید، سنگ‌های توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه را می‌توان به گرانیت، آکالی فلدسپارگرانیت و لوکوگرانیت تقسیم کرد. این سنگ‌ها دارای محتوی SiO₂ بالا (74.18-79.49 wt %)، Na₂O متوسط (3.1-7.28 wt %)، K₂O (0.08-5.29 wt %)، CaO (0.1-2.09 %) و FeO_{total} (0.1-3.62) پایین و مقادیر بسیار کم MgO (0.04 - wt %) می‌باشند. این سنگ‌ها بر روی نمودارهای مجموع آکالی‌ها (Na₂O+K₂O) در برابر SiO₂ میدلموست^۲ (۱۹۸۵ و ۱۹۹۴) به ترتیب در محدوده‌های گرانیت و آکالی فلدسپارگرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶ الف و ب). همچنین در نمودار نامگذاری دولاروش^۳ (۱۹۸۰) نیز در محدوده‌های گرانیت و آکالی گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶ ج). علاوه بر این در نمودارهای مجموع آکالی‌ها (Na₂O+K₂O) در برابر SiO₂ (کاکس^۴، ۱۹۷۹) و AFM (ایرواین و باراگار^۵، ۱۹۷۱) به ترتیب در گستره‌های گرانیتی با ماهیت ساب‌آکالن و کالک‌آکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶ د و ه). همچنین با توجه به نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شان، ۱۹۴۳)، این گرانیت‌ها پرآلومین هستند (شکل ۴-۶ و).

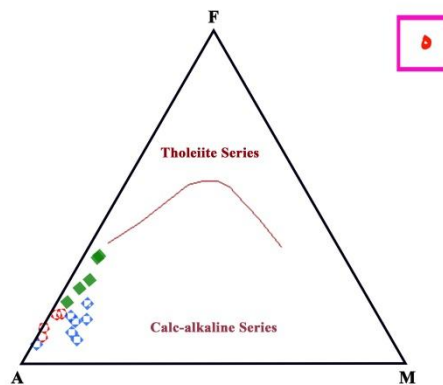
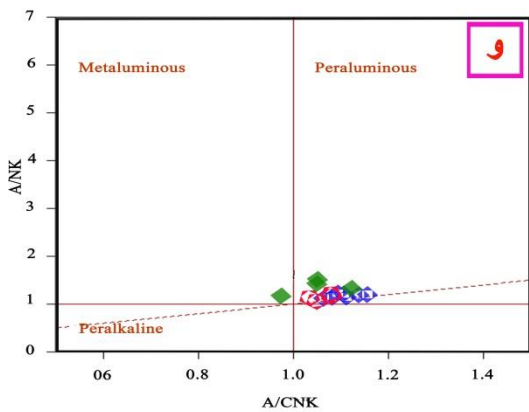
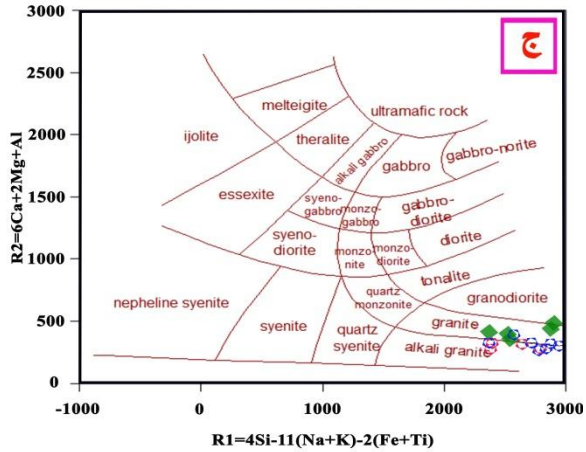
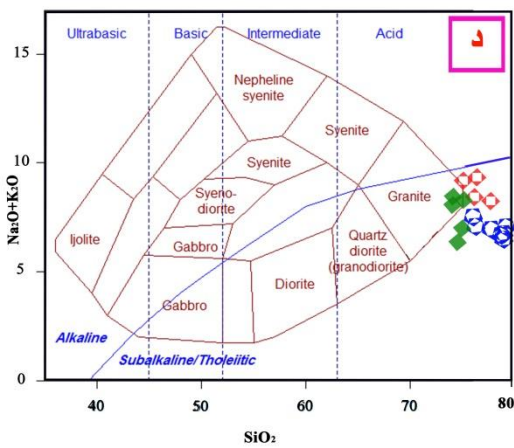
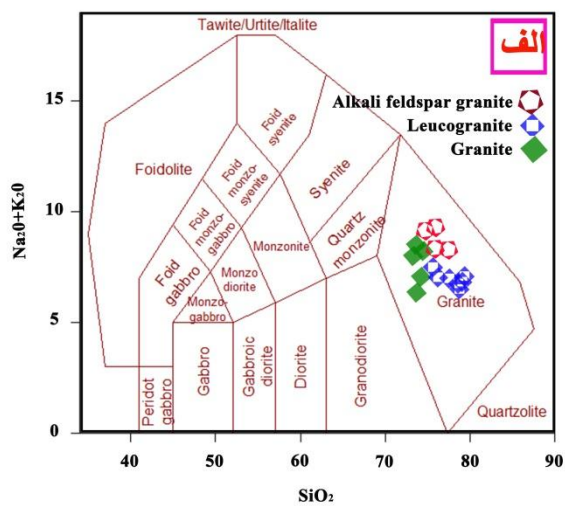
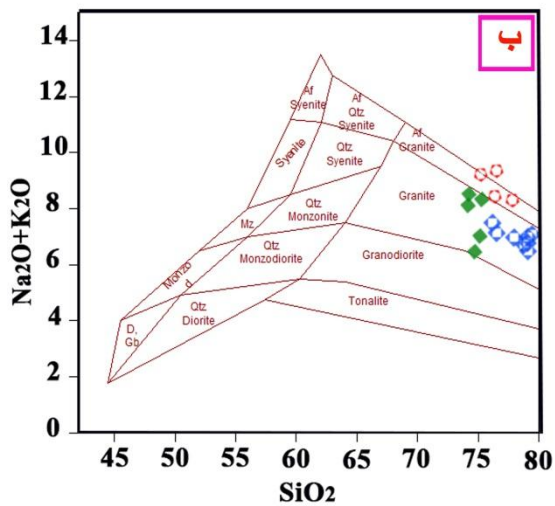
1 - Rameshvar
2 - Middlemost
3 - De La Roche
4 - Cox
5 - Irvine and Baragar

جدول ۴-۴- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل گرانیت‌ها.

Sample No.	Granites					Alkali feldspar granites					Leucogranites					
	12-6	25-1-1	2-3	3-1	105	77-2	80-1	79-1	9-6	103	76-5	70-1	39-4	32-1	88-8	88-7
SiO ₂	75.17	74.18	74.29	74.72	75.33	76.25	76.50	77.78	75.22	77.98	78.85	79.49	76.52	76.19	79.31	79.18
Al ₂ O ₃	12.82	13.81	13.25	13.60	13.65	13.15	13.22	12.64	13.32	13.14	12.79	12.68	13.92	13.82	12.30	12.33
FeO	1.18	0.99	0.88	1.11	0.66	0.53	0.29	0.35	0.56	0.43	0.21	0.16	0.39	0.63	0.27	0.39
Fe ₂ O ₃	1.44	1.21	1.08	1.35	0.81	0.64	0.35	0.43	0.69	0.52	0.26	0.20	0.48	0.77	0.33	0.48
MgO	0.47	0.66	0.53	0.43	0.32	0.30	0.13	0.04	0.24	0.56	0.94	0.12	0.75	0.89	0.74	0.92
CaO	1.55	0.81	1.16	2.09	0.80	0.59	0.10	0.42	0.56	0.33	0.18	0.21	0.66	0.10	0.10	0.11
Na ₂ O	3.10	3.60	4.20	3.89	3.79	3.54	4.07	3.43	3.39	6.57	6.42	6.84	6.78	7.28	6.74	6.06
K ₂ O	3.92	4.50	4.31	2.51	4.54	4.88	5.29	4.85	5.80	0.40	0.29	0.24	0.33	0.23	0.08	0.43
TiO ₂	0.22	0.18	0.18	0.19	0.10	0.09	0.04	0.03	0.11	0.05	0.06	0.04	0.15	0.06	0.12	0.12
P ₂ O ₅	0.07	0.05	0.05	0.05	0.02	0.01	0.03	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02
MnO	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
LOI	0.3	0.7	1.2	1	0.8	0.6	0.6	0.4	0.3	0.9	0.9	0.2	0.7	0.9	1.1	0.6
Sum	99.97	100.01	99.96	100.00	100.04	100.00	100.04	99.99	99.96	100.02	100.03	100.01	100.01	99.98	100.01	100.05
NK	7.02	8.10	8.50	6.40	8.32	8.41	9.36	8.28	9.19	6.98	6.71	7.08	7.11	7.51	6.82	6.49
Sc	9	8	8	10	4	5	3	4	5	12	6	2	7	10	8	10
Ba	248	532	34	27	50	196	15	668	866	26	210	1506	1150	825	324	266
Be	2	<1	9	<1	<1	<1	<1	4	<1	3	<1	1	<1	<1	4	1
Co	4	1.1	0.3	0.6	0.6	42.1	0.5	6.5	3.1	0.3	1	0.6	0.6	2.9	38	28
Cs	0.3	0.8	0.5	<0.1	<0.1	0.6	0.1	3.7	2.4	<0.1	1.2	0.6	0.5	0.3	0.2	0.7
Ga	16.2	12.3	16.6	10.4	14.7	17.4	11.3	14.9	14.6	13.5	12.2	14.1	15	12.8	18	16.9
Hf	4.5	2.9	4.9	3	4.5	4.3	3.3	3.9	4.7	2.5	2.2	3.7	3.6	3.8	4.6	1.9
Nb	6.8	5.4	13.3	6.7	8.6	3.6	9.5	5.4	7.4	5.1	5.5	3.4	5.2	7.9	5.8	4.9
Rb	13.4	119.3	23.1	7.3	13	11.4	2.1	91.5	92.8	8.2	155.4	74.2	96	87.7	37.2	64.1
Sr	218.6	76.2	21.2	35.8	144.7	235.6	26.8	162.5	97.4	31.9	24	80.8	93.6	84.4	249.3	308
Ta	0.6	0.5	1.2	1	0.6	0.4	0.8	0.6	0.4	0.5	0.9	0.2	0.4	0.5	0.4	0.3
Th	9.6	9.9	23.5	12.4	14	0.8	15	10.7	11.7	12.4	5.7	10.1	8.3	12.9	1	2.4
U	2.3	2	4.3	1.3	2.5	0.2	2.5	2	1.9	1.2	4.2	1.6	2.4	2.5	0.2	0.9
V	63	11	<8	<8	13	307	<8	50	21	<8	<8	<8	<8	18	348	255

Sample No.	Granites					Alkali feldspar granites				Leucogranites						
	12-6	25-1-1	2-3	3-1	105	77-2	80-1	79-1	9-6	103	76-5	70-1	39-4	32-1	88-8	88-7
Zr	149.5	82.8	98.7	66.8	127.8	138.4	123.3	134.3	145.8	80.4	67	123.5	97.4	116.3	157.7	57
Y	24.1	14.9	52.8	21.4	38.6	35.9	38.5	22.2	25.4	24.1	14	14.4	18.3	25.2	39.6	21.4
La	29	14.4	16.6	0.8	51	9.3	44.6	27.9	32.2	25.6	10.6	36.1	27.8	32	12.2	17.3
Ce	59.9	32.7	42.2	8.9	105.6	24.4	91	55.7	65.3	55.6	20.7	73.1	57.4	64.8	28.5	40.7
Pr	6.49	3.4	5.35	0.38	11.42	3.29	9.69	5.77	7.02	6.19	2.63	7.53	6.12	6.98	4.07	4.9
Nd	23.4	14.7	21	1.8	41	17.5	34.3	22.6	22	24.9	9.7	26.5	21.3	28.4	20.7	21.5
Sm	4.72	3.07	6.6	0.86	7.91	4.94	7.43	4.22	5.02	4.92	2.75	4.77	4.41	5.61	5.36	4.54
Eu	1.19	0.38	0.23	0.15	0.71	1.67	0.72	0.88	0.91	0.25	0.28	1.27	0.76	0.77	1.99	1.18
Gd	4.59	3.12	7.52	1.86	7.37	5.99	7.08	4.19	4.96	4.49	2.71	4.1	3.86	5.16	6.93	4.37
Tb	0.81	0.51	1.61	0.46	1.25	1.15	1.28	0.71	0.92	0.77	0.48	0.57	0.64	0.84	1.29	0.76
Dy	4.33	2.43	8.97	3.19	7.44	6.77	7.12	4.16	4.69	4.33	3.08	2.65	3.46	4.75	7.6	3.88
Ho	0.99	0.65	2.13	0.8	1.46	1.45	1.52	0.93	1.06	0.92	0.57	0.59	0.7	1	1.67	0.86
Er	2.59	1.74	6.5	2.34	3.7	4.27	4.5	2.47	2.98	2.51	1.87	1.49	1.81	2.83	4.61	2.52
Tm	0.4	0.28	1.01	0.35	0.64	0.6	0.67	0.41	0.45	0.41	0.29	0.24	0.28	0.43	0.77	0.38
Yb	2.63	2.04	5.56	2.41	3.84	3.34	4.54	2.78	2.64	2.29	1.47	1.59	1.52	2.65	4.06	2.21
Lu	0.43	0.3	0.88	0.35	0.6	0.58	0.62	0.43	0.44	0.4	0.25	0.22	0.29	0.39	0.7	0.36
Mo	0.4	0.9	0.2	1.1	1	0.4	0.3	1.3	1	0.6	1.3	0.2	0.2	0.3	0.8	0.2
Cu	3.1	3.3	1.2	5.6	2.8	88.5	2.2	14.5	2.9	3.6	4	1.6	1.5	13.7	42.6	8.2
Pb	3.8	1.9	4	0.9	1	3.7	0.6	4.7	4.4	0.3	1.4	1.5	2	29.8	13.8	21.8
Zn	24	6	11	2	7	72	4	30	38	3	5	12	11	17	103	37
Ni	5.3	4	1	2.3	2.7	26.6	1.3	4.5	5.3	1.5	2.5	1.3	1.1	3.5	11.4	6

NK=Na₂O+K₂O



شکل ۴-۶- الف، ب، ج و د به ترتیب موقعیت ترکیب شیمیایی گرانیت‌ها بر روی نمودار مجموع آلکالی‌ها (Na_2O+K_2O) در برابر SiO_2 ، میدلموست (۱۹۸۵ و ۱۹۹۴)، دلاروش (۱۹۸۰) و کاکس و همکاران (۱۹۷۹). ه و و- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه به ترتیب بر روی دیاگرام AFM آبرواین و باراگار (۱۹۷۱) و A/NK در مقابل A/CNK شاند (۱۹۴۳). همانطور که ملاحظه می‌شود آنها دارای ماهیت کالک آلکالن و پرالومین هستند.

۴-۴-۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی گرانیته‌ها در مقایسه با گنیس‌ها و

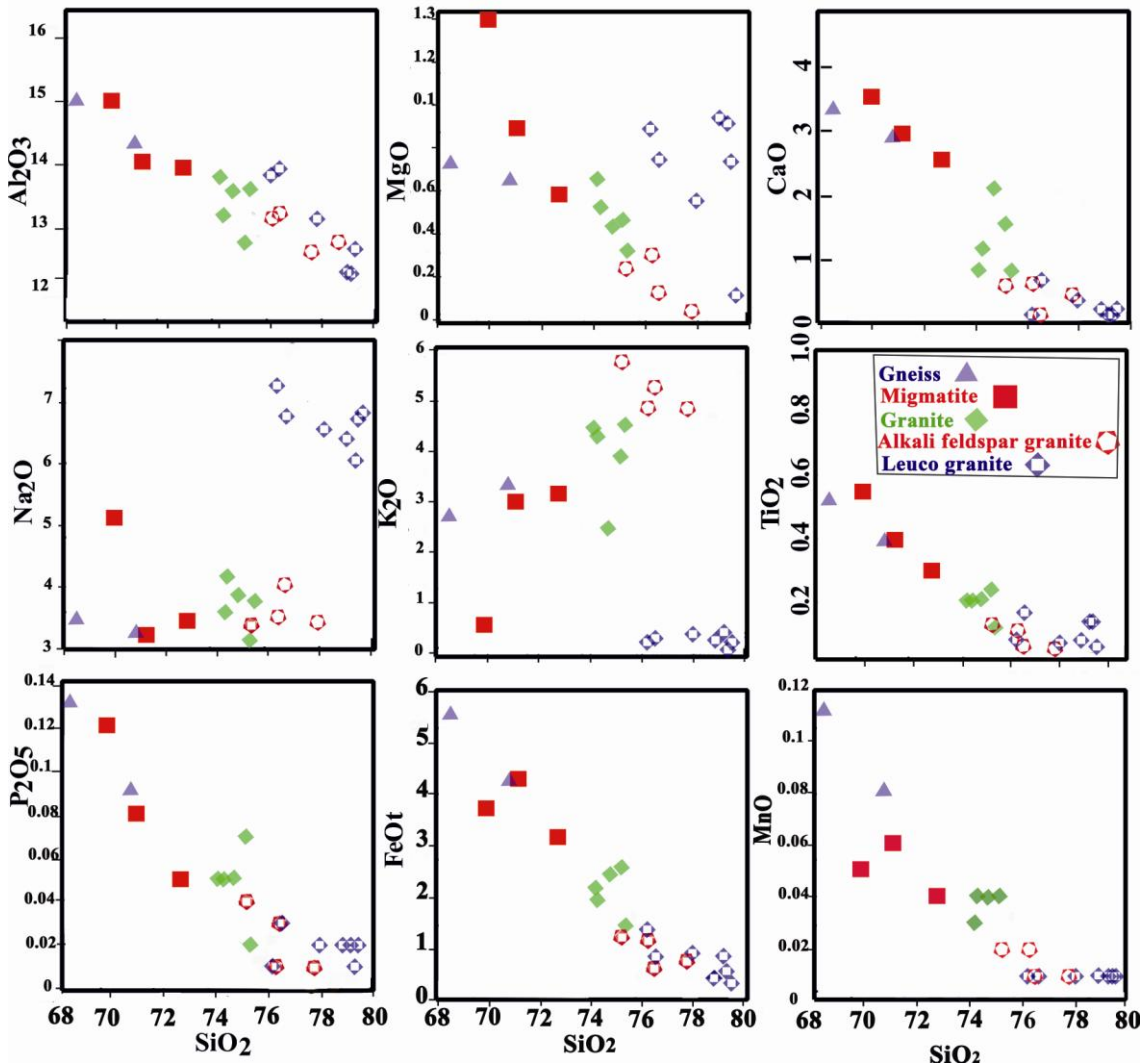
میگماتیت

نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 موسوم به هارکر^۱ (۱۹۰۹) از پرستفاده‌ترین ابزارها برای نمایش داده‌های عناصر اصلی هستند. اکسید سیلیسیم (SiO_2) معمولاً به عنوان شاخص تغییرات در محور افقی (X) این نمودارها جای دارد و تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی با توجه به تغییرات بلور- مذاب یعنی فرایندهای ذوب و تبلور در سری‌های ماگمایی کاربرد دارند. علاوه بر این، میتوان با استفاده از این نمودارها و بررسی تغییرات تقریباً خطی و پیوسته از گنیس‌ها و میگماتیت‌ها به سمت گرانیته‌ها، به ارتباط ژنتیکی سنگ‌های دگرگونی میزبان و توده گرانیته‌ی بند هزارچاه پی- برد.

نمودارهای هارکر اکسیدهای عناصر اصلی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که اغلب اکسیدهای اصلی از جمله MgO , MnO , TiO_2 , CaO , P_2O_5 , FeO , Al_2O_3 از گنیس‌ها و میگماتیت‌ها به سمت گرانیته‌ها کاهش یافته و بالعکس مقدار اکسیدهای Na_2O و K_2O به طور نسبی افزایش می‌یابد (شکل ۴-۷). روند تغییرات از گنیس‌ها و میگماتیت‌ها به سمت گرانیته‌ها تقریباً خطی بوده و نشان‌دهنده ارتباط ژنتیکی بین سنگ‌های دگرگونی میزبان و گرانیته‌هاست در واقع با ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی مادر و افزایش حجم مذاب، مقادیر Na_2O و K_2O افزایش یافته که ناشی از ذوب کانی‌های زودگداز می‌باشد. البته روند تغییرات K_2O از گنیس‌ها و میگماتیت‌ها به سمت لوکوگرانیته‌ها روند افزایشی نداشته و احتمالاً به علت اینست که لوکوگرانیته‌ها از ذوب آمفیبولیت حاصل از دگرگونی یک سنگ مادر گریوکی و سرشار از فلدسپار سدیک پدید آمده‌اند. در حالیکه میزان MgO , MnO , TiO_2 , CaO و P_2O_5 و FeO به دلیل باقی ماندن این عناصر در کانی‌های دیرگداز مانند گارنت و اسفن کاهش می‌یابد. در مجموع می‌توان نتیجه گرفت رخداد دگرگونی در اثر افزایش دما و فشار، میگماتیت‌زایی و وقوع ذوب بخشی، فرایندهایی هستند که در شکل‌گیری گرانیته‌های مورد مطالعه نقش داشته‌اند. از

1 - Harker

سوی دیگر روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی بر روی نمودارهای هارکر از گرانیت‌ها تا آکالی فلدسپارگرانیت‌ها تقریباً خطی بوده و نشان‌دهنده وقوع پدیده تفریق جزئی در ماگماهای گرانیتی است.



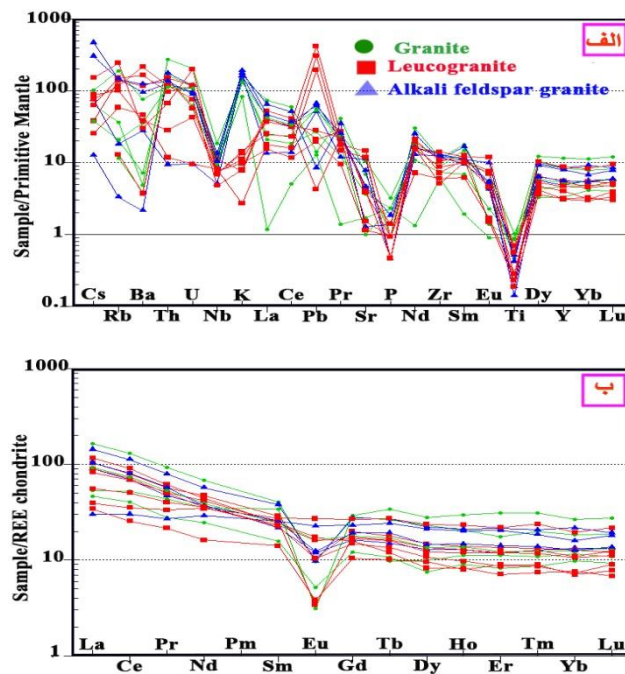
شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹) برای گرانیت‌ها، گنیس‌ها و میگماتیت‌ها. همانطور که ملاحظه می‌گردد روند تغییرات از گنیس‌ها و میگماتیت‌ها به سمت گرانیت‌ها تقریباً خطی بوده و نشان‌دهنده ارتباط ژنتیکی بین سنگ‌های دگرگونی میزبان و گرانیت‌هاست.

۴-۴-۲- نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری بهنجار شده گرانیت‌ها

نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه سان و مک دونوف^۱ (۱۹۸۹) و نسبت به کندریت بوینتون^۲ (۱۹۸۴) برای گرانیت‌های مورد مطالعه ترسیم شده‌است (شکل ۴-۸- الف و ب).

1 - Sun and McDonough
2 - Boynton

آنومالی منفی Ti و Nb با تفریق فازهای تیتانیوم دار مانند تیتانیت، تیتانومگنتیت و غیره توجیه می-شود. به علاوه این آنومالی، می تواند در ارتباط با فرایندهای پتروژنتیکی نظیر مشارکت پوسته قاره‌ای در فرایندهای ماگمایی باشد (تیشامنی^۱ و همکاران، ۲۰۰۷). آنومالی منفی Ti و Nb به همراه غنی-شدگی از U, Th, Pb و K، حاکی از نقش سنگ‌های پوسته‌ای در تشکیل ماگما می‌باشد (آلمیدا^۲ و همکاران، ۲۰۰۷). مطالعه و بررسی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده حاکی از آنومالی منفی Ti, P, Nb و Sr, Ba و آنومالی مثبت K, Rb, Th, La و Ce بوده و نشان‌دهنده منشأ گرفتن گرانیت‌های مورد مطالعه از پوسته قاره‌ای است. همچنین الگوی تغییرات عناصر کمیاب بر روی نمودار چند عنصری



شکل ۴-۸- الف و ب- به ترتیب نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه سان ومک دونوف (۱۹۸۹) و نسبت به کندریت بوینتون (۱۹۸۴) برای گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه.

بهنجار شده نسبت به کندریت بوینتون (۱۹۸۴) نشان می‌دهد این سنگ‌ها دارای آنومالی منفی Eu، غنی‌شدگی از LREE و الگوی مسطح برای عناصر HREE می‌باشند (شکل ۴-۸- ب). نسبت LREE/HREE که بیانگر میزان تفریق یافتگی ماگمای سازنده آنهاست، با مقادیر نسبت $La_{(N)}/Yb_{(N)}$

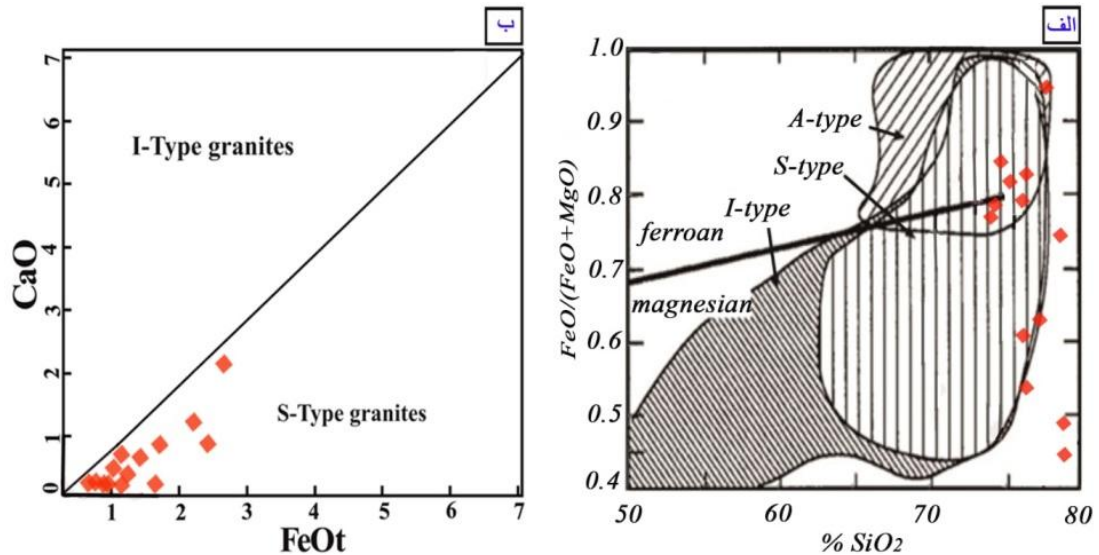
1 - Tchameni
2 - Almeida

مشخص می‌شود. این نسبت برای توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه برابر ۳ تا ۲۲/۷ و به طور میانگین برابر ۹ می‌باشد. این نسبت نشان‌دهنده شیب بسیار ملایم از عناصر کمیاب سبک به سمت عناصر کمیاب سنگین می‌باشد. بی‌هنجاری Eu منفی است و نسبت Eu/Eu^* بر اساس مقادیر محاسبه شده بهنجار شده نسبت به REE کندریت بوینتون (۱۹۸۴) برابر ۰/۱۰ تا ۰/۹۴ می‌باشد. آنومالی منفی Eu احتمالاً به دلیل کمبود کلسیم در سنگ مادر گریوکی و نیمه پلیتی آنهاست. آنومالی منفی Sr و Ba حاکی از جدایش پلاژیوکلاز در طول تفریق یا باقیماندن آن بصورت فازهای کانایی پایدار در طول ذوب بخشی در سنگ منشاء است (مشیو و مابوکو^۱، ۲۰۱۲). از آنجا که گرانیت‌های مورد مطالعه حاصل ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی هستند و نه مذاب‌های تفریق یافته از ماگماهای مافیک، لذا در توجیه آنومالی‌ها، این مسئله باید مد نظر قرار گیرد. بسیاری از این ناهنجاری‌ها در ارتباط با فرایند ذوب تفسیر می‌شوند نه تبلور تفریقی. لذا بهترین تفسیر جهت آنومالی‌های مشاهده شده بر روی نمودارهای عنکبوتی، باقی ماندن فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب بخشی است. از آنجا که نمونه‌های گرانیتی دارای ارتباط ژنتیکی با سنگ‌های دگرگونی و دارای منشأ پوسته‌ای هستند، مقایسه نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب آنها با الگوهای تغییرات این عناصر در گنیس‌ها و میگماتیت‌ها (شکل ۴-۱-۵ و ۵) نشان می‌دهد که الگوی عناصر کمیاب و REE نمونه‌های گرانیتی مورد مطالعه نیز همانند الگوهای این عناصر در گنیس‌ها و میگماتیت‌ها از عناصر Sr, Ti و Nb به شدت تهی شده هستند که از ویژگی‌های گرانیت‌های با منشأ پوسته‌ای نوع S می‌باشد.

۴-۳- تعیین نوع گرانیت و سنگ مادر گرانیت‌ها

همانگونه که پیشتر اشاره گردید سنگ‌های میزبان توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه شامل سنگ‌های دگرگونی با سن نئوپروترزویک است. این سنگ‌های دگرگونی عمدتاً شامل اسلیت، فیلیت، متاگریوک، متاچرت، متابازیت، میکاشیست، مرمر و گنیس هستند. طیف ترکیبی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه محدود بوده و شامل گرانیت، آلکالی‌فلدسپار گرانیت و لوکوگرنیت است. تنها کانی مافیک آنها بیوتیت

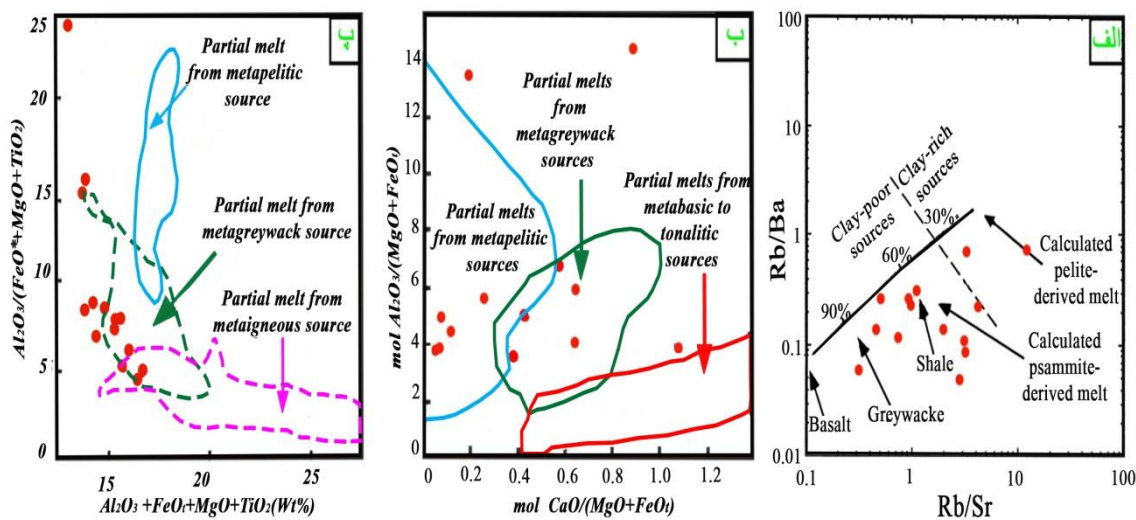
بوده و فاقد پیروکسن و هورنبلند هستند. اسفن بصورت اولیه وجود ندارد بلکه بصورت ثانویه یافت می‌شود. آپاتیت به مقدار اندک یافت می‌شود. دامنه تغییرات SiO_2 بین ۷۴ تا ۷۹ درصد است و بطور کلی این گرانیت‌ها سرشار از کوارتز هستند. نسبت مولی A/CNK بیشتر از ۱٫۱ بوده و میانگین



شکل ۴-۹- الف و ب - موقعیت گرانیت‌های منطقه مورد بررسی به ترتیب بر روی نمودارهای $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ در برابر SiO_2 فراست^۱ و همکاران (۲۰۰۱) و CaO در برابر FeOt هسیه^۲ و همکاران (۲۰۰۸) که همگی در گستره S قرار می‌گیرند.

درصد کروندوم در نورم CIPW بیش از یک درصد می‌باشد. این ویژگی‌ها مشابهت زیادی با گرانیت‌های نوع S دارد. همچنین این سنگ‌ها در نمودارهای $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ در برابر SiO_2 فراست و همکاران (۲۰۰۱) (شکل ۴-۹- الف) و CaO در برابر FeOt هسیه و همکاران (۲۰۰۸) (شکل ۴-۹- ب) در گستره گرانیت‌های نوع S قرار می‌گیرند. اما از همه مهمتر آنکه شواهد صحرایی فراوانی از وقوع ذوب بخشی در گنیس‌ها و تبدیل آنها به گرانیت‌ها دیده می‌شود. علاوه بر شواهد صحرایی و کانی-شناسی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی نیز نشأت گرفتن گرانیت‌ها از مذاب‌های حاصل از ذوب شیست‌ها و گنیس‌ها را مورد تأیید قرار می‌دهند

1 -Frost
2 -Hsieh

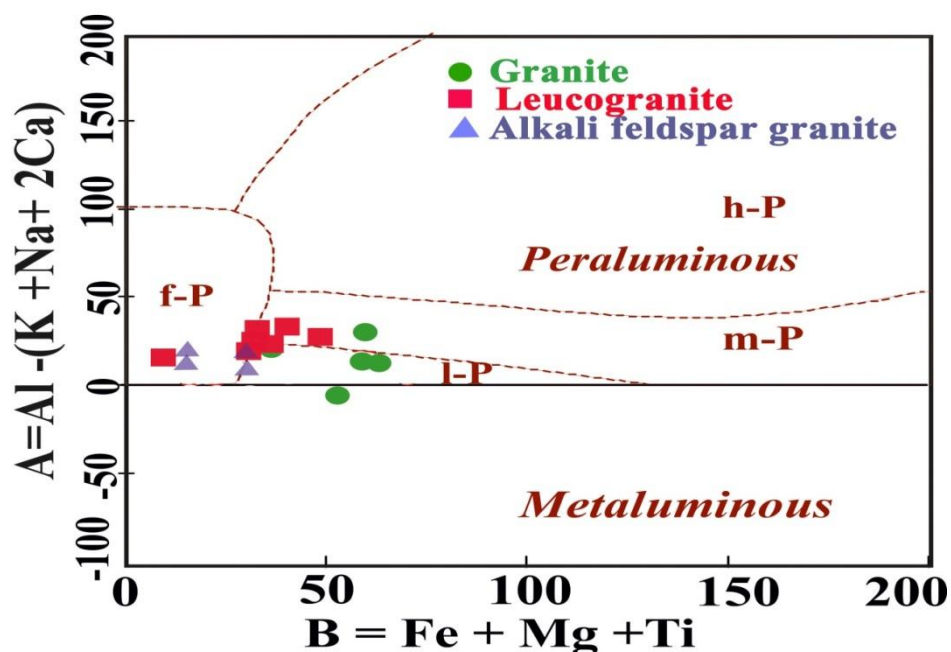


شکل ۴-۱۰- الف، ب و ج- موقعیت نمونه‌های مورد بررسی به ترتیب بر روی نمودارهای تغییرات Rb/Ba نسبت به گستره‌های با سنگ‌منشا متاگنیوکی و متاپلیت فقیر از رس قرار می‌گیرند. (پاتینودوس^۳، ۱۹۹۹). نمونه‌ها عمدتاً در $Al_2O_3/(FeO^* + MgO + TiO_2)$ نسبت به $Al_2O_3/(FeO^* + MgO + TiO_2)$ پاتینودوس^۳ (۱۹۹۹) و همکاران (۲۰۰۰) و همکاران (۲۰۰۰) و برابر $mol Al_2O_3/MgO+FeO$ در برابر آلتر^۲ و همکاران (۲۰۰۰) و سیلوستر^۱ (۱۹۹۸)، $mol CaO/MgO+FeO$ در برابر $mol Al_2O_3/MgO+FeO$ آلتر^۲ و همکاران (۲۰۰۰) و نمودار تغییرات Rb/Ba نسبت به Rb/Sr (سیلوستر، ۱۹۹۸) (شکل ۴-۱۰- الف) و نمودار $Al_2O_3/(FeO^* + MgO + TiO_2)$ نسبت به $Al_2O_3 + FeO^* + MgO + TiO_2$ (پاتینودوس، ۱۹۹۹) (شکل ۴-۱۰- ب) و نمودار تغییرات Rb/Ba نسبت به Rb/Sr (سیلوستر، ۱۹۹۸) (شکل ۴-۱۰- ج) قرار می‌گیرند. لذا با توجه به

در نمودارهای عنکبوتی نیز، گرانیتهای منطقه بندهاز چاه همراه با سنگ‌های دگرگونی این منطقه، ویژگی‌های ژئوشیمیایی تقریباً مشابهی نشان داده و از عناصر Sr, Nb, Ti, تهی‌شدگی نشان می‌دهند که از ویژگی‌های گرانیتهای با خاستگاه پوسته‌ای یا S می‌باشد. این سنگ‌ها در نمودار $(Al_2O_3 + FeO^*)$ نسبت به $(+MgO + TiO_2)$ نسبت به $Al_2O_3/(FeO^* + MgO + TiO_2)$ (پاتینودوس، ۱۹۹۹) (شکل ۴-۱۰- ج)، نمودار تغییرات Rb/Ba نسبت به Rb/Sr (سیلوستر، ۱۹۹۸) (شکل ۴-۱۰- الف) و نمودار $mol CaO/MgO+FeO$ در برابر $mol Al_2O_3/MgO+FeO$ (آلتر و همکاران، ۲۰۰۰) (شکل ۴-۱۰- ب) عمدتاً در گستره‌های حاصل از ذوب بخشی متاگنیوک و متاپلیت‌ها قرار می‌گیرند. لذا با توجه به رخنمون‌های گسترده از متاگنیوک‌ها، میکاشیست‌ها و گنیس‌ها در سنگ‌های میزبان توده گرانیتهای بندهاز چاه، احتمالاً این گرانیتهای از ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی منشاء گرفته‌اند. به

1 -Sylvester
2 -Altherr
3 -Patiño Douce

علاوه جهت تعیین نوع گرانیت‌ها از نمودار ویلاسکا و همکاران (۱۹۹۸) نیز استفاده شده است. در این نمودار دو محدوده اصلی پرآلومین و متا آلومین وجود دارد. محدوده پرآلومین خود به چهار زیر گروه تقسیم شده است: (۱) گرانیتوئیدهای خیلی پرآلومین (h-p) که با گرانیت‌های تیپ S مطابقت می‌کنند، (۲) گرانیتوئیدهای با درجه پرآلومین متوسط (m-p)، (۳) گرانیتوئیدهای با درجه پرآلومین پایین (l-p) و (۴) گرانیتوئیدهای پرآلومین فلسیک (f-p). در این نمودار در امتداد $A=0$ ، گرانیتوئیدهای پرآلومین و متا آلومین از یکدیگر تفکیک می‌شوند. گرانیتوئیدهای پرآلومین عمدتاً با گرانیتوئیدهای نوع S مطابقت می‌نمایند و در مقابل گرانیتوئیدهای متاآلومین با سایر گرانیتوئیدها (به غیر از نوع S) مطابقت دارند. در این نمودار اغلب نمونه‌های گرانیتی مورد مطالعه در محدوده m-p، l-p و f-p قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۱). بر اساس این نمودار می‌توان نتیجه گرفت گرانیت‌های مورد مطالعه از نوع پرآلومین پایین تا متوسط و پرآلومین فلسیک هستند.



شکل ۴-۱۱- نمودار تعیین نوع گرانیت‌ها بر اساس پارامترهای A و B ویلاسکا و همکاران (۱۹۹۸) برای گرانیت‌های مورد مطالعه که نشان می‌دهد این سنگ‌ها از نوع پرآلومین پایین تا متوسط و پرآلومین فلسیک هستند. علائم مورد استفاده بر روی نمودار و نحوه محاسبه پارامترهای A و B بدین شرح می‌باشد:
 l-p: پرآلومین پایین، h-p: پرآلومین بالا، f-p: پرآلومین فلسیک و m-p: پرآلومین متوسط.

$$A = Al - (K + Na + 2Ca), B = Fe + Mg + Ti.$$

۴-۴-۴- تعیین دمای اشباعی از زیرکن

دمای اشباعی از زیرکن، تخمین خوبی از دمای ماگما برای تبلور زیرکن بوده و یک تخمینی از بالاترین دمای تشکیل ماگما را منعکس می نماید. واتسون و هریسون (۱۹۸۲) روابط زیر را بین حلالیت زیرکن، دما و ترکیب عناصر اصلی مذاب را ارائه نموده‌اند:

$$\text{Ln}D^{\text{Zr,Zircon/melt}} = \{-3.8 - [0.85(M-1)]\} + 12900/T \quad ۱-۴$$

که در آن $D^{\text{Zr,Zircon/melt}}$ برابر است با نسبت غلظت Zr به ppm در مذاب به همین غلظت در مذاب اشباع شده (۴۷۶۰۰۰ ~ پی پی ام)، M یک فاکتور ترکیبی است $[(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca})/(\text{Al}+\text{Si})]$ (همگی در کسر کاتیونی) که بسته به حلالیت زیرکن در محتوی SiO_2 و درجه اشباعیت از آلومینیم مذاب محاسبه می‌گردد. T نیز دماست و برحسب کلوین به دست می‌آید که باید به درجه سانتیگراد تبدیل گردد. میلر و همکاران (۲۰۰۳) با مرتب نمودن این معادله T را به صورت یک زمین دماسنج برای مذاب تبدیل کردند:

$$T_{\text{Zr}} = 12900[2.95 + 0.85M + \ln(469000/\text{Zr}_{\text{melt}})] \quad ۲-۴$$

برمبنای این محاسبات و با استفاده از نرم افزار GCDkit دمای ۷۱۷ تا ۷۹۴ درجه سانتیگراد برای توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه برآورد شده است. بدین ترتیب دمای میانگین ۷۵۴ درجه سانتیگراد، بالاترین دمای تشکیل برای ماگمای توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه برآورد شده است.

جدول ۴-۵- نتایج تعیین دمای اشباعی زیرکن بر روی گرانیت‌ها.

Granites						Alkali feldspar granites				Leucogranites						
Sample No	12-6	25-1	2-3	3-1	105	77-2	80-1	79-1	9-6	103	76-5	70-1	39-4	32-1	88-8	88-7
T ^{°C}	783.6	739.5	739.3	717.9	772.9	780.7	767.8	780.5	779.1	738.7	727.6	772	751	766.5	794.5	717.1

۴-۵- ژئوشیمی دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی

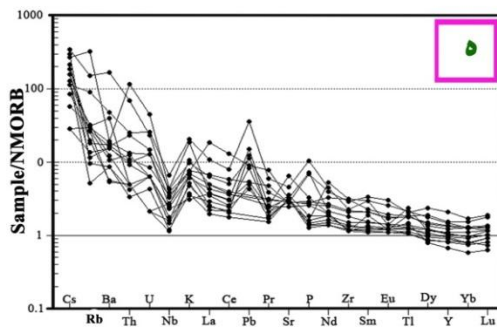
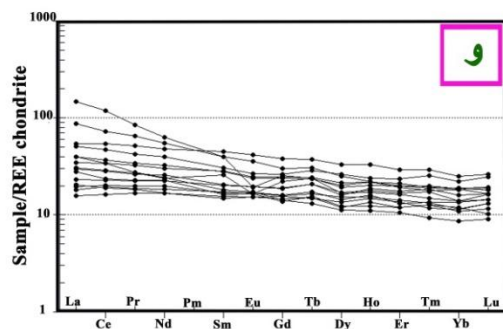
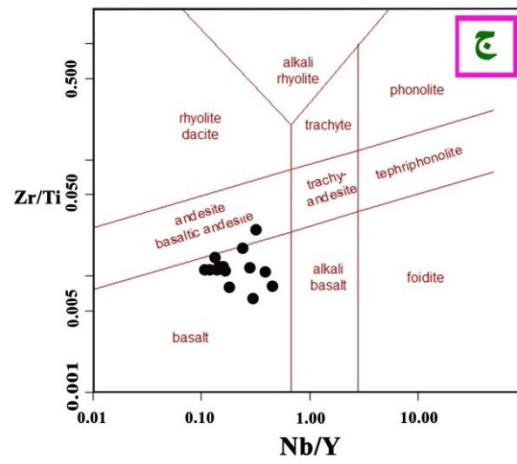
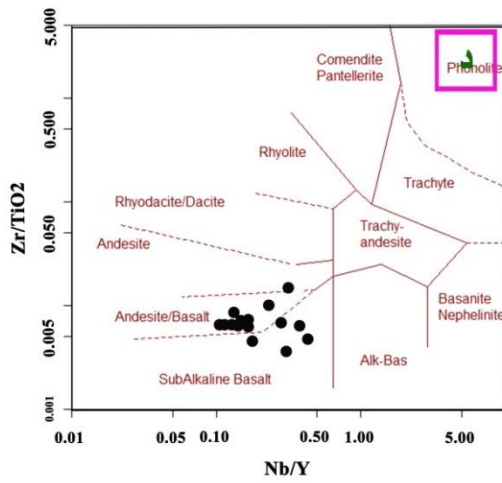
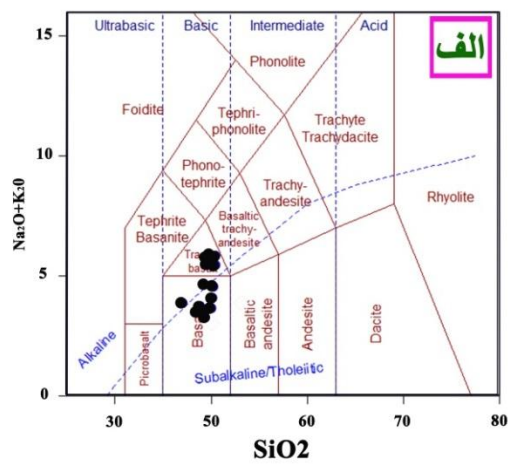
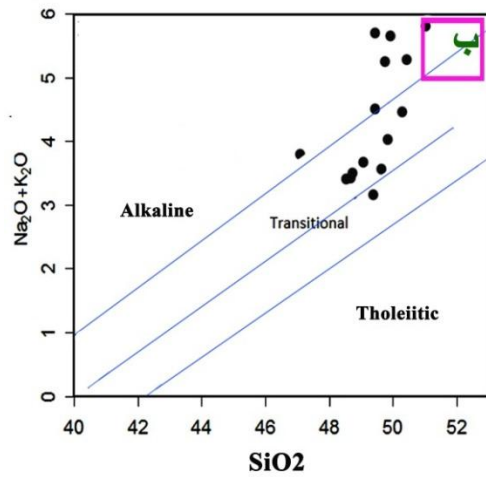
بمنظور تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها، ۴ نمونه برای آنالیز سنگ کل انتخاب شدند با اینحال به منظور افزایش جامعه آماری و دستیابی به نتایج منطقی‌تر از نتایج تجزیه شیمیایی ۶ نمونه از دایک‌های منطقه دلبر و ۵ نمونه از دایک‌های رخنمون یافته در منطقه سفید سنگ نیز استفاده شده است (جدول ۴-۶). دایک‌های بازیگ بطور کلی دارای SiO_2 پایین (51.11 - 47.15 wt%)، Fe_{total} بالا (9.81 - 13.9 wt%)، MgO متوسط (4.08 - 7.05 wt%)، Na_2O متوسط تا پایین (2.91 - 5.66 wt%) و K_2O پایین (0.22 - 1.47 wt%) می‌باشند. این سنگ‌ها در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 لوباس و همکاران (۱۹۸۶) و پکسرلیو و تیلور (۱۹۷۶) به ترتیب در گستره بازالت - تراکی بازالت و سری انتقالی تا آکالن واقع می‌شوند (شکل ۴-۱۲ - الف و ب). این سنگ‌ها بر روی نمودارهای نامگذاری Zr/Ti در مقابل Nb/Yb (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۶) و Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Yb (پیرس و همکاران، ۱۹۹۶) (شکل ۴-۱۲ - ج و د) نیز به ترتیب در محدوده بازالت تا آندزیت-بازالتی و بازالت ساب‌آکالن - بازالت آندزیت قرار می‌گیرند. همچنین در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به NMORB سان و مک دونوف (۱۹۸۹) تا حدودی غنی‌شدگی از LILEs و تهی‌شدگی از HFSEs نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۲ - ه). تهی‌شدگی قابل ملاحظه از عناصر HFSEs، مانند Nb که شاخص ماگماهای مرتبط با کمان قاره‌ای است، نشان‌دهنده حضور فازهای دیرگداز نظیر ایلمنیت و روتیل حاوی Nb در محل منبع می‌باشد. در زون‌های فرورانش حاشیه قاره، عناصر HFSEs نظیر Nb و Ta توسط این فازهای دیرگداز جذب شده و به دلیل دیرگداز بودن این فازها، مذاب مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده فاقد این عناصر خواهد بود (ناگودی^۱، ۲۰۰۳). به طور کلی غنی‌شدگی از عناصر LILEs (Sr، Pb، K، U، Rb، Cs) و تهی‌شدگی از عناصر HFSEs (مخصوصاً Nb) از

1 -Nagudi

جدول ۴-۶- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل دایک‌های دیابازی.

Sample No.	19-3	83-1-2	44-6	2-1	34	104-4	4-5	9-1	4-1	9-12	88-1	89-2	55-2	3-4	6-1
SiO ₂	50.52	47.15	48.75	49.95	49.72	49.84	48.60	49.12	48.79	51.11	50.38	49.99	49.48	49.52	49.52
Al ₂ O ₃	14.52	19.8	16.34	15.79	16.46	15.18	18.24	18.13	18.06	14.51	15.63	14.52	15.10	14.79	14.75
Fe ₂ O ₃ t	13.71	11.4	10.66	12.14	10.15	13.16	10.23	9.81	10.52	13.14	11.07	13.90	11.97	13.19	12.84
FeO	8.9	7.13	6.58	7.68	6.34	8.49	6.14	5.89	6.31	7.49	6.31	7.92	6.82	7.92	7.70
Fe ₂ O ₃	4.81	4.28	4.08	4.46	3.81	4.67	4.09	3.92	4.21	5.65	4.76	5.98	5.15	5.28	5.13
MgO	4.21	4.08	7.05	5.15	7.04	5.29	5.51	6.47	5.42	4.27	6.66	5.01	6.00	4.66	5.86
CaO	7.91	11.28	11.19	9.49	10.51	8.05	12.09	11.00	11.78	7.03	9.82	8.03	12.15	7.93	9.66
Na ₂ O	4.75	3.28	3.15	3.61	3.08	4.51	3.04	3.21	3.16	5.61	3.92	4.32	2.91	4.24	3.82
K ₂ O	0.55	0.51	0.27	0.44	0.49	0.77	0.38	0.48	0.34	0.22	0.54	1.34	0.25	1.47	0.70
TiO ₂	2.58	1.86	1.42	2.25	1.34	2.27	1.55	1.33	1.61	2.97	1.61	2.37	1.74	2.71	2.33
P ₂ O ₅	0.81	0.38	0.15	0.31	0.16	0.34	0.16	0.21	0.17	0.84	0.19	0.30	0.19	1.21	0.33
MnO	0.26	0.16	0.19	0.2	0.18	0.21	0.17	0.17	0.17	0.25	0.17	0.23	0.20	0.27	0.21
Cr ₂ O ₃	0.009	0.009	0.036	0.017	0.029	0.013	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02
LOI	0.9	1.8	1.5	1.4	1.5	2	1.2	1.6	0.8	1.6	2.5	2.9	3.9	2.1	1.6
Sum	100.73	101.71	100.71	100.75	100.66	101.63	100.00	99.96	100.04	99.95	100.02	100.02	100.01	100.00	100.04
Ni	20	20	20	20	20	20	31.8	49.1	29.4	44.5	61	0.8	46	10.3	42.9
Co	23.2	29.3	35.9	31.8	33.3	33.7	29.3	34.7	32.1	37.9	4.7	0.4	38.3	25.9	37.5
V	177	238	224	266	228	305	207	199	217	245	36	11	279	211	266
Sc	29	26	39	31	36	33	35	30	35	31	34	35	41	30	35
Rb	7.6	10.1	5.4	6.4	17.2	16.7	14.6	18.2	11	15.2	84.5	180.9	2.9	50.1	14.9
Sr	250.6	587.4	281	262.6	285.5	253.3	275.4	318.9	271.6	289.1	282.5	22.2	256.2	409.3	257.3
Ba	96	108	54	99	250	117	34	77	35	67	1066	122	54	301	103

Cs	0.20	1.10	2.1	0.9	0.4	0.20	1.3	0.8	1.5	0.6	2.4	1.9	0.9	0.8	1.1
Zr	215.4	85	89.5	154.7	84.2	159.6	97.5	89.4	101.4	133.3	232	54.5	110.4	166.5	228.9
Y	58.4	19	25.1	38.3	23.3	37.4	26.3	22.8	26.9	30.8	28.8	33.9	29.6	41.1	42.5
Nb	7.6	8.2	2.80	5.6	3.7	6	2.7	6.4	3.4	5.4	9	10.3	4.1	15.4	9.9
Ta	0.5	0.6	0.3	0.3	0.1	0.3	0.2	0.4	0.2	0.4	0.6	1	0.2	1	0.5
Hf	6	1.8	2.40	3.9	1.9	3.9	3.2	1.8	2.2	3.1	5.8	3.1	3.5	4.3	6.5
Th	1.2	1.3	0.4	1.1	0.6	1.6	0.6	0.6	0.6	1.5	8.3	13.9	0.5	3	2.8
U	0.6	0.4	0.2	0.3	0.1	0.6	0.1	0.1	0.3	0.3	1.1	2.1	0.3	1.2	0.7
Pb	1.7	5.9	5.4	2.6	2.3	4.3	1.5	2.5	3.7	1.6	2.7	4.5	1.3	10.8	3.4
La	16.7	12.4	4.9	10.7	6.4	12.4	5.6	8.7	6.1	9.2	45.8	9.5	7.2	27.2	15.9
Ce	43.7	27.6	13.2	27.5	15.4	29.9	15.9	19.1	16.2	22.8	96.9	23.3	18.5	59.1	38
Pr	6.28	3.37	2.03	3.96	2.25	4.17	2.27	2.77	2.42	3.21	10.27	3.28	2.74	7.93	5.13
Nd	28.9	14.6	10.1	18.2	10	19.4	11	13.6	12	15.5	38.1	14.3	13.5	32.9	23.9
Sm	8.81	3.53	3.02	5.51	2.88	5.47	3.35	3.18	3.29	4	7.82	5	3.94	7.71	5.93
Eu	3.06	1.28	1.13	1.81	1.13	1.75	1.24	1.22	1.25	1.44	1.42	0.22	1.43	2.63	1.97
Gd	9.8	3.68	4	6.34	3.8	6.2	4.08	3.55	4.14	4.81	6.54	5.76	4.95	7.8	6.82
Tb	1.78	0.62	0.70	1.16	0.71	1.11	0.78	0.74	0.82	0.99	1.13	1.13	0.99	1.44	1.37
Dy	10.72	3.62	4.33	6.90	3.87	6.49	4.92	3.98	4.63	5.18	5.43	6.17	5.51	8.12	8.49
Ho	2.36	0.79	1.07	1.56	0.97	1.56	1.1	0.88	1.15	1.34	1.23	1.45	1.28	1.6	1.71
Er	6.14	2.2	2.82	4.44	2.49	4.06	2.98	2.5	2.75	3.67	3.39	4.16	3.54	4.2	4.96
Tm	0.94	0.3	0.38	0.62	0.41	0.58	0.43	0.41	0.44	0.6	0.48	0.64	0.56	0.61	0.82
Yb	5.23	1.79	2.37	3.99	2.49	3.77	2.41	2.29	2.82	3.35	2.93	3.88	2.91	3.87	4.65
Lu	0.85	0.29	0.42	0.62	0.33	0.61	0.42	0.37	0.46	0.53	0.46	0.58	0.52	0.53	0.8



شکل ۴-۱۲- الف و ب- موقعیت دسته دایک‌های بازیک به ترتیب بر روی نمودارهای نامگذاری $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 لوباس و همکاران (۱۹۸۶) و پکسریلو و تیلور (۱۹۷۶). ج و د- موقعیت دسته دایک‌های بازیک به ترتیب بر روی نمودارهای نامگذاری Zr/Ti در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶) و Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (پیرس و همکاران، ۱۹۹۶). ه و و- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر عناصر کمیاب NMORB (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) و مقادیر REE کندریت (بوینتون، ۱۹۸۴) برای دسته دایک‌های بازیک.

ویژگی‌های ژئوشیمیایی محیط‌های مرتبط با قوس است (ژائو^۱ و همکاران، ۲۰۱۰). به علاوه آنومالی منفی ماگماهای گوشته‌ای از Nb می‌تواند ناشی از آلیش این ماگماها با مواد پوسته‌ای در خلال صعود و جایگزینی باشد. آنومالی مثبت عناصر Cs و Pb می‌تواند بر اثر آلیش ماگما با مواد پوسته قاره‌ای (به دلیل تمرکز بالای این عناصر در پوسته قاره‌ای) صورت گرفته باشد. آنومالی مثبت Pb، بالا بودن مقادیر Sr، K، U و آنومالی منفی Nb و Ta نشاندهنده آن است که ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه در طی صعود و جایگزینی متحمل آلیش پوسته‌ای (کورک اوغلو^۲، ۲۰۰۸) شده است. به عقیده واتسون^۳ (۱۹۸۲) هنگام آلیش ماگما با پوسته قاره‌ای، همیشه مقداری پتاسیم به ماگماهای بازیک وارد می‌شود حتی اگر بقیه عناصر بدون تغییر باقی بمانند. بنابراین Cs به همراه K و سایر عناصر لیتوفیل بزرگ یون به دلیل تحرک زیاد به ساختار ماگما وارد می‌شوند، لذا غنی‌شدگی از این عناصر، از ویژگی‌های بارز ماگماهای آلیش یافته با مواد پوسته قاره‌ای است. نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر REE کندریت بوینتون (۱۹۸۴)، برای دایک‌های دیابازی، تا حدودی تهی‌شدگی از HREEs و غنی‌شدگی نسبی از LREEs را نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۲ - و). این الگو نشان می‌دهد نسبت LREEs/HREEs از شیب کمی برخوردار است و می‌تواند مبین تفریق یافتگی کم ماگمای سازنده این دایک‌ها باشد.

1 -Zhao
2 -Kürkcüoğlu
3 -Watson

فصل پنجم

ژئوکرونولوژی

و

آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd

ژئوکرونولوژی بر پایه روش‌های فیزیکی مبتنی بر اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی استوار است. استفاده از واپاشی عناصر رادیواکتیو از اصول اولیه در ژئوکرونولوژی است. سن‌سنجی‌ها و اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی غالباً با استفاده از روش‌های طیف‌سنجی صورت می‌گیرد. ژئوکرونولوژی U-Pb به عنوان ابزاری در سن‌سنجی رادیومتری برای زمان‌های زمین‌شناسی از ۸۰۰ هزار تا بیش از ۴ میلیارد سال به کار می‌رود. بازه زمانی فوق به دلیل انجام واپاشی ایزوتوپهای U از جمله ^{235}U و ^{238}U به ^{207}Pb و ^{206}Pb به ترتیب با نیمه عمرهای تقریبی ۷۰۴ میلیون سال و ۴/۴۶۸ بلیون سال می‌باشد (کرولی^۱ و همکاران، ۲۰۱۴). از بین روش‌های مختلف سن‌سنجی، نتایج سن‌سنجی به روش طیف‌سنجی جرمی یونیزاسیون حرارتی (TIMS) دقیقتر می‌باشد. روش‌های استفاده از ریزپرتوها از جمله SIMS و LA-ICPMS، برای اندازه‌گیری تعداد زیادی نمونه مورد استفاده قرار می‌گیرند و دارای دقت پایین‌تری هستند.

زیرکن به گروه نروسیلیکات‌ها تعلق داشته و دارای ترکیب شیمیایی سیلیکات زیرکونیوم به فرمول ZrSiO_4 می‌باشد. فرمول شیمیایی آن $(\text{Zr}_{1-y}, \text{REE}_y)(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{4x-y}$ نشان می‌دهد که زیرکن می‌تواند عناصر REE را در ساختار خود مشارکت دهد. زیرکن مناسبترین کانی مورد استفاده در ژئوکرونولوژی U-Pb است. این کانی از نظر ساختار بلوری و ترکیب، دارای یک موقعیت Si تتراهدردی و یک موقعیت اکتاهدردی Zr است (فینچ^۲ و همکاران، ۲۰۰۳). امکان جانشینی Hf, U, Th, Ti و عناصر کمیاب خاکی Y و Sc به موقعیت اکتاهدردی Zr وجود دارد ولی تنها مقادیر بسیار کمی Pb در این جایگاه پذیرفته می‌شود. در نتیجه U با ساختار بلوری زیرکن سازگار و Pb ناسازگار است. بنابراین زیرکن، غالباً در مذابهای سیلیکاته غنی از عناصر ناسازگار با شدت میدان بالا (نسبت بار به شعاع یونی بالا) تشکیل می‌شود.

1 - Crowley

2 - Finch

Pb معمول (یا اولیه) به دلیل ناسازگاری با ساختار زیرکن به طور ترجیحی در زمان تشکیل زیرکن حذف شده در حالیکه ^{206}Pb و ^{207}Pb حاصل از واپاشی رادیواکتیو ایزوتوپ‌های U مادر در زیرکن باقی می‌مانند (کرولی و همکاران، ۲۰۱۴).

زیرکن یک کانی فرعی غنی از اورانیوم است که در طیف وسیعی از سنگ‌ها وجود دارد و به عنوان بهترین ژئوکرونومتر در سن‌سنجی‌های ایزوتوپی مورد استفاده قرار می‌گیرد. تکنیک‌های سن‌سنجی مختلف بر پایه واپاشی اورانیوم به سرب در تک بلورهای زیرکن در چند دهه اخیر گسترش زیادی پیدا کرده‌اند. امروزه تک‌بلورهای زیرکن به دلیل دمای انسداد بالا (900°C) از بهترین ژئوکرونومترها هستند و می‌توانند سن‌هایی از حوادث چندگانه زمین‌شناسی را نشان دهند. از میان روش‌های تعیین سن در چند دهه اخیر، روش‌های استفاده از ریزپرتوها (Microbim) همانند روش SIMS و LA-ICPMS از اهمیت و دقت بالایی برخوردارند و به عنوان روش‌های موفق در سن‌سنجی رادیومتری به طور گسترده مورد استفاده قرار می‌گیرند. روش SIMS به دلیل انجام آنالیز نقطه‌ای امکان سن‌سنجی حوادث متعدّد را در تک‌بلورهای زیرکن در مقیاس حدود ۲۰ میکرومتری را فراهم کرده است. این روش (پس از روش‌های انحلال زیرکن و TIMS در دهه ۱۹۵۰) از اواخر دهه ۱۹۷۰، توسط هینتورن و همکاران^۱ (۱۹۷۹) و ویلیامز^۲ (۱۹۹۸) گسترش یافت. در ابتدا روش‌های SHRIMP- RG و SHRIMP II توسط استرالیایی‌ها مورد استفاده قرار گرفت و در همین زمان دستگاه CAMECA IMS 1270 در فرانسه ساخته شد. بعد از آن در سال ۱۹۹۲ لیزر به همراه طیف‌سنجی جرمی جفت شده القایی (LA-ICPMS) در سن‌سنجی رادیومتری گسترش یافت و تا امروز نیز به عنوان یکی از روش‌های بسیار موفق مورد استفاده قرار می‌گیرد.

در روش LA-ICPMS قطر نقاط مورد آنالیز در محدوده ۳۰ تا ۶۰ میکرون و دقت در اندازه‌گیری در محدوده ۱ تا ۱۰ درصد می‌باشد. میزان دقت اندازه‌گیری به صورت 2σ% بیان می‌شود. مزیت روش LA-ICPMS مدت زمان کوتاه برای هر آنالیز (۸۵ ثانیه برای آنالیز هر نقطه و ثبت داده) می‌باشد که

1 -Hinthorne
2 - Williams

بسیار کمتر از دیگر روش‌ها از جمله SIMS (۱۶ دقیقه برای هر نقطه) می‌باشد. دیگر مزیت روش LA-ICPMS، هزینه پایین دستگاه و امکان انجام تعداد زیادی آنالیز در مدت زمان کوتاه است. جهت مطالعات سن‌سنجی رادیومتری، پس از آماده‌سازی پودر نمونه‌ها و جدایش کانی زیرکن با استفاده از تکنیک‌های آبشویی، زیرکن‌های جدا شده بر روی رزین مخصوص چسبانده شده (Mounting) و جهت آنالیز دستگاهی آماده گردیدند. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپ‌های U و Pb جهت سن‌سنجی به روش LA-ICPMS (laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry) در آزمایشگاه State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Northwest University, Xian انجام شد. نتایج سن‌سنجی‌های بدست آمده از این روش در ترسیم نمودارهای سازگاری مورد استفاده قرار گرفت و داده‌های سنی جدیدی از این سنگ‌ها بدست آمده که در بخش‌های بعدی ارائه خواهد شد.

۵-۲- تشریح روش جدایش زیرکن

مراحل جدایش زیرکن فرایندی بسیار حائز اهمیت است و انجام دقیق مراحل آن به کسب نتایج دقیق‌تر می‌انجامد و از پیچیدگی‌ها و ابهامات احتمالی در زمان تعبیر و تفسیر داده‌های بدست آمده جلوگیری خواهد نمود. لذا انجام درست و دقیق این فرایند مستلزم داشتن اطلاعات و آگاهی کافی در زمینه مراحل جداسازی، دسترسی به ابزار و دستگاه‌های مورد نیاز و آشنایی با نحوه استفاده از دستگاه‌ها و مواد لازم و انجام آن در بازه زمانی مناسب و با دقت و حوصله بالا است. جهت جدایش زیرکن اولین گام انتخاب نمونه‌های مناسب و حاوی زیرکن بالا است. به علاوه با توجه به صرف وقت و هزینه بالا در انجام آنالیزهای ایزوتوپی، انتخاب نمونه‌ها باید هدفدار یا هدفمند باشد، به گونه‌ای که داده‌های حاصل بتواند بخش مهمی از مسائل زمین‌شناسی مورد نظر را حل نماید.

مراحل اولیه جدایش زیرکن در آزمایشگاه جدایش کانی دانشکده علوم زمین دانشگاه شاهرود انجام شد. در ابتدا نمونه‌های انتخاب شده با آب شستشو داده شده و سپس به مدت ۱۰ دقیقه در دستگاه

اولتراسونیک^۱ قرار داده شد تا ذرات چسبیده به نمونه‌ها و یا حتی ذرات موجود در حفرات و سوراخ‌های آنها خارج شود. در مرحله بعد، هر یک از نمونه توسط دستگاه سنگ شکن فکی^۲ موجود در آزمایشگاه کانه‌آرایی دانشکده معدن دانشگاه شاهرود خرد گردید. لازم به ذکر است جهت جلوگیری از آرایش دستگامی قبل از قرار دادن نمونه‌ها در دستگاه از نمونه شیشه جهت خردایش استفاده شد تا دستگاه کاملاً تمیز شده و از آلودگی‌های احتمالی زوده شود. پس از خردایش هر نمونه دستگاه کاملاً تمیز شده تا از آرایش هر نمونه با نمونه بعدی نیز جلوگیری شود. پس از خردایش جهت پودر کردن نمونه از دستگاه آسیاب گلوله‌ای موجود در آزمایشگاه کانه‌آرایی دانشکده معدن دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود استفاده شد. در این مرحله هر نمونه به ذراتی با اندازه‌های بین ۱۵۰ - ۴۰ میکرون پودر شد. پودر هر نمونه در ظرف‌های مخصوص قرار داده می‌شد و سپس تمام وسایلی که برای پودر کردن استفاده شده بود همراه با غربال‌های مورد استفاده جهت جدایش ذرات با اندازه‌های بین ۱۵۰ - ۴۰ میکرون، توسط استن شستشو داده می‌شد. سپس نمونه‌ها به آزمایشگاه جدایش کانی مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین^۳ انتقال یافت و در ابتدا از تکنیک آبشویی بر روی میز لرزان^۴ استفاده گردید و ضمن شستشو و زدودن ناخالصی‌های همراه با زیرکن‌ها، فراوانی زیرکن‌ها افزایش یافت و در ادامه جدایش دستی^۵ زیرکن‌ها توسط تیوپ‌های مخصوص در زیر میکروسکوپ بینوکولار انجام گردید و برای هر نمونه بیش از ۵۰ عدد زیرکن جمع‌آوری شد. زیرکن‌های جدا شده، در رزین مخصوص (مونت) قرار گرفت و جهت آشکار شدن ساختار داخلی زیرکن‌ها تا عمقی معادل با نصف ضخامت آنها صیقل داده شد. در نهایت توسط پوشش نازکی از طلا پوشیده شدند. مطالعه میکروسکوپی زیرکن‌ها در نورهای متقارب (Transmitted) و انعکاسی (Reflected) به انتخاب بهترین زیرکن‌ها که فاقد شکستگی و بدون ادخال هستند کمک می‌نماید. آنالیز به روش LA-ICPMS در

1- Ultrasonic

2 - Jaw Crusher

3 - Mineral separation laboratory of State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Chinese Academy of Science, Beijing

4- Shaky table

5 -Hand picking

نقاطی با قطر ۴۰ میکرون بر روی زیرکن‌ها انجام می‌شود، لذا هر چه زیرکن دانه‌درشت‌تر باشد، جهت آنالیزهای نقطه‌ای مناسب‌تر است.

پس از مطالعات میکروسکوپی، تهیه تصاویر CI (Catadoluminescence) توسط دستگاه میکروسکوپ الکترونی مدل MonoCL واقع در آزمایشگاه^۱ SKLLECAS صورت گرفته که در مطالعه ساختار داخلی زیرکن‌ها و انتخاب بهترین نقاط برای آنالیز اهمیت زیادی دارد (شکل ۵-۱). این تصاویر نشان می‌دهند زیرکن‌های مورد مطالعه همگی دارای اشکال منشوری طویل بوده و اغلب منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند.



شکل ۵-۱- دستگاه میکروسکوپ الکترونی مدل MonoCL واقع در آزمایشگاه SKLLECAS که جهت تهیه تصاویر CI (catadoluminescence) از نمونه زیرکن‌های جدا شده از سنگ‌های مورد مطالعه استفاده شده است.

1- State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Chinese Academy of Science, Beijing.

۳-۵- تشریح روش LA-ICPMS

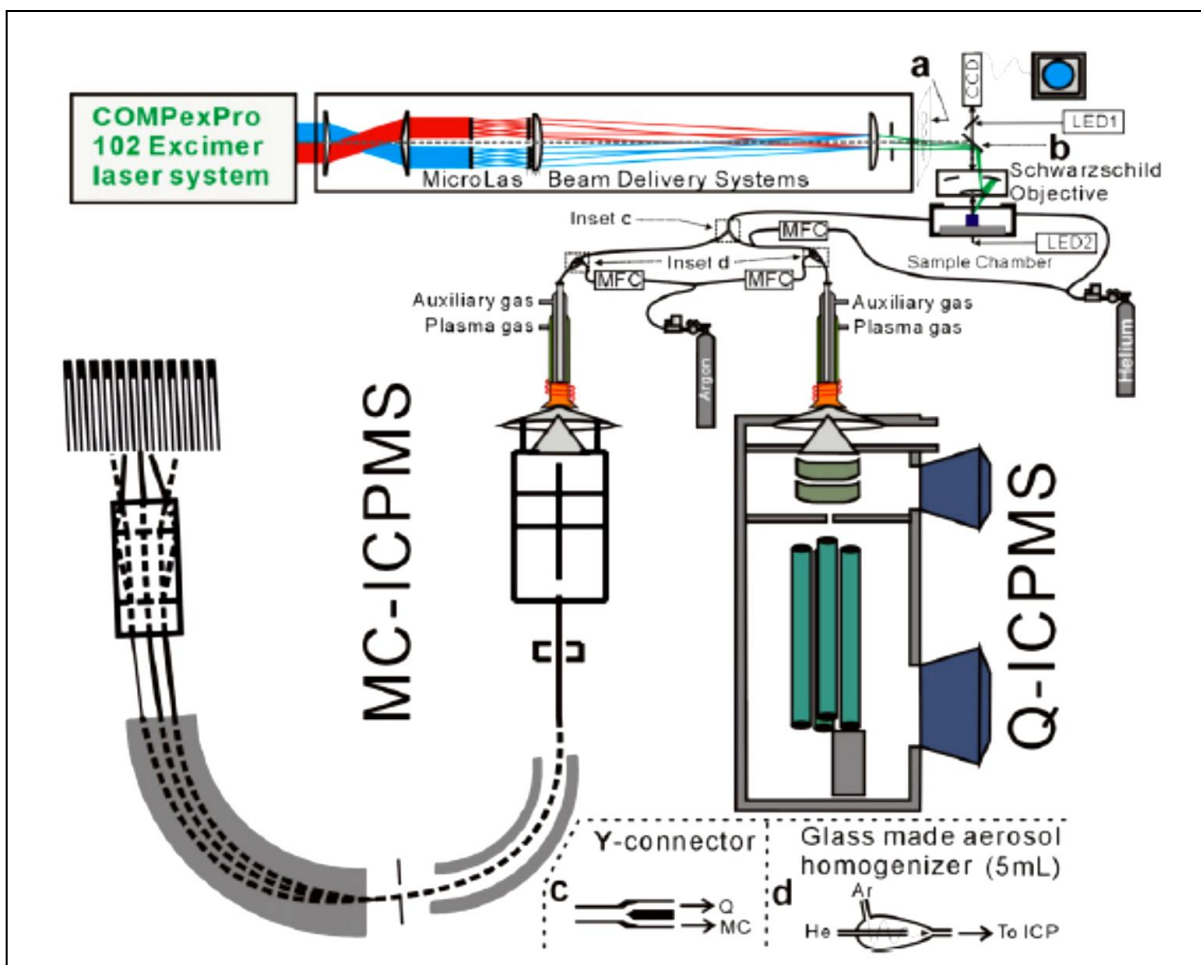
در این روش از قالب‌ها یا مونتهای حاوی زیرکن‌های آماده شده استفاده شد. علاوه بر این از استاندارد NIST610, GJ-1 و 91500 استفاده شد. این استانداردها قبلاً در مونتهای جداگانه‌ای آماده شده و در آزمایشگاه موجود است. این استانداردها، به همراه مونتهای حاوی نمونه زیرکن‌های مورد مطالعه در دستگاه قرار داده شده و جهت کالیبره نمودن داده‌ها مورد اندازه‌گیری قرار گرفتند. اندازه‌گیری همزمان میزان عناصر کمیاب، کمیاب خاکی همراه با نسبت‌های ایزوتوپی به روش In Situ LA-ICPMS توسط دستگاه MICROLAS و در حالت Q-LA-ICPMS در آزمایشگاه SKLCDNUX انجام شده است. شکل شماتیک نشان‌دهنده بخش‌های مختلف دستگاه LA-ICPMS ارائه شده است (شکل ۲-۵). این دستگاه دارای دو بخش Q-LA-ICPMS و MC-LA-ICPMS تشکیل شده است که هر بخش دارای ویژگی‌های خاصی است. نمونه زیرکن‌های مورد مطالعه توسط این دستگاه مورد اندازه‌گیری قرار گرفتند. مدت زمان آنالیز با این روش برای هر نقطه ۳۰ ثانیه بک-گراند جهت تخلیه گاز بعلاوه ۵۵ ثانیه زمان تخریب^۲ نقطه مورد آنالیز و ثبت داده که در مجموع حدود ۸۵ ثانیه محاسبه می‌شود. برای هر نمونه، ابتدا هر ۳ نمونه استاندارد بصورت متوالی مورد آنالیز قرار گرفته و سپس ۴ دانه زیرکن مورد آنالیز قرار می‌گیرند. پس از آن، یک نقطه از استاندارد 91500 مورد آنالیز قرار گرفته و بعد از آن ۴ دانه دیگر زیرکن مورد آنالیز قرار خواهند گرفت و بعد از این مرحله مجدداً باید هر ۳ نمونه استاندارد بصورت متوالی مورد آنالیز قرار بگیرند و این روال تکرار خواهد شد. به عبارت دیگر به ازای هر ۸ آنالیز بر روی دانه‌های زیرکن، ۳ نقطه از زیرکن استاندارد 91500، ۲ نقطه از زیرکن استاندارد GJ-1 و ۲ نقطه از زیرکن استاندارد NIST610 مورد آنالیز قرار می‌گیرند. لذا در مجموع مدت زمان آنالیز برای هر نمونه مونته با احتساب آنالیز زیرکن‌ها و استانداردها، حدود ۷۵ دقیقه می‌باشد. داده‌های حاصل توسط نرم‌افزار GLITTER 4.0 مورد پردازش

1- State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University, Xian

2- Ablation

قرار گرفته و سپس با استفاده از نرم‌افزار ISOPLLOT4.0 نمودارهای Concordia و Weighted average ترسیم می‌شود.

از مهم‌ترین مزایای این روش نسبت به دیگر روش‌ها، هزینه پایین‌تر دستگاه و امکان انجام تعداد زیادی آنالیز در مدت زمانی کوتاه می‌باشد (کویجمن^۱ و همکاران، ۲۰۱۱). همچنین در این روش داده‌های ثبت شده توسط کاربر مورد پردازش قرار می‌گیرند.

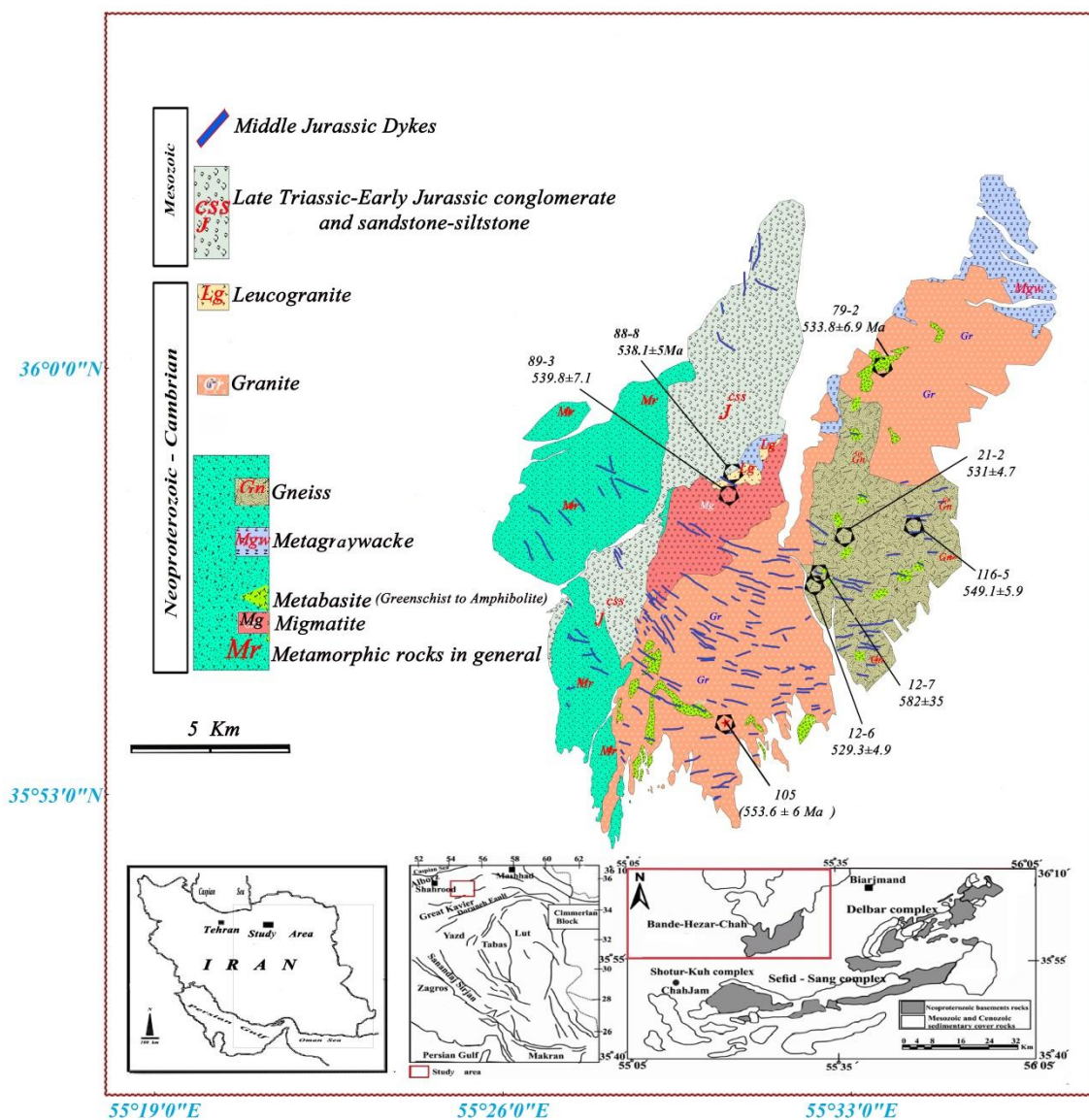


شکل ۵-۲- شکل شماتیک نشان‌دهنده بخش‌های مختلف دستگاه LA-ICPMS (یوان^۲ و همکاران، ۲۰۰۸). این دستگاه دارای دو بخش اصلی شامل Q-LA-ICPMS و MC-LA-ICPMS می‌باشد. بخش Q-LA-ICPMS در اندازه‌گیری همزمان نسبت‌های ایزوتوپی و تمرکز عناصر کمیاب و کمیاب خاکی مورد استفاده قرار می‌گیرد و بخش MC-LA-ICPMS در اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپ Hf تنظیم شده و به کار گرفته می‌شود.

1 -Kooijman
2 -Yuan

۴-۵- موقعیت جغرافیایی نمونه‌ها و نتایج تعیین سن U-Pb زیرکن با روش LA-ICPMS

همانطور که در فصل اول اشاره گردید جهت مطالعات سن‌سنجی و با توجه به تنوع و گستردگی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه، ۸ نمونه سنگ انتخاب گردید. سعی گردید نمونه‌های انتخاب شده، نمایانگر واحدهای اصلی و متنوع سنگی منطقه مورد مطالعه باشند (شکل ۵-۳). این نمونه‌ها



شکل ۵-۳- موقعیت نمونه‌های تعیین سن شده همراه با سن آنها بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.

شامل یک نمونه میکاشیست، یک نمونه گنیس، یک نمونه میگماتیت، دو نمونه متابازیت، دو نمونه گرانیت و یک نمونه لوکوگرانیت هستند. ویژگی‌های نمونه‌های انتخاب شده و موقعیت جغرافیایی محل برداشت آنها در جدول ۵-۱ ارائه شده است.

جدول ۵-۱- فهرست نمونه‌های انتخاب شده جهت سن سنجی به همراه مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها.

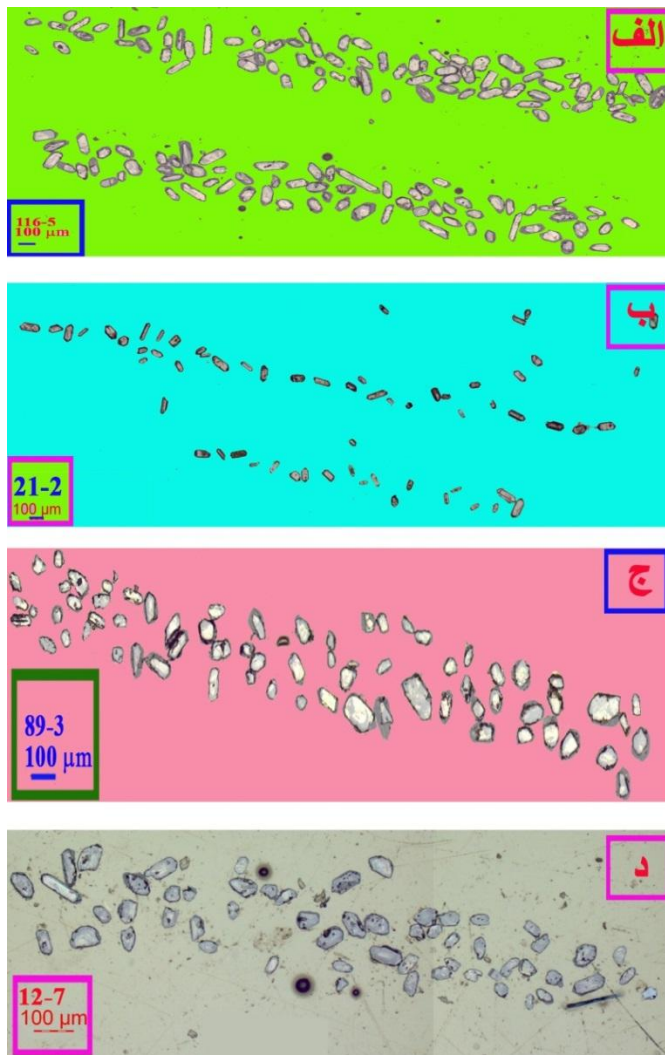
Sample No.	Location(UTM)		Lithology	Mineral assemblage
SH 116-5	370664	3980611	Mica-schist	Amph- Bi- Plag- Qtz- Zrc
SH 21-2	369177	3979764	Gneiss	Qtz- Bi- Gt- Plag - Zrc
SH 89-3	365424	3981731	Migmatite	Amph- Bi- Plag- Or- Qtz - Zrc
SH 12-7	368957	3978561	Metabasite	Amph- Bi- Plag- Qtz- Zrc
SH 79-2	370223	3985517	Metabasite	Amph- Bi- Plag- Qtz- Zrc
SH 12-6	368957	3978561	Granite	Qtz- Or- Plag- Zrc
SH 105	365017	3975058	Granite	Qtz- Or- Plag- Zrc
SH 88-8	365411	3984583	Leucogranite	Qtz- Ab- Zrc

۵-۴-۱- نمونه 5-116- میکاشیست

تصاویر کاتودولومینسانس (CL) تهیه شده از زیرکن‌های جدا شده از نمونه میکاشیستی مورد مطالعه نشان می‌دهد، این زیرکن‌ها دارای اشکال منشوری شکل کوتاه تا طویل هستند و بعضی از آنها منطقه بندی نشان می‌دهند (شکل ۵-۴-الف). زیرکن‌ها خود شکل تا نیمه خود شکل بوده و اندازه آنها حدود ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون می‌باشد. برخی زیرکن‌ها در تصاویر کاتد لومینسانس شفاف و برخی دیگر تیره هستند. زیرکن‌ها دارای مقادیر U (102.14-1001.8 ppm) و Th (34.62-671.96 ppm) زیاد و نسبت‌های بالای Th/U (0.34-0.75) می‌باشند. سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در طیفی از ۵۴۸ تا ۵۹۶/۴ میلیون سال بوده و یک سن $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ سازگار 11 ± 555 میلیون سال (MSWD of con- 0.29) را نشان می‌دهند (شکل ۵-۶).

۵-۴-۲- نمونه 21-2- گنیس

در این نمونه، زیرکن‌ها دارای اشکال منشوری شکل کوتاه تا متوسط هستند (شکل ۵-۴-ب). زیرکن‌ها خودشکل تا نیمه خودشکل بوده و اندازه آنها حدود ۱۰۰ میکرون می‌باشد. در تصاویر کاتد لومینسانس برخی زیرکن‌ها شفاف و برخی دیگر تیره هستند. زیرکن‌ها دارای مقادیر U (-225.95 ppm و 1181.42 ppm) Th و (106.8-498.12 ppm) زیاد و نسبت‌های بالای Th/U (0.29-0.65) می‌باشند. سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در رنجی از ۵۲۵/۱ تا ۵۷۲/۶ میلیون سال بوده و یک سن $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ سازگار $4/7 \pm 531$ میلیون سال (MSWD of concordance = 0.7) را نشان می‌دهند (شکل ۵-۴-ج).



شکل ۵-۴- تصاویر میکروسکوپی زیرکن‌های جدا شده از الف- میکاشیست، ب- گنیس، ج- میگماتیت و د- متابازیت.

شماره نمونه‌ها و مقیاس در قسمت پایین سمت چپ هر کدام از تصاویر درج شده است.

۵-۴-۳ - نمونه 89-3 - میگماتیت

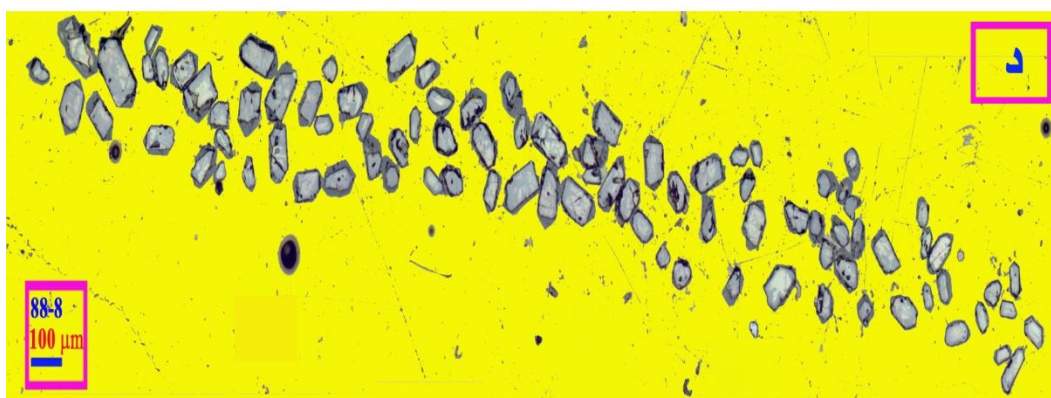
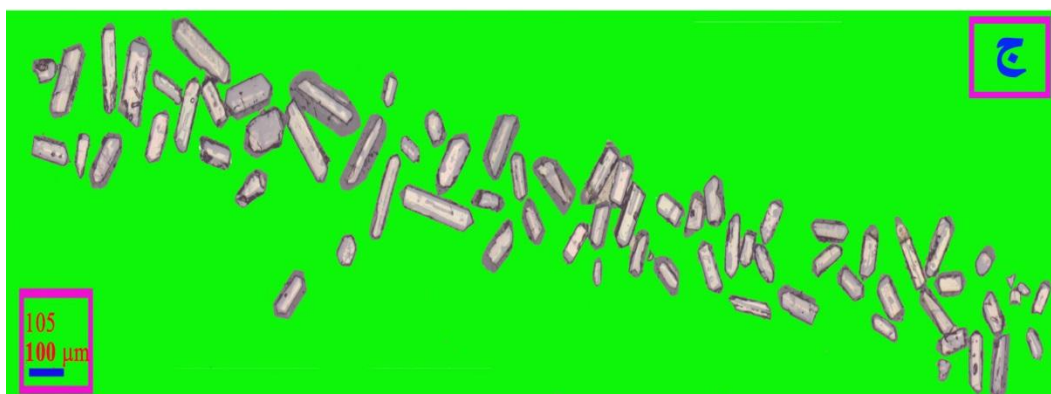
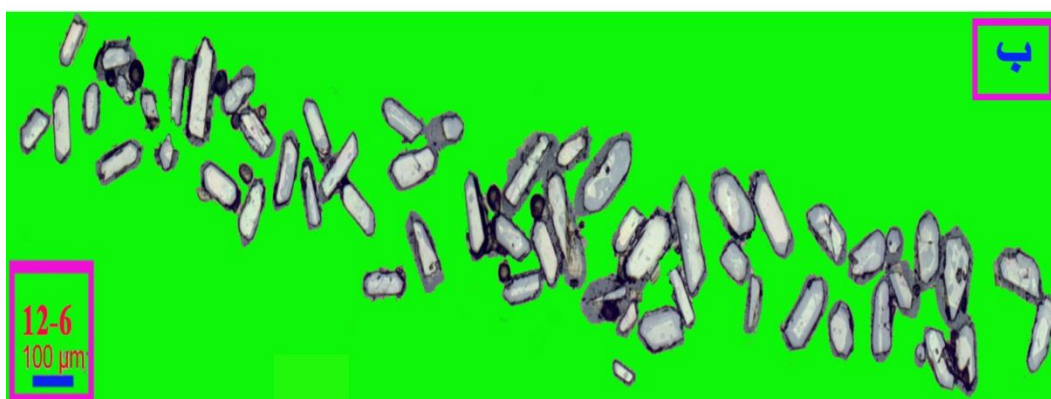
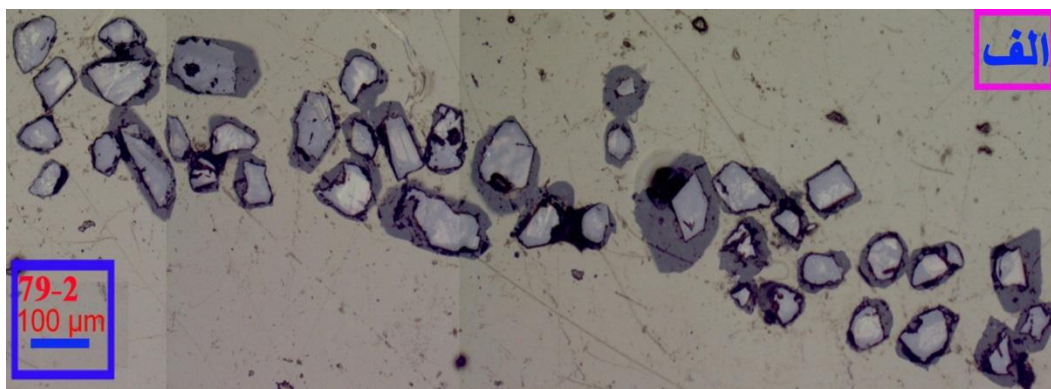
در این نمونه، زیرکن‌ها دارای اشکال منشوری شکل کوتاه هستند (شکل ۵-۴-ج). زیرکن‌ها خود شکل تا نیمه خود شکل بوده و اندازه آنها حدود ۱۰۰ میکرون می‌باشد. در تصاویر کاتد لومینسانس برخی زیرکن‌ها شفاف و برخی دیگر تیره هستند. زیرکن‌ها دارای مقادیر U (159.06-659.07 ppm) و Th (73.11-436.54 ppm) زیاد و نسبت‌های بالای Th/U (0.46-0.82) می‌باشند. سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در طیفی از ۵۳۴/۷ تا ۵۴۷/۵ میلیون سال بوده و یک سن $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ سازگار ۸/۱ $\pm ۵۴۰/۲$ میلیون سال (MSWD of con-cordance = 0.17) را نشان می‌دهند (شکل ۵-۶).

۵-۴-۴ - نمونه 12-7 - متابازیت

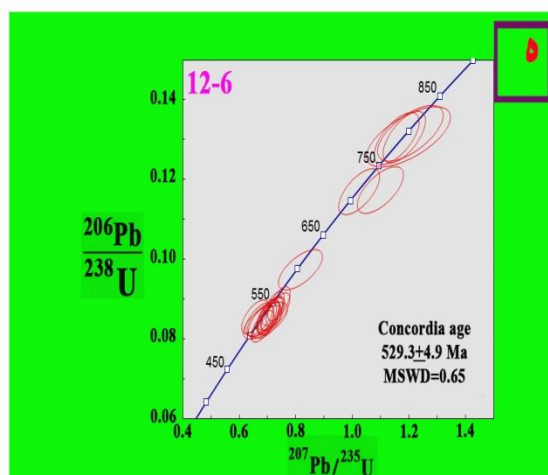
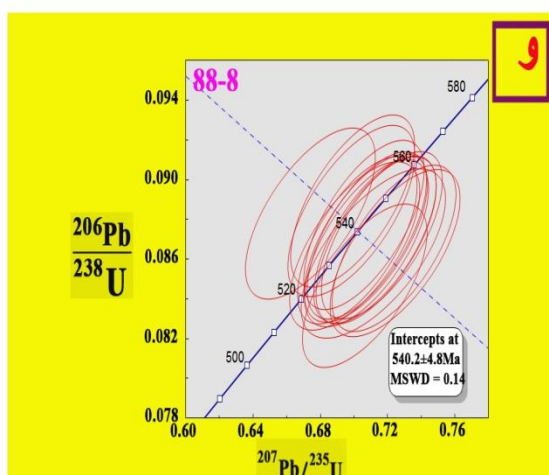
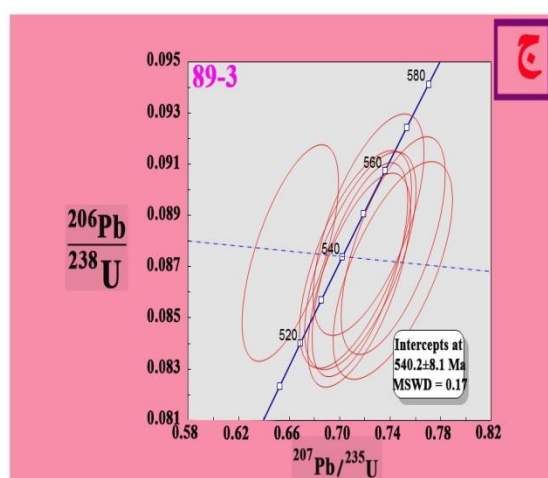
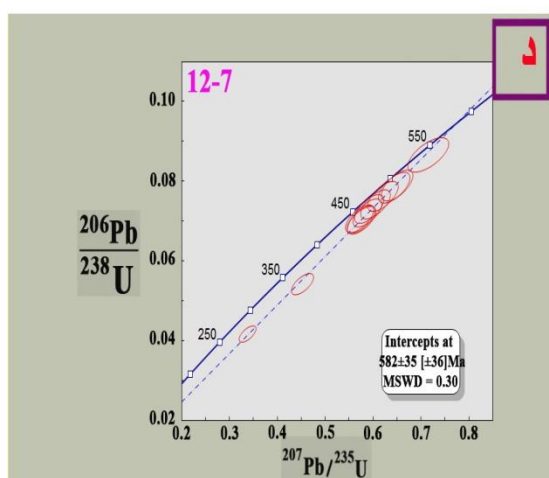
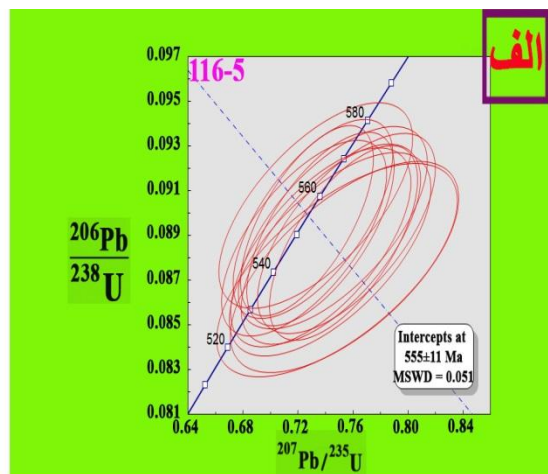
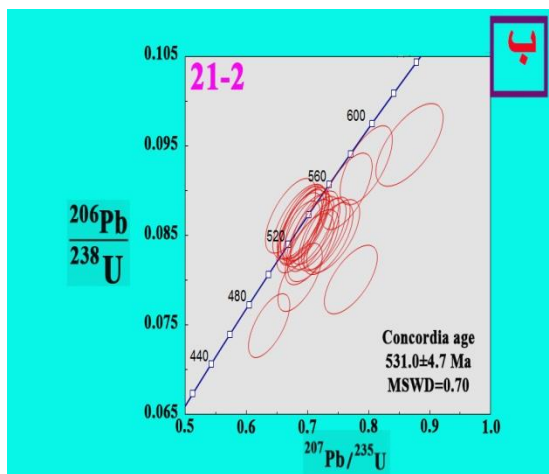
در این متابازیت، زیرکن‌ها به اشکال منشوری کوتاه هستند (شکل ۵-۴-د). زیرکن‌ها نیمه خود شکل تا خود شکل بوده و اندازه آنها حدود ۵۰ تا ۱۰۰ میکرون می‌باشد. برخی زیرکن‌ها شفاف ولی اکثراً تیره هستند. بیشتر زیرکن‌ها دارای منطقه بندی نوسانی بوده که یک منشا آذرین را برای آنها پیشنهاد می‌نماید (وو و همکاران، ۲۰۰۷؛ بیوک و همکاران، ۲۰۰۸). زیرکن‌ها دارای مقادیر U (1326.13-16329.16 ppm) و Th (335.38-13698.82 ppm) خیلی زیاد و نسبت‌های بالای Th/U (0.25-1.59) می‌باشند. سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در رنجی از ۴۳۷/۳ تا ۵۳۵/۴ میلیون سال بوده و یک سن $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ سازگار ۳۵ ± ۵۸۲ میلیون سال (MSWD of con-cordance = 0.17) را نشان می‌دهند (شکل ۵-۶).

۵-۴-۵ - نمونه 79-2 - متابازیت

در این سنگ، زیرکن‌ها به اشکال منشوری کوتاه هستند (شکل ۵-۴-الف). زیرکن‌ها نیمه خود شکل بوده و اندازه آنها حدود ۵۰ تا ۱۰۰ میکرون می‌باشد. در تصاویر کاتد لومینسانس برخی زیرکن‌ها شفاف ولی اکثراً تیره هستند. بیشتر زیرکن‌ها دارای منطقه بندی نوسانی بوده که یک منشاء آذرین را



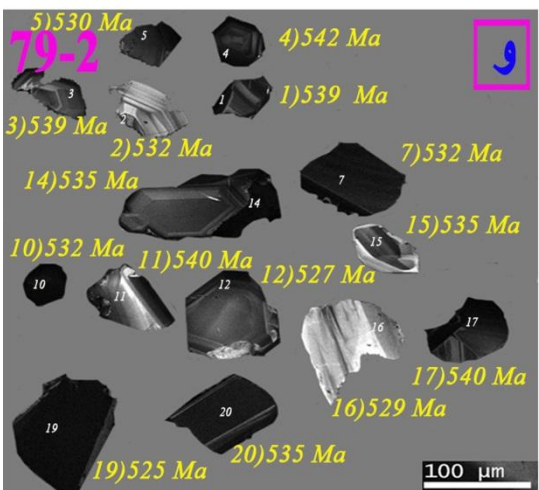
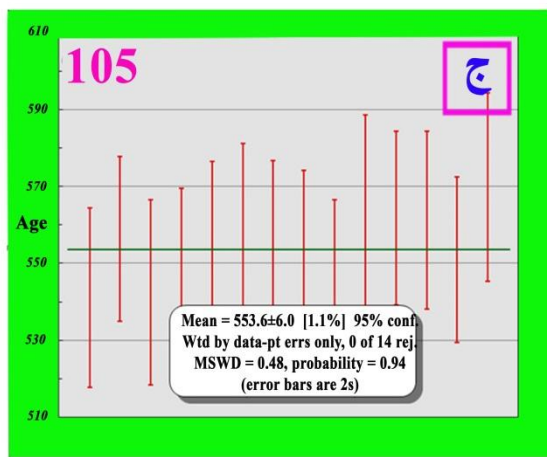
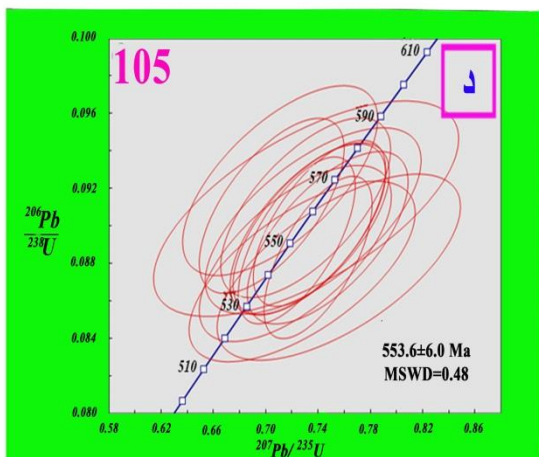
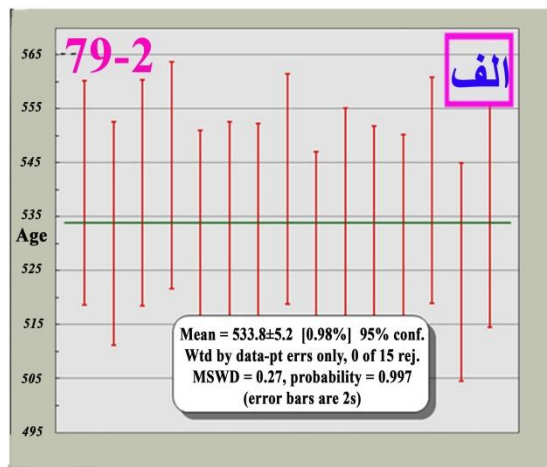
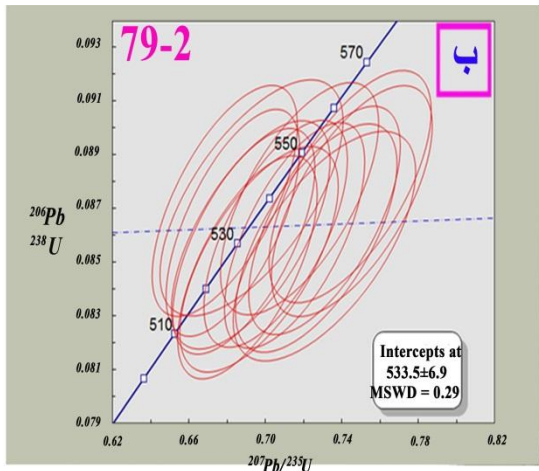
شکل ۵-۵- تصاویر میکروسکوپی زیرکن‌های جدا شده از الف- متابازیت، ب و ج- گرانیت و د- لوکوگرانیت



شکل ۵-۶- نمودارهای سازگاری سن‌های اورانیوم-سرب زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های مورد مطالعه. شماره نمونه‌ها در قسمت بالا سمت چپ هر کدام از تصاویر درج شده‌است.

برای آنها پیشنهاد می‌نماید (وو و همکاران، ۲۰۰۷؛ بیوک و همکاران، ۲۰۰۸) (شکل ۵-۷- و). زیرکن-

ها دارای مقادیر U (132-2636 ppm) و Th (27.6-2232 ppm) زیاد و نسبت‌های بالای Th/U



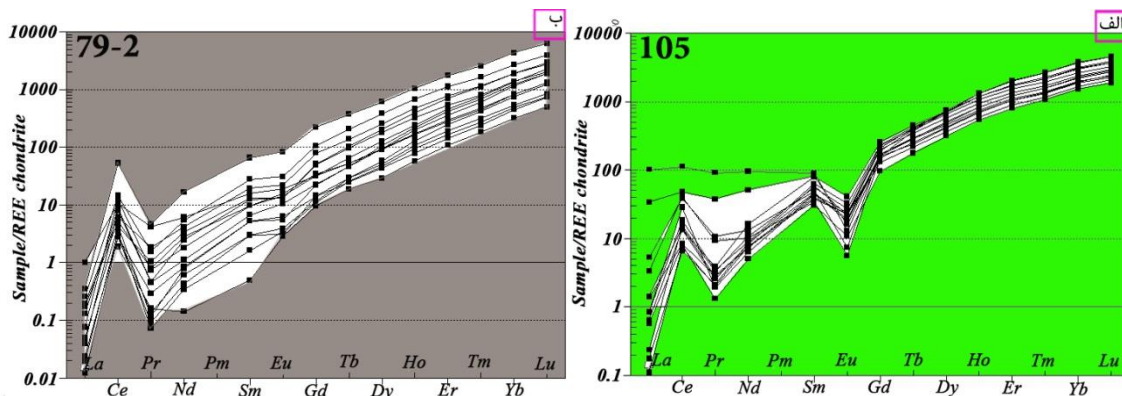
شکل ۵-۷- نمودارهای سازگاری و میانگین وزنی سن‌های اورانیوم- سرب همراه با تصاویر CI (Catadoluminescence) تهیه شده از زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های مورد مطالعه. شماره نمونه‌ها در قسمت بالا سمت چپ هر کدام از تصاویر درج شده است.

جدول ۵-۲- مقادیر U-Th و سن‌های U-Pb زیرکن‌های نمونه 2-79 (متابازیت) و نمونه 105 (گرانیت).

Spot number	Th232	U238	Th/U	Age	1σ	Age	1σ	Age	1σ	Age	1σ	concordia degree
				Pb207/Pb206	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb208/Th232					
079-2-01	145	397	0.37	467.4	70.44	526	9.4	539.4	10.42	542.9	10.02	97.5
079-2-02	102	211	0.48	544	71.9	534.2	10.18	531.9	10.35	523.1	9.94	100.4
079-2-03	74	323	0.23	671.8	68.26	565.4	10.01	539.4	10.44	572.3	11.21	104.8
079-2-04	73	353	0.21	656.1	68.76	564.9	10.1	542.6	10.51	532.6	10.84	104.1
079-2-05	168	727	0.23	538.1	68.8	532	9.13	530.5	10.23	532.1	9.89	100.3
079-2-07	310	727	0.43	583.7	67.23	542	9.14	532.1	10.25	540.9	9.58	101.9
079-2-10	499	1540	0.32	615.3	65.72	547.8	8.88	531.8	10.21	560.2	9.73	103
079-2-11	28	186	0.15	510.1	78.85	534.4	11.74	540.1	10.67	541.5	15.12	98.9
079-2-12	78	361	0.22	580.9	71.17	536.8	10.13	526.5	10.25	553.6	11.55	102
079-2-14	1174	1960	0.6	502.2	67.39	528.5	8.62	534.6	10.26	566.6	9.73	98.9
079-2-15	171	286	0.6	651.7	69.53	554.5	10.16	531.2	10.32	555.2	10.16	104.4
079-2-16	47	132	0.36	671.7	73.89	557	11.45	529.4	10.41	573.2	12.01	105.2
079-2-17	181	456	0.4	588.9	69.89	549.4	9.99	539.9	10.47	543.5	10.25	101.8
079-2-19	2232	2636	0.85	569.5	67.14	533.1	8.95	524.7	10.1	566.9	9.8	101.6
079-2-20	280	623	0.45	648	67.16	557.1	9.51	535.1	10.32	553.9	9.92	104.1
105-03	97.83	160.1	0.61	615.9	114.75	555.3	20.77	541.1	11.66	517.9	15.3	102.6
105-07	599.42	741.02	0.81	591	78.36	563.1	12.07	556.3	10.69	538.1	10.27	101.2
105-08	83.58	152.2	0.55	689.6	116.17	571.6	22	542.5	12	539.5	17.31	105.4
105-09	208.74	353.38	0.59	574.8	102	552.2	17.7	546.8	11.37	526.8	13.99	101
105-11	225.95	304.23	0.74	574.2	85.39	558.5	13.97	554.5	11.03	551.4	11.81	100.7
105-12	99.76	148.03	0.67	572.4	109.33	560.2	19.74	557.1	12	555.6	15.42	100.6
105-13	179.91	265.63	0.68	574.8	87.56	558.7	14.57	554.5	11.15	563.1	12.61	100.8
105-15	208.53	272.3	0.77	626.3	86.16	566.7	14.62	551.8	11.13	551.3	12.17	102.7
105-16	692.18	1650.06	0.42	630.4	68.05	562.4	9.86	545.5	10.49	595.8	11.23	103.1
105-17	187.71	256.88	0.73	539.8	147.13	557.1	27.97	560.9	13.88	562.1	20.41	99.3
105-18	265.74	374.39	0.71	455.8	85.13	541.5	13.49	561.8	11.28	540.1	11.92	96.4
105-19	132.58	210.79	0.63	537.8	92.27	556.9	15.58	561.2	11.55	575.9	13.99	99.2
105-20	690.46	1593.08	0.43	560.3	72.11	552.9	10.77	550.9	10.77	467.7	9.82	100.4
105-21	91.88	128.47	0.72	444.2	105.12	545.3	18.09	569.8	12.24	584.2	15.61	95.7

جدول ۵-۳- مقادیر عناصر کمیاب در زیرکن‌های نمونه 79-2 (متابازیت) و نمونه 105 (گرانیت).

Grain number	La ¹³⁹	Ce ¹⁴⁰	Pr ¹⁴¹	Nd ¹⁴³	Sm ¹⁴⁷	Eu ¹⁵¹	Gd ¹⁵⁷	Tb ¹⁵⁹	Dy ¹⁶³	Ho ¹⁶⁵	Er ¹⁶⁶	Tm ¹⁶⁹	Yb ¹⁷³	Lu ¹⁷⁵
79-2-01	0.04	3.54	0.94	2.84	11.14	10.96	42.07	78.9	151.89	272.87	457.11	737.36	1158.01	1704.15
79-2-02	0.14	4.33	0.72	2.4	8.25	13.37	29.3	43.15	81.06	146.29	249.99	430.92	689.47	1095.21
79-2-03	0.01	2.39	0.08	0.36	2.51	3.33	9.93	23.69	43.7	91.4	162.22	287.15	455.68	711.66
79-2-04	0	2.54	0.12	0.52	2.55	2.6	12.3	24.05	49.34	109.62	207.69	386.54	635.6	1048.73
79-2-05	0	3.61	0.1	0.67	4.48	4.65	18.67	38.39	92.25	182.77	357.06	629.77	1031.23	1601.78
79-2-07	0.06	10.38	0.66	1.51	8.28	12.18	27.22	53.31	108.91	205.12	382.29	678.06	1148.86	1921.26
79-2-10	0.11	7.34	0.42	2.07	10.52	11.24	43.84	83.92	172.07	335.14	587.49	1009.28	1617.36	2481.4
79-2-11	0	1.58	0.14	0.12	0.41	2.44	8.06	15.42	24.65	48.35	91.33	166.13	269.67	422.69
79-2-12	0.02	2.83	0.06	0.29	1.37	2.91	9.1	21.25	39.59	79.13	140.47	243.63	405.36	638.14
79-2-14	0.22	12.28	1.39	4.61	23.62	26.36	89.79	169.68	326.08	575.21	945.22	1488.66	2275.39	3335.09
79-2-15	0.85	8.91	3.72	5.14	13.48	16.14	27.41	43.55	77.3	140	235.77	407.17	704.33	1123.42
79-2-16	0.02	2.35	0.26	0.72	4.4	5.35	11.7	20.3	36.53	66.09	120.55	217.39	376.68	625.28
79-2-17	0.03	6.71	0.4	0.94	5.7	8.98	19.32	37.62	79.94	165.96	300.09	544.74	979.17	1623.04
79-2-19	0.3	44.58	4.09	14.12	55.25	70.05	189.61	303.89	516.68	884.17	1472.02	2345.28	3636.78	5308.18
79-2-20	0.16	5.24	1.62	3.5	16.47	18.71	67.45	113.01	218.42	397.05	651.58	1039.17	1594.4	2348.15
105-03	0.15	5.54	1.86	7.26	38.74	15.99	147.44	242.35	410.26	701.46	1024.09	1428.63	1900.27	2405.8
105-07	0.7	24.03	1.72	5.28	37.03	20.13	178	335.39	590.24	1003.7	1475.42	2053.32	2659.32	3264.31
105-08	0.48	6.83	1.17	4.2	25.73	9.1	81	144.61	264.43	455.36	667.15	971.66	1298.17	1594.19
105-09	85.26	94.69	81.3	80.43	76.13	10.93	134.27	199.09	348.51	590.86	876.52	1216.31	1645	2039.84
105-11	0.2	12.88	2.92	9.06	47.24	22.61	191.91	320.29	549.45	897.18	1280.78	1748.68	2241.75	2720.42
105-12	0.093	6.23	1.78	6.39	33.35	19.27	128.1	206.32	356.83	604.58	872.14	1205.63	1573.86	1931.97
105-13	1.2	12.46	2.44	6.22	38.24	14.94	137.96	237.94	428.72	707.28	1037.48	1441.2	1867.11	2277.99
105-15	0	11.4	3.43	13.6	66.69	34.53	218.55	366.63	610.37	999.93	1425.87	1970.77	2554.16	3135.07
105-16	4.44	32.46	9.47	11.07	41.29	6.24	159.95	324.82	632.26	1115.75	1691.41	2377.8	3092.37	3807.74
105-17	0.54	11.5	2.25	7.02	49.5	18.79	171.54	282.92	493.3	804.34	1126.45	1544.55	1992.98	2468.52
105-18	0.71	15.53	3.08	7.48	52.8	27.31	196.9	348.46	605.07	1000.15	1446.53	1966.98	2587.56	3134.98
105-19	28.69	40.3	33.45	42.89	68.6	13.48	146.23	237.48	385.54	631.18	930.96	1262.34	1674.71	2022.83
105-20	2.77	34.69	8.24	8.55	28.9	4.71	135.54	302.94	602.92	1099.06	1707.51	2421.75	3218.19	3875.77
105-21	1.16	7.03	2.53	6.28	32.15	18.81	110.43	179.06	309.74	497.88	751.54	1054.52	1397.41	1761.22



شکل ۵-۸- نمودارهای REE زیرکن‌های الف- نمونه 105 (گرانیت) و ب- نمونه 79-2 (متابازیت) بهنجارشده نسبت به کندریت بوینتون (۱۹۸۴).

(0.15-0.85) می‌باشند (جدول ۵-۲). سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در طیفی از ۵۲۴/۷ تا ۵۴۲/۶ میلیون سال بوده (جدول ۵-۳) و سن $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ سازگار $۶/۹ \pm ۵۳۳/۵$ میلیون سال (MSWD of con-cordance = 0.29) را نشان می‌دهند (شکل ۵-۷- الف و ب). این زیرکن‌ها دارای طرح‌های HREE پرشیب در نمودارهای REE بهنجارشده نسبت به کندریت بوینتون (۱۹۸۴)، آنومالی مثبت Ce و آنومالی تا حدودی منفی Eu می‌باشند که با یک منشاء آذرین سازگار است (روباتو^۱، ۲۰۰۲؛ وو و ژنگ^۲، ۲۰۰۴) (شکل ۵-۸- ب).

۵-۴-۶- نمونه 12-6- گرانیت

در این نمونه، زیرکن‌ها دارای اشکال منشوری شکل متوسط تا بلند هستند (شکل ۵-۵- ب). زیرکن‌ها خود شکل تا نیمه خود شکل بوده و اندازه آنها حدود ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون می‌باشد. زیرکن‌ها دارای مقادیر U (199.29-1874.66 ppm)، Th (81.08-811.25 ppm) زیاد و نسبت‌های بالای Th/U (0.13-0.73) می‌باشند. سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در طیفی از ۵۱۴/۸ تا ۵۴۸/۳ میلیون سال بوده و یک سن $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ سازگار $۴/۹ \pm ۵۲۹/۳$ میلیون سال (MSWD of con-cordance = 0.65) را نشان می‌دهند (شکل ۵-۶).

1 - Rubatto
2 - Wu and Zheng

۵-۴-۷- نمونه 105- گرانیت

در این سنگ، زیرکن‌ها دارای اشکال منشوری شکل متوسط تا بلند هستند (شکل ۵-۵-ج). زیرکن‌ها خودشکل تا نیمه خودشکل بوده و اندازه آنها حدود ۱۰۰ تا ۳۰۰ میکرون می‌باشد. برخی زیرکن‌ها شفاف و برخی دیگر تیره هستند. بیشتر زیرکن‌ها دارای منطقه بندی نوسانی بوده که یک منشا آذرین را برای آنها پیشنهاد می‌نماید (وو و همکاران، ۲۰۰۷؛ بیوک و همکاران، ۲۰۰۸) (شکل ۵-۷-ه). زیرکن‌ها دارای مقادیر U (148-1650 ppm)، Th (83-692 ppm) زیاد و نسبت‌های بالای Th/U (0.61 - 0.81) می‌باشند (جدول ۲-۵). سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در طیفی از ۵۴۸/۱ تا ۵۶۹/۸ میلیون سال بوده (جدول ۳-۵) و سن $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ سازگار $6 \pm 553/6$ میلیون سال (جدول ۳-۵) را نشان می‌دهند (شکل ۵-۷-ج و د). این زیرکن‌ها دارای طرح‌های HREE پرشیب در نمودارهای REE بهنجار شده نسبت به کندریت بوینتون (۱۹۸۴)، آنومالی مثبت Ce و آنومالی منفی Eu می‌باشند که با یک منشاء آذرین سازگار است (روباتو^۱، ۲۰۰۲؛ وو و ژنگ^۲، ۲۰۰۴) (شکل ۵-۸-الف).

۵-۴-۸- نمونه 88-8- لوکوگرانیت

در این سنگ، زیرکن‌ها دارای اشکال منشوری شکل کوتاه تا متوسط هستند (شکل ۵-۵-د). زیرکن‌ها خودشکل تا نیمه خودشکل بوده و اندازه آنها حدود ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون می‌باشد. در تصاویر کاتد لومینسانس برخی زیرکن‌ها شفاف و برخی دیگر تیره هستند. بیشتر زیرکن‌ها دارای منطقه بندی نوسانی بوده که یک منشا آذرین را برای آنها پیشنهاد می‌نماید (وو و همکاران، ۲۰۰۷؛ بیوک و همکاران، ۲۰۰۸). زیرکن‌ها دارای مقادیر U (237.28-2087.14 ppm) و Th (131.46-1880.76 ppm) زیاد و نسبت‌های بالای Th/U (0.51-0.9) می‌باشند. سن‌های

1 - Rubatto

2 - Wu and Zheng

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ درطیفی از ۵۲۴ تا ۵۴۹/۲ میلیون سال بوده و یک سن $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ سازگار ۴/۸

$\pm ۵۴۰/۲$ میلیون سال (MSWD of con-cordance = 0.48) را نشان می‌دهند (شکل ۵-۶).

بطور خلاصه سن‌های سازگار سنگ‌های دگرگونی میزبان شامل میکاشیست، گنیس، میگماتیت و دو نمونه متابازیت به ترتیب ۵۵۵، ۵۳۱، ۵۴۰، ۵۸۲ و ۵۳۳ میلیون سال و سن‌های سازگار دو نمونه گرانیت و یک نمونه لوکوگرانیت به ترتیب ۵۲۹، ۵۴۰ و ۵۵۳ میلیون سال می‌باشد. سن‌های بدست آمده برای سنگ‌های دگرگونی میزبان بعضاً جوانتر از سن‌های تبلور گرانیتهای آناتکسی بوده و علت آن احتمالاً مربوط به فرآیندهای زمین‌شناسی بعدی است که سبب از دست دادن مقداری از سرب حاصل از واپاشی اورانیوم شده و این مسئله در تعیین سن‌های انجام شده توسط حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸) نیز وجود دارد و سن بدست آمده برای گنیس‌ها جوانتر از گرانیتهاست. در هر حال با توجه به سن‌های بدست‌آمده می‌توان سن شکل‌گیری حوضه رسوبی را حدود ۶۰۰ تا ۵۸۰ میلیون سال در نظر گرفت. این محدوده سنی، اختلاف زمانی حدود ۵۰ تا ۶۰ میلیون سال با سن‌های تبلور گرانیت-های آناتکسی (۵۴۰ میلیون سال) نشان می‌دهد. لذا می‌توان نتیجه گرفت نمونه‌های میکاشیستی، گنیسی و میگماتیتهای منطقه به دلیل شرکت در چرخه پوسته‌ای کوتاه مدت شامل فرسایش، تدفین، دگرگونی و آناتکسی دارای فاصله زمانی در حدود ۵۰ الی ۶۰ میلیون سال با محدوده سنی گرانیت-های حاصل از آناتکسی (۵۲۹ تا ۵۵۳ میلیون سال) هستند. بر اساس ماهیت ماگمایی زیرکن‌های موجود در میکاشیست‌ها، گنیس‌ها و میگماتیتهای می‌توان نتیجه گرفت، احتمالاً سنگ‌های آذرین خاستگاه این زیرکن‌ها، در نزدیکی حوضه رسوبی قرار داشته‌اند. رخنمون فراوان متاگزیوت‌ها و متاپسامیت در منطقه نیز وجود یک خاستگاه غنی از کوارتز و فلدسپار برای شکل‌گیری رسوبات تخریبی سازندهی این سنگ‌ها را تایید می‌کند. این کمان ماگمایی، سنگ منبع رسوبات سازنده میکاشیست‌ها، گنیس‌ها و میگماتیتهای بوده و در فاصله بسیار نزدیکی نسبت به حوضه رسوبی قرار داشته است. نزدیکی سن‌های رسوبگذاری سنگ مادر متاپلیتی گنیس‌ها به سن تبلور گرانیتهای احتمالاً نشان‌دهنده آنستکه در بازه زمانی اواخر نئوپروتروزوئیک-اوایل کامبرین چرخه پوسته‌ای بسیار

سریعی صورت گرفته است. چرخه پوسته‌ای کوتاه مدت، فرایندهای فرسایش، رسوبگذاری و تدفین رسوبات، دگرگونی و در نهایت آناتکسی را شامل شده که در نهایت به شکل‌گیری ماگماتیسم گسترده گرانیتی منتهی شده است.

۵-۵- آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd

روبیدیم عنصری فلزی و قلیایی از گروه اول اصلی جدول تناوبی بوده و دارای دو ایزوتوپ طبیعی شامل ^{87}Rb و ^{85}Rb است. شباهت شعاع یونی روبیدیم ($1/48$ آنگستروم) با عنصر پتاسیم ($1/33$ آنگستروم) سبب می‌شود که عنصر روبیدیم که قادر به ساختن هیچ کانی خاصی نیست بتواند در کانی‌های پتاسیم‌دار جانشین پتاسیم گردد. اما عنصر استرانسیم که در گروه دوم اصلی جدول تناوبی قرار دارد نیز با وجود اینکه در برخی موارد به عنوان کاتیون اصلی در کانی‌های استرونیسیانیت (SrCO_3) و سلسیت (SrSO_4) حضور دارد، ولی غالباً مشابه با روبیدیم عنصری پراکنده محسوب می‌شود. استرانسیم با عدد اتمی ۳۸ دارای چهار ایزوتوپ طبیعی شامل ^{88}Sr ، ^{87}Sr ، ^{86}Sr و ^{84}Sr است. شباهت شعاع یونی استرانسیم ($1/13$ آنگستروم) به شعاع یونی کلسیم ($0/99$ آنگستروم) سبب می‌شود که این عنصر عموماً در کانی‌های کلسیم‌دار نظیر پلاژیوکلاز، آپاتیت و کربنات کلسیم جانشین کلسیم شود. در سنگ‌های آذرین معمولی نسبت‌های Rb/Sr در محدوده‌ی وسیعی از $0/06$ در سنگ‌های بازالتی تا $1/7$ و یا بیشتر در سنگ‌های گرانیتی بسیار تفریق یافته که حاوی غلظت‌های پایین کلسیم هستند، متغیر است. در واقع افزایش در نسبت Rb/Sr در ماگماهای تفریق یافته‌تر را باید به دلیل ناسازگاری بیشتر روبیدیم نسبت به استرانسیم در طی تبلور بخشی ماگما و نیز تمایل استرانسیم به تمرکز در فاز پلاژیوکلاز دانست. تلاشی Rb و رشد Sr توسط فرمول زیر توصیف می‌شود:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1) \quad 1-5$$

واپاشی رادیواکتیو ^{87}Rb به ^{87}Sr همراه با آزادسازی یک ذره ی منفی بتا است، و ثابت واپاشی (λ) برای این تبدیل ایزوتوپی برابر با $1/42 \times 10^{-11}$ است (اشتاگر^۱ و یاگر، ۱۹۷۷). نیمه عمر ^{87}Rb نیز برابر با $10^9 \times 48/8$ سال می باشد. در این معادله $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نسبت ایزوتوپی اندازه گیری شده در سنگ در زمان حال، $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ بیانگر این نسبت در سنگ در زمان تشکیل آن، $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ نسبت ایزوتوپی زمان حال اندازه گیری شده در سنگ و t بیانگر سن سنگ و به طور دقیقتر، سن بسته شدن سیستم سنگ است.

نئودیمیم و ساماریم به ترتیب با عدد اتمی ۶۰ و ۶۲ در گروه ۳ فرعی جدول تناوبی جای گرفته و در شمار عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) محسوب می شوند. این عناصر عموماً در کانی های سنگ ساز متداول جایگزین عناصر اصلی شده و نیز ممکن است در ادخال های موجود در کانی های فرعی نظیر آپاتیت، زیرکن، آلانیت و دیگر کانی های فرعی جای گیرند. همچنین، شباهت زیاد خواص شیمیایی Nd و Sm به یکدیگر مانعی در جهت جدایش شدید این دو عنصر در طی فرآیندهای زمین شناسی است. با این وجود، ناسازگاری کمی بیشتر Nd نسبت به Sm در خلال تبلور تفریقی (به دلیل بزرگتر بودن شعاع یونی Nd^{3+} نسبت به Sm^{3+})، سبب تمرکز بیشتر Nd در ماگما نسبت به Sm، و در نتیجه کاهش نسبت Sm/Nd در ماگمای باقی مانده می شود.

از آنجائیکه Sm و Nd در گروه عناصر خاکی نادر قرار داشته و دارای تحرک بسیار کمتری نسبت به Rb و Sr هستند، می توانند برای آشکارسازی حوادث جوانتر در سنگ هایی که شیمی ایزوتوپی Rb-Sr آنها به هم خورده است، استفاده شوند (رولینسون، ۱۹۹۳). یکی از مهمترین مزیت های مهم روش Sm-Nd نسبت به روش Rb-Sr و سایر روش های ایزوتوپی متداول را باید در قابلیت تحرک کمتر Sm و Nd در جریان دگرگونی ناحیه ای، دگرسانی گرمایی و هوازگی شیمیایی دانست. همچنین روش Sm-Nd مناسب ترین روش برای تعیین سن سنگ های آذرین مافیک و الترامافیک است. با وجود مطالب فوق، یکی از محدودیت های عمده ی روش Sm-Nd در ارتباط با نیمه عمر طولانی آن است که

¹ - Steiger and Jaeger

باعث می‌شود فقط در سنگ‌های قدیمی قابل استفاده باشد، و دیگر اینکه به دلیل شباهت رفتار Sm و Nd در محیط‌های آذرین، تغییرات نسبتاً کمی در نسبت Sm/Nd در سری‌های سنگی همزاد ایجاد می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳).

تبدیل رادیواکتیو ^{147}Sm به ^{143}Nd از طریق واپاشی آلفا صورت پذیرفته و ثابت واپاشی (λ) برای این تبدیل ایزوتوپی برابر با $6/54 \times 10^{-12}$ می‌باشد (لوگمیر و مارتی^۱). نیمه عمر ^{147}Sm نیز برابر با $10^9 \times$ ۱/۰۶ سال است. در این روش، واپاشی رادیواکتیو ^{147}Sm به ^{143}Nd توسط فرمول زیر توصیف می‌شود:

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i + ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} (e^{\lambda t} - 1) \quad (2-5)$$

در این معادله $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نسبت ایزوتوپی زمان حال اندازه گیری شده در سنگ، $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ مقدار اولیه این نسبت در زمان تشکیل سنگ و $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ نسبت اندازه گیری شده در زمان حال می‌باشد. t سن سنگ است. با توجه به دو معادله یادشده در بالا و جایگزینی مقادیر سنی (t) سنگ‌های مورد مطالعه که از روش سن سنجی U-Pb زیرکن‌های جداشده به دست آمده است، مقادیر نسبت‌های اولیه $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ و $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ محاسبه شد. از طرف دیگر، تحول ایزوتوپی Nd در زمین به وسیله تلاشی ^{147}Sm در یک مخزن متحدالشکل کندریتی که CHUR^2 نامیده شده، توصیف می‌شود. لذا نسبت‌های ایزوتوپی $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ نمونه‌های زمینی برحسب تابع اپسیلون^۳ (ϵ) که مقدار آن توسط مقایسه با CHUR تعیین شده، بیان می‌شود. مقادیر مثبت اپسیلون بیانگر تولید Nd از منابع تهی شده‌تر با نسبت Sm/Nd بالاتر از CHUR است. مقادیر منفی این پارامتر، نشانگر سرچشمه گرفتن از منابع غنی شده‌تر و دارای نسبت Sm/Nd کمتر از CHUR است. تابع اپسیلون به همراه مجموع داده‌های ایزوتوپی به دست آمده جهت بررسی منشأ سنگ‌های مورد مطالعه به کار گرفته شد.

1- Lugmair and Marti

2- CHUR= chondritic uniform reservoir

3- Epsilon parameter

همانطور که در فصل اول اشاره گردید به منظور فهم و درک بهتر فرآیندهای درگیر در پیدایش سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، و با توجه به تنوع و گستردگی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه، ۱۱ نمونه سنگ انتخاب و ایزوتوپ‌های Sr-Nd بر روی سنگ کل اندازه‌گیری گردید. سعی گردید نمونه‌های انتخاب شده، نمایانگر واحدهای اصلی و متنوع سنگی منطقه مورد مطالعه را شامل شوند (شکل ۵-۹). این نمونه‌ها شامل یک نمونه گنیس، یک نمونه میگماتیت، دو نمونه متابازیت، یک نمونه آلکالی‌گرانیت، یک نمونه گرانیت، یک نمونه لوکوگرانیت و چهار نمونه از دایک‌های دیابازی هستند. ویژگی‌های کانی‌شناسی نمونه‌های انتخاب شده و مختصات جغرافیایی محل برداشت آنها در جدول ۴-۵ ارائه شده است.

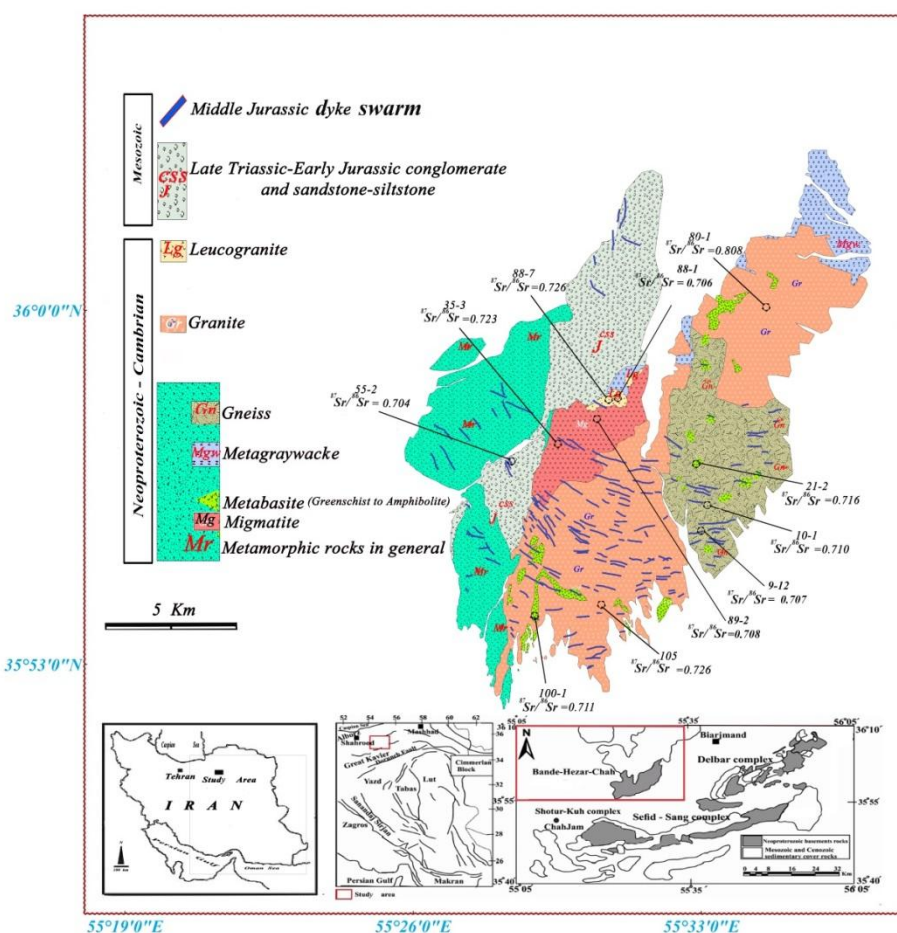
جدول ۴-۵ - فهرست نمونه‌های انتخاب شده جهت آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd و مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها.

Sample No.	Location(UTM)		Lithology	Mineral compositions
SH 21-2	369177	3979764	Gneiss	Qtz- Bi- Gt- Plag
SH 35-3-1	364432	3980014	Migmatite	Amph- Bi- Plag- Or- Qtz
SH 10-1	369377	3977823	Metabasite	Amph- Bi- Plag- Qtz
SH 100-1	363054	3974022	Metabasite	Amph- Bi- Plag
SH 80-1	371420	3985380	Alkali feldspar granite	Qtz- Or- Ab
SH 105	365017	3975058	Granite	Qtz- Or- Plag
SH 88-7	365559	3982204	Leucogranite	Qtz- Ab
SH 55-2	361988	3979744	Diabase dyke	Cpx- Plag- Opac
SH 9-12	369968	3977059	Diabase dyke	Cpx- Plag- Opac
SH 88-1	365791	3982404	Diabase dyke	Cpx- Plag- Opac
SH 89-2	365424	3981731	Diabase dyke	Cpx- Plag- Opac

۵-۵-۱- متابازیت‌ها

دو نمونه ۱۰-۱ و ۱۰۰-۱ از متابازیت‌ها جهت آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd انتخاب گردید و نتایج آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd این دو نمونه در جدول ۵-۵ ارائه شده است. نسبت های $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ در دو نمونه ۱-

۱۰ و ۱۰۰-۱ به ترتیب ۰/۳۶۴۲ و ۰/۵۴۹۶ بوده و نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Initial) آنها نیز با در نظر گرفتن سن ۵۵۰ میلیون سال به ترتیب ۰/۷۰۶۰ و ۰/۷۰۵۳ است. نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Initial) پایین متابازیت‌ها، یک منبع گوشته‌ای با کمی آلودگی پوسته‌ای را پیشنهاد می‌نماید. مقادیر $\epsilon\text{Nd}(550)$ دو نمونه ۱۰-۱ و ۱۰۰-۱ نیز به ترتیب $-۳/۵$ و $-۳/۶$ بوده و نشان‌دهنده یک منشاء گوشته‌ای غنی شده است. این سنگ‌ها در نمودار ϵNd در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (زیندلر و هارت، ۱۹۸۶) (شکل ۵-۱۰) در محدوده نزدیک به BSE (bulk silicate Earth) قرار گرفته و حاکی از آنست که آنها احتمالاً از یک منبع گوشته‌ای لیتوسفری زیر قاره‌ای (subcontinental lithospheric mantle) و یا گوشته متاسوماتیزم شده توسط رسوبات فرورانده شده (لی و همکاران، ۲۰۱۳)، منشاء گرفته‌اند.



شکل ۵-۹- موقعیت نمونه‌های انتخاب شده جهت آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd همراه با نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بدست آمده بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.

جدول ۵-۵ - نتایج آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd متبازیت‌ها.

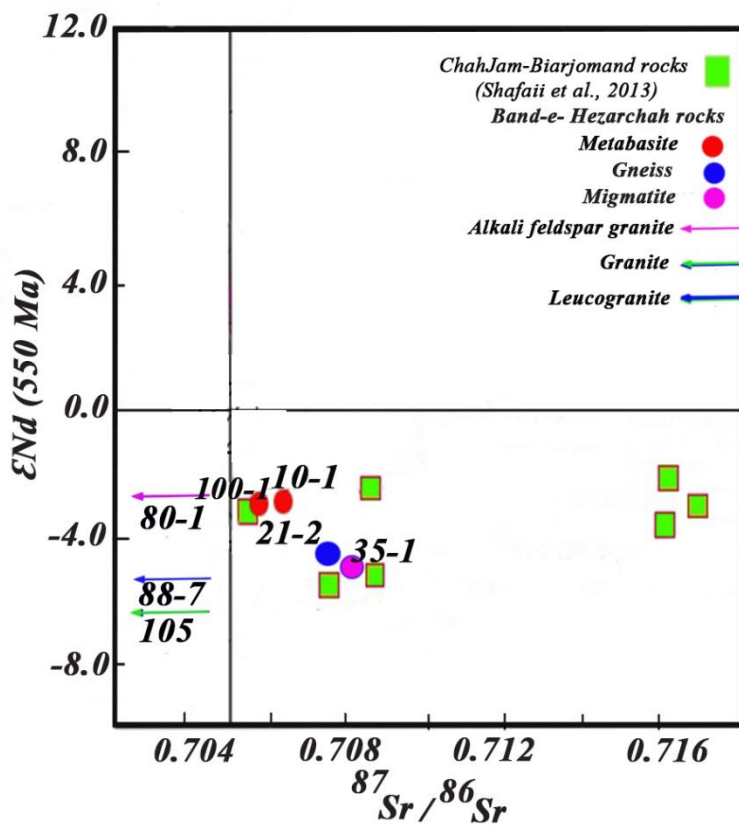
Sample No.	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{Initial})$	$\epsilon \text{ Nd}(550)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{Initial})$
10-1	0.5122	0.5120	-3.5	0.7099	0.3642	0.7060
100-1	0.5122	0.5116	-3.6	0.7112	0.5496	0.7053

۵-۵-۲- گنیس، میگماتیت و گرانیت‌ها

آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd بر روی یک نمونه گنیس (۲-۲۱)، یک نمونه میگماتیت (۱-۳-۳۵)، یک نمونه آلکالی فلدسپارگرانیت (۱-۸۰)، یک نمونه گرانیت (۱-۱۰۵) و یک نمونه لوکوگرانیت (۷-۸۸) انجام گردید و نتایج آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd این ۵ نمونه در جدول ۵-۶ ارائه شده است. نسبت‌های $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ در این سنگ‌ها در طیف وسیعی از ۱/۰۴۸ برای گنیس‌ها تا ۲۲/۸۶ برای آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها متغیر می‌باشد. نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{Initial})$ آنها با در نظر گرفتن سن ۵۵۰ میلیون سال دارای قابلیت اطمینان متفاوتی می‌باشند. نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{Initial})$ آنها با در نظر گرفتن سن ۵۵۰ میلیون سال در طیفی از ۰/۶۲۹۰ تا ۰/۷۰۸۱ می‌باشند. دو نمونه گنیس و میگماتیت با نسبت $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ کمتر از ۲، دارای نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{Initial})$ بین ۰/۷۰۷۵ و ۰/۷۰۸۱ می‌باشند و سه نمونه گرانیتی با نسبت $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ بزرگتر از ۲، دارای نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{Initial})$ بین ۰/۶۲۹۰ و ۰/۷۰۱۷ می‌باشند. این نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{Initial})$ پایین غیر عادی محاسبه شده، احتمالاً به علت نسبت‌های بالای $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (۳/۱۴۵ تا ۲۲/۸۶) در نتیجه تاثیر آلتراسیون در این سنگ‌ها بوده که باعث تاثیر منفی بر نتایج شده است (شفایی مقدم و همکاران، ۲۰۱۵). نمونه‌های با نسبت‌های $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ کمتر از ۲ دارای نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{Initial})$ محاسبه شده، مطمئن‌تری هستند. نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{Initial})$ بین ۰/۷۰۷۵ و ۰/۷۰۸۱ برای گنیس‌ها و میگماتیت‌ها، نشان‌دهنده یک منشاء پوسته‌ای برای آنهاست. مقادیر $\epsilon \text{ Nd}(550)$ این سنگ‌ها در رنجی از ۲/۹۸- تا ۵/۹۷- بوده و نشان‌دهنده درگیر بودن پوسته در تشکیل این سنگ‌هاست (شکل ۵-۱۰).

جدول ۵-۶- نتایج آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd گنیس، میگماتیت و گرانیت‌ها.

Sample No.	Rock	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{Initial})$	$\epsilon \text{Nd}(550)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{Initial})$
35-3-1	Migmatite	0.5121	0.5117	-5.3	0.7235	1.966	0.708
21-2	Gneiss	0.5121	0.5117	-4.8	0.7157	1.048	0.707
105	Granite	0.5120	0.5116	-6.5	0.7263	3.145	0.702
80-1	Alkali feldspar granite	0.5123	0.5118	-3.0	0.8083	22.86	0.629
88-7	Leucogranite	0.5120	0.5116	-6.0	0.7265	5.87	0.680



شکل ۵-۱۰- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار ϵNd در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (زیندلر و هارت، ۱۹۸۶). مربع‌ها

مربوط به سنگ‌های منطقه بیارجمند- چاه‌جام (شفایی مقدم و همکاران، ۲۰۱۳) است.

۵-۳-۵ - دسته دایک‌های دیابازی

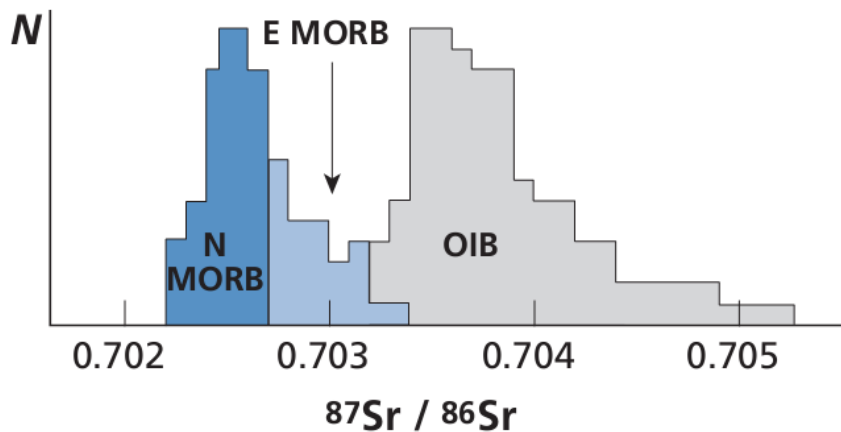
قبل از اینکه به ویژگی‌های ایزوتوپی سیستم Sr-Nd در دسته دایک‌های دیابازی بپردازیم، لازم است به ویژگی‌های ایزوتوپی منابع گوشته‌ای پرداخته شود. بررسی وسعت ناهمگنی ایزوتوپی در گوشته نشان می‌دهد که این ناهمگنی در محدوده‌ی کانی‌شناسی (در حد سانتیمتر) تا ابعاد گوشته‌ای (با وسعت بیشتر از ۱۰۰۰ کیلومتر) متغیر است (زیندلر و هارت، ۱۹۸۶). تاکنون مطالعات فراوانی بر اساس ترکیب ایزوتوپی انواع زینولیت‌ها و ماگماهای فوران یافته در مناطق مختلف زمین در جهت شناسایی منابع مختلف گوشته‌ای صورت پذیرفته است، که این امر منجر به تعیین چندین منبع اصلی گوشته‌ای با ویژگی‌های ایزوتوپی متفاوت شده است. به طوری که به نظر زیندلر و هارت (۱۹۸۶)، هارت (۱۹۹۲) و رولینسون (۱۹۹۳) منابع اصلی گوشته‌ای را می‌توان در قالب گروه‌های زیر توصیف کرد:

۱- گوشته‌ی تهی شده (DM^1): متشکل از بازالت پشته‌ی میان اقیانوسی نوع عادی (N-type MORB) است که با مقدار بالای $^{143}Nd/^{144}Nd$ و مقادیر پایین $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{206}Pb/^{204}Pb$ مشخص می‌شود. تهی شده‌ترین بخش گوشته، در انتهای‌ترین بخش ترکیب بازالت پشته‌ی میان اقیانوسی قرار می‌گیرد (DMM^2). به طوری که تغییرات نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr$ در MORB در محدوده‌ی کم 0.7027 تا 0.7022 قرار دارد، در حالیکه این نسبت برای بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIBs) در محدوده‌ی 0.7050 تا 0.7032 است (شکل ۵-۱۱). همچنین مقادیر امروزی $^{143}Nd/^{144}Nd$ برای MORB و OIB به ترتیب برابر با حدود 0.51320 و 0.5128 می‌باشد (آلگر^۳، ۲۰۰۸) که این امر بیانگر پایین بودن نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ در MORB و بالا بودن نسبت $^{143}Nd/^{144}Nd$ در این منبع گوشته تهی شده است.

¹ - Depleted Mantle

² - Depleted MORB-Mantle

³ - Allegre



شکل ۵- ۱۱- نمودار نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در انواع بازالت‌های اقیانوسی (آلگر، ۲۰۰۸).

۲- گوشته $^1\text{HIMU}$: متشکل از نسبت‌های خیلی بالای $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (مشاهده شده در برخی از جزایر اقیانوسی نظیر سنت هلن و توبوآیی^۲) که همراه با نسبت‌های پایین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و متوسط $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ است. این منشأ، گوشته‌ای را نشان می‌دهد که به طور برجسته‌ای از U و Th نسبت به Pb غنی شده است (HIMU)، بدون اینکه افزایشی در نسبت Rb/Sr دیده شود (در ژئوشیمی ایزوتوپی سرب، مقدار μ به نسبت $^{208}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ گفته می‌شود).

۳- گوشته‌ی غنی شده (EM^r) (EM^I , EM^{II}): منبع گوشته‌ی غنی شده است که با نسبت متغیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، نسبت پایین $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و نیز نسبت‌های بالای $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ و $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ در مقدار مفروضی از $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ مشخص می‌شود. زیندلر و هارت (۱۹۸۶) منابع گوشته‌ی غنی شده را بر حسب نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ به دو منبع گوشته‌ای با نسبت پایین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (EM^I) و نسبت بالای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (EM^{II}) تفکیک نموده‌اند. تاکنون درباره‌ی علل ایجاد این منابع نظرات مختلفی ارائه شده است. به طوری که ترکیب EM^{II} به ترکیب پوسته‌ی قاره‌ای فوقانی تمایل داشته و ممکن است بیانگر چرخه‌ی دوباره‌ی پوسته یا رسوبات مشتق شده از قاره (از طریق فرورانش)، پوسته‌ی اقیانوسی

1 - High U/Pb Mantle Component
2 - Tubuaii
3 - Enriched Mantle

دگرسان شده (هوفمن و وایت^۱، ۱۹۸۲) و یا پوسته‌ی جزایر اقیانوسی باشد. همچنین برای منشأ EM II غنی‌شدگی توسط متاسوماتیسم گوشته‌ای نیز پیشنهاد شده است (برای مثال منزیس^۲، ۱۹۸۳). اما منشأ EM I تشابه بین گوشته‌ی غنی‌شده و لیتوسفر زیر قاره‌ای را نشان داده و بیانگر غنی‌شدگی به واسطه‌ی اختلاط لیتوسفر زیر قاره‌ای با گوشته است. در این مدل هم ممکن است که غنی‌شدگی تحت تأثیر عملکرد متاسوماتیسم گوشته‌ای به وقوع پیوسته باشد.

در کیمبرلیت‌های فوران یافته در آفریقای جنوبی نودول‌هایی با ویژگی ایزوتوپی EM II حضور دارند. به عقیده‌ی منزیس (۱۹۸۳) نسبت بالای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ یا Rb/Sr (ویژگی منبع نوع EM II) بوده و این نودول‌ها آثاری از متاسوماتیسم آبدار را نشان می‌دهند، در حالیکه منبع نوع EM I در نتیجه متاسوماتیسم سیالات غنی از CO₂ ایجاد می‌شود. مطالعات آزمایشگاهی توسط (خیتارو و کادیک^۳، ۱۹۷۳) (۱۹۷۳) جهت تعیین میزان انحلال CO₂ و H₂O در مذاب‌های گوشته‌ای نشان دهنده‌ی قدرت انحلال بیشتر H₂O نسبت به CO₂ در این مذاب‌ها بوده است. همچنین نتیجه‌ی این مطالعات حاکی از آن است که در محلول‌های متاسوماتیک با منشأ گوشته‌ای، سیالات حاوی CO₂ غالب هستند. بنابراین منبع متاسوماتیک نوع EM II ممکن است در ارتباط با آب‌های پوسته‌ای، و شاید در محیط فرورانش بوده و ویژگی ایزوتوپی خود را به طور غیر مستقیم از پوسته‌ی قاره‌ای کسب کرده باشد (زیندلر و هارت، ۱۹۸۶).

مطالعات مختلف نشان داده است که گسترش بازالت‌های اقیانوسی که به طور بارزی خصوصیات منبع EM II را از خود بروز می‌دهند، عمدتاً به نیمکره‌ی جنوبی زمین محدود بوده (هارت، ۱۹۸۴) و این ویژگی تحت عنوان آنومالی دوپال^۴ نامیده شده است. محدوده‌ی حضور و گسترش این گوشته‌ی غنی‌شده از منبع EM II (آنومالی دوپال) در نیمکره‌ی جنوبی تعیین شده است. به عقیده‌ی آندرسون^۵

1 - Hofmann and White
2 - Menzies
3 - Khitarov and Kadik
4 - Dupal anomaly
5 - Anderson

(۱۹۸۲) این غنی شدگی در ارتباط با افزایش نرخ فرورانش پانگه‌آیی^۱ در گوشته‌ی دوپال به وقوع پیوسته است. به طوری که این امر در طی یک دوره‌ی زمانی طولانی (بیشتر از ۳ میلیارد سال) منجر به منبع گوشته‌ای متفاوتی از دیگر منابع شده است.

۴- منشأ اولیه^۲: گوشته‌ای با نسبت بالای $^3\text{He}/^4\text{He}$ است که در ایسلند و هاوایی گزارش شده است. در این نوع منشأ، گاز از گوشته خارج نشده و یا اینکه بخش‌های گوشته‌ای در طی آرکنن از مواد فرار غنی شدگی پیدا کرده‌اند. با وجود اینکه این منشأ عموماً به عنوان منشأ اولیه یا تفریق نیافته‌ی گوشته‌ای تفسیر می‌شود، اما ویژگی‌های ایزوتوپ‌های Sr، Nd و Pb در ایسلند و هاوایی با یک چنین تفسیری سازگار نیست.

۵- $PREMA^3$ یا منبع گوشته‌ای رایج: فراوانی خیلی زیاد بازالت‌هایی (از نوع بازالت‌های جزایر اقیانوسی، جزایر قوسی بین اقیانوسی و مجموعه‌های بازالتی قاره‌ای) با نسبت‌های ایزوتوپی $^{144}\text{Nd} = ^{143}\text{Nd}/0.5130$ ، $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7033$ و $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.2-18.5$ بیانگر این امر است که منشأی گوشته‌ای با چنین ویژگی‌های ایزوتوپی (حداقل برای مواقعی که حجم مذاب قابل ملاحظه است) قابل شناسایی می‌باشد.

۶- زمین سیلیکاته‌ی کل (BSE^4) یا گوشته‌ی فوقانی اولیه^۵: منبعی گوشته‌ای با شیمی زمین سیلیکاته‌ی کل (BSE) و بدون هسته است. این ترکیب گوشته‌ای، معادل یک گوشته‌ی اولیه همگن است که در طی مرحله از دست دادن گاز توسط سیاره و تشکیل هسته، و قبل از ایجاد قاره‌ها تشکیل شده است. برخی از بازالت‌های اقیانوسی دارای یک چنین ترکیب ایزوتوپی هستند. دلایلی که برای وجود چنین منبع ایزوتوپی ارائه شده است عبارتند از: الف- برخی بازالت‌های اقیانوسی و قاره‌ای

1 - Pangeatic subduction
2 - Primitive Mantle
3 -Prevalent mantle
4 -Bulk Silicate Earth
5 -Primitive Upper Mantle

دارای نسبت‌های ایزوتوپی مشابه با کندریت‌ها و زمین‌سیلیکاته‌ی کل مفروض هستند (برای مثال واسربرگ و دیپائولو^۱، ۱۹۷۶). ب- برخی بازالت‌های اقیانوسی و قاره‌ای دارای نسبت‌های $^3\text{He}/^4\text{He}$ مشخصاً بالاتری از مقادیر اتمسفری هستند (زیندلر و هارت، ۱۹۸۶). همچنین هارت (۱۹۹۲) منبع گوشته‌ای دیگری را تحت عنوان فوزو^۲ برای بازالت‌ها معرفی نمودند، که این منبع خود حاصل اختلاط ترکیب دو منبع گوشته‌ای مختلف شامل پلوم‌های غنی شده (EM) و منبع HIMU است. به طور کلی، بیشتر ترکیبات ایزوتوپی مشاهده شده در سنگ‌های آذرین ارائه دهنده‌ی اختلاط بین دو منبع گوشته‌ای و یا بیشتر هستند.

برای تعیین منشاء دایک‌های دیابازی، چهار نمونه از آنها مورد آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd قرار گرفت. نتایج آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd این چهار نمونه در جدول ۵-۷ ارائه شده است. نسبت $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ در این سنگ‌ها در رنجی از ۰/۰۳۸ تا ۰/۴۹۷ است. نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{Initial})$ آنها نیز با در نظر گرفتن سن ۱۵۰ میلیون سال بین ۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۷ است. این نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{Initial})$ ، نشان‌دهنده یک منشاء گوشته‌ای با آلودگی پوسته‌ای برای آنهاست. مقدار $\epsilon \text{Nd}(150)$ دایک‌های دیابازی بین ۴/۶۶ تا ۶/۶۹ است. این سنگ‌ها در نمودار ϵNd در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (زیندلر و هارت، ۱۹۸۶) در محدوده نزدیک به BSE قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۱۲). موقعیت این نمونه‌ها حاکی از آنستکه محل احتمالی منشأگیری آنها از گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای تحول یافته (به علت تاثیر سیالات حاصل از ورقه اقیانوسی فرورونده) همراه با آلودگی قابل توجه آنها در نتیجه هضم پوسته است.

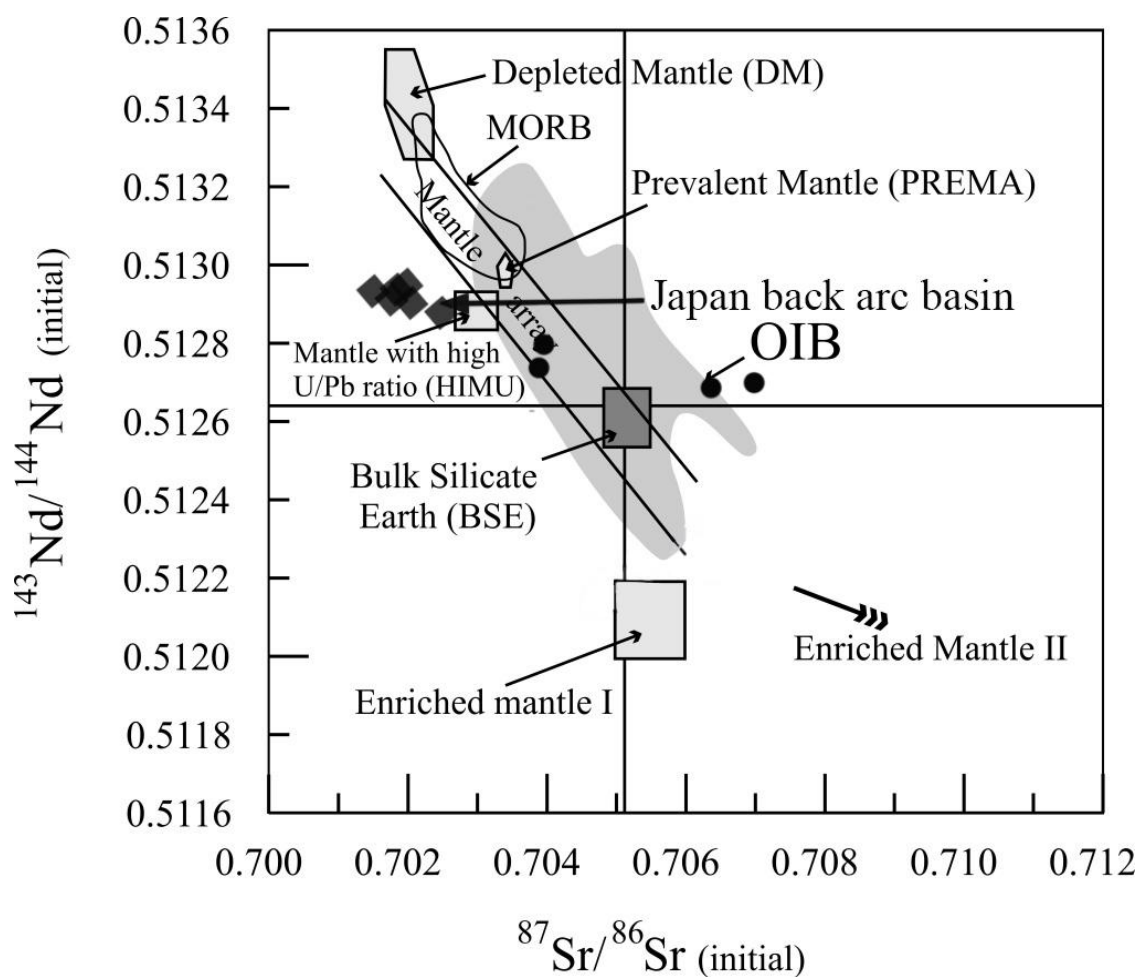
جدول ۵-۷- نتایج آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd دسته‌های دایک دیابازی.

Sample No.	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{Initial})$	$\epsilon \text{Nd}(150)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{Initial})$
55-2	0.5129	0.5127	5.71	0.7040	0.038	0.7039
88-1	0.5129	0.5128	6.69	0.7058	0.865	0.7040

¹ -Wasserburg and DePaolo

² -Fozol zone

9-12	0.5129	0.5127	5.28	0.7073	0.152	0.7070
89-2	0.5129	0.5127	4.66	0.7075	0.497	0.7064



شکل ۵-۱۲- موقعیت دسته دایک‌های دیابازی (دایره‌ها) بر روی نمودار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Initial) در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Initial) (زیندلر و هارت، ۱۹۸۶). لوزی‌ها مربوط به بازالت‌های حوضه پشت کمان هکایدو ژاپن (ایکیدا و همکاران، ۲۰۰۰) است.

فصل ششم

پتروژنز

و

تحوّلات ژئودینامیکی

بر اساس مجموع مطالعات صحرائی، پتروگرافی، ژئوشیمی سنگ کل و زمین‌شناسی ایزوتوپی می‌توان تحولات عمده زمین‌شناسی صورت گرفته از اواخر نئوپروتروزوئیک تا ژوراسیک پایانی در منطقه بندهزارچاه را به صورت زیر خلاصه کرد: (۱) تشکیل یک یا چند حوضه رسوبی در سرزمین‌های قدیمی که توسط رسوبات و مواد تخریبی حاصل از فرسایش سنگ‌های قدیمی‌تر پر شده‌اند (با اینحال تاکنون رخنمونی از سنگ‌های منشأ بسیار قدیمی در منطقه مورد مطالعه و به طور کلی در مناطق مشابه در ایران نیز تاکنون یافت نشده‌است. ۲) پس از خروج سنگ‌های این حوضه رسوبی از آب و سنگ‌شدگی آنها، دسته دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی بازیک کوچک و بزرگ کم‌عمقی به درون‌شان تزریق شده‌اند. این فعالیت ماگمایی بازیک، در یک محیط کششی و در بازه زمانی حدود ۶۰۰ میلیون سال پیش یعنی در اواخر نئوپروتروزوئیک، صورت گرفته‌است. ۳) فرایند بعدی، رخداد دگرگونی ناحیه‌ای است که تا رسیدن به مرز ذوب‌بخشی، میگماتیت‌زایی، آناکسی و گرانیته‌زایی پیش‌رفته و همراه با عملکرد زون‌های برش بوده است. گرانیته‌زایی احتمالاً حدود ۵۴۰ تا ۵۵۰ میلیون سال پیش انجام شده است. از زمان تشکیل گرانیته‌ها تا اواخر تریاس در باره زمان رخنمون‌یافتن گرانیته‌ها و سنگ‌های میزبان‌شان در سطح زمین، اطلاع دقیقی در دست نیست لیکن با توجه به وجود رسوبات اواخر تریاس - ژوراسیک زیرین که توالی رسوبی پیش‌رونده‌ای (دارای کنگلومرای قاعده‌ای حاوی پبل‌ها و قله‌های گرانیته‌ای) است، می‌توان گفت که بالاً آمدگی و رخنمون یافتن منطقه در یک محیط کششی کافتی تا قبل از تریاس اتفاق افتاده و حداقل در اواسط تریاس این سنگ‌ها بر روی سطح زمین رخنمون داشته‌اند و رسوبات تخریبی حاصل از فرسایش، در یک حوضه رسوبی کششی کافتی کم عمق تا نیمه عمیق نهشته شده‌اند. ۴) پس از نهشته شدن رسوبات ژوراسیک زیرین، دسته دایک‌های دیابازی به درون حوضه رسوبی تزریق شده‌اند. روابط صحرائی و چینه‌شناسی و تعیین سن انجام شده معادل ۱۵۲ میلیون سال توسط بلاغی (۱۳۹۳) نشان می‌دهد این دایک‌ها به ژوراسیک میانی تعلق دارند.

با توجه به ترتیب وقوع رخداد‌های زمین‌شناسی صورت گرفته در منطقه که به طور خلاصه شرح داده شد، این منطقه دارای تاریخچه پیچیده‌ای از فعالیت‌های ماگمایی و رخداد‌های دگرگونی است که از اواخر نئوپروتروزوئیک تاکنون در آن وقوع پیوسته است. لذا می‌توان سنگ‌های مورد مطالعه در منطقه بندهزارچاه را به دو گروه اصلی سنگ‌های دگرگونی (متعلق به نئوپروتروزوئیک) و سنگ‌های آذرین (متعلق به نئوپروتروزوئیک و ژوراسیک میانی) تقسیم کرد. دو گروه اصلی از سنگ‌های دگرگونی که حجم اصلی سنگ‌های دگرگونی منطقه را تشکیل می‌دهند شامل متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها هستند. سنگ‌های آذرین را نیز می‌توان به دو گروه شامل توده گرانیتوئیدی بندهزار چاه (متعلق به نئوپروتروزوئیک) و دسته دایک‌های دیابازی (ژوراسیک میانی) تقسیم کرد. در این فصل به محیط زمین‌ساختی و ویژگی‌های منشاء آنها پرداخته شده و در نهایت مدل ژئودینامیکی پیشنهادی برای تشکیل آنها، ارائه می‌شود.

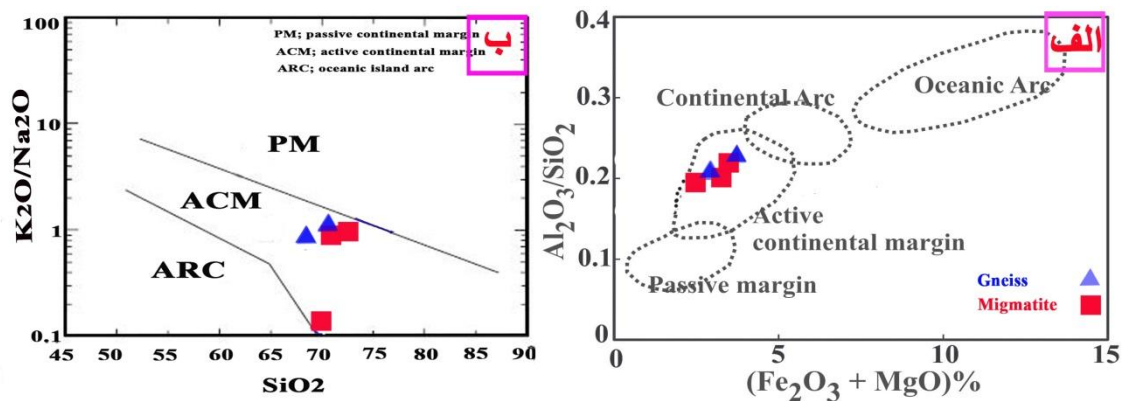
۲-۶- تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های دگرگونی

۲-۶-۱- گنیس‌ها و میگماتیت‌ها

همانگونه که در فصل‌های قبل شرح داده شد، سنگ مادر گنیس‌ها و میگماتیت‌های بندهزارچاه از نوع رسوبی-تخریبی است. جهت تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مادر می‌توان از نمودارها و فاکتورهای متمایزکننده تعیین شده برای رسوبات و سنگ‌های رسوبی استفاده کرد. به طور کلی فرایندهای زمین‌ساخت ورقه‌ای از دو راه اثر ژئوشیمیایی بارزی بر روی رسوبات بر جای می‌گذارند: ۱- محیط‌های زمین‌ساختی متفاوت، نواحی منشأ مشخصی دارند. ۲- فرایندهای رسوبی، ویژگی‌های آنها را تعیین می‌کنند. حوضه‌های رسوبی را می‌توان به جایگاه‌های زمین‌ساختی مختلفی از جمله جزایر کمانی اقیانوسی، جزایر کمانی قاره‌ای، حاشیه فعال قاره‌ای، حاشیه غیرفعال قاره‌ای، جایگاه‌های برخوردی و کافتی نسبت داد (باتیا و کروک^۱، ۱۹۸۶). ماسه‌سنگ‌های امروزی کمان‌های اقیانوسی و قاره‌ای و حاشیه‌های قاره‌ای فعال و غیرفعال ترکیب متغیر دارند

1 -Bhatia and Crook

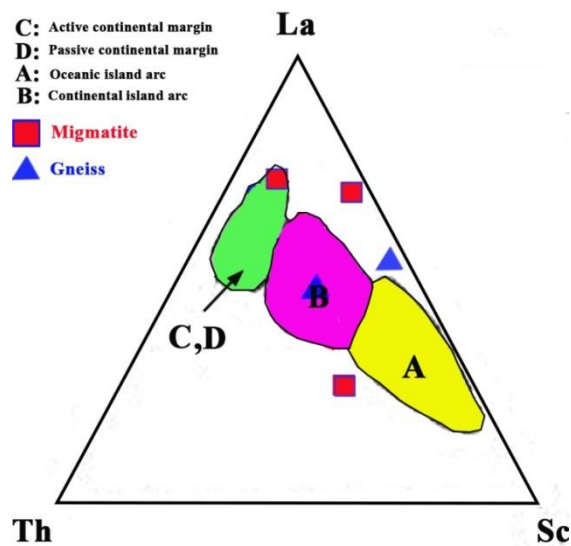
(به ویژه از نظر مقادیر $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ و $Fe_2O_3t + MgO$, Al_2O_3/SiO_2 , K_2O/Na_2O) نمودارهای دو متغیره مختلفی توسط باتیا (۱۹۸۳) ارائه شده که از آن جمله، می توان به نمودارهای Fe_2O_3t+MgO در مقابل Al_2O_3/SiO_2 و TiO_2 در مقابل Fe_2O_3t+MgO اشاره کرد. نمودار دو متغیره Fe_2O_3t+MgO در مقابل Al_2O_3/SiO_2 (باتیا، ۱۹۸۳) برای گنیس ها و میگماتیت های بندهزارچاه نشان می دهد که این نمونه ها در محدوده حاشیه فعال قاره ای قرار می گیرند (شکل ۶-۱- الف). همچنین نمونه های مورد مطالعه در نمودار K_2O/Na_2O در برابر SiO_2 (روزر و کرش، ۱۹۸۶) نیز در محدوده حاشیه فعال قاره ای قرار می گیرند (شکل ۶-۱- ب).



شکل ۶-۱- الف و ب- موقعیت گنیس ها و میگماتیت ها به ترتیب در نمودارهای $Fe_2O_3t + MgO$ در مقابل Al_2O_3/SiO_2 (باتیا، ۱۹۸۳) و K_2O/Na_2O در برابر SiO_2 (روزر و کرش، ۱۹۸۶) برای تعیین جایگاه زمین ساختی سنگ مادر آنها. نمونه های مورد مطالعه در محدوده حاشیه فعال قاره ای قرار گرفته اند.

علاوه بر این، به منظور تعیین محیط زمین ساختی سنگ مادر گنیس ها و میگماتیت ها از عناصر کمیاب نیز استفاده می شود. به طور کلی، عناصر کمیاب مهم ترین عناصر در تشخیص فرایندهای زمین شناسی خاص هستند. برای تشخیص ناحیه منشأ رسوبی، از عناصر Sc و Th و به مقدار کمتر از عناصر Cr و Co استفاده می شود. این عناصر از تمرکز بسیار کمی در آب دریا و رودخانه ها برخوردارند و زمان ماندگاری آنها در اقیانوس پایین است، لذا نسبت های عنصری آنها چندان تحت تاثیر دیاژنز و دگرگونی قرار نمی گیرند (رولینسون، ۱۹۹۳). بنابر این به طور کامل به رسوبات منتقل می شوند و شیمی سنگ

منشأ را نشان می‌دهند. عناصر La, Th, Zr, Nb, Y, Sc, Co و Ti سودمندترین عناصر در تمایز گریوک‌های محیط‌های زمین ساختی مختلف هستند (باتیا و کرش، ۱۹۸۶). نمودارهای متمایزکننده دو متغیره La در برابر Th، La/Y، Sc/Cr در برابر Ti/Zr و نمودارهای سه متغیره La-Th-Sc، Th-Sc-Zr/10 و Th-Co-Zr/10 محدوده‌های مجزایی را برای چهار محیط زمین‌ساختی جزایر کمانی اقیانوسی، جزایر کمانی قاره‌ای، حاشیه قاره‌ای فعال و غیرفعال را مشخص می‌کنند. بر اساس نمودار La-Th-Sc برخی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده B و C قرار می‌گیرند که بر قلمروهای رسوبات حاشیه فعال قاره‌ای و جزایر کمانی قاره‌ای منطبق می‌شوند (شکل ۶-۲)، با اینحال به نظر می‌رسد جایگاه زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای برای این سنگ‌ها با واقعیت‌های زمین‌شناسی سازگارتر است.



شکل ۶-۲- نمودارهای سه متغیره La-Th-Sc برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ مادر گنیس‌ها و میگماتیت‌ها (باتیا و کرش، ۱۹۸۶) این نمونه‌ها در محیط‌های جزایر کمانی قاره‌ای و یا در حاشیه‌های فعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند. علائم مورد استفاده بر روی نمودار عبارتند از: A: جزایر کمانی اقیانوسی، B: جزایر کمانی قاره‌ای، C: حاشیه فعال قاره و D: حاشیه غیرفعال قاره. پراکندگی‌های مشاهده شده بر روی برخی نمودار احتمالاً به دلیل تحرک و پویایی این عناصر در رسوبات می‌باشد.

۶-۲-۲- متابازیت‌ها

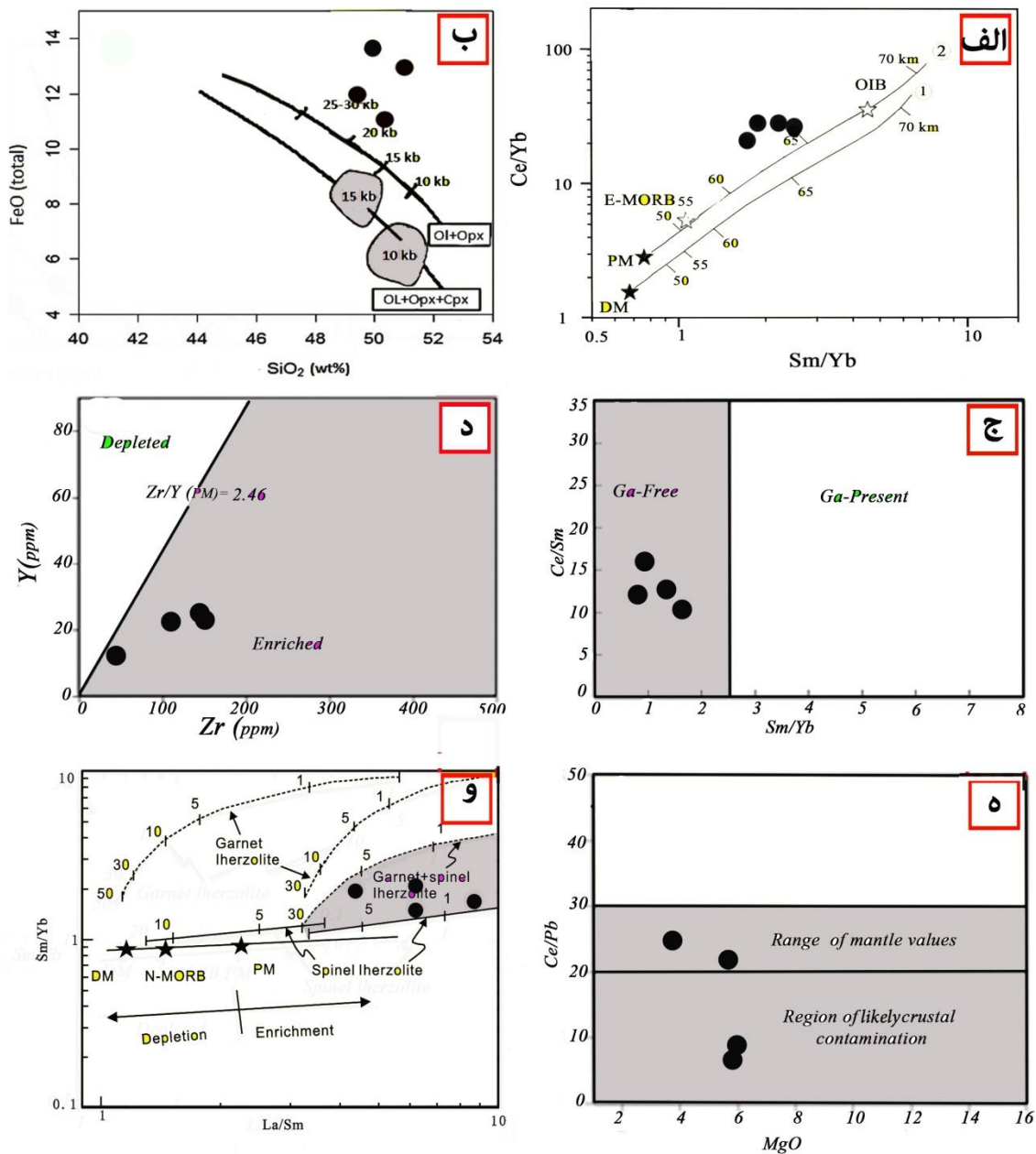
همانطور که در فصل‌های قبلی اشاره گردید، سنگ‌های دگرگونی میزبان توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه شامل اسلیت، فیلیت، مرمر، متاگریوک و گنیس هستند. دایک‌ها و توده‌های کوچک بازیک در سنگ‌های مادر سنگ‌های دگرگونی میزبان تزریق شده و سپس همراه با آنها تحت تاثیر یک فاز دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته و به متابازیت‌ها تبدیل شده‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی رسوبی-تخریبی سنگ‌مادر آنها، نشان‌دهنده تشکیل آنها در یک حوضه کم عمق شبیه به یک محیط پشت کمان قاره-ای است. داده‌های ژئوشیمیایی نیز این جایگاه تکتونیکی احتمالی برای سنگ مادر متابازیت‌ها را تایید می‌کنند. چنانکه این سنگ‌ها در نمودارهای مشد (۱۹۸۶) و وود (۱۹۸۰) به ترتیب در محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی و بازالت‌های کالک آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۶-۳- الف و ب). همچنین در نمودارهای La/Nb در برابر Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱) و TiO_2 در برابر FeO^*/MgO (شوتو، ۲۰۰۶) در محدوده بازالت‌های پشت کمان قرار می‌گیرند (شکل ۶-۳- ج و د). لذا می‌توان یک محیط تکتونیک کششی پشت کمان قاره‌ای را به عنوان جایگاه زمین‌ساختی مناسب برای تشکیل این سنگ‌ها در نظر گرفت. چنین محیطی می‌تواند بخشی از سیستم کوهزایی بزرگتر متعلق به اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل پالئوزوئیک باشد که در امتداد حاشیه پروتوتتیس گندوانا فعال بوده است (رمضانی و تاکر، ۲۰۰۳).

۶-۳- پتروژنز متابازیت‌ها

نمودارهای متمایزکننده محیط زمین‌ساختی برای متابازیت‌ها و همچنین شواهد زمین‌شناسی منطقه-ای نشان می‌دهند که این سنگ‌ها در یک محیط تکتونیک کششی پشت کمان قاره‌ای شکل گرفته‌اند. برخی شواهد ژئوشیمیایی از جمله غنی‌شدگی از LILEs و تهی‌شدگی از HFSEs پیشنهاد می‌کنند که این سنگ‌ها از یک گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم شده و در بالای یک زون فروانش پوسته اقیانوسی

منشاء گرفته‌اند. به منظور تعیین عمق تشکیل ماگما از نمودار Ce/Yb در برابر Sm/Yb (فلچه^۱ و همکاران، ۱۹۹۸) استفاده شده است و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار نشانگر آن است که ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها عمدتاً از اعماق ۶۰ تا ۶۵ کیلومتری گوشته نشات-گرفته‌اند (شکل ۴-۶-الف). موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار FeO کل در برابر SiO₂ (کوشیرو^۲، ۱۹۹۶ و بیگر و استولپر^۳، ۱۹۹۴) (شکل ۴-۶-ب) نیز نشان می‌دهد که ماگماهای سازنده این سنگ‌ها در فشارهای حدود ۲۰ کیلو بار تشکیل شده‌اند که معادل اعماق ۶۰ تا ۶۵ کیلومتری بخش بالایی لیتوسفر گوشته‌ای زیرقاره‌ای است. این سنگ‌ها بر روی نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb^۴ کوبان^۴ (۲۰۰۷) در محدوده فاقد گارنت واقع شده‌اند که نشاندهنده منشاگرفتن ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها از یک منبع گوشته‌ای فاقد گارنت در اعماق کمتر از پایداری گارنت در گوشته است (شکل ۴-۶-ج). همچنین در نمودار Y در برابر Zr سان و مک‌دونوف^۵ (۱۹۸۹) در محدوده دارای Zr بالا قرار داشته و حاکی از وجود یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده برای آنهاست (شکل ۴-۶-د). در نمودار Ce/Pb در برابر MgO فورمن^۶ (۲۰۰۷) برخی نمونه‌ها در محدوده آلودگی پوسته‌ای قرار می‌گیرند که حاکی از آلودگی پوسته‌ای ماگما در حین صعود به ترازهای بالاتر است (شکل ۴-۶-ه). موقعیت نمونه‌ها در نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm^۷ (آلدانماز^۷ و همکاران، ۲۰۰۰؛ ژائو^۸ و ژو، ۲۰۰۷) حاکی از این است که این سنگ‌ها از یک مذاب حاصل از ذوب بخشی بین ۱ تا ۵ درصدی یک منبع گوشته‌ای اسپینل‌لرزولیتی (شکل ۴-۶-و) تشکیل شده‌اند.

-
- 1 - Fleche
 - 2 - Kushiro
 - 3 - Baker and Stolper
 - 4 - Coban
 - 5 - Sun and McDonough
 - 6 - Furman
 - 7 - Aldanmaz
 - 8 - Zhao and Zhou



شکل ۴-۶ الف و ب- موقعیت ترکیبی متبازیت‌ها به ترتیب بر روی نمودارهای Ce/Yb در برابر Sm/Yb (فلچه و همکاران، ۱۹۹۸) و FeO کل در برابر SiO_2 (کوشیرو، ۱۹۹۶ و بیکر و استولپر، ۱۹۹۴). ج و ه- موقعیت ترکیبی متبازیت‌ها به ترتیب بر روی نمودارهای Ce/Sm در برابر Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷) و Y در برابر Zr (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹). ه و و- موقعیت ترکیبی متبازیت‌ها به ترتیب بر روی نمودارهای Ce/Pb در برابر MgO (فورمن، ۲۰۰۷) و Sm/Yb در برابر La/Sm (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰؛ ژائو و ژو، ۲۰۰۷).

۴-۶- تعیین جایگاه زمین‌ساختی گرانیت‌ها

مطالعه گرانیتوئیدها از چند نظر دارای اهمیت است: اولاً این سنگ‌ها فراوانترین سنگ‌های پوسته قاره‌ای هستند. ثانیاً همانند دیگر سنگ‌های آذرین، دریاچه‌هایی جهت مطالعه بخش‌های داخلی زمین هستند. ثالثاً ارتباط نزدیکی با تکتونیک و ژئودینامیک پوسته دارند (بونین^۱، ۲۰۰۷). براساس ترکیب و منشاء، گرانیت‌ها به انواع I, S, M, A تقسیم می‌شوند (وایت^۲، ۱۹۷۹). چاپل^۳ و وایت (۱۹۷۴) گرانیت‌ها را از نظر منشاء، به دو نوع S و I تقسیم بندی کرده‌اند. گرانیت‌های نوع I با منشاء آذرین و یا از تفریق ماگماهای بازیک و گرانیت‌های نوع S از ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی (با سنگ مادر رسوبی) و یا سنگ‌های پوسته‌ای حاصل می‌شوند. گرانیت‌های نوع M شبیه به TTG های (تونالیت - ترونجمیت - گرانودیوریت‌های) آرکن و آداکیت‌های جدید هستند. این گرانیت‌ها زیرگروهی از گرانیت‌های نوع I هستند و به منابع مشتق شده از گوشته نسبت داده شده‌اند. ایشی هارا^۴ (۱۹۷۷) گرانیت‌ها را به دو گروه سری مگنتیتی و سری ایلمنیتی تقسیم کرده است. گرانیت‌های سری مگنتیت با حضور مگنتیت مشخص می‌شوند و در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن تشکیل شده‌اند. در حالیکه گرانیت‌های سری ایلمنیت، احیایی و دارای ایلمنیت هستند و در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن در پوسته بالایی تشکیل شده‌اند (دال آگنول^۵، ۲۰۰۷). گرانیت‌های نوع I می‌توانند سری مگنتیت و ایلمنیت را شامل شوند ولی گرانیت‌های نوع S فقط معادل سری ایلمنیت محسوب می‌شوند (تاکاهاشی^۶ و همکاران، ۱۹۸۰). جهت تعیین نوع گرانیت‌ها از معیارهای صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی استفاده می‌شود. در این راستا ویژگی‌های بارز گرانیتوئیدهای نوع S و I و ویژگی‌های بارز توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه در جدول ۶-۱ (پیچر^۷، ۱۹۸۳) ارائه شده است. با مقایسه ویژگی‌های توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه با ویژگی‌های بارز گرانیتوئیدهای نوع S و I می‌توان نتیجه گرفت که

1 - Bonin

2 - White

3 - Chappel and White

4 - Ishihara

5 - Dal Agnol

6 - Takahashi

7 - Pitcher

توده گرانیتهوئیدی بند هزارچاه، بیشترین تشابه را با گرانیتهوئیدهای نوع S نشان می‌دهد. در نتیجه با در نظر گرفتن کلیه ویژگی‌های سنگ‌های گرانیتهی، می‌توان آنها را نوع S معرفی کرد که در طی فرایند ذوب‌بخشی یا آتاکسی سنگ‌های رسوبی پوسته تشکیل شده‌اند.

همانگونه که در فصل ۳ به تفصیل شرح داده شد، دما فشارسنجی‌های انجام شده بر پایه داده‌های حاصل از تجزیه نقطه‌ای نشان می‌دهد که سنگ‌های متاپلیتی مورد مطالعه اعم از میکاشیست‌ها، گنیس‌ها و میگماتیت‌ها در شرایط دمایی رخساره آمفیبولیت تا آمفیبولیت بالایی متحمل دگرگونی شده‌اند. نتایج دما سنجی، محدوده‌های دمایی بین 531°C تا 707°C و نتایج فشارسنجی، محدوده‌های فشار بین $5/7$ تا 12 کیلو بار را نشان می‌دهند. این شرایط بیانگر عمقی معادل با 28 تا 36 کیلومتر است. با در نظر گرفتن متوسط عمق پوسته بالایی، می‌توان این عمق را معادل عمق احتمالی تشکیل مذابهای فلسیک با منشأ پوسته قاره‌ای بالایی در نظر گرفت.

جدول ۶-۱- معیارهای صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتهوئیدهای نوع S و I (پیچر، ۱۹۸۳) و مقایسه آنها با توده گرانیتهوئیدی بند هزارچاه.

نوع I	نوع S	توده گرانیتهوئیدی بند هزارچاه
معمولاً به صورت توده‌های بزرگ و پیچیده دیده می‌شوند.	معمولاً به صورت توده‌های نفوذی کوچک و بزرگ دیده می‌شوند.	توده گرانیتهوئیدی بند هزارچاه به صورت توده‌های نفوذی کوچک و بزرگ و رگه‌های آپلیتی رخمون دارد.
طیف ترکیبی آنها گسترده بوده و شامل گابرو- دیوریت (۱۵٪)، گرانودیوریت (۵۰٪) و گرانیت (۳۵٪) می‌باشد.	طیف ترکیبی آنها محدود بوده و شامل گابرو- دیوریت (۲٪)، گرانودیوریت (۱۸٪) و گرانیت (۸۰٪) می‌باشد.	طیف ترکیبی سنگ‌های توده گرانیتهوئیدی بند هزارچاه بسیار محدود بوده و شامل گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت و لوکوگرانیت می‌باشد. به دلیل پایین بودن درصد ذوب‌بخشی، ترم‌های (قطب‌های) مافیک- حدواسط شکل نگرفته‌اند.
با معادل‌های آتشفشانی خود همراه هستند.	با معادل‌های آتشفشانی خود همراه نیستند.	در منطقه بند هزارچاه، معادل‌های آتشفشانی برای این سنگها وجود ندارد.
دارای هورنبلند و بقایایی از پیروکسن اورالیتیزه هستند و هورنبلند بر بیوتیت برتری دارد.	بدون پیروکسن و هورنبلند هستند و در ترم‌های (قطب‌های) مافیک، در صورت وجود هورنبلند، برتری با بیوتیت است.	این سنگ‌ها تقریباً فاقد پیروکسن و هورنبلند هستند.
اسفن و آلانیت به صورت اولیه وجود دارند.	اسفن تنها به صورت ثانویه وجود دارد. مونازیت به صورت کانی فرعی یافت می‌شود.	در گرانیت‌ها اسفن بصورت ثانویه وجود دارد.
دارای ایلمنیت و مگنتیت هستند و برتری با مگنتیت است.	دارای ایلمنیت هستند.	این کانیها از فراوانی بسیار کمی برخوردارند.
فاقد کانیهای دگرگونی نظیر کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت هستند.	دارای کانیهای دگرگونی نظیر کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت هستند.	در گنیس‌های میزبان گارنت وجود دارد.
ادخال‌های آپاتیت معمولاً در بیوتیت و	آپاتیت به مقدار اندک یافت می‌شود.	کانی آپاتیت به صورت ادخال به مقدار کم

هورنبلند وجود دارند.	کانه‌زایی قلع و تنگستن	کانه‌زایی خاصی همراه با توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه یافت نمی‌شود.
کانه زایی تنگستن، مس، طلا و نقره	کانه‌زایی قلع و تنگستن	کانه‌زایی خاصی همراه با توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه یافت نمی‌شود.
دامنه تغییرات SiO_2 بین ۵۷ تا ۷۳ درصد است.	دامنه تغییرات SiO_2 بین ۶۶ تا ۷۹ درصد است.	دامنه تغییرات SiO_2 در محدوده ای از ۷۴ تا ۷۹ درصد متغیر است.
Na_2O بالا، به طوری که در سنگهای فلسیک $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}} > 1$ ، $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}} > 1$ درصد وزنی و در سنگ های مافیک، $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}} > 1$ درصد وزنی است.	مقدار Na_2O پایین، به طوری که مقدار آن در سنگ‌های دارای $\frac{1}{5}$ درصد Na_2O ، K_2O کمتر از $\frac{3}{2}$ درصد است و در سنگ‌های دارای $\frac{2}{2}$ درصد Na_2O ، K_2O کمتر از ۲ درصد است.	مقادیر Na_2O (3.1-7.28%)، K_2O (0.08-5.80%) سنگ‌های گرانیتی با گرانیت‌های کالک‌آلکانل پتاسیم بالا مطابقت می‌کند.
نسبت مولی $A/\text{CNK} < 1.1$	نسبت مولی $A/\text{CNK} > 1.1$	$A/\text{CNK} > 1.1$
نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}_T > 0.2$	نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}_T < 0.2$	میانگین نسبت برابر $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}_T = 0.55$ است.
در نورم CIPW کمتر از ۱٪ کروندوم دارد و یا دارای دیوپسید است.	در نورم CIPW بیش از ۱٪ کروندوم دارد.	میانگین کروندوم در نورم ۱۶ نمونه گرانیتی معادل ۱/۰۸ درصد می‌باشد.

مسئله بعدی در خصوص گرانیت‌ها، جایگاه تکتونیکی آنهاست. به منظور تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیت‌ها محققینی همچون پیرس^۱ و همکاران (۱۹۸۴) و شندل^۲ و گورتون (۲۰۰۲) با استفاده از نسبت‌های برخی از عناصر کمیاب و باچلور^۳ و بودن (۱۹۸۵) با استفاده از نسبت‌های برخی اکسیدهای عناصر اصلی، نمودارهایی را جهت تعیین محیط تکتونیکی ارائه نموده‌اند. بر پایه طبقه‌بندی پیرس و همکاران (۱۹۸۴)، گرانیتوئیدها بر اساس محیط تکتونیکی به چهار گروه تقسیم می‌شوند که عبارتند از: گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های کمان آتشفشانی (کمان اقیانوسی و کمان قاره‌ای) (VAG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های مناطق برخوردی (همزمان با برخورد و بعد از برخورد) (COLG) که برخورد قاره - قاره و برخورد کمان - قاره را شامل می‌شوند. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه از نوع گرانیت‌های کمان قاره‌ای می‌باشد. این توده گرانیتوئیدی دارای ماهیت کالک‌آلکانل تا کالک‌آلکانل پتاسیم بالا است. بر اساس الگوهای عناصر کمیاب و REE آن بر روی نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری بهنجار شده، دارای ویژگی‌های مرتبط با محیط‌های زمین‌ساختی کمان قاره‌ای است. علاوه براین، نمودارهای

1 - Pearce

2 - Schandl and Gorton

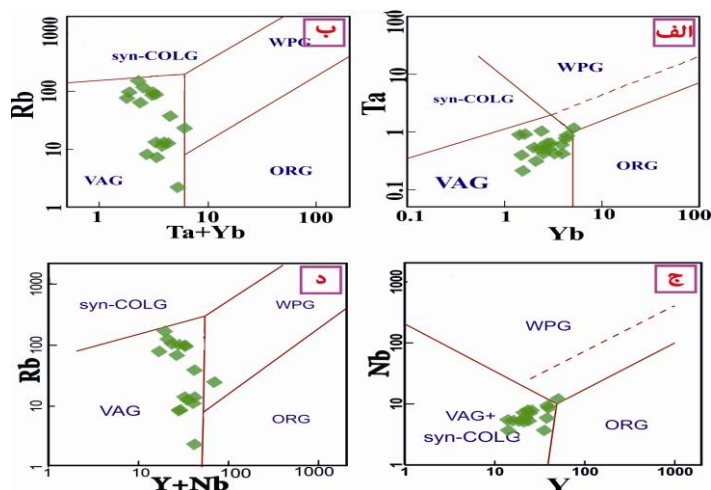
3 - Batchelor and Bowden

ژئوشیمیایی تعیین محیط زمین‌ساختی نیز، شکل‌گیری توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه را در محیط‌های وابسته به کمان قاره‌ای تا برخوردی را تأیید می‌کند. جهت تعیین محیط زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه از نمودارهای متمایزکننده بر پایه تغییرات عناصر Rb-Yb-Ta و Rb-Y-Nb پیرس و همکاران (۱۹۸۴) نیز استفاده شده است. عناصر مورد استفاده در این نمودارها شامل Rb، Yb، Y، Ta و Nb می‌باشند که معیارهای متمایز کننده بسیار مؤثری برای بیشتر انواع گرانیت‌های پشته اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG)، گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های همزمان با برخورد (syn-COLG) محسوب می‌شوند. همانگونه که در شکل ۴-۶ مشاهده می‌شود، تمامی نمونه‌ها بر روی این نمودارها، در محدوده VAG یا گرانیت‌های مرتبط با کمان آتشفشانی و برخوردی قرار می‌گیرند. همچنین از نمودارهای Th-Ta، Th/Yb-Ta/Yb، Th-Ta و Yb - Ta/Hf - Th/Hf شندل و گورتون (۲۰۰۲) جهت تعیین محیط‌های زمین‌ساختی گرانیت‌های کمان‌های اقیانوسی (Oceanic Arcs)، حاشیه فعال قاره‌ای (ACM)، پهنه‌های آتشفشانی‌های درون ورقه‌ای (WPVZ)، بازالت‌های درون ورقه‌ای (WPB) و بازالت‌های پشته میان اقیانوسی (MORB) نیز استفاده شده و اکثر نمونه‌های توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه در محیط حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۶). علاوه بر این از نمودار کاتیونی R1 و R2 باچلور و بودن (۱۹۸۵) نیز جهت تعیین محیط زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه استفاده شده است. این نمودار بر اساس مقادیر کاتیونی R1 و R2 جهت تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها تعریف شده است. نحوه محاسبه پارامترهای R1 و R2 به شرح زیر است:

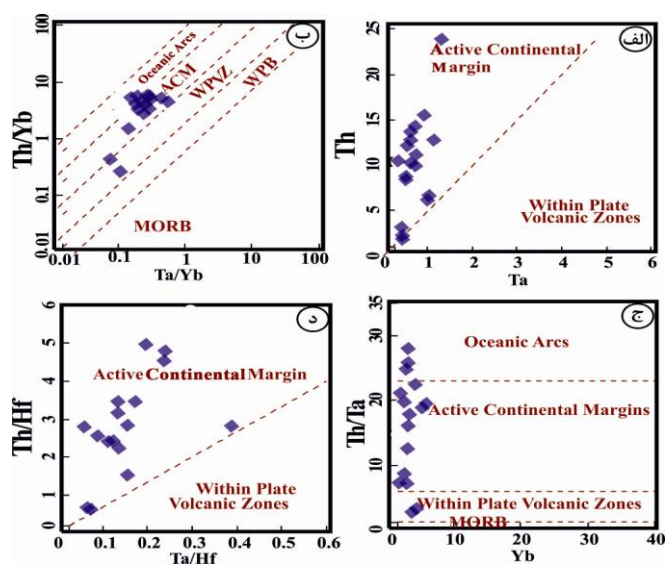
$$R1 = 4 \text{ Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$$

$$R2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$$

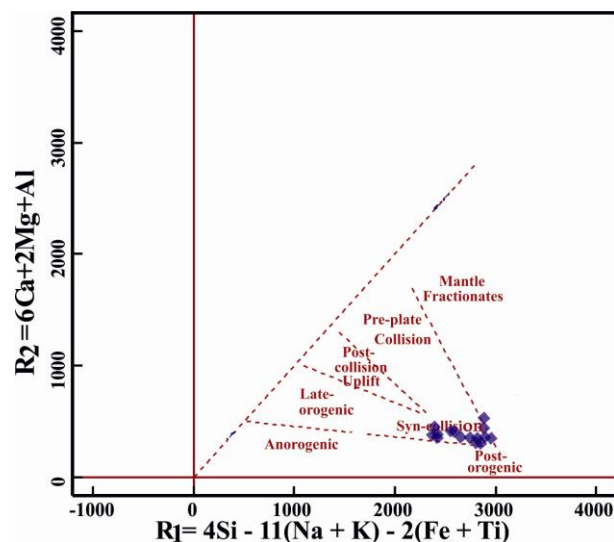
بر اساس این نمودار، غالب نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های همزمان با برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۶-۶).



شکل ۶-۴-الف تا ج- به ترتیب نمودارهای Ta در برابر Yb، Rb در برابر Ta+Yb، Nb در برابر Y و Rb در برابر Y+Nb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)، جهت تعیین جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های مورد مطالعه. تمامی نمونه‌ها بر روی این نمودارها در محدوده VAG (گرانیت‌های مرتبط با کمان آتشفشانی) قرار می‌گیرند. در نتیجه با توجه به مجموع شواهد صحرایی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و معیارهای مختلف رده‌بندی گرانیتوئیدها، توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه در زمره گرانیت‌های نوع S کمان قاره‌ای قرار گرفته و ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی - متاپسامیتی به تشکیل این توده گرانیتوئیدی منجر شده است.



شکل ۶-۵-الف تا د - به ترتیب نمودارهای Th - Ta، Th/Yb - Ta/Yb، Th/Ta - Yb و Th/Hf - Ta/Hf شاندل و گورتون (۲۰۰۲) جهت تعیین محیط‌های زمین‌ساختی گرانیت‌های کمان‌های اقیانوسی (Oceanic Arcs)، حاشیه فعال قاره‌ای (ACM)، مناطق آتشفشانی درون ورقه‌ای (WPVZ)، بازالت‌های درون ورقه‌ای (WPB) و بازالت‌های پشته میان اقیانوسی (MORB).



شکل ۶-۶- نمودار کاتیونی R_1-R_2 باچلور و بودن (۱۹۸۵) جهت تعیین محیط زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه.

۶-۵- پتروژنز توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه و ارائه الگوی ژئودینامیکی تشکیل آن

نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی برای سنگ‌های گرانیتی و همچنین شواهد زمین‌شناسی منطقه- نشانگر آن هستند که این سنگ‌ها در محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای شکل گرفته‌اند. بسیاری از ویژگی‌های این سنگ‌ها از جمله ماهیت آهکی-قلیایی آنها با خصوصیات ماگماهای مرتبط با زون‌های فرورانش مطابقت دارد. لذا در مجموع می‌توان نتیجه گرفت که گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌های منطقه بندهزارچاه از نوع گرانیت‌های مرتبط با کوهزایی هستند و همانگونه که شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد، دارای ارتباط ژنتیکی با سنگ‌های دگرگونی منطقه هستند. بنابراین گرانیت‌های منطقه مورد بررسی که غالباً ترکیب گرانیتی و لوکوگرانیتی دارند، از نوع S بوده و از ذوب سنگ‌های دگرگونی متاگریوکی-متاپلیتی با سنگ مادر رسوبی-تخریبی (در پوسته قاره‌ای بالایی) منشأ گرفته‌اند.

داده‌های سنی مربوط به توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه، گرانیت‌های میامی (با سن 541.3 ± 4.5 میلیون سال) (حسینی و همکاران، داده‌های منتشر نشده)، گنیس‌های شترکوه (رحمتی ایلخچی و همکاران، ۲۰۱۱)، گنیس‌های بیارجمند-چاه جام (شفایی مقدم و همکاران، ۲۰۱۴) و گنیس‌ها و گرانیت‌های

مجموعه دلبر (بلاغی و همکاران، ۲۰۱۴) یک دامنه سنی بین ۵۳۰ تا ۶۰۰ میلیون سال را برای آنها نشان داده که با سن های گرانیتوئید منطقه ساغند (رضانی و تاکر^۱، ۲۰۰۳) و گرانیتوئیدهای ترکیه و اروپا قابل مقایسه هستند (جدول ۶-۲).

از سوی دیگر به نظر استا عمر^۲ و همکاران (۲۰۰۹) گندوانا از تصادم و بهم پیوستن چند قاره در اندازه استرالیا در دو مرحله (۱) در ۶۰۰ تا ۶۵۰ میلیون سال و (۲) در ۵۲۰ تا ۵۷۰ میلیون تشکیل شده است. بعد از آخرین بهم پیوستن، یک حاشیه فعال نوع آندی در طول قطاع استرالیا، قطب جنوب، آمریکای جنوبی و حاشیه شمالی هند تشکیل گردید (کاوود و همکاران^۳، ۲۰۰۷). این نوع حاشیه فعال قاره‌ای به سمت غرب به ایران مرکزی (۵۲۵-۵۹۹ میلیون سال) (رضانی و تاکر، ۲۰۰۳؛ حسن-زاده و همکاران، ۲۰۰۸)، زون سنندج-سیرجان (۵۴۰-۵۹۶ میلیون سال) (حسن‌زاده و همکاران، ۲۰۰۸، جمشیدی بدر و همکاران، ۲۰۱۳)، البرز (۵۵۱-۵۷۲ میلیون سال) (حسن‌زاده و همکاران، ۲۰۰۸) و سپس به داخل ترکیه و دیگر کشورهای جنوب‌شرق اروپا نیز ادامه یافته بود. این نوع حاشیه قاره‌ای در مرکز و جنوب‌شرق اروپا، توام با فرورانش روبه جنوب اقیانوس یاپتوس^۴ یا پروتوتیس^۵ (۵۲۰-۵۷۰ میلیون سال) بوده است. این رویداد با یک دوره ریفتینگ پشت قوس (۵۰۰-۵۲۰ میلیون سال) دنبال گردید (نوبائر^۶، ۲۰۰۲؛ اشتامپلی و بورل^۷، ۲۰۰۲).

علاوه بر این اگرچه که تاثیرات و تبعات کوهزایی های آلپی و واریسکن^۸ در بسیاری از نقاط کمربند آلپ- هیمالایا مطالعه شده است ولی در چندین نقطه نیز پی‌سنگ نئوپروتروزوئیک پسین- پالتوزوئیک (۴۲۵-۷۰۰ میلیون سال) پیشین حفظ شده است (مورفی و همکاران، ۲۰۰۲؛ استا عمر و همکاران، ۲۰۰۹). این واحدهای پی‌سنگی، محصولات کوهزایی کادومین (کوهزایی کادومین، شامل

1 - Tucker
2 - Ustaömer
3 - Cawood
4 - Iapetus
5 - Proto-Tethys
6 - Neubauer
7 - Stampfli and Borel
8 - Variscan

جدول ۶-۲- مقایسه نتایج تعیین سن مربوط به توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه با دیگر گرانیتوئیدها در ایران و مناطق مجاور.

Region	Rock type	Method	Age	References
Iran				
Band-e-Hezarchah	Granite	U/Pb	$553 \pm 6 - 529 \pm 5$	In this study
Mayamey	Granite	U/Pb	541.3 ± 4.5	Hosseini et al, unpublished data
Zagros	Leucogranite	U/Pb	547 ± 6	Saki (2010)
Takab Metamorphic complex	Granite	U/Pb	560	Stockli et al. (2004)
Sarv-e Jahan	Granite	U/Pb	$599 \pm 42 - 544 \pm 29$	Hassanzadeh et al. (2008)
Lahjan-Albroz	Granite	U/Pb	551 ± 9	Hassanzadeh et al. (2008)
Soursat Complex	Granite	U/Pb	$537 \pm 8 - 543 \pm 6$	Badr et al. (2013)
Boneh-Shurow complex	Quartz diorite	Pb/Pb	547 ± 3	Verdel et al. (2007)
Doran granite	Granite	Pb/Pb	533 ± 8	Verdel et al. (2007)
Turkey				
Strandja Massif	Metagranite	U/Pb	$534.5 \pm 4.7 - 546 \pm 3.9$	Sahin et al. (2014)
Bitlis Massif (Eastern Anatolia)	Metagranite	U/Pb	572.8 ± 4.8	Ustaömer et al. (2012)
Bolu Massif (İstanbul Zone)	Metagranite	U/Pb	$565.3 \pm 1.9 - 576 \pm 6$	Ustaömer et al. (2005)
Karadere (İstanbul Zone)	Metagranite	Pb/Pb	$576 \pm 9 - 590 \pm 5$	Chen et al. (2002)
Karadere (İstanbul Zone)	Metagranite	Rb/Sr	545 ± 5	Chen et al. (2002)
Demirci-Gördes (Menderes) Massif	Gneiss	Pb/Pb	$537.2 \pm 2.4 - 544.1 \pm 4.3$	Dannat (1997)
Kula (Menderes Massif)	Granitic gneiss	Pb/Pb	549 ± 7.6	Dora et al. (2002)
Ödemiş-Kiraz (Menderes Massif)	Augen gneiss	Pb/Pb	$528.0 \pm 4.3 - 570 \pm 5$	Dannat (1997), Koralay et al. (2004)
Çine (Menderes Massif)	Augen gneiss	Pb/Pb	$546.0 \pm 1.6 - 546.4 \pm 0.8$	Hetzl and Reischmann (1996)
Çine (Menderes Massif)	Metagranite	Pb/Pb	$521 \pm 5 - 572 \pm 7$	Loos and Reischmann (1999)
Bafa Lake-Çine (Menderes Massif)	Metagranite	U/Pb	$541 \pm 14 - 566 \pm 9$	Gessner et al. (2004)
Yatağan (Menderes Massif)	Metagranite	Pb/Pb	555.5 ± 6.2	Dora et al. (2006)
Europe				
Morava Nappe, SW Bulgaria	Granite	U/Pb	577.3 ± 3.5	Kounov et al. (2012)
Eastern Alps (Penninic), Austria	Granite	U/Pb	529-547	Eichhorn et al. (1999)
Eastern Alps (Penninic), Austria	Gneiss	U/Pb	551 ± 9	Eichhorn et al. (2001)
Southern Alps (Austroalpine), Italy	Metatonalite	U/Pb	524 ± 6	Schaltegger et al. (1997)
Serbo-Macedonian Massif	Granite	U/Pb	545.1 ± 6.4	Graf et al. (1998)
Southern Carpatians, Romania	Granite	U/Pb	567 ± 3	Liégeois et al. (1996)
Poland and Czech Republic	Granite	U/Pb	$533 \pm 9 - 540 \pm 10$	Zelazniewicz et al. (2004)
Pelagonian Zone, Greece	Granite	U/Pb	546 ± 10	Anders et al. (2007)
Transcaucasian Massif, Georgia	Quartz diorite	Rb/Sr	533 ± 53	Okrostsvardze et al. (2002)

یک رویداد تکتونیکی و یا یک سری از وقایعی است که در نئوپروتروزوئیک پسین و در حاشیه گندوانا رخ داده است. این رویداد همراه با تصادم یک یا چند جزیره قوسی و اضافه شدن دیگر مواد در یک زون فرورانش بوده است) نامیده و تفسیر شده اند که در حاشیه نوع آندی و شمالی گندوانا تشکیل شده اند (نانس^۱ و مورفی، ۱۹۹۴). این واحدها شامل گرانیتوئید و یک پی سنگ دگرگونی بوده که در نئوپروتروزوئیک پسین- پالئوزوئیک پیشین تشکیل شده و در برخی از گرانیتوئیدهای مربوطه، بافت- های میلونیتی نیز مشاهده شده است (سahین، ۲۰۱۴). تبعات کوهزایی کادمین در جنوب شرق اروپا (نوبائر، ۲۰۰۲)، سرزمین های احاطه کننده دریای سرخ از قبیل ایران مرکزی (رمضانی و تاکر، ۲۰۰۳) و قفقاز نیز یافت شده است (سahین، ۲۰۱۴) (شکل ۶-۷-الف). بسیاری از این سرزمین ها، شواهدی از ماگماتیسم ادیکاران بالایی (پرکامبرین پسین)- کامبرین پیشین را در خود حفظ کرده اند (سahین^۲، ۲۰۱۴) (شکل ۶-۷-ب). فرورانش لیتوسفر اقیانوسی پروتوتیس در طی ادیکاران- کامبرین باعث پیدایش ماگماتیسم کمانی در حاشیه شمالی گندوانا گردید (شفایی مقدم و همکاران، ۲۰۱۴). ماگماتیسم ادیکاران- کامبرین پیشین یک کمان قاره ای گسترده، در طول حاشیه شمالی ابرقاره جدیداً تشکیل شده گندوانا، پدید آورد (رمضانی و تاکر، ۲۰۰۳؛ حسن زاده و همکاران، ۲۰۰۸). این دوره از فعالیت آذرین، یک دوران مهم تشکیل قوس در ترکیه (قورسو و قون کوقلو^۳، ۲۰۰۵ و ۲۰۰۶) ، اروپا مرکزی و جنوب غربی (مورفی^۴ و همکاران، ۲۰۰۲؛ ماشکین^۵، ۲۰۰۳) بوده است. این درحالیست که به سمت جنوب، در سپر عربی- نوبین^۶ فعالیت آذرین قدیمی تر بوده و از حدود ۹۰۰ میلیون سال پیش آغاز شده بود (علی و همکاران، ۲۰۱۳).

با توجه به مجموع داده های سنی و ژئوشیمیایی، این سنگ ها احتمالاً در یک جایگاه قوس قاره ای و در نتیجه فرورانش شیب دار لیتوسفر اقیانوسی پروتوتیس به زیر حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا در

1 - Nance

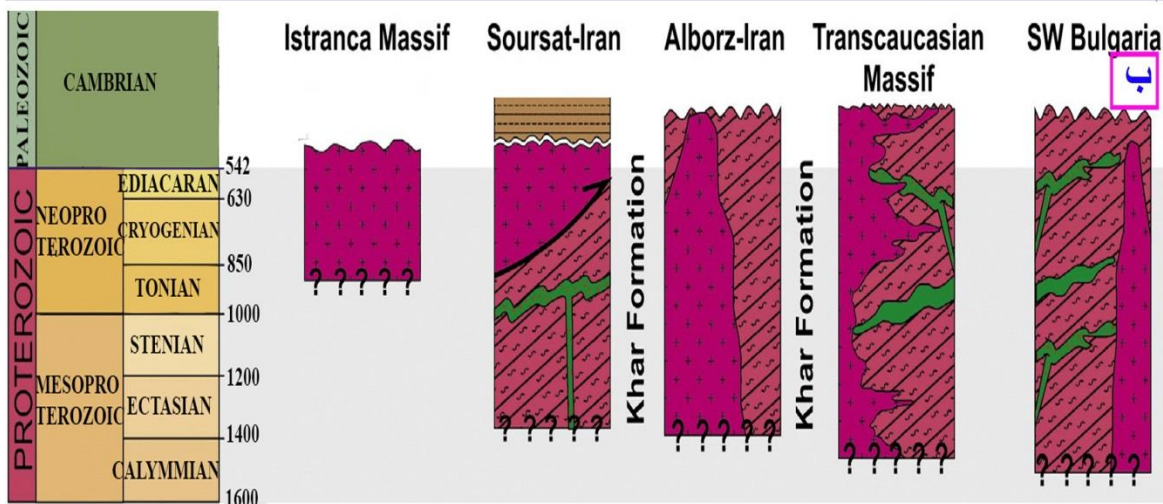
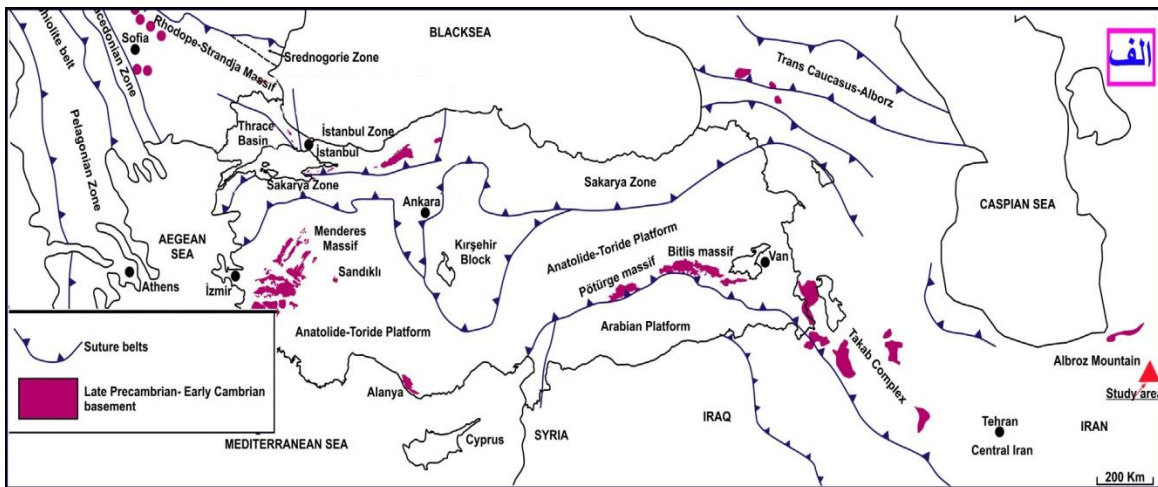
2 - Şahin

3 - Gürsu and Göncüoğlu

4 - Murphy

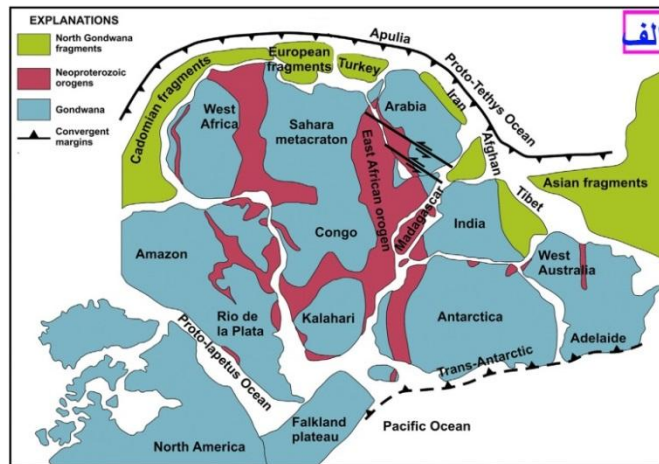
5 - Mushkin

6 - Arabian-Nubian

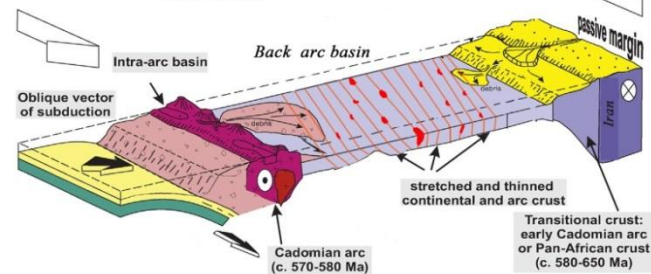


شکل ۶-۷-الف- نقشه تکتونیکی رخنمون‌های پی‌سنگ کادومین (پرکامبرین پسین- کامبرین زیرین) در ایران، ترکیه و جنوب شرق اروپا و ب- ستون چینه‌ای گرانیت‌های کادومین همراه با سنگ‌های میزبان آنها در ترکیه و مناطق همجوار (ساهین، ۲۰۱۴).

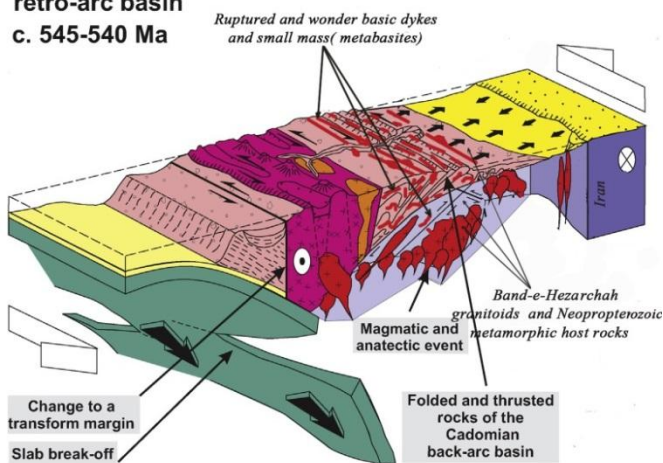
ادیکاران- کامبرین تشکیل شده‌اند. با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی سنگ‌های میزبان دگرگونی (که عمدتاً شامل متاگزیوک، اسلیت، فیلیت، مرمر، میکاشیست، متابازیت و گنیس می‌باشند)، سنگ مادر آنها عمدتاً شامل ماسه‌سنگ، شیل، آهک و گابرو بوده و احتمالاً در یک محیط کم عمق شبیه به حوضه پشت کمان قاره‌ای (حسینی و همکاران، ۲۰۱۵) (شکل ۶-۸) در حاشیه فعال شمالی گندوانا تشکیل شده و سپس در نتیجه فرورانش شیب‌دار ورقه آفیانوسی پروتوتتیس به زیر حاشیه شمالی



Cadomian back-arc basin
c. 570 Ma



Cadomian retro-arc basin
c. 545-540 Ma



شکل ۶-۸- الف- نقشه قسمتی از گندوانا که نشاندهنده موقعیت قاره‌ها و قطعات قاره‌ای در نئوپروتریوزوئیک پسین- کامبرین زیرین می‌باشد (کیوسکی^۱ و همکاران، ۲۰۰۳). ب و ج- الگوی پیشنهادی جهت چگونگی تشکیل و جایگاه زمین ساختی توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن در نئوپروتریوزوئیک پسین- کامبرین زیرین (با الهام از الگوی ارائه شده توسط لینه‌من و همکاران، ۲۰۱۴).

1 - Kusky

گندوانا، این سنگ‌ها متحمل دگرگونی ناحیه‌ای شده‌اند و با بالارفتن درجه دگرگونی ذوب بخشی، توده‌گرانیتوئیدی بند هزارچاه در ادیکاران- کامبرین تشکیل شده‌است. این سناریو تکتونیکی با تشکیل دیگرسنگ‌های پی‌سنگ نئوپروتروزوئیک در ترکیه و اروپا نیز مشابه می‌باشد (استا عمر و همکاران، ۲۰۰۹؛ روبیو-اردونز^۱ و همکاران، ۲۰۱۳؛ لینه‌من^۲ و همکاران، ۲۰۱۴).

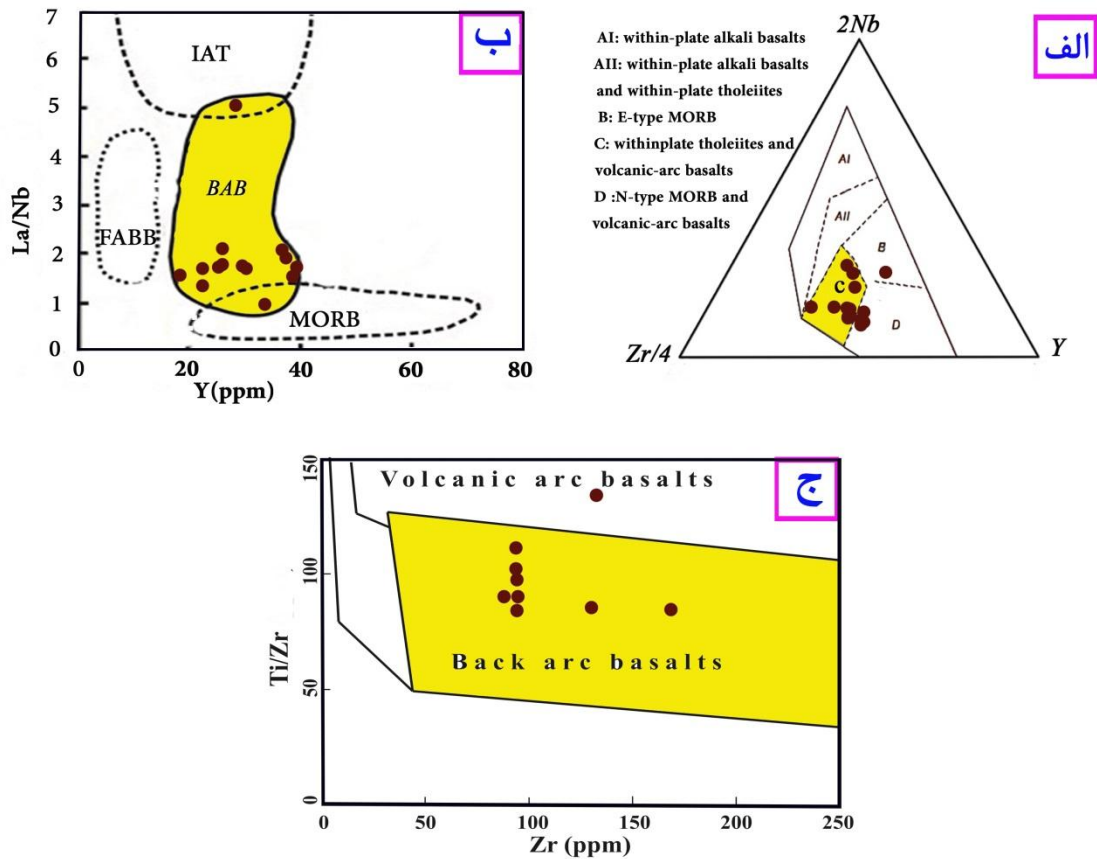
۶-۶- تعیین جایگاه زمین‌ساختی دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی

به طور کلی چهار محیط زمین‌ساختی اصلی برای شکل‌گیری فرایندهای ماگمایی و تشکیل سنگ‌های آذرین مشخص شده است: (۱) حاشیه‌های سازنده ورقه‌ها شامل پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) و حوضه‌های پشت کمان ماگمایی (BAB)، (۲) حاشیه‌های همگرا که حاشیه‌های فعال قاره‌ای (ACM) و بازالت‌های کمانی آتشفشانی (VAB) را در بر می‌گیرند، (۳) محیط‌های درون ورقه‌ای اقیانوسی مانند جزایر اقیانوسی (OIB) و (۴) محیط‌های درون ورقه قاره‌ای مانند کافت‌های قاره‌ای و بازالت‌های طغیانی (WPB). همانطور که در فصل چهارم بیان شد، این سنگ‌ها در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه سان و مک دونوف^۳ (۱۹۸۹) غنی‌شدگی از LILEs و تهی‌شدگی از HFSEs نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۲-ه). تهی‌شدگی قابل ملاحظه از عناصر HFSEs، مانند Nb که شاخص ماگماهای مرتبط با کمان قاره‌ای است، نشان‌دهنده حضور فازهای دیرگداز نظیر ایلمنیت و روتیل حاوی Nb در محل منبع می‌باشد. در زون‌های فرورانش حاشیه قاره، عناصر HFSEs نظیر Ta و Nb توسط این فازهای دیرگداز جذب شده و به دلیل دیرگداز بودن این فازها، مذاب مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده فاقد این عناصر خواهد بود (ناگودی^۴، ۲۰۰۳). بمنظور تعیین دقیق‌تر جایگاه تکتونیکی احتمالی برای دسته دایک‌های دیابازی، از نمودارهای متمایزکننده جایگاه تکتونیکی مشد (۱۹۸۶)، فلویید و همکاران (۱۹۹۱) و باگاس^۵ و همکاران (۲۰۰۸) استفاده گردید. این سنگ‌ها در

1- Rubio-Ordóñez
2 - Linnemann
3 - Sun and McDonough
4 - Nagudi
5 - Bagas

نمودار مشد^۱ (۱۹۸۶) اکثراً در محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۶-۹-الف).

همچنین در نمودارهای La/Nb در برابر Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱) و Ti/Zr در مقابل Zr (باگاس



شکل ۶-۹-الف - موقعیت ترکیبی دسته دایک‌های دیابازی بر روی نمودار مشد (۱۹۸۶). اکثر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی قرار گرفته‌اند. ب و ج- موقعیت ترکیبی دسته دایک‌های دیابازی به ترتیب بر روی نمودارهای La/Nb در برابر Y فلوید و همکاران (۱۹۹۱) و Ti/Zr در مقابل Zr باگاس و همکاران (۲۰۰۸). تمامی نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های پشت کمان قرار گرفته‌اند.

وهمکاران، ۲۰۰۸) در محدوده بازالت‌های پشت کمان قرار می‌گیرند (شکل ۶-۹-ب و ج). با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی منطقه و همچنین با در نظر گرفتن سرگذشت زمین‌شناسی مناطق همجوار با دامنه سنی مشابه، به نظر می‌رسد این سنگ‌ها به احتمال قوی در یک محیط پشت کمان ماگمایی شکل گرفته‌اند. در سالیان اخیر حوضه‌های پشت کمان بطور

گسترده‌ای بررسی شده‌اند. حوضه‌های پشت کمان، حوضه‌های کششی کوچکی هستند که بر روی کرانه‌های قاره‌ای فعال و در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای در میان و یا پشت کمربند اصلی ماگمایی مناطق فرورانش تشکیل شده‌اند (مارتینز^۱ و همکاران، ۲۰۰۷؛ هاکینز^۲ و همکاران، ۱۹۹۴). به نظر خان^۳ (۱۹۹۷) کشش در جایگاه‌های پشت کمان، در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای و جریان حرارتی حاصل از صعود ماگما در محیط تکتونیک، پشت کمان است. این محدوده توسط گسل‌های عادی احاطه شده‌است. بنا به نظر تیلور^۴ و مارتینز (۲۰۰۳) فرایندهای موثر بر ماگماتیسم پشت کمان با فرایندهای تشکیل بازالت‌ها در حوضه‌های اقیانوسی مشابه هستند اما تحت تاثیر پدیده فرورانش، تنوع ژئوشیمیایی ماگمایی نسبت به حوضه‌های اقیانوسی بیشتر است. بنابراین ممکن است نتیجه گیری شود که تنوع ترکیبی این سنگ‌ها با نزدیک شدن به مناطق فرورانش افزایش یابد. بازشدن مناطق پشت کمان بطور نزدیکی با توسعه کمان آتشفشانی ارتباط دارد و بنابراین ماگماتیسم در این مناطق، بالاجبار از ورقه فرورونده نشات گرفته‌است. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که بطور کلی انتشار آب و نقش آن در ذوب بخشی گوشته در پشته‌های میان اقیانوسی و حوضه‌های پشت کمان متفاوت هستند (تیان^۵ و همکاران، ۲۰۰۸). به نظر ساندرز^۶ و تارنی^۷ (۱۹۸۴) فراوانی عناصر فرعی و حضور مواد فرار بویژه آب در بازالت‌های پشت کمان در طیفی بین پشته میان اقیانوسی و بازالت‌های کمان است. ماهیت ماگما در حوضه‌های پشت کمان بوسیله سیالات حاصل از ورقه فرورونده و جریانات همرفتی در گوه گوشته‌ای کنترل می‌شود (کلی^۸ و همکاران، ۲۰۰۶).

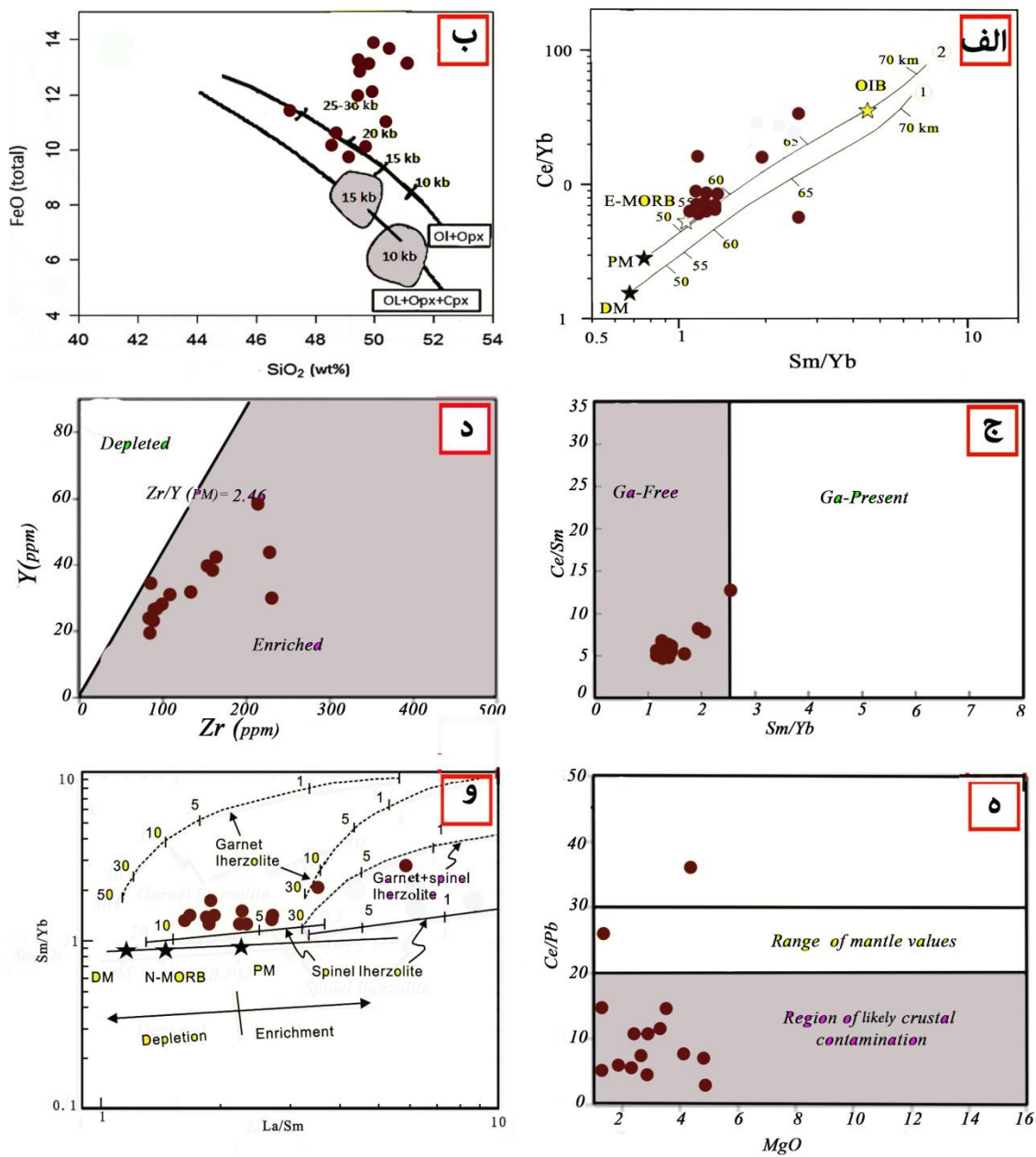
1 -Martinez
2 -Hawkins
3 -Khan
4 -Taylor
5 -Tian
6 -Saunders
7 -Tarny
8 -Kelley

ماگماتیسم ژوراسیک میانی در نقاط مختلف ایران مرکزی و حتی البرز با ماهیت‌های مختلف آلکالن تا کالک‌آلکالن و به اشکال مختلف گدازه، دایک‌های ساب ولکانیک و حتی نفوذی‌های عمیق فعال بوده است. به طور خاص در البرز مرکزی و شرقی و در شمال زون ایران مرکزی از شمال شرق طرود تا شرق بیارجمند، شواهدی از ماگماتیسم این دوره دیده می‌شود.

۶-۷- پتروژنز دسته دایک‌های دیابازی و ارائه الگوی ژئودینامیکی تشکیل آن‌ها

نمودارهای متمایزکننده محیط زمین‌ساختی برای دسته دایک‌های دیابازی و همچنین شواهد زمین‌شناسی منطقه‌ای بیانگر آنند که این سنگ‌ها در یک محیط تکتونیک کششی پشت کمان قاره‌ای شکل گرفته‌اند. براساس برخی شواهد ژئوشیمیایی از جمله غنی‌شدگی از LILEs و تهی‌شدگی از HFSEs پیشنهاد می‌کند که این سنگ‌ها از یک گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم شده و در بالای یک زون فرورانش پوسته اقیانوسی منشاء گرفته‌اند. به منظور تعیین عمق تشکیل ماگما از نمودار Ce/Yb در برابر Sm/Yb (فلچه و همکاران، ۱۹۹۸) استفاده شده است. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار فوق نشان‌دهنده آن است که ماگمای سازنده این سنگ‌ها عمدتاً از اعماق حدود ۵۵ تا ۶۰ کیلومتری گوشته نشات گرفته‌اند (شکل ۶-۱۰-الف). موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Feo کل در برابر SiO₂ (کوشیرو، ۱۹۹۶ و بیکر و استولپر، ۱۹۹۴) (شکل ۶-۱۰-ب) نیز نشان می‌دهد که ماگمای این سنگ‌ها در فشارهای حدود ۲۰ کیلوبار تشکیل شده که تقریباً معادل اعماق ۵۵ تا ۶۰ کیلومتری گوشته می‌باشد. این سنگ‌ها بر روی نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb کوبان (۲۰۰۷) در محدوده فاقد گارنت واقع شده‌اند که نشان‌دهنده منشاء گرفتن ماگمای سازنده این سنگ‌ها از یک منبع گوشته‌ای فاقد گارنت است (شکل ۶-۱۰-ج). همچنین در نمودار Y در برابر Zr سان و مک-دونوف (۱۹۸۹) در محدوده دارای Zr بالا قرار داشته و حاکی از وجود یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده برای آنهاست (شکل ۶-۱۰-د). در نمودار Ce/Pb در برابر MgO فورمن (۲۰۰۷) اکثر نمونه‌ها در محدوده آلودگی پوسته‌ای قرار می‌گیرند که حاکی از آلودگی پوسته‌ای ماگما در حین صعود به ترازهای بالاتر می‌باشد (شکل ۶-۱۰-ه). موقعیت آنها در نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm (آلدانماز و

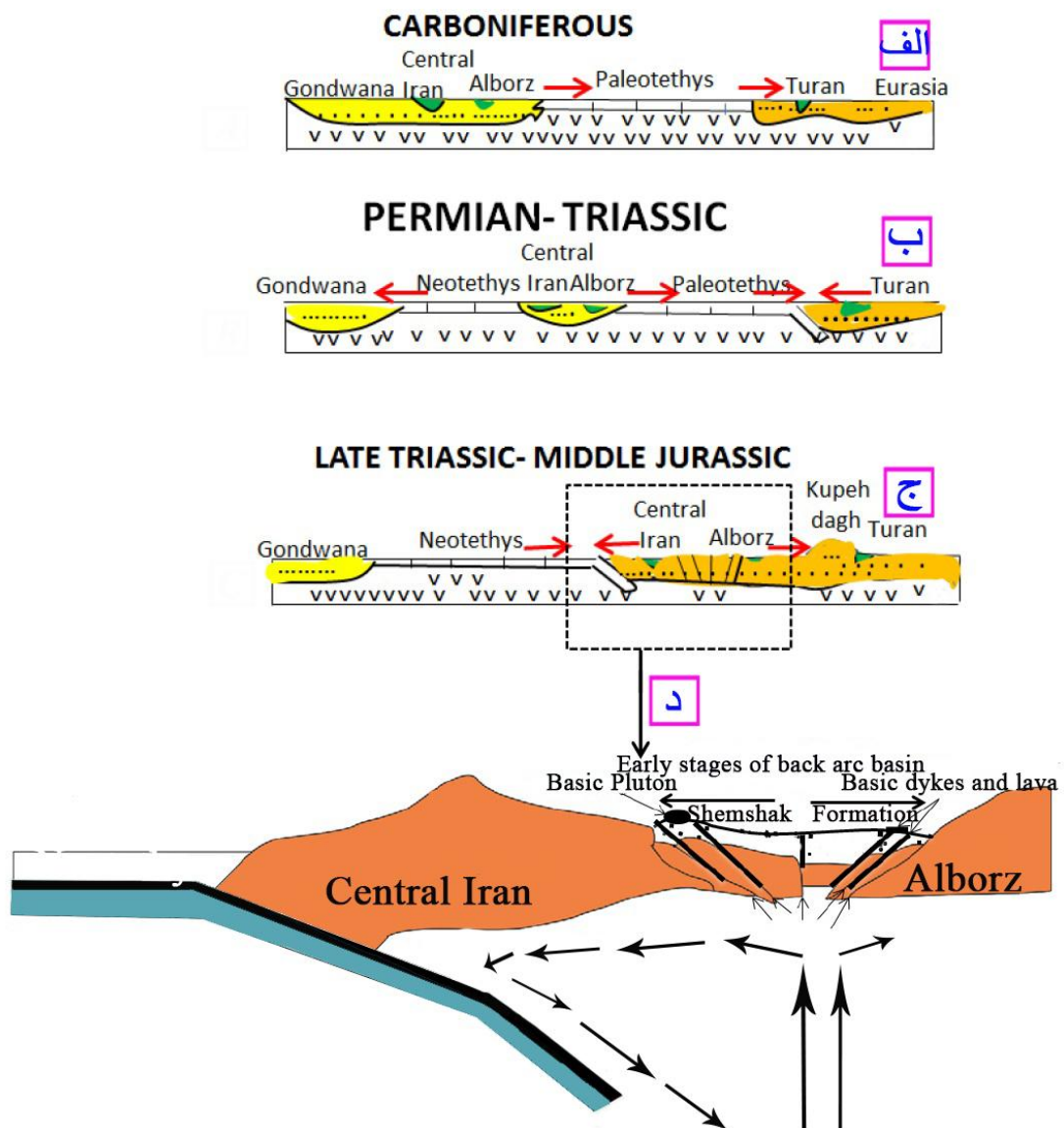
همکاران، ۲۰۰۰؛ ژائو و ژو، ۲۰۰۷) حاکی از اینستکه این سنگ‌ها از یک مذاب حاصل از ذوب بخشی بین ۵ تا ۱۰ درصد یک منبع گوشته‌ای اسپینل‌رزولیتی (شکل ۶-۱۰-۱ و) تشکیل شده‌اند.



شکل ۶-۱۰-۱ الف و ب- موقعیت دسته دایک‌های دیابازی به ترتیب بر روی نمودارهای Ce/Yb در برابر Sm/Yb (فلچه و همکاران، ۱۹۹۸) و FeO کل در برابر SiO_2 (کوشیرو، ۱۹۹۶ و بیکر و استولپر، ۱۹۹۴). ج و ه- موقعیت دسته دایک‌های دیابازی به ترتیب بر روی نمودارهای Ce/Sm در برابر Sm/Yb کوبان (۲۰۰۷) و Y در برابر Zr سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹). ه و و- موقعیت دسته دایک‌های دیابازی به ترتیب بر روی نمودارهای Ce/Pb در برابر MgO فورمن (۲۰۰۷) و Sm/Yb در برابر La/Sm (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰؛ ژائو و ژو، ۲۰۰۷).

علاوه بر این همانگونه که در فصول ابتدایی شرح داده شد، دایک‌های مشابهی در مناطق همجوار از جمله دلبر، سفیدسنگ، شترکوه، میامی و همچنین در مناطق قشلاق، طزره، کلاته رودبار در زون البرز شرقی رخنمون دارند. این سنگ‌ها در مناطق شترکوه (رحمتی ایلخچی، ۲۰۱۱)، سفیدسنگ (عزیزی، ۱۳۹۱)، دلبر (اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ بلاغی، ۱۳۹۳)، میامی (همتی، ۱۳۹۲) و قشلاق، طزره، کلاته رودبار در شمال غرب شاهرود (جمشیدی، ۱۳۸۹) مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. در زون البرز شرقی و در قاعده سازند شمشک، رخنمون‌هایی از سنگ‌های آذرین مافیک به صورت گدازه با محدوده سنی مشابه گزارش شده است. این سنگ‌ها در مناطق قشلاق (ناحیه خوش‌یلاق)، طزره، تالو و کلاته رودبار (شمال دامغان) از نوع نفوذی و به شکل سیل، دایک و استوک‌های کوچک بوده و در منطقه چشمه‌علی (شمال غرب دامغان) از نوع گدازه هستند. توده نفوذی بازیک تالو، به صورت توده‌های کوچک پراکنده در بخش قاعده‌ای سازند شمشک نفوذ کرده و در بعضی مناطق نیز به موازات طبقات شیلی و ماسه‌سنگی این سازند به صورت سیل ادامه یافته است. سنگ‌های آذرین منطقه‌ی طزره و کلاته رودبار به صورت سیل و دایک دیابازی و یا توده‌هایی با ترکیب گابرو در طبقات شیلی و ماسه-سنگی سازند شمشک برونزد دارند (جمشیدی و همکاران، ۱۳۸۹). این سنگ‌ها در قاعده سازند شمشک، ماهیت آلکالن داشته و در یک محیط کشتی درون قاره‌ای حاصل شده‌اند (جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰، ۱۳۹۲). با مقایسه ویژگی‌های این سنگ‌ها در مناطق فوق، می‌توان استنباط کرد که ماگماتیسم بازیکی به طور گسترده در بازه زمانی ژوراسیک میانی بوقوع پیوسته است. فازهای مختلف این فعالیت در مراحل مختلف دارای ماهیت آلکالن تا کالک‌آلکالن بوده و به اشکال مختلف از قبیل نفوذی‌های گابرویی عمیق تا نیمه عمیق، دایک‌های دیابازی و یا به صورت روانه‌هایی از گدازه (غالباً در محیط‌های آبی کم عمق) بوده است. با توجه به جهت فرورانش نئوتتیس به زیر زون‌های ایران مرکزی و البرز، احتمالاً ماگمای سازنده سنگ‌های مافیک در زیر ورقه البرز نسبت به ایران مرکزی از عمق بیشتری منشأ گرفته و به دلیل درجه ذوب بخشی پایین‌تر دارای ماهیت آلکالن‌تر می‌باشد. لذا تفاوت در ماهیت این سنگ‌ها، با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی ناشی

از اختلاف عمق منشأ گیری ماگما، درجه ذوب بخشی و شکل گیری آنها در کمان ماگمایی و یا حوضه پشت کمان می باشد. ویژگی های ژئودینامیکی کلی، دامنه سنی و جایگاه چینه شناسی این سنگ های بازیک در مجموع تقریباً یکسان است. ماگماتیسم بازیک در این بازه زمانی تاکنون در قسمت های مختلفی از زون سنندج- سیرجان توسط محققان مختلف گزارش شده است. به طور کلی اتفاق نظر بر این است که تحولات زون سنندج- سیرجان و فعالیت ماگمایی مزوزوئیک در ایران در ارتباط با فرورانش و تشکیل کمان ماگمایی می باشد. به اعتقاد بسیاری از محققان، فعالیت های ماگمایی وابسته به کمان در یک محیط ژئودینامیکی کششی نیز می تواند صورت گیرد (حسن زاده و همکاران، ۲۰۰۸). برای توده های گابرویی الوند همدان محدوده سنی $166 \pm 1/8$ میلیون سال گزارش شده است (شهبازی و همکاران، ۲۰۱۰) که معادل با ژوراسیک میانی است و با محدوده های سنی تعیین شده (152 ± 35 میلیون سال) برای دسته دایک های دیابازی منطقه همجوار یعنی دلبر (بلاغی، ۱۳۹۳) تقریباً مطابقت دارد. در هر حال داده های ژئوشیمیایی دسته دایک های بازیک بندهزارچاه نشان می دهد که این سنگ ها در مراحل ابتدایی تشکیل یک محیط پشت کمان بوجود آمده اند. علاوه بر این، براساس شواهد زمین شناسی ناحیه ای و با توجه به سن 152 ± 35 میلیون سال برای دایک های مشابه در منطقه مجاور موسوم به دلبر، به نظر می رسد که این دایک ها احتمالاً در ارتباط با پیدایش و توسعه یک حوضه کششی پشت کمان ماگمایی در حاشیه فعال بلوک ایران مرکزی و در نتیجه فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر بلوک ایران مرکزی تشکیل شده اند. ماگمای ساب آکالن سازنده دسته دایک های بازیک بندهزارچاه از ذوب بخشی یک منبع گوشته ای اسپینل لرزولیتی پدید آمده و در طول گسل های نرمال و فضاهای باز ایجاد شده در یک حوضه کافتی - کششی پشت کمان به ترازهای بالاتر صعود کرده است. این ماگما در طی صعود به سطح زمین تحت تاثیر فرآیندهای هضم و آلودگی قرار گرفته و بصورت دسته دایک های بازیک در طی ژوراسیک میانی در سازند شمشک در البرز و معادل آن در ایران مرکزی نفوذ کرده است (شکل ۶-۱۱).



شکل ۶-۱۱- الف تا د- طرح نمادین از تکامل تکتونیکی زونهای ساختاری ایران مرکزی و البرز از کربونیفر تا ژوراسیک میانی و تشکیل دسته دایکهای دیابازی در یک محیط کششی پشت کمانی در زونهای ایران مرکزی و البرز. با الهام از طرح قاسمی و جمشیدی (۱۳۹۲).

فصل هفتم

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

الف- نتیجه گیری

مهم‌ترین نتایج حاصل از این پژوهش عبارتند از:

۱- توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه، با روند شمال‌شرق- جنوب‌غرب و با طول حدود ۲۰ کیلومتر و عرض حدود ۶ کیلومتر در میان سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین نفوذ کرده و توسط توالی رسوبی ژوراسیک زیرین- تریاس بالایی با ناپیوستگی آذرین پی پوشیده شده است. سنگ‌های تشکیل‌دهنده توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه را می‌توان به پنج دسته گرانیت‌ها، الکالی‌فلدسپارگرانیت‌ها، لوکوگرانیت‌ها، آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها تقسیم بندی کرد. سنگ‌های دگرگونی میزبان توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه طیف ترکیبی متنوعی را شامل می‌شوند. این سنگ‌ها را می‌توان به پنج دسته اصلی متاگربوک و متاچرت، متاکربنات، متاپلیت، میگماتیت و متابازیت تقسیم‌بندی نمود. متاپلیت‌ها شامل اسلیت، فیلیت، میکاشیست و گنیس هستند. شواهد صحرایی فراوانی از وقوع ذوب بخشی در گنیس‌ها و میکاشیست وجود دارد. علاوه بر این، وجود آنکلاوهای چند ده سانتیمتری از متاپلیت‌ها و متاسامیت در داخل گرانیت‌ها، حاکی از ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی و تشکیل توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه است. توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه به همراه سنگ‌های دگرگونی میزبان و همچنین توالی رسوبی پوشاننده، توسط صدها دایک بازیگ، قطع شده‌اند. این تعداد زیاد دایک را می‌توان دسته دایک نامید. این دایک‌ها در آهک‌های کرتاسه زیرین (نئوکومین) نفوذ نکرده و دارای سن ژوراسیک میانی هستند.

۲- مطالعات پتروگرافی انجام‌شده بر روی ۴۵۰ مقطع نازک تهیه شده از سنگ‌های منطقه بند هزارچاه، نشان می‌دهد که توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه دارای ترکیب کانی شناسی ساده‌ای شامل کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و بیوتیت است. مجموعه کانی‌های تشکیل‌دهنده متاگربوک‌ها، اسلیت‌ها و فیلیت‌ها عمدتاً شامل کوارتز + فلدسپار + کلریت ± بیوتیت بوده و نشان‌دهنده شرایط رخساره شیست- سبز است. گنیس‌ها، میکاشیست‌ها و میگماتیت‌ها از مجموعه کانی‌های کوارتز + فلدسپارپتاسیم + پلاژیوکلاز + بیوتیت ± گارنت ± آمفیبول تشکیل شده‌اند که بیانگر شرایط رخساره آمفیبولیت است.

با در نظر گرفتن شرایط دما- فشاری تعیین شده برای این سنگ‌ها، می‌توان فرایند دگرگونی در متاپلیت‌ها را پیش‌رونده و از نوع دما- فشار متوسط (باروین) در نظر گرفت. از سوی دیگر متابازیت‌ها از مجموعه کانی‌های پلاژیوکلاز + آمفیبول + اپیدوت + بیوتیت \pm کوارتز تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها از یک سنگ مادر آذرین با ترکیب گابرویی و یا بازالتی منشأ گرفته‌اند. تحولات ایجاد شده در متابازیت‌ها نیز بیانگر دگرگونی در رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت می‌باشد. دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی نیز عمدتاً شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول، کلریت و کانی‌های اپک هستند.

۳- وجود انواع ریز ساخت‌ها در کانی‌های کوارتز، فلدسپار (فلدسپارهای آلکان و پلاژیوکلازها) و بیوتیت (در توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه و سنگ‌های دگرگونی میزبان) از قبیل برآمدگی مرز دانه-ای، چرخش ریزدانه‌ای و مهاجرت مرز دانه‌ای در کوارتزها، جابجایی پلکانی قطعات حاصل از شکستگی در عرض بلور (دگرشکلی شکننده)، خمیدگی و پیچ و تاب‌خوردگی ماکل و ایجاد ماکل‌های مکانیکی در پلاژیوکلازها (دگرشکلی شکل‌پذیر)، ایجاد بافت پرتیت شعله‌ای در فلدسپارهای پتاسیم، میرمکیت-زایی، ایجاد بافت‌های ساب ماگمایی و تبدیل ارتوز به میکروکلین (شواهد دگرشکلی‌های شکل‌پذیر با نرخ کرنش پایین تا بالا)، فابریک‌های S-C ناشی از ردیف‌شدگی میکاها و وجود اشکال سیگما و دلتا همگی نشان‌دهنده عملکرد زون‌های برش در هنگام جایگزینی توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه بوده است. بخشی از تنش‌های اعمال شده بر منطقه در حین بالازدگی و سرد شدن بعدی این سنگ‌ها صورت گرفته است که با دگرگونی‌های برگشتی در سنگ‌های منطقه نیز همراه بوده است. باتوجه به حضور مجموعه‌های کوارتز پلی گونال با اندازه بیش از ۵۰ تا ۱۰۰ میکرون و کوچکتر از ۵۰ میکرون، درز و شکستگی‌های موجود در کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها و پیدایش بافت میکروبرشی در آنها، احتمالاً میانگین شرایط دمایی میلیونیتی شدن حدود ۵۰۰ درجه سانتیگراد بوده و میکروبرشی شدن در شرایط شکننده و در دمای کمتر از ۲۵۰ درجه سانتیگراد رخ داده است.

۴- با توجه به مطالعات تجزیه نقطه‌ای انجام شده بر روی ۱۸ مقطع نازک- صیقلی (جمعاً ۴۸۰ نقطه) و بر اساس نتایج دماسنجی در سنگ‌های دگرگونی میزبان توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه، با استفاده از تک کانی‌های بیوتیت و هورنبلند و دما- فشارسنجی با استفاده از زوج کانی‌های گارنت- بیوتیت، هورنبلند- پلاژیوکلاز و گارنت- بیوتیت- پلاژیوکلاز، محدوده دماهای بین ۵۳۱ تا ۶۰۸ درجه سانتیگراد با میانگین فشار ۸ کیلوبار برای میکاشیست‌ها و گنیس‌ها و محدوده دماهای بین ۵۹۵ تا ۷۰۷ درجه سانتیگراد با میانگین فشار ۷ کیلوبار برای میگماتیت‌ها بدست آمده که با شرایط رخساره آمفیبولیت تا آمفیبولیت فوقانی مطابقت دارد. همچنین محدوده دماهای ۴۲۹ تا ۶۳۰ درجه سانتیگراد با میانگین فشار ۷ کیلوبار برای متابازیت‌ها بدست آمده که با شرایط رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت مطابقت دارد. این در حالیست که براساس دماسنجی با استفاده از روش تعیین دمای اشباعی از زیرکن، بالاترین دمای تشکیل برای ماگمای توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه، محدوده دمای ۷۱۷ تا ۷۹۴ درجه سانتیگراد محاسبه شده است. از سوی دیگر براساس نتایج دما- فشارسنجی با استفاده از تک کانی کلینوپیروکسن و فشارسنجی با استفاده از تک کانی آمفیبول، برای دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی، محدوده دماهای ۱۱۰۰ تا ۱۱۹۰ و فشارهای ۲ تا ۷ کیلوبار بدست آمده است

۵- بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی انجام شده بر روی ۳۲ نمونه از سنگ‌های منطقه بندهزارچاه، توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه، با دامنه تغییرات SiO_2 بین ۷۴ تا ۷۹ درصد سرشار از کوارتز، کالک آلکالن، پرآلومین و از نظر ترکیبی در محدوده گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت و آلکالی گرانیت قرار می‌گیرد. این سنگ‌ها دارای آنومالی منفی Ba, Sr, P, Ti, Nb و آنومالی مثبت K, Rb, Th, La و Ce بوده که نشاندهنده منشأ گرفتن گرانیت‌های مورد مطالعه از پوسته قاره‌ای است. با در نظر گرفتن کلیه ویژگی‌های سنگ‌های گرانیتی، می‌توان آنها را نوع S معرفی کرد که در طی فرایند ذوب‌بخشی یا آناتکسی سنگ‌های رسوبی (پلیت و گریوک) پوسته تشکیل شده‌اند. از سوی دیگر متابازیت از نظر ترکیبی در محدوده بازالت و آندزیت بازالتی قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها از P, Nb, Ti و Zr تهی‌شدگی

و از Pb و عناصر LILEs مانند U, Rb, Cs و Th غنی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از LILEs و تهی‌شدگی از HFSEs پیشنهاد می‌کند که این سنگ‌ها از یک گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم شده و در بالای یک زون فرورانش پوسته اقیانوسی منشاء گرفته‌اند. براساس شواهد صحرایی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی متابازیت‌ها، آنها دارای سنگ مادر آذرین هستند. دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک زیرین در گستره بازالت و آندزیت بازالتی قرار می‌گیرند. این دایک‌ها دارای ماهیت انتقالی تا آلکالن هستند. این سنگ‌ها دارای الگوهای غنی‌شده از عناصر حاکی کمیاب (LREE) $(La/Yb = 2.16 - 15.63)$ می‌باشند. غنی‌شدگی از عناصر U, Th, Rb, Pb (LILEs) و تهی‌شدگی از عناصر Nb, Ti, Zr و P (HFSEs) در آنها آشکار است و حاکی از اینستکه این سنگ‌ها از یک گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم شده و در بالای یک زون فرورانش پوسته اقیانوسی منشاء گرفته‌اند.

۶- نتایج سن‌سنجی U-Pb زیرکن، بر روی ۸ نمونه از سنگ‌های توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه و سنگ‌های میزبان شامل دو نمونه گرانیت، یک نمونه لوکوگرانیت، میکاشیست، گنیس، میگماتیت و دو نمونه متابازیت به ترتیب سن‌های سازگار ۵۲۹، ۵۵۳، ۵۴۰، ۵۵۵، ۵۳۱، ۵۴۰، ۵۸۲ و ۵۳۳ میلیون سال را نشان داده که معادل با اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین است (اواخر ادیاکارن - اوایل کامبرین). داده‌های سنی بدست آمده، دیگر نتایج سن‌سنجی‌های انجام شده در این منطقه و مناطق همجوار را مورد تأیید قرار می‌دهند.

۷- نتایج آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd انجام شده بر روی گنیس‌ها و میگماتیت‌های منطقه بندهزارچاه، به ترتیب نشان‌دهنده نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Initial) ۰/۷۰۷۵ و ۰/۷۰۸۱ و مقادیر $\epsilon Nd(550)$ ۲/۹۸- و ۵/۹۷- بوده و حاکی از منشاء پوسته‌ای و درگیر بودن پوسته در تشکیل این سنگ‌هاست. همچنین نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Initial) و مقادیر $\epsilon Nd(550)$ برای دو نمونه متابازیت‌ها به ترتیب بین ۷۰۶ و ۰/۷۰۵ و ۳/۵- و ۳/۶- بوده و نشان‌دهنده یک منشاء گوشته‌ای غنی‌شده و حاکی از آنستکه آنها احتمالاً از یک منبع گوشته‌ای لیتوسفری زیر قاره‌ای و یا گوشته متاسوماتیزم شده توسط رسوبات فرورانده شده منشاء گرفته‌اند. علاوه بر این نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Initial) و مقادیر $\epsilon Nd(150)$

برای چهار نمونه از دسته دایک‌های دیابازی به ترتیب بین ۰/۷۰۴ تا ۰۰/۷۰۷ و ۴/۶۶ تا ۶/۶۹ است بوده و نشان‌دهنده یک منشاء گوشته‌ای غنی‌شده و حاکی از منشأگیری آنها از گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای تحول یافته (به علت تاثیر سیالات حاصل از ورقه اقیانوسی فرورونده) همراه با آلودگی قابل توجه آنها در نتیجه هضم پوسته است.

۸- مطالعات پتروژنزی و تعیین محیط تکتونیکی تشکیل ماگما براساس ترکیب شیمی سنگ کل و فازهای کانیاپی، بیانگر تشکیل توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه در محیط‌های وابسته به کمان آتشفشانی قاره‌ای تا برخوردی است. علاوه بر این براساس داده‌های صحرایی و ژئوشیمیایی، متابازیت‌ها در یک محیط تکتونیک کششی پشت کمان تشکیل شده‌اند. همچنین ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها عمدتاً از اعماق حدود ۶۰ تا ۶۵ کیلومتری گوشته معادل فشارهای حدود ۲۰ کیلوبار، در محدوده فاقد گارنت و از ذوب بخشی بین ۱ تا ۵ درصدی یک منبع گوشته‌ای غنی شده اسپینل‌رزولیتی نشأت گرفته و در حین صعود به ترازهای بالاتر دچار آلودگی پوسته‌ای شده‌است. از سوی دیگر دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی در یک محیط پشت کمان ماگمایی شکل گرفته‌اند. ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها عمدتاً از اعماق حدود ۵۵ تا ۶۰ کیلومتری گوشته معادل فشارهای حدود ۲۰ کیلوبار، در محدوده فاقد گارنت و از ذوب بخشی بین ۵ تا ۱۰ درصدی یک منبع گوشته‌ای غنی شده اسپینل‌رزولیتی نشأت گرفته و در حین صعود به ترازهای بالاتر دچار آلودگی پوسته‌ای شده‌است

با توجه به مجموع داده‌های سنی و ژئوشیمیایی، توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه احتمالاً در یک جایگاه قوس قاره‌ای و در نتیجه فرورانش شیب‌دار لیتوسفر اقیانوسی پروتتیس به زیر حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا در ادیکاران- کامبرین تشکیل شده‌اند. با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی سنگ‌های میزبان دگرگونی (که عمدتاً شامل متاگرینوک، اسلیت، فیلیت، مرمر، میکاشیست، متابازیت و گنیس می‌باشند)، سنگ مادر آنها عمدتاً شامل ماسه‌سنگ، شیل، آهک و گابرو بوده و احتمالاً در یک محیط کم عمق شبیه به حوضه پشت کمان قاره‌ای در حاشیه فعال شمالی گندوانا تشکیل شده و سپس در نتیجه فرورانش شیب‌دار ورقه اقیانوسی پروتوتتیس به زیر حاشیه شمالی گندوانا، این سنگ‌ها متحمل

دگرگونی ناحیه‌ای شده‌اند و با بالارفتن درجه دگرگونی ذوب بخشی، توده‌گرانیتوئیدی بند هزارچاه در ادیکاران- کامبرین تشکیل شده‌است. این سناریو تکتونیکی با تشکیل دیگر سنگ‌های پی‌سنگ نئوپروتروزوئیک در ترکیه و اروپا نیز مشابه می‌باشد.

ب- پیشنهادات

- ۱- مطالعات میدانی و آزمایشگاهی به منظور بررسی رابطه بین ماگماتیسم منطقه با تکتونیک منطقه.
- ۲- مطالعات سن سنجی بر روی بیوتیت‌های موجود در گرانیت‌ها و گنیس‌ها به تفکیک اندازه.

فهرست منابع

- ابتهاج م، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه بند هزارچاه"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- اصغرزاده ز، (۱۳۹۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- افتخارنژاد ج، آقاناتی ا، خان ناظر ن.ه، (۱۳۷۱) "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم". سازمان زمین‌شناسی کشور.
- امین چراغ م، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- بلاغی اینانلو ز، (۱۳۹۳)، پایان نامه دکتری، "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب‌شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- پاشیر س و ترور، (۲۰۱۰)، مترجم محجل م، "میکروتکتونیک". انتشارات دانشگاه تهران. ۷۴۲ص.
- جمشیدی خ، (۱۳۸۶)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود
- چکنی مقدم م، (۱۳۹۱)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایک‌های مافیک قطع کننده مجموعه دگرگونی آذرین دلبر (شرق بیارجمند) بوسیله روش AMS و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آنها"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- حاج حسینی ع، (۱۳۸۲) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بسطام، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- حسینی ح، (۱۳۷۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند"، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران.
- حسینی ح، صادقیان م و قاسمی ح، (۱۳۹۲) "اهمیت کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به سن اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک در تعیین جایگاه چینه شناسی توده های گرانیتوئیدی بند هزار چاه بیارجمند " هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی.
- دادپور م، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل (شرق سهل) و اهمیت ژئودینامیکی آنها"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

- درخشی م، (۱۳۹۳)، پایان نامه دکتری، "پترولوژی، ژئوشیمی و الگوی ژئودینامیکی تشکیل مجموعه بازالتی سلطان میدان، شمال شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- رجب قیطانی ا، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "ژئوشیمی و پتروژنز توده گرانیتوئیدی هزاردره (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان.
- رحمتی ایلخچی، م (۱۳۸۲)، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه، سازمان زمین شناسی کشور.
- شهرابی م، (۱۳۶۹)، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان، سازمان زمین شناسی کشور.
- عابدی ز، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- عزیزی م، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ-های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- فتح‌علیان ن، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "ژئوشیمی گرانیتوئیدهای غرب بیارجمند و مقایسه آنها با گرانیتوئیدهای میامی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود.
- قاسمی ا، حاجی حسینی ا، (۱۳۸۴)، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایبی"، سازمان زمین شناسی کشور.
- قاسمی ح، (۱۳۷۸) "مبانی بافتها و ریزساختهای سنگ های دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه شاهرود. ص ۲۶۰.
- قاسمی ح، (۱۳۹۴) "پتروگرافی و پتروژنز سنگ های دگرگونی"، انتشارات دانشگاه شاهرود، ۵۶۲ص.
- قاسمی ح، آسیابانها ع، (۱۳۸۵)، "معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی"، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان. صفحات ۲۳۱ تا ۲۴۷.
- قاسمی ح و جمشیدی خ، (۱۳۹۰)، "زمین شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های بازیگ آلکالن در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی". مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال نوزدهم، شماره ۴، صفحات ۳۴۷ تا ۳۷۰.
- قاسمی ح، جمشیدی خ، (۱۳۹۲)، "بررسی خصوصیات ناحیه منشاء سنگ‌های آلکالن بازیگ قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی"، مجله زمین شناسی ایران، جهاد دانشگاهی.
- قاسمی ا، (۱۳۸۳) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایبی، سازمان زمین‌شناسی کشور
- کاظمی ک، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی جنوب کی‌کی، جنوب‌غرب بیارجمند"، دانشکده زمین، دانشگاه تهران.

- اکرمی م، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پتروژنز مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب شرق بیارجمند)"، دانشکده زمین-شناسی، دانشگاه شاهرود.
- مردانی م، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی‌رسوبی منطقه پهناوز، جنوب بیارجمند - شاهرود"، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه شاهرود.
- معین وزیریح و احمدی ع، (۱۳۸۳) "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران، ۵۴۴ص.
- ملک‌پور علمداری ا، (۱۳۸۴)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "مطالعه پتروفابریک و سن سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای درکوههای علاءالدین و ملحدو، جنوب‌شرق شاهرود"، دانشکده زمین، دانشگاه تهران.
- نبوی، م ح، (۱۳۵۵) "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ صفحه.
- نوایی ا، صالحی راد م و مجیدی ب، (۱۳۶۵)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- همام م، قاسمی ح و لنکرانی م، (۱۳۸۹)، "پترولوژی سنگهای دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه شاهرود، ص ۳۸۲.
- همّتی ع، (۱۳۹۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (غرب بیارجمند)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- هوشمندزاده ع، علوی نائینی م و حقی پور ع، (۱۳۵۷) "تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه تروود (از پرکامبرین تا عهد حاضر)"، سازمان زمین‌شناسی کشور، صفحه ۱۲۴.
- هوشمندزاده ع و علوی نائینی م، (۱۳۵۷)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود" سازمان زمین‌شناسی کشور.

- Abdel-Rahman A.M. (1994) "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous Magmas" **J. Petrol.**, 35, 525-541.
- Alavi M. (1991) "Tectonic map of the Middle East" Geological Survey of Iran, scale 1:5,000,000.
- Alavi M. (1996) "Tectono - stratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran" **J. Geodyn.**, 21, 1-33.
- Aldanmaz E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J.G. (2000) "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey" **J. Volcanol. and Geoth. Res.**, 102, 67-95.
- Ali K.A., Wilde S.A., Stern R.J., Moghazi A.M. and Ameen, S.M.M. (2013) "Hf isotopic composition of single zircons from Neoproterozoic arc volcanics and post-collision granites, Eastern Desert of Egypt, Implications for crustal growth and recycling in the Arabian–Nubian Shield" **Precambrian Res.**
- Allegre C. J. (2008) "Isotope Geology" Cambridge University Press, New York.
- Almeida M. E., Macambira M. J. B. and Oliveira E. C. (2007) "Geochemistry and zircon geochronology of the I-Type high K calc-alkaline and S-Type granitoid rocks from Southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana shield" **Precambrian Res.** 155, 69-97.
- Altherr R., Holl A., Henger E., Langer C. and Kreuzer H. (2000) "High potassium, calc alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany)" **Lithos**, 50, 51-73.
- Anders B., Reischmann T., Kostopoulos D., Lehnert O., Matukov D. and Sergeev S. (2007) "Zircon geochronology of basement rocks from the Pelagonian Zone, Greece: constraints on the pre-Alpine evolution of the westernmost Internal Hellenides" **Int. J. Earth Sci.**, 96, 639–661.
- Anderson D. 1. (1982) "Hotspots, polar wonder, Mesozoic convection and the geoid" **Nature**, 297, 391-93.
- Anderson J. L. (1996) "Status of thermobarometry in granitic batholiths" **Roy. Soc. Edinburgh**, 87, 125-138. [also published in GSA Special Paper 315]
- Anderson J. L. and Smith D. R. (1995) "The effect of temperature and oxygen fugacity on Al - in hornblende barometry" **Am. Mineral.**, 80, 549-559.

- Badr M.J., Collins A.S., Masoudi F., Cox G. and Mohajjel M. (2013) "The U–Pb age" **geochem.**
- Bagas L., Bierlein F. P., English L., Anderson J. A. C., Maidment D. and Huston D. L. (2008) "An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864 Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites-Tanami rogen,Western Australia" **Precambrian Res.**, 166, 168-184.
- Baker M.B. and Stolper E.M. (1994) "Determining the composition of highpressure mantle melts using diamond aggregates" **Geochim. Cosmochim. Ac.**, 58, 2811-2827.
- Balaghi Einaloo M., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H. and Mohajjel M. (2014) "Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran" **J. Asian Earth Sci.**, <http://dx.doi.org/1016/jseaes.2014.06.011>.
- Barker, A. J. (2004) "An introduction to metamorphic textures and microstructures" Publisher: 2th editions, Routledge, London.
- Batchelor R. A. and Bowden P. (1985) "Petrologic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters" **Chem. Geol.** 48, 43 - 55.
- Becke F. (1908) "Uber myrmekite" **Min. Pet. Mit.** 27, 377-390.
- Bell T.H. and Etheridge M.A. (1973) "Microstructure of mylonites and their descriptive terminology" **Lithos** 6, 337-348.
- Best G. (2003) "**Igneous and metamorphic petrology**" Blackwell Science Ltd a Blackwell Publishing company, pp.729.
- Bhatia M. R. and Crook K. A. W. (1986) "Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting of sedimentary basins" **Contrib. Mineral. Petrol.** 92, 181-193.
- Bhatia M. R. and Krocsh K. A. W. (1986) "Trace element characteristics of graywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 92, 181-193.
- Bhatia M. R. (1983) "Plate tectonic and geochemical composition of sandstones" **J. Geol.**, 91, 611-627.

- Bleeker W. and Ernst R. E. (2006) "Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: The key unlocking earth's paleogeographic record back to 2.6 Ga" In: Hanski E., Mertanen S., Rämö T., Vuollo J. "Dyke Swarms -Time Markers of Crustal Evolution" Taylor & Francis Group, London: 3-26
- Blundy J. D. and Holland T. J. B. (1990) "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 104, 208-224.
- Bonin B. (2007) "A type granites and related rocks: evolution of concept, problems and prospects" **Lithos**, xxx.
- Boynton W. V. (1984) "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies" In: Henderson P. "Rare Earth Element Geochemistry" **Elsevier**, 63-114.
- Bucher K. and Grapes R. (2011) "Petrogenesis of Metamorphic Rocks" Springer Heidelberg Dordrecht London New York.
- Buick I. S., Storkey A. and Williams I. S. (2008) "Timing relationships between pegmatite emplacement, metamorphism and deformation during the intra-plate Alice Springs Orogeny, central Australia" **J. Metamorph. Geol.**, 26, 915-936.
- Cawood P. A., Johnson M. R. W. and Nemchin A. A. (2007) "Early Palaeozoic orogenesis along the Indian margin of Gondwana. Tectonic response to Gondwana assembly" **Earth and Planet. Sc. Lett.**, 15, 70-84.
- Chappell B. W. and White A. J. R. (1974) "Two contrasting granite types" **Pac. Geol.**, 8, 173-174.
- Chen F., Siebel W., Satır M., Terzioğlu N. and Saka K. (2002) "Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the Istanbul zone" **Int. J. Earth Sci.**, 91, 469-481.
- Chen G. N. and Grapes R. (2007) "Granite Genesis: In-Situ Melting and Crustal Evolution" published by springer.
- Chen N. S., Sun M., You Z. D. and Malpas J. (1988) "Well preserved garnet growth zoning in granulite from the Dabie Mountains, central China" **J. Metamorphic Geol.**, 16, 213-222.
- Coban H. (2007) "Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia" **Earth Sci. Rev.**, 80, 219-238.
- Cox K. G., Bell J. D. and Pankhurst R. J. (1979) "**The interpretation of igneous rocks**" George Allen and Unwin, pp. 450.

- Crawford A. R. (1977) "A summary of isotopic age data for Iran, Pakistan and India"
In Livre a la Memoire de Albert F.de Lapparent. Memoire Hors-serie 8. **Soc. Geol. Fr.**, 251-260.
- Crowley Q., Key R. and Noble, S. (2014) "High-precision U–Pb dating of complex zircon from the Lewisian Gneiss Complex of Scotland using an incremental CA-ID-TIMS approach" **Gondwana Res.**, doi:10.1016/j.gr.2014.04.001.
- Dal Agnol R. and Carvalho D. O. (2007) "Oxidized, magnetic-series rapakivi-type granites of Carajas, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites" **Lithos**, 95, 215-233.
- Dannat C. (1997) "Geochemie, geochronologie und Nd–Sm Isotopie der granitoiden Kerngneiss des Menderes Massivs, SW-Turkey" PhD Thesis Johannes Gutenberg Universitat, Mainz, pp.127.
- De La Roche H. (1980) "A Classification of volcanic and plutonic rocks and association" **Earth Sci.**, 73, 135-149.
- Deer W. A., Howie R. A. and Zussman J. (1992) "**An introduction to the rock forming minerals**" Longman Ltd, pp. 528.
- Dora O. O., Candan O., Kaya O. and Koralay E. (2002) "Tectonic setting, metamorphism and revision of the origin of the leptite–gneisses of the Menderes Massif. The Scientific and Research Council of Turkey (TUBITAK) Project Report, No: YDABC, AG-554, 165 pp. (in Turkish with English abstract) basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the İstanbul zone. **Int. J. Earth Sci.**, 91, 469-481.
- Droop G. T. R. (1987) "A general equation for estimating Fe³⁺ concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria" **Mineral. Mag.**, 51, 431-435.
- Eggleton R.A. and Buseck P.R. (1980) "The orthoclase–microcline inversion: a high-resolution TEM study and strain analysis" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 74, 123-133.
- Fazlnia A., Schenk V., Straaten F. and Mirmohammadi M., (2009) "Petrology, geochemistry and geochronology of trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran. **Lithos**, 112, 413-433.
- Ferry J. M. and Spear F. S. (1978) "Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 66, 113-117.

- Ferry J. M. (1994) "A historical review of metamorphic fluid flow" **Geophys. Res.**, 99, 15487-15498.
- Finch R. J. and Hanchar J. M. (2003) "Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals" **Rev. Mineral. Geochem.**, 53, 1-25.
- Fitz Gerald J. D. and Stünitz H. (1993) "Deformation of granitoids at low metamorphic grade I. Reaction and grain size reduction" **Tectonophysics**, 221, 269-297.
- Fleche M. R., Camire G. and Jenner G.A. (1998) "Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen Islands, Que´bec, Canada" **J. Chem. Geol.**, 148, 115-136.
- Floyd P. A., Shail R., Leveridge B. E. and Franke W. (1991) "Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination" *Developments in Sedimentary Provenance* (Morton A. C., Todd S. P. and Haughton P. D. W.), **Geol. Soc. London Spec. Publ**, 57, 173-188.
- Frost C. D., Frost B. R. (2014) "**Essentials of igneous and metamorphic petrology**" Cambridge University Press, University of Cambridge.
- Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Fllis D. J. and Frost C. D. (2001) "Geochemical Classification for Granitic Rocks" **J. Petrol.**, 42, 2033-2048.
- Furman T. (2007) "Geochemistry of East African Rift basalts: An overview, **J. Afr. Earth Sci.**, 48, 147-160.
- Gessner K., Collins A. S., Ring U. and Gungor T. (2004) "Structural and thermal history of poly-orogenic basement: U-Pb geochronology of granitoid rocks in the southern Menderes Massif, western Turkey" **J. Geol. Soc. London** 161, 93–101.
- Golonka J. (2004) "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic" **Tectonophysics** 381, 235- 273.
- Graf J., Bernoulli D., Burg J. P., Ivanov Z. and von Quadt, A. (1998) "**Geochemistry and geochronology of igneous rocks of the central Serbo-Macedonian Massif (Western Bulgaria)**" Abstracts Carpathian–Balkan Geological Association XVI Congress Geological Survey of Austria, Vienna 191.
- Gürsu S. and Göncüoğlu M. C. (2005) "Early Cambrian back-arc volcanism in the western Taurides, Turkey: implications for rifting along the northern Gondwana margin" **Geol. Mag.**, 142, 617-631

- Gürsu S. and Göncüoğlu M. C. (2006) "Petrogenesis and tectonic setting of Cadomian felsic igneous rocks, Sandıklı area of the western Taurides, Turkey" **Int. J. Earth Sci.** 95, 741-757
- Hammarstrom J. M. and Zen E. A. (1986) "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer" **Am. Mineral.**, 71, 1297-1313.
- Hanmer S. and Passchier C. W. (1991) "Shear sense indicators: a review" **Geol. Surv. Can.**, 90, 1-71.
- Hanski E., Mertanen S., Ramo T. and Vuollo J. (2006) "**Dyke swarms: Time markers of crustal evolution**" Taylor & Francis Group, London: 3–26.
- Harker A. (1909) "**The natural history of igneous rocks**" Methuen and co. London.
- Hart S. R. (1984) "The DUPAL anomaly: A large-scale isotopic anomaly in the southern hemispheres" **Nature**, 309, 753-756.
- Hart S. R., Hauri E. H., Oschmann L. A. and Whitehead J. A. (1992) "Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence" **Science**, 256, 517-520.
- Hassanzadeh J., Stockli D., Horton B., Axen G., Stockli L., Grove M., Shmitt A. and Walker D. (2008) "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic –Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement" **Tectonophysics**, 451, 71- 96.
- Hawkins J. W. (1994) "Petrologic synthesis: Lau Basin transect, Proceedings ODP" **Sci Results**, 135, 879-905.
- Henry D. J., Charles V. G. and Jennifer A. T. (2005) "The Ti- saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti–substitution mechanisms" **Am. Mineral.**, 90, 316-328.
- Herron M. M. (1988) "Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data" **J. Sed. Petrol.**, 58, 820-829.
- Hinchey A. M. and Carr S. D. (2006) "The S-type Ladybird leucogranite suite of southeastern British Columbia: geochemical and isotopic evidence for a genetic link with migmatite formation in the North American basement gneisses of the Monashee complex" **Lithos**, 90, 223-248.
- Hinthorne J. R., Andersen C. A., Conrad R. L. and Lovering J. F. (1979) "Single grain $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and U/Pb age determinations with a 10 μm spatial resolution using the ion microprobe mass analyser (IMMA)" **Chem. Geol.**, 25, 271-303.

- Hirth G. and Tullis, J. (1992) "Dislocation creep regimes in quartz aggregates" **J. Struct. Geol.**, 14, 145-159.
- Hobbs B. E., Means W. D. and Williams P.F. (1976) "**An outline of structural geology**" Wiley, New York.
- Hodges K. V. and Spear F. S. (1982) "Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire, **Am. Mineral.**, 67, 1118-1134.
- Hofmann A. W. and White W. M. (1982) "Mantle plumes from ancient oceanic crust" **Earth Planet. Sci. Lett.**, 57, 421-36.
- Hoisch T. D. (1990) "Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 104, 225-234.
- Hoisch T. D. (1991) "Equilibria within the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + garnet + plagioclase and implications for the mixing properties of octahedrally-coordinated cations in muscovite and biotite" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 108, 43-54.
- Holland T. and Blundy J. (1994) "Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 116, 433-47.
- Hollister L. S., Grissom G. e., Peters E. K., Stowell H. H. and Sisson V. R. (1987) "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons" **Am. Mineral.**, 72, 231-239.
- Holzer H. F. (1970) "**Geological reconnaissance in the Torud-Satveh-Baghrou Area**" G.S.I. inter report.
- Hsieh P. S., Chen C. H., Yang, H. J. and Lee, C. Y. (2008) "Petrogenesis of the Nanling Mountains granites from South China: constraints from systematic apatite geochemistry and whole-rock geochemical and Sr-Nd isotope compositions" **J. Asian Earth Sci.**, 33, 428-451.
- Ikeda Y., Stern R. J., Kagami H. and Sun C. H. (2000) "Pb, Nd, and Sr isotopic constraints on the origin of Miocene basaltic rocks from northeast Hokkaido, Japan: Implications for opening of the Kurile back-arc basin" **The Island Arc**, 9, 161-172.
- 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.

- Ishikava Y., Sawaguchi T., Yavaga S. and Horiuchi M. (1976) "De lineation of prospecting targets for kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dasite and alteration haloes" **Chem. Geol.**, 211, 47-69.
- Jamshidi Badr M., Collins A.S., Masoudi F., Cox, G. and Mohajjel M. (2013) "The U–Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran" **Turk. J. Earth Sci.**, 22, 1-31.
- Johannes W., Ehlers C., Kriegsman L. and Mengel K. (2003) "The link between migmatites and S-type granites in the Turku area, southern Finland" **Lithos**, 68, 69-90.
- Johnson C. L. (2004) "Polyphase euolution of the East Gobi basin: sedimentary and structural records of Mesozoic-Cenozoic intraplate deformation in Mongolia" **Bas. Research.**, 16, 79-99.
- Johnson M. e. and Rutherford M. J. (1989) "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California)" **Geol.**, 17, 837-841.
- Kelley K. A., Plank T., Grove T. L., Stople E. M., Newman S. and Hauri E. (2006) "Mantle melting as a function of water content beneath back-arc basins" **J.Geophys. Res.**, 111, doi:10.1029/2005JB003732
- Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M. and Rahimpour-Bonab H. (2007) "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran" **J. Asian Earth Sci.**, 29, 859-877.
- Khan M. A., Stern R. J., Gribble R. F., Windley B.F. (1997) "Geochemical and isotopic constraints on subduction polarity, magma sources, and palaeogeography of the Kohistanintra-oceanic arc, northern Pakistan Himalaya" **J. Geol. Soc. London**, 154, 935-946.
- Kooijman E. Berndt J. and Mezger K. (2011) "U-Pb dating of zircon by laser ablation ICP-MS: recent improvements and new insights" **Eur. J. Mineral.**, 24, 5-21.
- Kounov A., Graf J., Quadt A. V., Bernoulli D., Burg J. P., Seward D., Ivanov Z. and Fanning M. (2012) "Evidence for a "Cadomian" ophiolite and magmatic-arc complex in SW Bulgaria" **Precambrian Res.**, 212, 275-295.
- Kürkcüoğlu K., Furman T. and Hanan B. (2008) "Geochemistry of post-collisional mafic lavas from the North Anatolian Fault zone, Northwestern Turkey" **Lithos**, 101, 416-434.

- Kusky T.M., Bradley D., Donley D.T., Rowley D. and Haeussler P. J. (2003) "Controls on intrusion of near trench magmas of the Sanak-Baranof Belt, Alaska, during Paleogene ridge subduction, and consequences for forearc evolution" In: Sisson, V.E., Roeske, S.M., Pavlis, T.L. (Eds.), *Geology of a Transpressional Orogen Developed During Ridge–Trench Interaction Along the North Pacific Margin*. **Geol. S. Am. S.**, 371, 269-292.
- La Fleche M. R. Duphy M. R. and Bougault H. (1992) "Geochemistry and petrogenesis of mafic volcanic rocks from the southern Abitib belt, Quebec" **Precambrian Res.**, 57, 207-241.
- Le Bas M. J. Le Maitre R. W. Streckeisen A. and Zanettin B. (1986) "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram" **J. Petrol.**, 27, 745-750.
- Le Maitre R. W. (1976) "Some Problems of the Projection of Chemical Data into Mineralogical Classifications" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 56, 181-189.
- Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C. Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) "Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names" **Am. Mineral.**, 82, 1019-1037.
- Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D. and Marchal M. (1982) "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series" **Earth Planet. Sci. Lett.**, 59, 139-154
- Li C., Li X., Li Q., Guo J., Li X., Feng L. and Chu Z. (2012b) "Simultaneous determination of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios and Sm-Nd contents from the same filament loaded with purified Sm-Nd aliquot from geological samples by isotope dilution thermal ionization mass spectrometry" **Anal. Chem.**, 84, 6040-6047.
- Li C. F., Li X. H., Li Q. L., Guo J. H., Li X. H. and Yang Y. H. (2012a) "Rapid and precise determination of Sr and Nd isotopic ratios in geological samples from the same filament loading by thermal ionization mass spectrometry employing a single-step separation scheme" **Anal. Chim. Acta.**, 727, 54-60.

- Li L., Lin S., Xin G., Davis D. W., Davis W. J., Xiao W. and Yin, C.(2013) “Geochronology and geochemistry of volcanic rocks from the Shaojiwa Formation and Xingzi Group, Lushan area, SE China: Implications for Neoproterozoic back-arc basin in the Yangtze Block” **Precambrian Res.**, 238, 1- 17.
- Linnemann U., Gerdes A., Hofmann M. and Marko, L. (2014) “The Cadomian Orogen: Neoproterozoic to Early Cambrian crustal growth and orogenic zoning along the periphery of the West African Craton-Constraints from U-Pb zircon ages and Hf isotopes(Schwarzburg Antiform, Germany)” **Precambrian Res.**, 244, 236-278.
- Loos S. and Reischmann T. (1999) “The evolution of the southern Menderes Massif in SW Turkey as revealed by zircon dating” **J.Geol. Soc. London**, 156, 1021-1030.
- Lugmair G. W. and Marti K. (1978) “Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle” **Earth Planet. Sci. Lett.**, 39, 349-357.
- Martinez F., Okino K., Ohara Y. and Goffredi S. H. (2007) “Back-Arc Basins” **J. Oceanogr.**, 20, 1-12
- Masoudi F., Mehrabi B. and Mahmoudi S. h. (2006) “Garnet (almandine-spessartine) growth zoning and its application to constrain metamorphic history in Dehsalm Complex, NE Iran” **Journal of Science, Islamic Republic of Iran**, 17, 235-244.
- Menzies M. A. (1983) “**Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity**” In Continental Basalts and Mantle Xenoliths, cd. C. J.Hawkesworth, M. J. Norry, pp. 92-110. Cheshire, Engl: Shiva., pp 272.
- Meschede M. (1986) “A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. **Chem. Geology.**, 56, 207-218.
- Middlemost E. A. K. (1994) “**Naming materials in the magma/ igneous rock system**” Longman Group U. K., pp 73-86.
- Middlemost E. A. K. (1985) “**Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology**” Longman Group U. K., pp 73-86.
- Misra S. N. (1971) “Chemical distinction of high-grade ortho- and para-metabasites” **Norsk Geol. Tidsskr.**, 51, 311-316.
- Miyashiro A. (1994) “**Metamorphic petrology**” Oxford University Press, Oxford, U. K.

- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K. and Gottardi G. (1988) "Nomenclature of pyroxenes" **Am. Mineral.**, 73, 1123-1133.
- Mshiu E. and Maboko M. A. H. (2012) "Geochemistry and petrogenesis of the late Archaean high-K granites in the southern Musoma-Mara Greenstone Belt: Their influence in evolution of Archaean Tanzania Craton" **J. African Earth Sci.**, 66, 1-12.
- Murphy J. B., Eguiluz L. and Zulauf G. (2002) "Cadomian Orogens, peri-Gondwanan correlatives and Laurentia–Baltica connections" **Tectonophysics**, 352, 1-9.
- Mushkin A., Navon O., Halicz L., Hartmann G. and Stein M., (2003) "The petrogenesis of A type magmas from the Amram massif, Southern Israel" **J. Petrol.**, 44, 815–832.
- Nadimi, A. (2007) "Evolution of the central Iranian basement" **Gondwana Res.**, 12, 324-333.
- Nagudi N. O., K oberl C. H. and Kurat G. (2003) "Petrography and geochemistry of The Syenogranite, Uganda and implications for its origine" **J.African earth Sci.**, 35, 51-59.
- Nakamura N. (1974) "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites" **Geochim. Cosmochim. Ac.**, 38, 757-775.
- Nance R. D. and Murphy J. B. (1994) "Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens; example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt" **Geology**. 22, 617-620.
- Neubauer F., (2002) "Evolution of late Neoproterozoic to early Paleozoic tectonic elements in Central and Southeast European Alpine mountain belts: review and synthesis" **Tectonophysics**, 352, 87-103.
- Otten, M.T. (1984) "The origin of brown hornblende in the Artssjället gabbros and dolerites" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 86, 189-99.
- Passchier C. W. and Trouw R. A. J. (1996) "**Microtectonics**" springer, New York.
- PatiñoDouce A. E. (1999) "What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?" **Geol. Soc. London Spec. Publ.**, 168, 55-75.
- Pearce J. A., Harris B. W. and Tindle A. G. (1984) "Trace element of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks" **J. Petro.**, 25, 956-983.

- Peccerillo R. and Taylor S. R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 58, 63-81.
- Peng P. (2010) "Reconstruction and interpretation of giant mafic dyke swarms: a case study of 1.78 Ga magmatism in the North China craton" **Geol. Soc. London Spec. Publ.**, 338, 163-178.
- Perchuk L. L., Aranovich L. Ya., Podlesskii K. K., Lavrent'eva I. V., Gerasimov V. Y., Fed'kin V. V., Kitsul V. I., Karsakov L. P. and Berdnikov N. V. (1985) "Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR" **J. Metamorph. Geol.**, 3, 265-310.
- Pettijohn F. J., Potter P. E. and Siever R. (1972) "**Sand and sandstone**" Springer-Verlag, New York, pp 618.
- Pigage L. C. (1982) "Linear regression analysis of sillimanite-forming reactions at Azure Lake, British Columbia" **Can. Mineral.**, 20, 349-378.
- Pitcher W. S. (1983) "**Granite type and tectonic environment**" In: Hsu K. J. "Mountain Building Processes" Academic Press. London.
- Putirka K. (2008) "Thermometers and Barometers for Volcanic Systems" **Rev. Mineral. Geochem.**, 69, 61-120.
- Putirka K., Johnson M., Kinzler R. and Walker D. (1996) "Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 123, 92-108.
- Putirka K., Ryerson F. J. and Mikaelian H. (2003) "New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria" **Am. Mineral.**, 88, 1542-1554.
- Rahmati-Ilkhchi M., Faryad S.W., Holub F. V., Košler J. and Frank W. (2011) "Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh Metamorphic Complex (central Iran)" **Int. J. Earth. Sci.**, 100, 45-062.
- Rahmati-Ilkhchi M., Jerabek P., Faryad S. W. and Koyi H. A. (2010) "Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotor Kuh Metamorphic complex, Great Kavir Block, NE Iran" **Tectonophysics**, 494, 101-117.
- Rameshwar Rao D. and Hakim R. (2006) "Signatures of rift environment in the production of garnet-amphibolites and eclogites from Tso-Morari region, Ladakh, India: A geochemical study" **Gondwana Res.**, 9, 512-523.

- Ramezani J. and Tucker R. D. (2003) "The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics" **Am. J. Sci.**, 303, 622-665.
- Ree J. H., Kim H. S., Han R. and Jung H. (2005) "Grain size reduction of feldspars by fracturing and neocrystallization in low grade mylonite and its rheological effect" **Tectonophysics**, 407, 227-237.
- Rollinson H. (1993) "**Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**" Longman, Essex, pp 325.
- Roser B. P. and Korsch R. J. (1986) "Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio" **J. Geol.**, 94, 5, 635-650.
- Rubatto D. (2002) "Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism" **Chem. Geol.**, 184, 123-138.
- Rubio-Ordóñez A., Gutiérrez-Alonso G., Valverde-Vaquero P., Cuesta A., Gallastegui G., Gerdes A. and Cárdenes V. (2013) "Arc-related Ediacaran magmatism along the northern margin of Gondwana: Geochronology and isotopic geochemistry from northern Iberia. **Gondwana Res.**, (In press) DOI: 10.1016/j.gr.2013.09.016
- Şahin S.Y., Aysal N., Güngör Y., Peytcheva I., Neubauer F. (2013) "Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of metagranites in Istranca (Strandja) Zone, NW Pontides, Turkey: Implications for the geodynamic evolution of Cadomian orogeny" **Gondwana Res.**, (In press) DOI: 10.1016/j.gr.2013.07.011.
- Saki A. (2010) "Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks" **Gondwana Res.**, 17, 704-714.
- Saunders A. D. and Tarney J. (1984) "Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basin In: Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentation and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basin, edited by Kokelaar B. P. and Howells M. F." **Geol. Soc. Spec. Pub.**, 16, 59-76.
- Sawyer E. W. and Brown M. (2008) "**Working with migmatites**" Short Course Series, (38), Series editor, Robert Raeside, Mineralogical Association of Canada, Quebec City, Quebec, pp168.
- Schandl E. S. and Gorton M. P. (2002) "Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments" **Econ. Geol.**, 97, 629 - 642.

- Schmidt, M.W., (1992) "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 110, 304-310.
- Shafaii Moghadam H., Khademi M., Hu H., Stern R. J., Santos J. F., Wu Y. (2013) "Cadomian (Ediacaran Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand Metamorphic Complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana" **Gondwana Res.** <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.014>.
- Shafaii Moghadama H., Li X. H., Ling X. X., Stern R. J., Santos J. F., Meinhold G., Ghorbani G. and Shahabi S. (2015) "Petrogenesis and tectonic implications of Late Carboniferous A-type granites and gabbro-norites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints" **Lithos**, 212-215, 266-279
- Shand S. J. (1943) "**Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to deposits**" Thomas Murby and co, London pp488.
- Shelly D. (1993) "**Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations**" Chapman & Hall, London, pp405.
- 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: asthenosphere mantle upwelling during back-arc basin opening" **Lithos**, 86, 1-33.
- Simpson C. (1985) "Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition" **J. Struct. Geol.**, 7, 503-511.
- Soesoo A. (1997) "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations" **Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)**, 119, 55-60.
- Spear F. S. and Peacock S. M. (1989) "**Metamorphic Pressure- Temperature- Time Paths**" Short Course in Geology, American Geophysical Union, Washington, D. C.
- Spear F. S., Selverstone J., Hickmott D., Crowley P. and Hoges K. V. (1984) "P-T Paths from garnet zoning: a new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes" **Geology**, 12, 87-90.
- Spear F. S. (1993) "**Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths**" Mineral. Soc. Amer. Mono-graph 1. MSA, Washington, D.C.

- Spear F.S. (1991) "On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling" **J. Metamorph. Geol.**, 9, 379-388.
- Stampfli G. M. and Borel G. D. (2002) "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones" **Earth Planet. Sci. Lett.**, 196, 17-33.
- Steiger R. H. and Jaeger E. (1977) "Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology" **Earth Planet. Sci. Lett.**, 36, 359-362.
- Stein E. and Dietl C. (2001) "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald" **Mineral. Petrol.**, 72, 185-207.
- Stockli D. F., Hassanzadeh J., Stockli L. D., Axen G., Walker J.D. and Dewane, T.J. (2004) "Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intra-arc low-angle detachment faulting in the Takab–Zanjan area, NW Iran. Abstracts with programs" **Geol. Soc. Am.**, 36, 319
- Stöcklin J., (1968) "Structural history and tectonics of Iran: a review" **Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.**, 52, 1229-1258.
- Sun S. S. and McDonough, W. F. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes" **Geol. Soc. London Spec. Publ.**, 42, 313-345.
- Sylvester P. J. (1998) "Post collisional strongly peraluminous granites" **Lithos** 45, 29-44.
- Tartese R. and Boulvais P. H. (2010) "Differentiation of peraluminous leucogranites "en route" to the surface" **Lithos**, 114, 353-368.
- Taylor B. and Martinez F. (2003) "Back-arc basin systematics" **J. Earth Planet. Sci. Lett.**, 210, 481-497.
- Taylor S. R. and McLennan S. M. (1981) "The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks" **Phil. Trans. R. Soc.**, A301, 381-399.
- Tchameni R., Pouclet A., Penaye J., Ganwa A. A and Toteu S. F. (2007) "Petrography and geochemistry of Ngaoundere Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting" **J. Afr. Earth sci.**, 44, 511-529.

- Tian L., Castillo P. L., Hawkins J. W., Hilton D. L., Hanan, B. B. and Pietruszka A. J. (2008) “Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of lavas from the Central Lau Basin: Implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle” **J. Volcanol. Geotherm. Res.**, 178, 657-670.
- Tribe I. R. and D'Lemos R. S. (1996) “Significant of a hiatus in down temperature fabric development within syn-tectonic quartz diorite complex, Channel Islands, Uk., **J. Geol. Soc. Lond.**, 153, 127-38.
- Trouw R. A. J., Passchier C. W. and Wiersma D. J. (2010) “**Atlas of Mylonites and and Related Microstructures**” Springer, Berlin, Germany, 322pp.
- Tsurumi J., Hosonuma H. and Kanagawa K. (2003) “Strain localization due to a positive feedback of deformation and myrmekite-forming reaction in granite and aplite mylonites along the Hatagawa Shear Zone of NE Japan” **J. Struct. Geol.**, 25, 557-574.
- Tullis J. (1983) “Deformation of feldspars” In: Ribbe P. H. (Ed) “Feldspar mineralogy” **Mineral. Soc. Am. Rev. Mineral.**, 2, 297-323.
- Ustaömer P. A., Mundil R. and Renne, P. R. (2005) “U/Pb and Pb/Pb zircon ages for arc-related intrusions of the Bolu Massif (W Pontides, NW Turkey): evidence for Late Precambrian (Cadomian) age” **Terra Nova**, 17, 215-223.
- Ustaömer P. A., Ustaömer T., Collins A. S. and Robertson A. H. F. (2009) “Cadomian (Ediacaran– Cambrian) arc magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey: magmatism along the developing northern margin of Gondwana” **Tectonophysics**, 473, 99-112.
- Ustaömer P. A., Ustaömer T., Gerdes A., Robertson A. H. F. and Collins A. S. (2012) “Evidence of Precambrian sedimentation/magmatism and Cambrian metamorphism in the Bitlis Massif, SE Turkey utilising whole-rock geochemistry and U–Pb LAICP-MS zircon dating” **Gondwana Res.**, 21, 1001-1018.
- Verdel C., Wernicke B. P., Ramezani J., Hassanzadeh J., Renne P. R. and Spell T. L. (2007) “Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran” **Geol. Soc. Am. Bull.**, 119, 961-977.
- Villaseca C. Barbero L. and Herreros V. (1988) “Areexamination of the typology of peraluminous granite types in intra continental belt” **Trans. R. Soc. Edinb.: Earth Sci.**, 89, 113-119.

- Voll G. (1976) "Recrystallization of quartz, bitite and feldspar from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss, Alps, and its geological significants" **Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.**, 56, 641-647.
- Wasserburg G. J. and DePaolo D. J. (1979) "Models of Earth structure inferred from neodymium and strontium isotopic abundances" **Proc. Natl. Acad. Sci.**, USA 76, 3594-3598.
- Watson E. B. and Harrison, T. M. (1982) "Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types" **Earth Planet Sci. Lett.**, 64, 295-304.
- Werner C. D. (1987) "Saxonian granulites-igneous or lithogenous: a contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high grade metamorphic complexes" In: Gerstenberger H. (Eds.) "Contributions to the geology of the Saxonian granulite massif (Sachsisches Granulitgebirge)" **Zfl – Mitt.**, 133, 221-250.
- Whalen J. B. and Currie K. L. B. W. (1987) "A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 95, 407-419.
- White A. J. R. (1979) "**Sources of granite magmas**" Geological Society of America, Abstracts with Programs 11, pp539.
- White S. H., Burrows S. E., Carreras J., Shaw N. D and Humphreys F. J. (1980) "On mylonites in ductile shear zone" **J. struct. Geol.**, 2, 175-178.
- Wilkinson J. F. G. (1982) "The genesis of mid ocean –ridge basalt" **Earth Sci. Rev.**, 18, 1-57.
- Williams I. S. (1998) "U-Th-Pb geochronology by ion microprobe" In: McKibben, M. A., Shanks W. C., Ridley W. I. (Eds.) "Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes" **Rev. Eco. Geol.**, 7, 1-35.
- Williams M. L. and Grambling J. A. (1990) "Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite" **Am. Mineral.**, 75, 886-908.
- Winchester J. A. and Floyd P. A. (1976) "Geological magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks" **Earth and Planet. Sci.**, 28, 459-469.
- Winter J. D. (2001) "**An introduction to igneous and metamorphic petrology**" Prentice Hall, New Jersey.

- Wirth R. and Voll J. (1987) "Cellular intergrowth between quartz and sodium-rich plagioclase (Myrmekite-an analogue of discontinuous precipitation in metal alloys)" **J. mater. Sci.**, 22, 1913-18.
- Wood D. A. (1980) "The application of the Th-Hf-Ta diagram the magmatic classification and the establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the british tertiary volcanic province" **J. Earth Planet. Sci. Lett.**, 50, 11-30.
- Wu C., Zhang J. and Ren L. (2004) "Empirical Garnet-Biotite-Plagioclase-Quartz (GBPQ) geobarometry in medium to high-grade metapelites" **J. Petrol.**, 45, 1907-1921.
- Wu Y. B., Zheng Y. F. (2004) "Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age" **Chin. Sci. Bull.**, 49, 1554-1569.
- Wu Y. B., Zheng Y. F., Zhang S. B. Zhao Z. F., Wu F. Y. and Liu X. M. (2007) "Zircon U-Pb ages and Hf isotope compositions of migmatite from the North Dabie terrane in China: constraints on partial melting" **J. Metamorph. Geol.**, 25, 991-1009.
- Yardley B. W. D. (1977) "An empirical study of diffusion in garnet" **Am. Mineral.**, 62, 793-800.
- Yardley , B. W. D. (1989) "**An introduction to metamorphic petrology**" Longman, Essex, UK.
- Yuguchi T. and NishiyamaT. (2008) "The mechanism of myrmekite formation deduced from steady-diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan" **Lithos**, 106, 237-260.
- Zhao J. H. and Zhou M. F. (2007) "Geochemistry of Neoproterozoic Mafic Intrusions in the Panzhihua District (Sichuan Province, SW China): Implications for Subduction-Related Metasomatism in the Upper Mantle" **Precambrian Res.**, 152, 27-47.
- Zhao J. H., Zhou M. F. and Jian-Ping Zh. (2010) "Metasomatic mantle source and crustal contamination for the formation of the Neoproterozoic mafic dike swarm in the northern Yangtze Block, South China" **Lithos**, 115, 177-189.
- Zindler A. and Hart S. (1986) "Annual Review of Earth and Planetary Sciences" **Chem. Geodynamic.**, 14, 493-571.

Abstract

Band-e-Hezarchah granitoids (BHG) located in the northern margin of the central Iran structural zone and 100 Km SE Shahrood city. The BHG intruded in late Neoproterozoic metamorphic rocks and covered by the late Triassic -lower Jurassic sedimentary sequences. Neoproterozoic metamorphic host rocks consist of slate, phyllite, metagraywacke, marble, metabasites, mica schist, gneiss and garnet-bearing gneiss. The BHG mainly include granite, alkali feldspar granite and leucogranite. The BHG and its host metamorphic rocks are crosscut by middle Jurassic diabase dyke swarms. These dikes don't cut younger rocks such as lower Cretaceous (Neocomian) limestones and Eocene volcano-sedimentary rocks. Based on the results of thermobarometry on mica schists, gneisses and migmatites, they show temperatures of 531 to 707 °C with average pressure 8Kb. The metabasites show temperatures of 429 to 630°C with average pressure 7Kb too. These temperatures and pressures suggest T-P conditions equal to amphibolite and amphibolite to green schist facies respectively. Thermobarometry study on diabase dike swarms indicate that they crystallized dominantly at pressures of 2 to 7 Kb and temperatures of 1100 to 1190 °C. The BHG has calc-alkaline and peraluminous signature. U-Pb zircon dating on 3 sample of the BHG granites yield $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ crystallization ages of 529,540 and 553 Ma (Ediacaran-early Cambrian). U-Pb zircon dating on 3 sample of mica schists, gneisses and migmatites yield $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ages of 555, 531 and 540 Ma respectively. U-Pb zircon dating on 2 sample of the BHG metabasites yield $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ages of 533 and 582 Ma. The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and ϵNd (550) values for metabasites are change from 0.705 to 0.706 and -3.5 to -3.6 respectively. Sr-Nd isotope composition of metabasites indicates that these rocks were derived from a subcontinental lithospheric mantle source. The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and ϵNd (550) values for gneisses and migmatites are change from 0.7075 to 0.7081 and -2.98 to -5.97 respectively. Sr-Nd isotope composition of these rocks indicates that these rocks were derived from a crust source. The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and ϵNd (150) values for diabase dykes are change from 0.704 to 0.707 and 4.66 to 6.69. Sr-Nd isotope composition of metabasites indicates that these rocks were derived from a subcontinental lithospheric mantle source. Field and geochemical evidences show the BHG is a S-type granite and its magma seem to have originated from melting metapelitic and metagraywacke metamorphic rocks in the active continental marginal above a subduction zone. These rocks are thought to be formed in a continental arc setting, related to the oblique subduction of Proto-Tethys oceanic lithosphere beneath the northern margin of Gondwanan supercontinent during Ediacaran- early Cambrian time. The metabasites have calc-alkaline signature and their magmas seem to have originated from a mantle wedge above a subduction zone. These rocks are thought to be formed in a continental back arc setting, related to the oblique subduction of Proto-Tethys oceanic lithosphere beneath the northern margin of Gondwanan supercontinent during Ediacaran-Cambrian time. Based on geochemical characteristics, Diabase dykes have alkaline to sub alkaline nature. These rocks have formed in an initial back arc basin setting related to subduction of Neo-Tethys oceanic lithosphere beneath the Central Iran microcontinent during Middle Jurassic.

Key Words: Band-e-Hezarchah granitoids, U-Pb dating, metabasites, diabase dyke swarms.



**University of Shahrood
Faculty of Earth Sciences**

**Petrology, geochemistry and geochronology of Band-e-Hezar
Chah granitoid pluton of Biyarjomand (SE of Shahrood)**

Seyed Hossein Hosseini

Supervisor:

Mahmoud Sadeghian

Advisor:

Habibollah Ghasemi

September 2015