

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

بسمه تعالی
وزارت علوم، تحقیقات و فناوری
دانشگاه پیام نور
(طرح پژوهشی در قالب اعتبار گرانت)

کاربرد شیمی کانی‌ها در تعیین شرایط تشکیل گرانیت اسماعیل آباد در منطقه

پژوهشگر:
خدیدجه خلیلی

مربی گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور (مرکز بروجن)

همکار طرح:
دکتر نرگس نصوحیان

خاتمه طرح: تیرماه ۹۷

این طرح با بهره‌گیری از اعتبارات ویژه پژوهشی دانشگاه پیام نور در قالب اعتبار گرانت تهیه شده است
لذا کلیه حقوق و مزایای معنوی آن متعلق به دانشگاه پیام نور می‌باشد

چکیده:

توده گرانیتی اسماعیل آباد با سن تریاس بالایی در بخش مرکزی بلوک پشت بادام (خرد قاره شرق- ایران مرکزی)، در شمال شرقی استان یزد قرار دارد. این توده گرانیتی به درون سنگ‌های دگرگونی کمپلکس پشت بادام نفوذ نموده و به وسیله رسوبات آهکی کرتاسه پوشانده شده است. مجموعه کانی‌های سازنده گرانیت‌های مورد بررسی شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز)، پلاژیوکلاز (آندزین و الیگوکلاز)، آمفیبول (مگنزیوهورنبلند)، بیوتیت (غنی از منیزیم)، آپاتیت، تیتانیت و زیرکن می‌باشد. برطبق نتایج آنالیز شیمی کانی‌ها، آمفیبول‌های موجود در گرانیت‌های مورد بررسی دارای ماهیت آذرین هستند. بیوتیت‌های موجود در این سنگ‌ها شامل بیوتیت‌های غنی از منیزیم بوده که مشخصات شیمی کانی آن‌ها نشان‌دهنده ترکیب بیوتیت‌های اولیه حاصل از تبلور یک ماگمای کالک‌آلکالن است. ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها و بیوتیت‌های موجود در گرانیت‌های اسماعیل آباد مبین تعلق آن‌ها به گرانیت‌های تیپ I بوده و در محیطی با فوگاسیته‌ی بالای اکسیژن تشکیل شده‌اند. محاسبات زمین دما- فشارسنجی، دمای بین ۵۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و محدوده‌ی فشار ۲ تا ۳/۸ کیلوبار را نشان می‌دهد. با توجه به موقعیت و سن سنگ‌های مورد بررسی، تشکیل این توده‌ی گرانیتی را می‌توان مرتبط با بسته‌شدن و فرورانش اقیانوس پالئوتتیس در بخش غربی خرد قاره شرق- ایران مرکزی در نظر گرفت که ادامه روند برخورد قاره‌ای باعث شروع فعالیت‌های پلوتونیسم و ایجاد این توده‌ی گرانیتی در منطقه شده است.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی، زمین دما- فشارسنجی، گرانیت، اسماعیل آباد، پشت بادام،

پالئوتتیس، خرد قاره شرق- ایران مرکزی.

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
فصل اول	۶
۱-۱- پیشگفتار	۷
۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه پشت بادام و راه های ارتباطی	۷
۳-۱- ژئومورفولوژی منطقه پشت بادام	۸
۴-۱- پیشینه مطالعاتی منطقه پشت بادام	۹
۵-۱- شیوه انجام پژوهش	۱۲
۶-۱- روش های انجام آنالیزهای شیمیایی	۱۳
فصل دوم	۱۴
۱-۲- مقدمه	۱۵
۲-۲- زمین شناسی عمومی ایران مرکزی	۱۶
۳-۲- زمین شناسی عمومی خرد قاره شرق- ایران مرکزی	۱۸
۴-۲- بلوک پشت بادام	۲۰
۱-۴-۲- سنگ شناسی بخش شرقی	۲۱
۱-۱-۴-۲- کمپلکس بنه شورو	۲۱
۲-۱-۴-۲- سازند تاشک	۲۱
۳-۱-۴-۲- واحد ولکانیک- رسوبی کامبرین	۲۱
۴-۱-۴-۲- کمپلکس سرکوه	۲۲
۵-۱-۴-۲- گرانودیوریت های کوه عریض و پولو	۲۲
۶-۱-۴-۲- لوکوگرانیت زیرگان	۲۲
۷-۱-۴-۲- لوکوگرانیت دوزخ دره	۲۲
۸-۱-۴-۲- گرانیت سفید	۲۳
۲-۴-۲- سنگ شناسی بخش مرکزی	۲۳
۱-۲-۴-۲- کمپلکس پشت بادام	۲۳
۲-۲-۴-۲- گرانیت اسماعیل آباد	۲۳
۳-۲-۴-۲- گرانیتوئیدهای چامگو و انارگ	۲۴
۳-۴-۲- سنگ شناسی بخش غربی	۲۴

۲۴ کمپلکس چاپدونی ۱-۳-۴-۲
۲۵ مجموعه نفوذی خشومی- دره انجیر ۲-۳-۴-۲
۲۷ موقعیت ساختاری و تکتونیکی منطقه پشت بادام ۵-۲
۲۷ گسل های موثر در ساختار زمین شناسی منطقه پشت بادام ۶-۲
۲۸ گسل پشت بادام ۱-۶-۲
۲۸ گسل نی باز- چاه تک ۲-۶-۲
۲۹ گسل چاپدونی ۳-۶-۲
۲۹ زمین شناسی ناحیه ای و واحد های سنگی موجود در منطقه پشت بادام ۷-۲
۳۴ فصل سوم
۳۵ مقدمه ۱-۳
۳۵ پتروگرافی سنگ های توده گرانیتی اسماعیل آباد ۲-۳
۳۵ کانی های اصلی موجود در توده گرانیتی اسماعیل آباد ۱-۲-۳
۳۷ کانی های فرعی و ثانویه تشکیل دهنده توده گرانیتی اسماعیل آباد ۲-۲-۳
۴۰ فصل چهارم
۴۱ پیشگفتار ۱-۴
۴۱ زمین دما- فشارسنجی تبلور توده نفوذی گرانیتی اسماعیل آباد ۲-۴
۴۳ تعیین فوگاسیته اکسیژن ماگما ۲-۴
۴۳ تعیین سری ماگمایی و محیط تکتونیکی ۳-۴
۴۸ نتیجه گیری:
۴۹ منابع
۵۴ پیوست ها

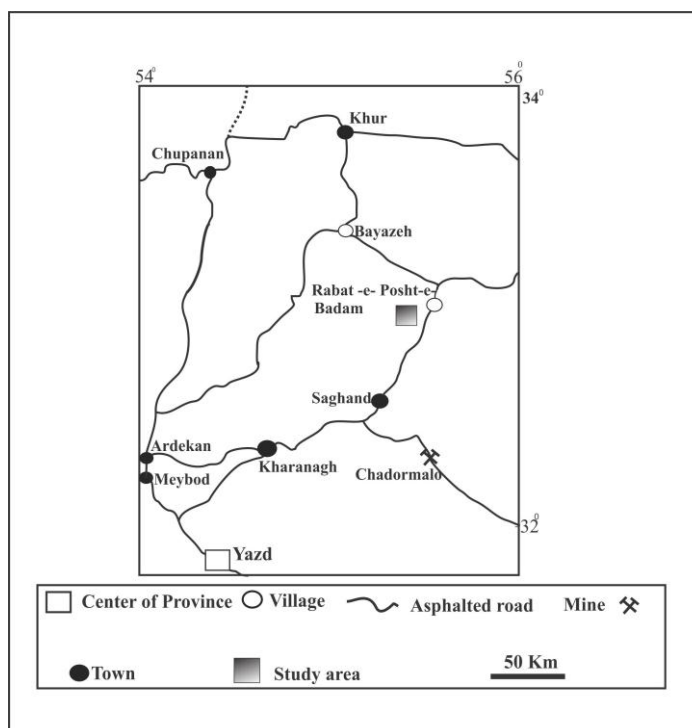
فصل اول

۱-۱- پیشگفتار

ماگماتیسیم‌های گرانیتوئیدی نقش مهمی در تکامل پوسته قاره‌ای و گوشته لیتوسفری دارند (کمپ و هاوکزورث ۲۰۰۳). گرانیت‌ها از فراوان‌ترین سنگ‌های آذرین درونی بوده و یکی از مهمترین اجزاء سازنده پوسته قاره‌ای هستند (کلارک ۱۹۹۲). این سنگ‌ها در محیط‌های زمین‌ساختی متفاوت و از طریق فرایندهای ژئودینامیکی مختلف نظیر ضخیم‌شدگی پوسته‌ای ناشی از برخورد قاره‌ای، نفوذ ماگماهای مختلف گوشته به زیر پوسته قاره‌ای، نازک‌شدگی لیتوسفر و بالاآمدگی گوشته آستنسفری، ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای و نیز تفریق مذاب امکان ایجاد دارند (فراست و فراست ۱۹۹۷، چن و همکاران ۲۰۰۰، چاپل و وایت ۲۰۰۱). گرانیت‌های قطع‌کننده متافیولیت پشت بادام در بخش مرکزی بلوک پشت بادام و در خرد قاره شرق-ایرن مرکزی (Central-East Iranian Microcontinent) واقع شده‌اند. مطالعات زمین‌شناسی و پترولوژی در بخش مرکزی بلوک پشت بادام (شمال شرق استان یزد) نشان می‌دهد که توده‌های گرانیتی منسوب به مزوزوئیک، متاپریدوتیت‌های کمپلکس دگرگونی پشت بادام را قطع نموده و آن‌ها را دگرگون ساخته است. با توجه به فراوانی این گرانیت‌ها و اهمیت زمین‌شناسی این منطقه از ایران مرکزی، تشخیص ماهیت این توده‌های نفوذی و شرایط تشکیل آن‌ها ضروری به نظر می‌رسد. بررسی مجموعه‌ی کانی‌ها و ترکیب آن‌ها در این گرانیت‌ها می‌تواند ترکیب و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای در حال تبلور را نشان دهد. لذا در این پژوهش سعی بر آن است که ویژگی‌های پتروگرافی و کانی‌شناسی توده گرانیتی قطع‌کننده متافیولیت پشت بادام توصیف و شیمی‌کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت در این سنگ‌ها مورد بررسی قرار گرفته و بر اساس نتایج حاصل، شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تشکیل توده تعیین شود.

۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه پشت بادام و راه‌های ارتباطی

منطقه پشت بادام در ۱۵ کیلومتری جنوب غرب روستای رباط پشت بادام (شمال شرق استان یزد) و در مجاورت مزرعه اسماعیل آباد قرار گرفته است. از لحاظ تقسیمات زمین‌شناسی، این منطقه بخشی از خرد قاره شرق-ایران مرکزی است (شکل ۱-۱). مسیر دسترسی به منطقه مورد مطالعه از جاده آسفالتی اصفهان-نایین-اردکان-خرانق-ساغند-پشت بادام و سپس جاده خاکی روستای رباط پشت بادام به سمت مزرعه اسماعیل آباد میسر است (شکل ۲-۱).



شکل ۱-۲: نقشه دسترسی به منطقه پشت بادام در شمال شرق استان یزد

۱-۳- ژئومورفولوژی منطقه پشت بادام

متافیلویت پشت بادام در شمال شرقی استان یزد (جنوب غرب روستای رباط پشت بادام) و در بلوک پشت بادام واقع گردیده است. این منطقه دارای آب و هوای گرم و کویری با تابستان های گرم و خشک و زمستان های نسبتاً سرد است. مقدار بارندگی سالیانه در این منطقه از ۷۰ میلی متر تجاوز نمی کند. در فصل تابستان میانگین دما به ۳۵ تا ۴۵ درجه می رسد. اغلب رودخانه ها و آبراهه هایی که از کوه های خشومی، دره انجیر، ساغند، اسکمیلو، نی باز و رهنشک سرچشمه می گیرند در تمام فصل های سال خشک بوده و تنها در هنگام بارندگی آب در آن ها روان است. منطقه پشت بادام از نظر توپوگرافی بیشتر شامل کوه های کم ارتفاع می باشد و به دلیل تحمل فازهای تکتونیکی مختلف به شدت خرد شده و گسل خورده است. بخش غربی خرد قاره شرق- ایران مرکزی به علت چین خوردگی و بالا آمدگی قطعات نسبت به یکدیگر دارای ساختار موزاییکی بوده است. در این منطقه سه نوع توپوگرافی مختلف وجود دارد که شامل کوه های مرتفع، تپه های کم ارتفاع و دشت های هموار است (آیستوو و همکاران^۱ ۱۹۸۴). از کوه های مرتفع در این منطقه می توان کوه ساغند به بلندای ۲۲۴۰ متر و کوه اسکمیلو به بلندای ۲۶۰۰ متر را نام برد. در فاصله بین این کوه ها دشت های آبرفتی قرار

¹Aistov

دارد. وجود تلماسه های بادی، کویرها و شوره زارها یکی از ویژگی های بارز منطقه پشت بادام تا ساغند است. علی رغم این موضوع، اغلب نواحی اطراف آبادی ساغند به دلیل ارتفاعات آهکی مشرف بر آن، از آب شیرین برخوردار است.

در بررسی های صحرایی منطقه پشت بادام، متافیولیت پشت بادام به صورت یک محدوده کوچک به همراه مجموعه سنگ های تشکیل شده در زون همبری با توده نفوذی گرانیتی اسماعیل آباد، در بخش میانی بلوک پشت بادام رخنمون دارند که در فصل های بعدی به تفکیک، ویژگی های صحرایی و سنگ شناسی هر کدام از این واحدها بررسی خواهد شد.

۱-۴- پیشینه مطالعاتی منطقه پشت بادام

خرد قاره شرق- ایران مرکزی یکی از پیچیده ترین بخش ها در زمین شناسی ایران است. منطقه ساغند تا پشت بادام نیز از نظر ساختاری و بازسازی گذشته زمین شناسی مورد توجه بسیاری از زمین شناسان بوده است که در ادامه به تعدادی از این پژوهش ها اشاره می شود. همچنین بخش غربی خرد قاره- شرق ایران مرکزی دارای رخنمون هایی از متافیولیت های منسوب به پالئوزویک بوده که توسط محققین مختلف (باقری ۲۰۰۷؛ باقری و اشتامپفلی ۲۰۰۸؛ ترابی ۱۳۹۱؛ نصوحیان ۱۳۹۴) بررسی گردیده است.

اولین مطالعات زمین شناسی در منطقه پشت بادام توسط حقی پور^۱ (۱۹۷۴) انجام شده است که به مطالعه زمین شناسی و تکتونیک پرکامبرین ناحیه بیابانک- بافق پرداخته و سن دگرگونه های ناحیه ساغند- پشت بادام را پرکامبرین در نظر گرفته است. به اعتقاد وی کمپلکس پشت بادام توسط توده های گرانیتی مختلف قطع شده است و شامل سنگ های دگرگونی متعدد از جمله (آمفیبولیت، میگماتیت، فیلیت، کربنات های متبلور و.....) می باشد. وجود همراهانی از سنگ های پالئوزویک سبب شده تا وی سن پرکامبرین- پالئوزویک را برای این مجموعه در نظر بگیرد.

املیه و همکاران (۱۳۶۲)، متقیان (۱۳۶۴) و کرمی (۱۳۶۶) به شرح نقشه زمین شناسی منطقه ساغند پرداخته و سن توده های نفوذی منطقه ساغند را پرکامبرین تا ژوراسیک بالایی در نظر گرفته اند.

صحابی و همکاران (۱۳۷۳) ضمن شرح نقشه زمین شناسی منطقه ساغند، سن توده های نفوذی منطقه را از پرکامبرین تا ژوراسیک بدست آورده اند.

¹ Haghypour

باباخانی و مجیدی (۱۳۷۴) نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه ساغند را تهیه کرده اند. ایشان مجموعه پشت بادام را کهن ترین واحد بخش باختری معرفی می کنند و دگرگونی این مجموعه را مربوط به پالئوزوییک بالایی می داند.

شاه پسندزاده و همکاران (۱۳۸۲) مهم ترین ویژگی های هندسی - جنبشی پهنه های گسلی پشت بادام، چاه تک - نی باز و چاپدونی را بر اساس بررسی های ساختاری در ناحیه ساغند - پشت بادام ارائه داده است. نظر به شواهد جنبشی موجود در پهنه گسلی چاه تک - نی باز این محققین پیشنهاد نموده اند که این پهنه گسلی در ابتدا یک جنبش خمیری راستا لغز چپ بر با مولفه عادی داشته که به یک حرکت خمیری - شکننده راستا لغز راست بر با مولفه راندگی تبدیل شده است.

ندیمی^۱ (۲۰۰۷) سن دگرگونی مجموعه ساغند - پشت بادام را بدون تعیین سن افیولیت پشت بادام به پرکامبرین نسبت داده است. همچنین زمین شناسی و ترموکرونولوژی کمپلکس دگرگونی چاپدونی در بلوک پشت بادام توسط وردل^۲ و همکاران (۲۰۰۷) بررسی شده است. باقری^۳ (۲۰۰۷) و باقری و اشتامپفلی^۴ (۲۰۰۸) معتقد هستند ناحیه پشت بادام احتمالاً یک بخش جدا شده از ناحیه انارک - جندق است که از آن جدا شده است و دارای شباهت هایی با کمپلکس دگرگونی جندق می باشد. آن ها با استفاده از سن سنجی هورنبلند های یک نمونه از آمفیبولیت های افیولیت پشت بادام با استفاده از روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ عددی معادل $1/83 \pm 187/6$ میلیون سال یعنی مرز بین ژوراسیک پایینی و ژوراسیک میانی و به طور دقیق تر بخش بالایی ژوراسیک پایینی را تعیین کرده اند.

کارگران بافقی^۵ و همکاران (۲۰۱۰) طی بررسی های خود، دگرشکلی کمپلکس پشت بادام را در دو مرحله در طول پدیده های تکتونیکی سیمین تعیین کرده اند. کوهزایی سیمین چند فازی بوده و کمپلکس پشت بادام با دگرگونی درجه متوسط و نفوذی های گرانیته، مرحله اصلی برخورد را ثبت کرده است.

کارگران بافقی و همکاران (۲۰۱۱، ۲۰۱۲ و ۲۰۱۵) کمپلکس چاپدونی و نوع حرکت گسل ها را در این منطقه مطالعه نموده و وجود ساختارهای شکننده مزوزوییک و ائوسن موجود در منطقه ساغند تا پشت بادام را با کوهزایی سیمین و برخورد بلوک عربی و اوراسیا در زمان ائوسن مرتبط دانسته اند. به اعتقاد آن ها مورفولوژی ناحیه ساغند ناشی از کوتاه شدگی و تغییر تکتونیکی عمده در روندهای ساختاری جنوب غربی بلوک ایران مرکزی می باشد.

¹ Nadimi

² Verdel

³ Bagheri

⁴ Bagheri & Stampfli

⁵ Kargaranbafghi

قره چاهی (۱۳۸۹) به بررسی سنگ های آتشفشانی منطقه ساغند و چاپدونی پرداخته است. به اعتقاد وی سنگ های آتشفشانی بلوک پشت بادام به سن ائوسن بالایی می باشند و در قوس ماگمایی مرتبط با فرورانش بوجود آمده است.

براساس مطالعات صورت گرفته توسط مختاری (۱۳۹۱) بر روی آمفیبولیت های متافیولیت پشت بادام، آمفیبولیت ها از دگرگونی گدازه های بالشی این افیولیت بوجود آمده اند و ماگمای مولد آن ها یک ماگمای تولییتی بوده است. به عقیده وی، ارتوآمفیبولیت های مورد بررسی شامل دو دسته می باشند. ۱. ارتوآمفیبولیت هایی که دارای پلاژیوکلازهایی با میزان آنورتیت متوسط هستند؛ ۲. ارتوآمفیبولیت هایی که دارای پلاژیوکلاز با میزان آنورتیت بالا می باشند. این ارتوآمفیبولیت ها طی سه مرحله دگرگونی ناحیه ای دگرگون شده اند. مرحله اول دگرگونی (M1) در حد رخساره شیست سبز و مرحله دوم (M2) دگرگونی پیشرونده در حد رخساره آمفیبولیت فوقانی و به دنبال آن مرحله سوم دگرگونی (M3) دگرگونی برگشتی در حد رخساره شیست سبز می باشد.

ترابی و همکاران (۲۰۱۱) آمفیبولیت های موجود در افیولیت های پالئوزویک (جندق و پشت بادام) و افیولیت های مزوزویک (نابین و عشین) را مقایسه نموده اند. در این پژوهش سنگ بازیک والد آمفیبولیت های افیولیت های پالئوزویک دارای ماهیت تولییتی تا آلکالین بوده و از درجات پایین ذوب بخشی یک پریدوتیت غنی شده ایجاد گردیده اند. درحالی که سنگ بازیک والد آمفیبولیت های افیولیت های مزوزویک از ذوب بخشی درجه بالایی یک منبع گوشته تهی شده تشکیل شده است.

باقری (۲۰۰۷) و باقری و اشتامپفلی (۲۰۰۸) به بازسازی گذشته زمین شناسی مناطق انارک تا خور و ارتباط این مناطق با پالئوتتیس پرداخته اند. در این پژوهش ها از بررسی های ایزوتوپی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ در

سنگ های متاپلیتی بخش غربی خرد قاره شرق- ایران مرکزی استفاده شده است که گستره سنی ۳۲۹ تا ۳۳۹ میلیون سال را نشان می دهد. بر همین اساس افیولیت های موجود در بخش غربی خرد قاره شرق- ایران مرکزی به پالئوزویک بالایی تا ابتدای مزوزویک نسبت داده شده اند.

ترابی (۱۳۹۱) متافیولیت های منطقه جندق را مورد بررسی قرار داده است. بررسی شرایط دما و فشار در پریدوتیت های گوشته افیولیت جندق نشان دهنده رخداد دگرگونی در شرایط دما- فشار بخش بالایی رخساره آمفیبولیت است.

متافیولیت بیاضه توسط نصوحیان (۱۳۹۴) مطالعه گردیده است. بررسی های صورت گرفته بر روی واحدهای سنگی تشکیل دهنده افیولیت بیاضه و رسوبات پوشاننده آن ها نشان می دهد که این مجموعه تحت تاثیر دگرگونی ناحیه ای قرار گرفته است. مطالعه شرایط دگرگونی در

واحدهای مختلف سکانس افیولیت، محدوده دما- فشار بالای رخساره شیست سبز تا بخش های پایینی رخساره آمفیبولیت را نشان می دهد.

بر مبنای مطالب فوق می توان پی برد که اطلاعات درباره پترولوژی و ژئوشیمی متافیولیت پشت بادام بسیار اندک بوده و بیشتر به مطالعه پیرامون زمین شناسی ناحیه ای در این منطقه پرداخته شده است. تنها مطالعه پترولوژی در این متافیولیت توسط مختاری (۱۳۹۱) بر روی آمفیبولیت های این مجموعه انجام گرفته است. بنابراین بررسی واحدهای این مجموعه افیولیتی از جمله متاپریدوتیت ها و ردیابی آثار و شواهد دگرگونی ناحیه ای موجود در آمفیبولیت ها و متاپریدوتیت های متافیولیت پشت بادام دارای اهمیت مطالعاتی زیادی است.

۱-۵- شیوه انجام پژوهش

جهت مطالعه پترولوژی گرانیتهای مورد مطالعه، جمع آوری مستندات و اطلاعات لازم پیرامون موضوع مورد بررسی و انجام مطالعات زمین شناسی در منطقه ضرورت داشت. در این راستا از منابع مختلف شامل کتب، مقالات، پایان نامه ها، نقشه ها و تصاویر ماهواره ای استفاده گردید. پس از انجام مطالعات کتابخانه ای، بررسی نقشه های زمین شناسی و تصاویر ماهواره ای منطقه جهت بررسی های صحرایی صورت گرفت. طی بررسی های صحرایی، مشخصات صحرایی نمونه ها، نحوه رخنمون واحدها، روابط واحدهای سنگی مختلف و طول و عرض جغرافیایی محل های نمونه برداری، ثبت گردید. پس از بررسی های صحرایی و جمع آوری نمونه ها، از بین نمونه های موجود تعداد ۲۰ مقطع نازک میکروسکوپی به روش استاندارد آماده گردید. این مقاطع توسط میکروسکوپ پلاریزان الیمپوس^۱ مدل BH-2 موجود در گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان مورد مطالعه پتروگرافی قرار گرفتند. در این مطالعات، خصوصیات کانی شناسی، بافتی و روابط کانی شناسی بررسی شد و نام سنگ ها بر اساس فراوانی کانی های مختلف و خصوصیات بافتی آن ها تعیین گردید. با توجه به بررسی های صحرایی و با تکیه بر مطالعات کانی شناسی، در گرانیتهای موجود، تعداد ۴۰ نقطه برای آنالیز نقطه انتخاب شد.

پس از حصول نتایج، در پردازش داده های مربوط به آنالیز کانی ها از نرم افزار Minpet و صفحات گسترده^۲، استفاده گردید. نهایتاً با جمع بندی کلیه اطلاعات حاصل از مطالعه ی منابع مرتبط با موضوع و منطقه مورد پژوهش، بررسی های صحرایی، پتروگرافی و تجزیه و تحلیل تمامی داده های حاصل از آنالیزهای شیمیایی کانی ها و سنگ ها به تفسیر گذشته زمین شناسی این منطقه پرداخته شد.

^۱ OLYMPUS- BH2

^۲ Spreadsheet

۱-۶- روش های انجام آنالیزهای شیمیایی

آنالیز نقطه ای کانی ها توسط دستگاه آنالیز الکترون میکروپروب JEOL مدل JXA-۸۸۰۰ (WDS) در دانشگاه کانازاوی^۱ ژاپن با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰kV و جریان nA ۲۰ انجام گرفت. آنالیز شیمیایی کانی ها و فرمول ساختاری محاسبه شده برای آن ها بر اساس تعداد اکسیژن های موجود در فرمول ایده آل این کانی ها در پیوست ۴ ارائه گردیده است. مقادیر Fe^{3+} و Fe^{2+} موجود در فرمول ساختاری کانی ها به وسیله استوکیومتری آن ها تعیین شده است. جهت محاسبه فرمول ساختاری و تعیین مقدار درصد اعضای پایانی کانی ها از نرم افزار Minpet و برخی صفحات گسترده استفاده گردید. $Mg\#$ ، $Fe^{3+}\#$ و $Cr\#$ کانی ها به ترتیب به صورت $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ، $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ و $Cr/(Cr+Al)$ محاسبه شده اند. علامت اختصاری کانی ها در تصاویر میکروسکوپی جهت نامگذاری کانی ها از ویتنی و اوانس^۲ (۲۰۱۰) اقتباس شده است (پیوست ۴-۱).

¹ Kanazava

² Whitney & Evans

فصل دوم

سیستم کوهزایی آلپ- هیمالیا یک زون برخورد قاره ای کلاسیک است که از غرب اروپا آغاز و از ترکیه، ایران، افغانستان و تبت می گذرد و تا نزدیکی اندونزی ادامه دارد (آقنابتی ۱۳۹۳). ایران بخشی از این زون به حساب می آید که از صفحات یا بلوک های قاره ای متعدد تشکیل شده است. این بلوک های قاره ای در حاشیه شمالی سرزمین گندوانا یا در جنوب سرزمین اوراسیا قرار دارند (رمضانی و تاکر ۲۰۰۳) که توسط صفحات اقیانوسی از یکدیگر جدا بوده اند. بقایای این صفحات اقیانوسی هم اکنون به صورت مجموعه های افیولیتی قابل شناسایی می باشند. تشکیل و تکامل چنین سیستم وسیعی به واسطه باز و بسته شدن اقیانوس های تتیس کنترل گردیده است. رخداد دو اقیانوس تتیس متوالی پالئوتتیس و نئوتتیس در ایران تقریباً مورد توافق همه زمین شناسان است. اقیانوس پروتوتتیس دو ابرقاره اوراسیا در شمال و گندوانا در جنوب را از هم جدا می کرده است. زمین درز پالئوتتیس از جنوب اروپا آغاز و پس از عبور از یونان، ترکیه و آذربایجان به ایران وارد می شود. سپس با گذر از بخش های شمالی و مرکزی ایران و رشته کوه های بینالود در شرق ایران تا شمال افغانستان- پامیر، چین، تایلند و مالزی در جنوب شرق آسیا ادامه می یابد. فرایند بازشدگی کافت و تشکیل پوسته اقیانوسی پالئوتتیس در ایران از اردوئین شروع و بیشترین گسترش خود را در سیلورین و دونین داشته است (باقری ۲۰۰۷). جابجایی رو به شمال ایران باعث بسته شدن پالئوتتیس در اوایل تریاس شده است (موتونی^۱ و همکاران ۲۰۰۹). زمین درز نئوتتیس، یک گسیختگی بزرگ با روند شمال غربی- جنوب شرقی است که بازشدگی آن در امتداد تراس فعلی زاگرس در طول پرمین تا تریاس بالایی صورت گرفته است (عزیزی و همکاران ۲۰۱۱). اشتوکلین^۲ (۱۹۶۸) و گروه بزرگی از زمین شناسان، راندگی اصلی زاگرس را به عنوان زمین درز نئوتتیس مطرح می نمایند. ایران به عنوان بخشی از سیستم کوهزایی آلپ- هیمالیا دارای تاریخچه تکتونیکی پیچیده ای است که مهم ترین ساختارهای تکتونوماگمایی آن طی بسته شدن شاخه هایی از اقیانوس نئوتتیس در دوران مزوزوییک و سنوزوییک؛ و پالئوتتیس در پالئوزوییک و ابتدای مزوزوییک شکل گرفته اند (سنجرد^۳ و همکاران ۲۰۰۳). سرزمین ایران و سرزمین های همسایه همانند عمان، پاکستان و جنوب خاور ترکیه طی پرکامبرین و پالئوزوییک به ابرقاره گندوانا متصل است. مناطق پرکامبرین در ایران بیرون زدگی چندانی ندارند و به طور محدود در بخش های میانی ایران مرکزی همانند ساغند و پشت بادام، ارومیه، زنجان، آنابلاغی میانه و تکاب دیده می شوند. با این حال، وجود و عملکرد فاز فشاری در پرکامبرین ایران (فاز کاتانگایی) و فاز

¹ Muttoni

² Stöcklin

³ Sengor

کششی در پرکامبرین پسین ایران، همانند نواحی عمان و عربستان، نشان دهنده شباهت ساختاری و یکپارچگی این سرزمین ها در پرکامبرین است. از سوی دیگر وجود رسوبات سکویی و نمکی در اینفراکامبرین- کامبرین پیشین نیز نشان از یکسان بودن شرایط زمین شناسی و یکپارچگی این سرزمین ها دارد و شرایط برابر رسوب گذاری سکویی این سرزمین ها دست کم تا کربنیفر ادامه داشته است (اشتوکلین ۱۹۶۸، بربریان و کینگ^۱ ۱۹۸۱). همچنین بر پایه بررسی های انجام شده متکی بر شواهد پارینه مغناطیسی، سنگ های پرکامبرین بالایی، اردوویسین و پرمین البرز مرکزی، قطبین مغناطیسی مشابه با سرزمین های آفریقا- عربستان در همین زمان ها دارند که گسترش آن ها تا جنوب خاور ترکیه ادامه داشته و نشان دهنده آن است که جزیی از ابرقاره گندوانا بوده اند (بربریان و کینگ ۱۹۸۱). وضعیت پیچیده ساختمانی- رسوبی فعلی ایران معرف این واقعیت است که بخش های مختلف آن در طول زمان ویژگی های زمین شناسی متفاوتی نسبت به یکدیگر پیدا نموده و از هم متمایز شده اند. پی سنگ یکپارچه پرکامبرین ایران، در اواخر پرکامبرین تا کامبرین، تحت تأثیر نیروهای کششی شکسته شده است. تأثیر این نیروها حداقل طی پالئوزویک زیرین ادامه داشته و باعث گردیده که قطعات مزبور نسبت به یکدیگر و در امتداد گسل ها، به صورت فراپوم^۲ و فروپوم^۳ درآیند (درویش زاده ۱۳۷۰).

پوسته قاره ای ایران از اجتماع قطعات مختلف نامتجانس با جنس و سن های مختلف تشکیل گردیده است که توسط صفحات اقیانوسی از یکدیگر جدا شده اند (باقری ۲۰۰۷). در تقسیم بندی زمین شناسی ساختاری ایران، مهمترین واحدهای تشکیل دهنده آن شامل کمربند چین خورده و رورانده زاگرس، سنندج- سیرجان، کمربند ماگمایی ارومیه- دختر، ایران مرکزی، کوه های البرز، کپه داغ، رشته کوه های شرق ایران و مکران می باشد (باقری ۲۰۰۷). از لحاظ تقسیمات زمین شناسی ساختاری، منطقه پشت بادام در زون ساختاری ایران مرکزی، و در درون خرد قاره شرق- ایران مرکزی قرار گرفته است که در ادامه ویژگی های زمین شناسی این زون ساختاری بررسی گردیده است.

۲-۲- زمین شناسی عمومی ایران مرکزی

اصطلاح ایران مرکزی برای بخش گسترده ای از ایران به کار می رود که بین دو زمین درز پالئوتتیس در شمال و نئوتتیس در جنوب قرار دارد. این منطقه از غرب (و بخش هایی از ترکیه) تا شرق ایران (تا ارتفاعات هیمالیا) ادامه دارد. تکین^۴ (۱۹۷۲)، ایران مرکزی را به

^۱ Berberian & king

^۲ Horst

^۳ Graben

^۴ Takin

صورت یک خرد قاره فرض کرد که در درون اقیانوس تتیس قرار گرفته است. پس از بسته شدن تتیس، بقایایی از پوسته اقیانوسی به صورت باریکه ای از یک مجموعه درهم افیولیتی ایران مرکزی را محصور کرده است. به این ترتیب می توان وجود سنگ های افیولیتی را به عنوان نشانه ای از بقایای تتیس در ایران مرکزی توجیه کرد. برای اولین بار اشتوکلین (۱۹۷۴) اصطلاح "حلقه ملانژ"^۱ را برای افیولیت های پیرامون ایران مرکزی پیشنهاد داد. بسیاری از محققین بر این باورند که این حلقه افیولیتی، در ابتدا یک کافت درون قاره ای مشابه دریای سرخ بوده است که عمل کافتی شدن در آن در طول غسل های کمانی که از قبل وجود داشته اند، رخ داده است (تکین ۱۹۷۲). این کافت درون قاره ای مقدمه ای است بر شروع تشکیل یک حوضه اقیانوسی باریک در اطراف ایران مرکزی که از جنوب به سمت شمال باز می شده است و زمان آن را به تریاس نسبت می دهند (اشتوکلین ۱۹۷۴). در کرتاسه بالایی یا اوایل پالئوسن (همزمان با فاز کوهزایی آلپی) حوضه ریفتی حاشیه ایران مرکزی و حوضه ریفتی بافت- نائین بسته شده و حلقه ملانژ شکل گرفته است.

ایران مرکزی جزء بزرگترین و پیچیده ترین واحدهای زمین شناسی ایران به شمار می رود به طوری که در این واحد، قدیمی ترین سنگ های دگرگون شده (پرکامبرین) ایران تا آتشفشان های فعال و امروزی وجود دارد. در واقع این منطقه را می توان محل قدیمی ترین پوسته قاره در ایران محسوب نمود که حوادث زمین شناسی فراوانی را به خود دیده است (درویش زاده ۱۳۷۰). ضخامت بیرون زدگی های سنگ های پرکامبرین پیشین در ایران مرکزی متجاوز از ده هزار متر می باشد. این مجموعه بر اثر حرکات کوهزایی کاتانگایی شدیداً دگرگون شده و پلاتفرم ایران مرکزی را تشکیل داده است که از پرکامبرین پسین تا تریاس، رسوبات قاره ای یا دریایی کم عمق روی آن را می پوشاند و به پوشش پلاتفرم موسوم است، ولی حرکات خشکی زایی که اغلب موجب جابه جایی زمینی ها در طول غسل ها شده، باعث دگرشیبی های فرسایشی و تغییرات رخساره ای شده اند. به طوری که گاهی رسوبات تبخیری نیز در اینفراکامبرین و در برخی از دوره های دوران اول تشکیل گردیده اند. پی سنگ متبلور ایران مرکزی و پوشش پلاتفرمی آن لااقل از دوران پالئوزویک در امتداد غسل های بزرگ شکسته و با توجه به نبوده های چینه شناسی در برخی از مناطق آن حرکات قائم مداومی را متحمل شده است که در پیدایش آتشفشان های ترشیاری نیز بی تأثیر نبوده است.

به نظر اشتوکلین (۱۹۷۴) چین خوردگی اصلی ایران مرکزی با فاز کوهزایی آلپی در ارتباط است. به طوری که پنج فاز اصلی چین خوردگی آلپ (تریاس- لیا، اوایل کرتاسه، اواسط و اواخر دوران سنوزویک) در این منطقه مشاهده شده است. روند های ساختاری عمده در

^۱ Melang ring

مناطق مجاور (به عنوان مثال مسیر شرقی- غربی البرز، شمالی- جنوبی لوت، شمال غربی- جنوب شرقی زاگرس) به صورت پیچیده ای در ایران مرکزی دیده می شود و به این ترتیب شکلی درهم و موزاییکی در آن بوجود آمده است. این ساختمان ها احتمالا بر اثر حرکات کوهزایی مزوزوییک، یعنی هنگامی که پلاتفرم یکپارچه اولیه به صورت قطعات مختلف شکسته شد و در آن حرکات افقی رواج پیدا کرد، بوجود آمده است. می توان اظهار داشت بعد از فاز کوهزایی سیمین پیشین که آثار چین خوردگی و دگرگونی آن در ایران مرکزی قابل مشاهده است، پیشروی بعدی دریایی ژوراسیک شروع می شود ولی این مرحله چندان دوام نداشته است و فرایند کوهزایی با گرانیب زایی شیر کوه و کلاه قاضی به پیشروی مذکور خاتمه می دهد. فاز کوهزایی لارامید در بسیاری از مناطق ایران مرکزی با نبود رسوبگذاری پالئوسن و کنگلومرای قاعده ائوسن میانی مشخص است.

در ارتباط با ماگماتیسم و دگرگونی در ایران مرکزی، علاوه بر دگرگونی و ماگماتیسم پرکامبرین که در ساغند، اردکان و تروند دیده می شود طی دوره سیلورین با فعالیت های آتشفشانی (تروند)، در تریاس با دگرگونی و گرانیب زایی (گرانیب های ساغند- اسماعیل آباد) در ژوراسیک با گرانیب زایی (گرانیب های شیرکوه یزد و جنوب اصفهان) و در کرتاسه و ائوسن نیز با فعالیت های آتشفشانی مهمی بویژه در نوار آتشفشانی سهند- بزمان همراه بوده است. سرانجام فعالیت های آتشفشانی نیمه فعال امروزی نظیر آتشفشان بزمان، جنوب یزد را می توان آخرین فعالیت این زون دانست (آقانباتی ۱۳۸۵).

۲-۳- زمین شناسی عمومی خرد قاره شرق- ایران مرکزی

خرد قاره شرق- ایران مرکزی بخشی از ایران مرکزی است که توسط گسل های اصلی و افیولیت های مزوزوییک- ترشیاری که به عنوان بقایایی از نئوتتیس محسوب می شوند، احاطه شده اند (شکل ۱-۲). افیولیت های اطراف این خرد قاره شامل افیولیت سبزوار در شمال، افیولین نائین، عشین، سورک، بافت و اسفندقه در غرب و جنوب غربی، افیولیت بند زیارت و فهنوج در جنوب و افیولیت چهل کوره در شرق می باشد (باقری ۲۰۰۷). به عقیده اشتوکلین (۱۹۶۸) الگوی ساختاری حاکم بر خرد قاره شرق- ایران مرکزی از نوع بلوک های جداشده با گسل های طویلی است که به سمت غرب خمیدگی دارند و عمدتا از نوع امتدادلغز راستگرد هستند. بر این اساس، خرد قاره شرق- ایران مرکزی دارای چندین واحد تکتونیکی مختلف است که از غرب به شرق شامل بلوک های یزد (نائین)، پشت بادام، طبس (کرمان) و لوت می باشد (باقری ۲۰۰۷). گسل های اطراف این خرد قاره شامل گسل درونه در شمال، گسل

دهشیر- بافت در غرب و جنوب غربی، گسل بشاگرد در جنوب، گسل نهبندان در شرق و گسل های متعدد دیگر در ناحیه بیرجند است (باقری ۲۰۰۷).

شواهد موجود نشان می دهند که پویایی خرد قاره در همه جا یکسان نیست:

(۱) در این ناحیه در پرکامبرین پسین طی رخداد فاز کوهزایی کاتانگایی یک رژیم سکویی حاکم بوده است.

(۲) به جز بلوک لوت و لبه ی جنوب غربی که سنگ های ماگمایی ترشیاری برونزد دارند، در سایر نواحی سنگ های ترشیاری دارای کمترین مقدار هستند.

(۳) در ردیف های پالئوزویک این ناحیه، نبوده های چینه نگاری مهمی وجود دارد که مهم ترین آن ها نبوده های چینه ای ابتدای دونین میانی و کربونیفر پسین است.

رخنمون افیولیت های انارک- جندق- بیاضه و پشت بادام به عنوان بقایایی از اقیانوس پالئوتتیس در درون بخش غربی خرد قاره شرق- ایران مرکزی سوالات زیادی در مورد چگونگی تحولات و تعداد شاخه های پالئوتتیس در ایران مطرح می نماید (نصوحیان ۱۳۹۴). داوودزاده^۱ و همکاران (۱۹۸۱) رخنمون افیولیت های انارک- پشت بادام در درون بخش غربی خرد قاره شرق- ایران مرکزی را چنین تفسیر نموده اند که در زمان تریاس پسین، افیولیت های انارک، جندق، بیاضه و پشت بادام در شمال شرقی ایران (منطقه آق دربند) با یک روند عمومی تقریباً موازی با کوه بینالود و ساختارهای موجود در شمال افغانستان قرار گرفته اند. باقری (۲۰۰۷) در تفسیر روند این افیولیت ها استدلال کرده است که این افیولیت ها در نزدیکی ناحیه مشهد- فریمان در شمال شرق ایران و ماسیو^۲ هرات در شمال غرب افغانستان، در امتداد گسل هریرود، جایی که بین رخنمون های مرتبط با زمین درز پالئوتتیس یک نبود^۳ امتدادی وجود دارد، قرار داشته اند. بنابراین به دلیل اینکه زمین درز انارک- پشت بادام با گسل هرات و زمین درز مشهد- فریمان در یک خط بوده و حاشیه اوراسیا را ایجاد نموده است، بین سکانس های ژوراسیک- پالئوسن در روند انارک- پشت بادام با کپه داغ و نواحی شمالی افغانستان تشابه وجود دارد (باقری ۲۰۰۷). با تکیه بر شواهد چینه شناسی (داوودزاده و همکاران ۱۹۶۹) و پالئومغناطیس (داوودزاده و همکاران ۱۹۸۱) عقیده چرخش ۱۳۵° پادساعت گرد خرد قاره شرق- ایران مرکزی در زمان تریاس بالایی برای تفسیر این روندهای افیولیتی و دگرگونه ها مطرح گردیده است.

¹ Davoudzadeh

² Massif

³ Gap

بر اساس مطالعات زنجی^۱ و همکاران (۲۰۰۹) بر مبنای داده های پالئومغناطیس در توالی نخلک، موقعیت اوراسیایی برای این منطقه در شروع تریاس در نظر گرفته شده است و چرخش پادساعت گرد این منطقه را ناچیز دانسته اند. نتایج پالئومغناطیسی رسوبات الیگوسن-میوسن در ایران مرکزی توسط ماتی^۲ و همکاران (۲۰۱۲) مبین آن است که بلوک های موجود در خرد قاره شرق-ایران مرکزی که با مجموعه ای از گسل های امتداد لغز احاطه شده اند، به دلیل فشارهای حاصل از همگرایی صفحه های اوراسیا و عربی (که جهت آنها از سمت جنوب - جنوب غربی به سمت شمال - شمال شرقی است)، در حال چرخشی در حدود ۲۰ تا ۳۵ درجه در خلاف جهت عقربه های ساعت بوده است. این امر موجب تشکیل گسل های امتداد لغز راستگرد با امتداد S-N تا SSE-NNW در منطقه طبس، جنوب گسل کویر بزرگ و منطقه انارک شده است.

ترابی (۲۰۱۱) وجود افیولیت های منسوب به پالئوزویک در طول گسل های اصلی در شمال ایران و در درون بخش غربی خرد قاره شرق-ایران مرکزی (افیولیت های انارک-جندق-بیاضه و پشت بادام) را نشان دهنده "بسته شدن زمین درزهای متعدد"^۳ پالئوتتیس در ایران در پایان پالئوزویک و ابتدای مزوزویک پیشین می داند. در ادامه زمین شناسی بلوک پشت بادام بررسی خواهد شد (شکل ۱-۲).

۲-۴- بلوک پشت بادام

از لحاظ تقسیمات زمین شناسی، منطقه پشت بادام بخشی از خرد قاره شرق-ایران مرکزی است که در بلوک پشت بادام واقع گردیده است. مهم ترین مشخصه تکتونیکی این بلوک فراوانی ساختارهای چین خوردگی-بلوکی شدن و عدم تجانس (هتروژنیته) جانبی است که دلیل عدم تجانس جانبی آن اختلاف شدید زون های مختلف موجود در منطقه با یکدیگر از نظر گذشته زمین شناسی و ساختارهای داخلی است (ترابی ۱۳۹۱). طبق تقسیمات رضانی و تاکر^۴ (۲۰۰۳) بلوک پشت بادام شامل سه قسمت: ۱- بخش مرکزی ۲- بخش شرقی ۳- بخش غربی می باشد (شکل ۱-۲).

بر طبق این تقسیم بندی افیولیت پشت بادام در قسمت مرکزی بلوک پشت بادام واقع شده است که در ادامه سنگ شناسی بخش های مختلف بلوک پشت بادام بررسی شده است.

¹ Zanchi

² Mattei

³ Multi-suture closure

⁴ Ramezani & Tucker

۲-۴-۱- سنگ شناسی بخش شرقی

در بخش شرقی سنگ های قبل از نئوژن در طول رشته کوه های با روند کلی غرب- شمال غرب که مطابق با سیستم ساختاری شمال غرب ایران مرکزی می باشد، رخنمون دارند. واحدهای سنگی عمده این بخش شامل کمپلکس بنه شورو، سازند تاشک، واحد آذرآواری کامبرین و یک سری سنگ های پلوتونیک و نیمه عمیق می باشد.

۲-۴-۱-۱- کمپلکس بنه شورو

این کمپلکس بزرگترین واحد دگرگونی رخنمون یافته در بخش شرقی می باشد و در شرق گسل پشت بادام قرار دارد. کمپلکس بنه شورو از گنیس های صورتی رنگ، کوارتز فلدسپاری دگرسان شده، میکاشیست های خاکستری مایل به سبز و آمفیبولیت ها تشکیل شده است. رخساره دگرگونی آن در حد آمفیبولیت تحتانی می باشد. از مشخصات بارز این مجموعه وجود آمفیبولیت های حاوی گارنت های درشت بلور با فراوانی بالا می باشد. سن این توده آمفیبولیتی حدود ۵۴۷ میلیون سال (پروکامبرین) محاسبه شده است. توده گرانیتهی به سن ۵۳۳ میلیون سال (کامبرین) آمفیبولیت ها را در بر گرفته است (رمضانی و تاگر ۲۰۰۳). این کمپلکس تحت تاثیر دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت تحتانی قرار گرفته است.

۲-۴-۱-۲- سازند تاشک

سازند تاشک در بخش شرقی و موازی با کمپلکس بنه شورو قرار گرفته است. این سازند از گری وک های تیره خاکستری متمایل به سبز به طور محلی با آرکوز آرنایت ها، آرژیلیت ها، نهشته های توفی و بین لایه های لاوای بازالتی تشکیل شده است. سازند تاشک بر روی مرمراهی دولومیتی به طور ناپیوسته و با یک افق کنگلومرایی بر روی مجموعه بنه شورو قرار دارد. این واحد توسط مجموعه رسوبی- آتشفشانی کامبرین پوشیده شده است (رمضانی و تاگر ۲۰۰۳).

۲-۴-۱-۳- واحد ولکانیک- رسوبی کامبرین

این واحد یک توالی بین لایه ای از سنگ های ولکانیک متوسط تا فلسیک، آهک های دولومیتی و به طور ناچیز لایه های ژئوپس می باشد، که بیشتر در بخش جنوبی ناحیه ساغند واقع گردیده است.

۲-۴-۱-۴- کمپلکس سرکوه

این کمپلکس در کوه سرکوه واقع در شمال زیرگان رخنمون دارد و به صورت توالی بین لایه ای از سنگ های متاپلیتی با درجه دگرگونی بالا (میکاشیست های حاوی کیانیت، سیلیمانیت، گارنت و آندالوزیت) و مرمر است. حقی پور (۱۳۷۴) سن مجموعه سنگ های این کمپلکس را پرکامبرین می داند اما پس از کشف فسیل درون آن ها، سن کامبرین بالایی را به آن ها نسبت داده اند (هوشمند زاده ۱۹۶۹).

۲-۴-۱-۵- گرانودیوریت های کوه عریض و پولو

کوه عریض و پولو هر دو از توده های نفوذی با ترکیب تونالیت (کوارتزدیوریت) تا گرانیت تشکیل شده اند. گرانیت های کوه عریض در بخش شرقی بلوک پشت بادام در سنگ های ولکانیک سازند تاشک در شرق کوه عریض در قسمت جنوبی ناحیه ساغند نفوذ کرده است. گرانودیوریت کوه پولو در شرق شهر ساغند رخنمون دارد. حقی پور و پلیسییر^۱ (۱۹۷۷) سن این توده های نفوذی را به پرکامبرین نسبت داده اند.

۲-۴-۱-۶- لوکوگرانیت زیرگان

لوکوگرانیت زیرگان در بخش شرقی بلوک پشت بادام رخنمون دارد. این واحد بزرگترین توده نفوذی رخنمون یافته در ناحیه ساغند است. این توده در داخل سازند تاشک و واحد ولکانیک-رسوبی کامبرین نفوذ و گرانودیوریت کوه عریض را قطع نموده است. بررسی های سن-سنجی زیرکن های لوکوگرانیت زیرگان به روش U-Pb میانگین سنی ۵۲۹ میلیون سال (کامبرین زیرین) را نشان می دهد (رمضانی و تاگر ۲۰۰۳).

۲-۴-۱-۷- لوکوگرانیت دوزخ دره

لوکوگرانیت دوزخ دره، نفوذی متوسط تا ریز دانه است با دایک های مافیک که داخل سازند تاشک و واحد ولکانیک-رسوبی کامبرین تا شمال کوه دوزخ دره نفوذ کرده است. این نفوذی از نظر ترکیب و رخساره با نفوذی زیرگان مشابه است. رمضانی و تاگر (۲۰۰۳) سن این سنگ ها را با استفاده از روش اورانیوم-سرب حدود ۵۲۵ میلیون سال (کامبرین زیرین) تعیین کرده اند.

^۱ Hagherpour & Pelissier

۲-۴-۱-۸- گرانیت سفید

گرانیت سفید، در سازند تاشک در کوه سفید (شرق شهر پشت بادام) نفوذ کرده است. یک لوگوگرانیت درشت دانه می باشد و از نظر کانی شناسی به گرانیت زیرگان شباهت دارد. حقی پور و پلیسیبر (۱۹۷۷) سن این توده نفوذی را به پرکامبرین نسبت داده اند.

۲-۴-۲- سنگ شناسی بخش مرکزی

بخش مرکزی بلوک پشت بادام یک زون گسلی با پهنای حداکثر ۱۷ کیلومتر می باشد که از شرق توسط گسل پشت بادام و از غرب توسط گسل نی باز- چاه تک محصور شده است. بخش مرکزی بلوک پشت بادام شامل کمپلکس پشت بادام، افیولیت پشت بادام و چند توده نفوذی گرانیتی تا تونالیتی (اسماعیل آباد، چامگو و انارگ) که اساسا در بخش شمالی این بخش رخنمون دارند، می باشد (رمضانی و تاگر ۲۰۰۳).

۲-۴-۱-۲- کمپلکس پشت بادام

کمپلکس پشت بادام در غرب گسل پشت بادام و بر روی سنگ های درجه بالای کمپلکس چاپدونی در امتداد گسل چاه- تک رانده شده است. این کمپلکس شامل مجموعه سنگ های دگرگونی درجه متوسط نظیر گرینستون، شیست، گنیس و مرمر و مجموعه افیولیت پشت بادام می باشد. مجموعه افیولیت پشت بادام شامل متاپریدوتیت ها، آمفیبولیت، متاگابرو، رودینگیت و لیستونیت می باشد. کمپلکس پشت بادام توده های گرانیتی متعددی دارد و دو بخش سنگ های دگرگونی درجه بالا (آمفیبولیت، میگماتیت) و سنگ های دگرگونی درجه ضعیف (فیولیت و کربنات های متبلور) در آن دیده می شود. حقی پور (۱۳۵۵) و مجیدی (۱۳۷۹) این مجموعه سنگی را منسوب به پالئوزوییک می دانند. این در حالی است که هوشمند زاده (۱۳۶۷) سن پالئوزوییک- مزوزوییک را برای آن ها پیشنهاد نموده است.

۲-۴-۲-۲- گرانیت اسماعیل آباد

گرانیت اسماعیل آباد در متافیولیت پشت بادام نفوذ کرده است. این توده نفوذی آهک های فسیل دار پرمین را قطع کرده است و موجب دگرگونی گسترده در آن ها شده است. این توده توسط کنگلومرا و ماسه سنگ های کرتاسه پوشانده شده است (حقی پور و پلیسیبر ۱۹۷۷).

صحابی و همکاران (۱۳۷۳) توده های نفوذی منطقه ساغند را شامل گرانیت زیرگان، گرانیت سفید، توده های گرانودیوریتی و دیوریت تا گابرویی می دانند. وی توده های نفوذی گرانیت زیرگان، گرانیت سفید، توده های گرانودیوریتی و دیوریتی تا گابرویی را به پرکامبرین نسبت

داده اند و برای گرانیته اسماعیل آباد سن ژوراسیک را در نظر گرفته اند. این در حالی است که املیه و همکاران (۱۳۶۲)، متقیان (۱۳۷۱) و کرمی (۱۳۸۲) سن گرانیته اسماعیل آباد را ژوراسیک میانی- بالایی، توده دیوریتی- گابرویی را تریاس و سن گرانیته زیریگان و گرانیته سفید را مزوزوییک گزارش کردند. در نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ اردکان حقی پور و پلیسییر (۱۹۷۷) گرانیته اسماعیل آباد را به سن ژوراسیک بالایی نسبت داده اند. بررسی های سن سنجی زیرکن های توده های نفوذی اسماعیل آباد در منطقه پشت بادام به روش U-Pb میانگین سنی ۲۱۴ میلیون سال که معادل اشکوب نورین در تریاس بالایی است را برای گرانیته های اسماعیل آباد نشان می دهد (رضانی و تاگر ۲۰۰۳).

۲-۴-۳- گرانیته های چامگو و انارگ

گرانیته های چامگو در کوه چامگو در پایین ترین ناحیه ساغند رخنمون یافته اند که دارای ترکیب کوارتزومونونیت تا گرانیته بوده و در گرینستون ها و مرمرهای کمپلکس پشت بادام نفوذ کرده اند. بررسی های سن سنجی زیرکن های توده های نفوذی چامگو به روش U-Pb میانگین سنی ۲۲۰ میلیون سال که معادل اشکوب نورین در تریاس بالایی است را برای گرانیته های چامگو نشان می دهد (رضانی و تاگر ۲۰۰۳). توده نفوذی گرانیته ای انارگ در مجاورت معدن متروکه سرب و روی انارگ برونزد دارد و تا حدودی مشابه گرانیته های چامگو می باشد.

۲-۴-۳- سنگ شناسی بخش غربی

بخش غربی بلوک پشت بادام از سنگ های دگرگونی درجه بالای کمپلکس چاپدونی که در شرق گسل چاپدونی واقع شده اند، تشکیل یافته است. توده های نفوذی دیوریت دره انجیر و گرانیته خشومی در جنوب و غرب این بخش در کمپلکس چاپدونی نفوذ نموده اند.

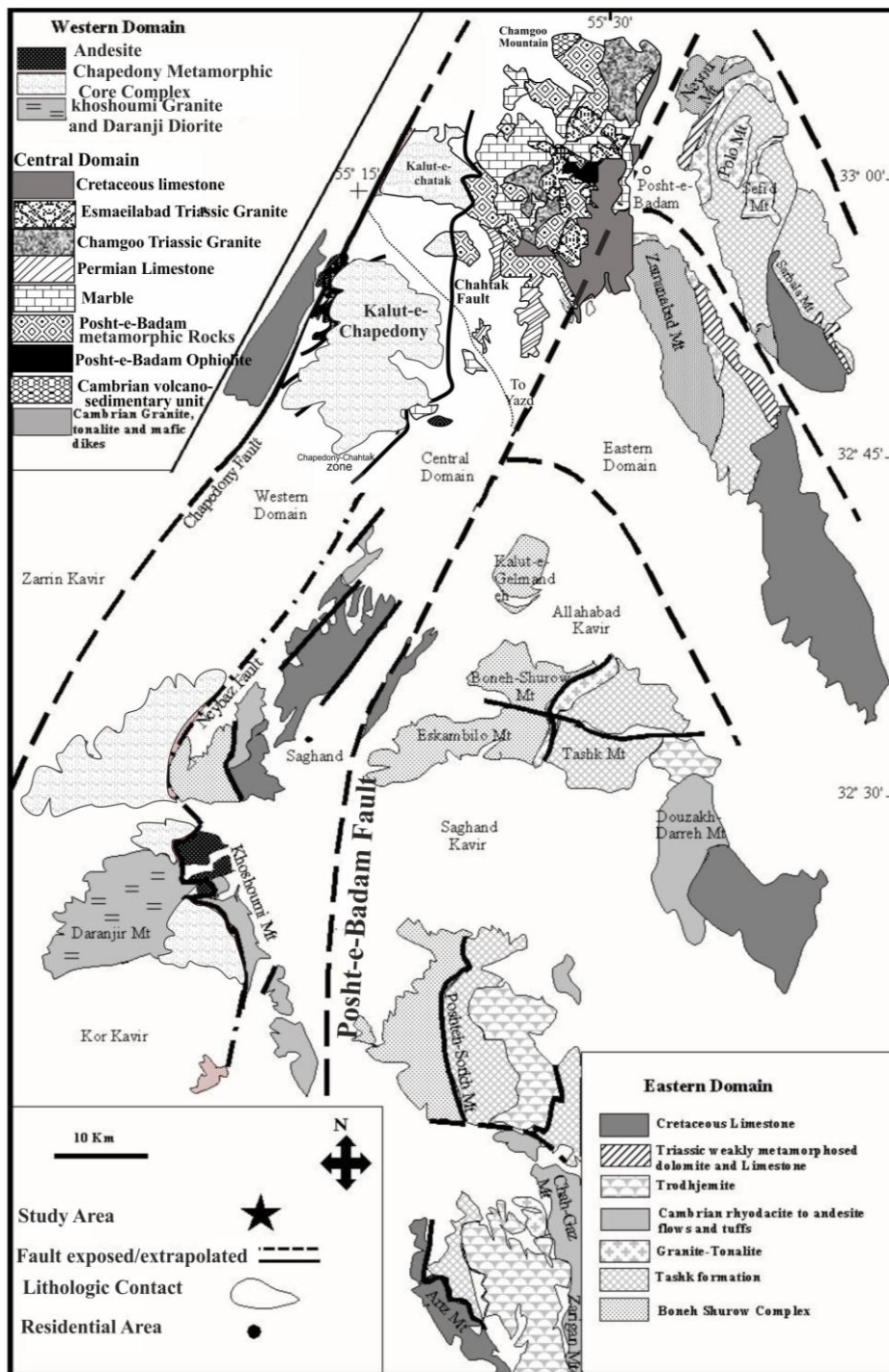
۲-۴-۳-۱- کمپلکس چاپدونی

این مجموعه عمدتاً از گنیس های درجه بالا، میگماتیت ها و آمفیبولیت تشکیل شده است. با توجه به اینکه، این مجموعه بالاترین درجه دگرگونی در ناحیه را نشان می دهد آن را به پرکامبرین نسبت داده اند (رضانی و تاگر ۲۰۰۳).

۲-۴-۳-۲- مجموعه نفوذی خشومی - دره انجیر

مجموعه نفوذی خشومی - دره انجیر در قسمت جنوبی بخش غربی رخنمون دارند و شامل توده گرانیته خشومی و توده دیوریت دره انجیر می باشد. این مجموعه در درون کمپلکس چاپدونی نفوذ کرده است و از لحاظ ترکیب سنگ شناسی شامل سینوگرانیته، مونزوگرانیته، گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و تونالیت می باشد. این نفوذی به همراه گرانودیوریت انارگ توسط حقی پور و پلیسیر (۱۹۷۷) به پرکامبرین نسبت داده شده است.

در نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ اردکان حقی پور و پلیسیر (۱۹۷۷) گرانیته خشومی را به سن ژوراسیک بالایی و توده دیوریتی درانجیر را به سن پرکامبرین نسبت داده اند. اما در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ آریز (مجیدی و باباخانی ۱۳۷۹) سن گرانیته خشومی، کرتاسه پایانی - ائوسن و سن دیوریت دره انجیر ژوراسیک میانی - بالایی می باشد. رضانی و تاگر (۲۰۰۳) با استفاده از روش سن سنجی U-Pb بر روی زیرکن های توده خشومی و دره انجیر به ترتیب سن های ۴۴/۳ و ۴۳/۴ میلیون سال که معادل اشکوب لوتسین در ائوسن است را بدست آورده اند. وردل و همکاران (۲۰۰۷) با استفاده از روش U-Th/He بر روی زیرکن های توده خشومی و دره انجیر به ترتیب سنی در حدود ۴۰/۵ و ۴۰/۶ میلیون سال معادل اشکوب بارتونین در ائوسن است را محاسبه کرده اند.



شکل ۲-۱: نقشه زمین شناسی ساده شده بلوک پشت بادام (استان یزد) و موقعیت گرانبیت اسماعیل آباد (برگرفته از رضایی و تاگر ۲۰۰۳ با اندکی تغییرات).

۲-۵- موقعیت ساختاری و تکتونیکی منطقه پشت بادام

منطقه پشت بادام از نظر ساختاری، در زون ایران مرکزی و بلوک پشت بادام قرار دارد. بلوک پشت بادام خود بخشی از خرد قاره شرق-ایران مرکزی می باشد. وجود گسل های طویل و عمیق مانند گسل پشت بادام و نی باز-چاه تک و گسل چاپدونی موجب پیچیدگی تکتونیکی این منطقه شده است. در اثر عملکرد راست لغز با راستای شمالی-جنوبی این گسل ها، هورست و گرابن هایی در این بلوک و بلوک های مجاور تشکیل شده است. بالا آمدگی بلوک ها نسبت به یکدیگر سبب قرار گرفتن واحدهای قدیمی موجود در زیر تشکیلات پالئوزوئیک این منطقه در مجاورت سنگ های جوانتر شده است (کارگران بافقی^۱ و همکاران ۲۰۱۰) که این امر کمک بسیاری در تشخیص پی سنگ قدیمی (پرکامبرین) در این ناحیه نموده است. پایین رفتن بلوک ها نیز موجب تشکیل دشت های مسطح کم ارتفاع همراه با رسوبات منفصل دانه ریز تا دانه متوسط گردیده است (حقی پور ۱۹۷۴).

قدیمی ترین فاز کوهزایی با دگرشیبی سری ریزو (پایین ترین افق های کربناتی) بر روی سنگ های رسوبی دگرگون شده سازند تاشک در منطقه پشت بادام مشخص می گردد. حقی پور (۱۹۷۴) این فاز کوهزایی را برابر فاز کوهزایی آسنیتیک گزارش کرده است. فاز کوهزایی هرسینین در این منطقه، با کنگلومرای قاعده رسوبات پالئوزوئیک بالایی مشخص گردیده و وجود توده های نفوذی دیوریتی نیز فاز تکتونیکی مزبور را تایید می کند.

فاز کوهزایی سیمیرین پیشین، میانی، پسین و لارامید، فعالیت های آذرین چشمگیری در منطقه داشته و توده های نفوذی دیوریت-گابرویی (تریاس بالایی)، گرانیتی، مونزونیتی و گرانودیوریتی (ژوراسیک بالایی) و گرانیت های روشن (کرتاسه بالایی-پالئوسن) نمودی از فازهای کوهزایی آلیپی است. سرانجام چین خوردگی رسوب های نئوژن و اوایل کواترنری نشان دهنده اثراتی از جنبش های کوهزایی آلپ جوان است.

۲-۶- گسل های موثر در ساختار زمین شناسی منطقه پشت بادام

در ساختار تکتونیکی بلوک پشت بادام، گسل ها نقش مهمی را ایفا می نمایند و گسل های اصلی، قلمرو پهنه های تکتونیکی را مشخص می کنند. این گسل ها عمیق بوده و به طول صدها کیلومتر قابل تعقیب هستند. مهم ترین گسل های موجود در منطقه گسل پشت بادام، گسل چاه تک-نی باز و گسل چاپدونی می باشد.

¹ Kargaranbafghi

۲-۶-۱- گسل پشت بادام

گسل پشت بادام از گسل های قدیمی (پرکامبرین)، ژرف و خمیده ایران مرکزی است که در ایجاد فراپوم و فروپوم ها و تفکیک رخساره های ناحیه پشت بادام نقش اساسی داشته است. پهنه گسلی پشت بادام از یک دسته گسل های راست لغز با مولفه راندگی تشکیل شده است. روند کلی این گسل ها شمالی- جنوبی تا شمال، شمال شرق- جنوب جنوب غرب و شیب آن ها به سوی غرب تا شمال غرب است (کارگران بافقی و همکاران ۲۰۱۰). اگرچه تنها ۳۰ کیلومتر از پهنه گسلی پشت بادام مشاهده می شود، ولی اثر این گسل با درازای بیشتر از ۲۰۰ کیلومتر در عکس های هوایی، تصاویر ماهواره ای قابل شناسایی است. این پهنه گسلی در حوالی روستای ساغند با تغییر روند ساختاری خود از شمال شرق به سوی جنوب- جنوب شرق همراه واحدهای ساختاری مجموعه دگرگونی پشت بادام در شرق کوه خشومی به سمت جنوب شرق گسترش می یابد. پهنه گسلی پشت بادام، دگرگونه های پشت بادام را در غرب (فرادیواره گسل) از دگرگونه های بنه شور و تاشک در شرق (فرادیواره گسل) جدا می کند. گسل های راست لغز با مولفه راندگی پشت بادام، احتمالاً از یک گسل راست لغز پوسته ای "گسل پشت بادام" منشعب شده که در بخش های فوقانی پوسته به آن متصل می شوند. در آبراهه ها و رودخانه های موقتی که به موازات گسل های پشت بادام توسعه یافته اند، سه پادگانه آبرفتی با اختلاف ارتفاعی بین ۱-۳ متر در نهشته های پلیستوسن- کواترنری قابل شناسایی است. این سطوح زمین ریخت شناسی احتمالاً آخرین جنبش های راست لغز راست بر با مولفه راندگی پشت بادام در کواترنری با بالا آمدگی بلوک هایی از فرادیواره گسل های پشت بادام هستند. پهنه گسلی پشت بادام در ابتدا به صورت یک پهنه گسلی خمیری راست لغز راست بر عمل نموده است که در اثر کاهش ژرفای گسل، تشکیل یک پهنه گسلی شکننده راست لغز راست بر و در نهایت راست لغز راست بر با مولفه راندگی را داده است (شاه پسندزاده و همکاران ۱۳۸۲).

۲-۶-۲- گسل نی باز- چاه تک

پهنه گسلی نی باز- چاه تک با روند کلی شمال شرق- جنوب جنوب شرق تا شمال شمال غرب- جنوب جنوب شرق و شیبی به سوی جنوب شرق تا شمال شرق، واحد سنگ زمین ساختی پشت بادام را بر روی دگرگونه های چاپدونی رانده است. این پهنه گسلی با طولی در حدود ۷۰ کیلومتر و پهنه ای حدود ۲ کیلومتر در کلوت های چاه تک و غرب کوه ساغند دیده می شود. بر پایه مطالعه ساختاری انجام شده در ناحیه ساغند- پشت بادام سبک ساختاری در راستای پهنه گسلی نی باز- چاه تک تغییر می کند. به عبارت دیگر پهنه گسلی نی باز- چاه تک از پهنه ساختاری پیچیده ای متشکل از گسل های رانده با شیبی کم به سوی

شرق (کلوت چاه تک) تا گسل رانده منفردی با شیبی به سمت جنوب شرقی در بخش مرکزی آن (کلوت خارمیشا) و دسته ای گسل های رانده با شیب متوسط به سوی شمال شرق در جنوب غرب (کوه ساغند) تغییر می کند. نظر به شواهد جنبشی موجود در پهنه گسلی نی باز- چاه تک می توان پیشنهاد نمود که این پهنه گسلی ابتدا یک جنبش خمیری راست لغز چپ بر با مولفه عادی داشته که به یک حرکت خمیری- شکننده راست لغز راست بر با مولفه راندگی تبدیل شده است (شاه پسندزاده و همکاران ۱۳۸۲).

۲-۶-۳- گسل چاپدونی

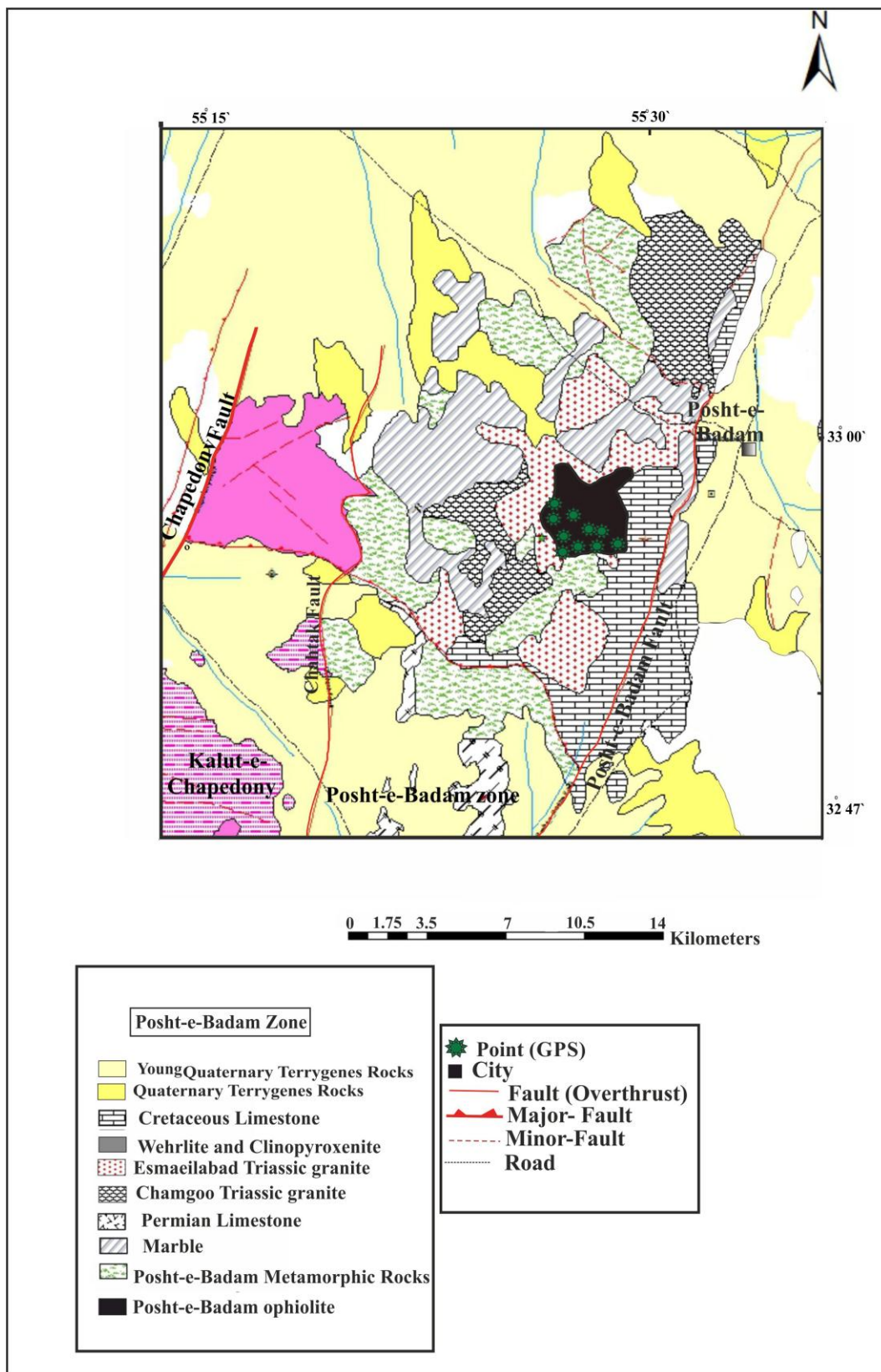
پهنه گسلی چاپدونی با درازای حدود ۳۰ کیلومتر و شیب زیاد تشکیل پهنه ای خمیری- شکننده به پهنای بیش از یک کیلومتر در ناحیه ساغند- پشت بادام می دهد. این پهنه گسلی، مجموعه دگرگونی چاپدونی را در مجاورت تناوبی از شیل های، سنگ فرش های لایه ای نازک با میان لایه هایی از سنگ آهک های کرتاسه (آپتین- آلبین) قرار می دهد. در اثر دگرگونی جنبشی ناشی از این گسلش، توالی سنگ های کرتاسه (شیل های بیابانک) به اسلیت و فیلیت و مرمهای سفید رنگ تبدیل شده اند. شواهد چندین مرحله دگرشکلی خمیری- شکننده را با توسعه رگه ها و رگچه های مگابرش، برش گسلی، آرد گسلی، و کاتاکلاستیت می توان مشاهده نمود. آخرین جنبش های پهنه گسلی چاپدونی با ایجاد آمیزه ها و مگابرش های گسلی در کنگلومرای نئوژن (غرب کلوت های چاه تک و چاپدونی) مشخص می شود (شاه پسندزاده و همکاران ۱۳۸۲).

۲-۷- زمین شناسی ناحیه ای و واحد های سنگی موجود در منطقه پشت بادام

منطقه پشت بادام در ۱۵ کیلومتری روستای رباط پشت بادام و در شمال شرق استان یزد قرار دارد. این منطقه در بخش میانی بلوک پشت بادام و در مجاورت مزرعه اسماعیل آباد واقع شده است (شکل ۲-۴). منطقه پشت بادام و بخش های جنوبی آن (منطقه خشومی و چاپدونی) به عنوان بخشی از یک کمپلکس حلقوی دگرگون در نظر گرفته شده است (رمضانی و تاکر ۲۰۰۳، وردل ۲۰۰۷). این زون یک زون گسله و چین خورده می باشد و دارای پی سنگ دگرگون شده می باشد که توسط واحد های سنگی جوان تر از جمله توده های نفوذی مزوزوییک قطع شده و رسوبات آهکی کرتاسه بر روی این پی سنگ دگرگون شده قرار گرفته اند (حقی پور ۱۹۷۷).

گسل های اصلی منطقه شامل گسل پشت بادام در شرق و گسل نی باز- چاه تک در غرب می باشد که نقش کلیدی در تکتونیک این بخش ایفا می نمایند (شکل ۲-۲).

بررسی های صحرایی منطقه پشت بادام نشان دهنده وجود متافیولیت، سنگ های پلیتی دگرگون شده (شیست)، مرمر و گرینستون می باشد. این واحدها توسط توده های نفوذی مزوزوییک چامگو و اسماعیل آباد قطع شده است. گرانیتهای چامگو در گرینستون ها و مرمرهای کمپلکس پشت بادام نفوذ کرده است و توده نفوذی گرانیتهای اسماعیل آباد متافیولیت پشت بادام را قطع می نمایند. بررسی های سنسنجی زیرکن های توده گرانیتهای اسماعیل آباد و چامگو در این منطقه به روش U-Pb میانگین سنی ۲۱۴ و ۲۲۰ میلیون سال که معادل اشکوب نورین در تریاس بالایی است را به ترتیب برای گرانیتهای اسماعیل آباد و گرانیتهای چامگو نشان می دهد (رضانی و تاکر ۲۰۰۳). در مرز همبری توده نفوذی گرانیتهای کالک آلکالن اسماعیل آباد با متاپریدوتیت های سرپانتینی شده متافیولیت پشت بادام، به ترتیب سنگ های جدید کلینوپیروکسنیت، الیوین کلینوپیروکسنیت و ورلیت طی رخداد دگرگونی مجاورتی تشکیل شده است. این توده نفوذی، آهک های پرمین را به شدت دگرگون کرده است، و خود توسط رسوبات آهکی کرتاسه پوشیده شده است (حقی پور و پلیسیر ۱۹۷۷). بررسی های صحرایی حاکی از آن است که افیولیت دگرگون شده پشت بادام بر روی سنگ آهک دگرگون نشده پرمین قرار گرفته است. این مسئله مبین آن است که، این مجموعه افیولیتی قبل از قرارگیری بر روی پوسته قاره ای در زمان گسترش پوسته اقیانوسی متحمل دگرگونی ناحیه ای گردیده است. بعد از فرارانش متافیولیت پشت بادام بر روی پوسته قاره ای، توده نفوذی گرانیتهای اسماعیل آباد (تریاس بالایی) افیولیت دگرگون شده پشت بادام را قطع نموده است و سنگ های ورلیت، الیوین کلینوپیروکسنیت و کلینوپیروکسنیت طی دگرگونی مجاورتی در همبری متاپریدوتیت های سرپانتینی شده این متافیولیت تشکیل شده اند (شکل ۲-۲).

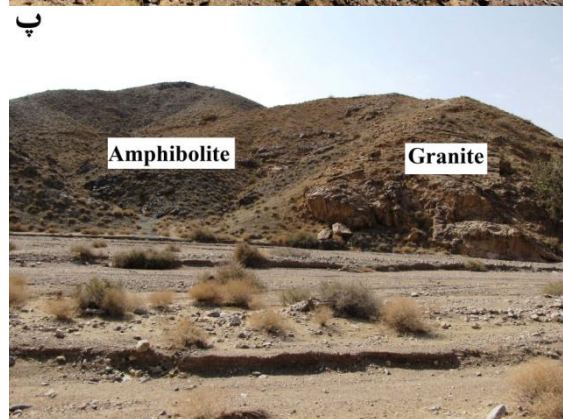
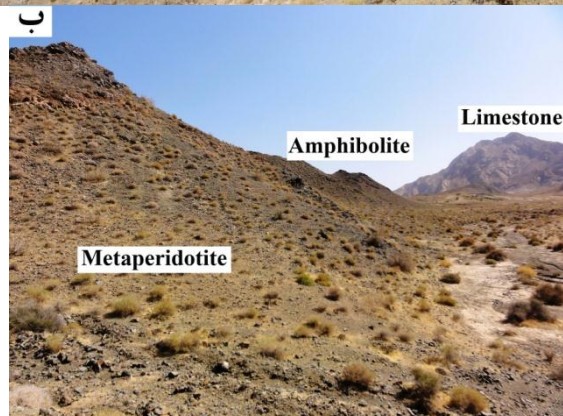
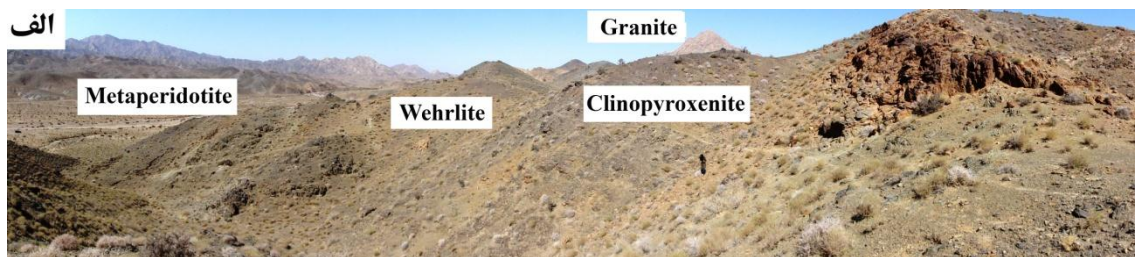


شکل ۲-۲: نقشه زمین شناسی منطقه پست بادام (برگرفته از حقی پور ۱۳۵۵ با تغییرات).

عدم وجود آثار دگرگونی ناحیه ای در این گرانیت ها و وجود زنولیت هایی از آمفیبولیت ها در این گرانیت ها نیز مبین این مسئله می باشند.

۲-۷-۲-۱- توده نفوذی گرانیتی اسماعیل آباد

توده گرانیتی کالک آلکالن اسماعیل آباد، آهک های فسیل دار پرمین را به شدت دگرگون نموده و سپس خود توسط کنگلومرا، ماسه سنگ و آهک های کرتاسه پوشیده شده است (حقی پور و پلیسیر ۱۹۷۷). رخنمون اصلی این کنتاکت در جنوب غرب مزرعه اسماعیل آباد برونزد دارد شکل (۲-۳).



شکل ۲-۳: تصاویر صحرایی از نفوذ توده گرانیتی اسماعیل آباد و سنگ‌های اطراف این توده. الف- نمایی کلی از توده نفوذی گرانیتی در متاپریدوتیت‌های پشت بادام که در زون کنتاکت توده گرانیتی با متافیولیت، سنگ‌های الیون کلینوپیروکسنیت و ورلیت تشکیل شده است. ب- وجود آمفیبولیت همراه با متافیولیت پشت بادام. پ- نفوذ توده گرانیتی در آمفیبولیت‌های پشت بادام.

فصل سوم

۳-۱- مقدمه

در این فصل به بررسی پتروگرافی و شیمی کانی های موجود در توده نفوذی گرانیتی اسماعیل آباد در منطقه پشت بادام بر اساس مطالعات میکروسکوپی و آنالیزهای شیمیایی کانی ها پرداخته شده است. مطالعات پتروگرافی این واحدهای سنگی توسط میکروسکوپ پلاریزان الیمپوس مدل BH-2 موجود در گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان صورت گرفت. مطالعه شیمی کانی ها همراه با بررسی های میکروسکوپی مقاطع نازک امری ضروری است. بررسی شیمیایی کانی ها از ابزارهای مطالعه ماهیت سنگ ها و شرایط حاکم بر آن ها است که با استفاده از تجزیه نقطه ای کانی ها و محاسبه فرمول ساختمانی آن ها امکان پذیر است.

۳-۲- پتروگرافی سنگ های توده گرانیتی اسماعیل آباد

بررسی های صحرایی و پتروگرافی نشان می دهد که توده گرانیتی اسماعیل آباد با سن تریاس بالایی به درون سنگ های دگرگونی کمپلکس پشت بادام نفوذ نموده و موجب رخداد دگرگونی مجاورتی در آن ها شده است.

در بررسی های صحرایی، سنگ های توده گرانیتی اسماعیل آباد به رنگ سفید تا صورتی است. گرانیت های مورد بررسی درشت بلور، لوکوکرات تا مزوکرات بوده و بعضا شواهدی از میلونیتی شدن در آن ها قابل مشاهده است. مطالعات پتروگرافی این گرانیت ها نشان می دهد که کانی های اصلی تشکیل دهنده این نمونه ها به ترتیب فراوانی شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت بوده و کانی های فرعی سازنده آن ها متشکل از مسکویت، آپاتیت، کلریت، اسفن و زیرکن است (شکل ۳-۱). بافت گرانولار بافت اصلی در این گرانیت ها است و بافت های پرتیت و پوئی کیلیتیک نیز به صورت بافت فرعی در آن ها دیده می شود (شکل C, D ۳-۱). بررسی های پتروگرافی و نتایج آنالیزهای شیمیایی کانی ها نشانگر آن است که گرانیت های موجود، بافت و کانی شناسی اولیه خود را حفظ نموده اند؛ اما بعضا می توان فرایند دگرسانی در این نمونه ها را به صورت فرایندهای سریسیتی شدن و کائولینیتی شدن در فلدسپارها و کلریتی شدن در آمفیبول ها و بیوتیت ها مشاهده نمود (شکل A, E ۳-۱).

۳-۲-۱- کانی های اصلی موجود در توده گرانیتی اسماعیل آباد

- کوارتز

کوارتز از کانی های اصلی موجود در این نمونه ها است. کوارتزهای موجود به صورت بلورهای ریز با حاشیه های دندانهای در زمینه سنگ دیده می شوند و گاه به صورت اجتماعاتی از دانه های کوارتز با خاموشی موحی می باشند.

- فلدسپار

بررسی‌های پتروگرافی نشان‌دهنده وجود فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز به‌عنوان یکی از کانی‌های اصلی سازنده این گرانیت‌ها است که در حدود ۴۰ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و ماکل پلی سینتتیک از خود نشان می‌دهند (شکل ۱-۳ A, B). ارتوکلاز با فراوانی بیشتر نسبت به پلاژیوکلاز در این نمونه‌ها حضور دارد. فلدسپارهای موجود عمدتاً سالم و به‌دور از دگرسانی بوده اما در برخی از نمونه‌ها به‌طور بخشی تحت تاثیر فرایندهای سریسیتی‌شدن و کائولینیتی‌شدن قرار گرفته‌اند. بلورهای ارتوکلاز و پلاژیوکلاز، در برخی موارد دارای ادخال‌های آپاتیت هستند (شکل ۱-۳ E, F).

بررسی شیمی پلاژیوکلازها نشان می‌دهد پلاژیوکلازهای موجود در این نمونه‌ها دارای گستره An_{26} تا An_{45} می‌باشند (پیوست ۱-۴). استفاده از نمودار مثلثی تقسیم‌بندی این کانی‌ها نشانگر ترکیب آندزین و الیگوکلاز در پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها است (شکل ۱-۳ A-۱۵). همچنین بررسی شیمی کانی‌ها مبین وجود فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز)، با محتوی ارتوکلاز بیشتر از ۹۰ درصد ($Orthoclase < 1.9\%$) در این گرانیت‌ها می‌باشد.

- آمفیبول

آمفیبول از کانی‌های اصلی مافیک موجود در این گرانیت‌ها است و در حدود ۵ تا ۱۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. درشت بلورهای آمفیبول در این نمونه‌ها عمدتاً به‌دور از دگرسانی بوده (شکل ۱-۳ C, D)؛ اما در برخی نمونه‌ها رخداد فرایند کلریتی‌شدن قابل مشاهده است که کانی‌های کلریت و اپاک از محصولات این فرایند در آمفیبول‌ها می‌باشند (شکل ۱-۳ E).

در بررسی‌های شیمی کانی، این آمفیبول‌ها دارای مقادیر Al_2O_3 (۵/۶-۸/۲) درصد وزنی و CaO (۱۱/۲-۱۲/۲) درصد وزنی می‌باشند (پیوست ۲-۴). بر اساس نتایج آنالیز نقطه‌ای، این آمفیبول‌ها با مقادیر $Mg\#$ (۰/۵۴-۰/۶۴) و نسبت پایین Fe^{3+}/Fe^{2+} برابر با ۰/۳۵ تا ۰/۴۵ از نوع کلسیک هستند و دارای ترکیب منیزوهورنبلند می‌باشند. بررسی ماهیت آذرین یا دگرگونی آمفیبول‌ها با استفاده از نمودار $Ca+Na+K$ در برابر Si حاکی از آن است که همه آمفیبول‌های موجود در گرانیت‌های مورد بررسی از نوع آمفیبول‌های حاصل از تبلور ماگما می‌باشند (شکل ۲-۳ D).

- بیوتیت

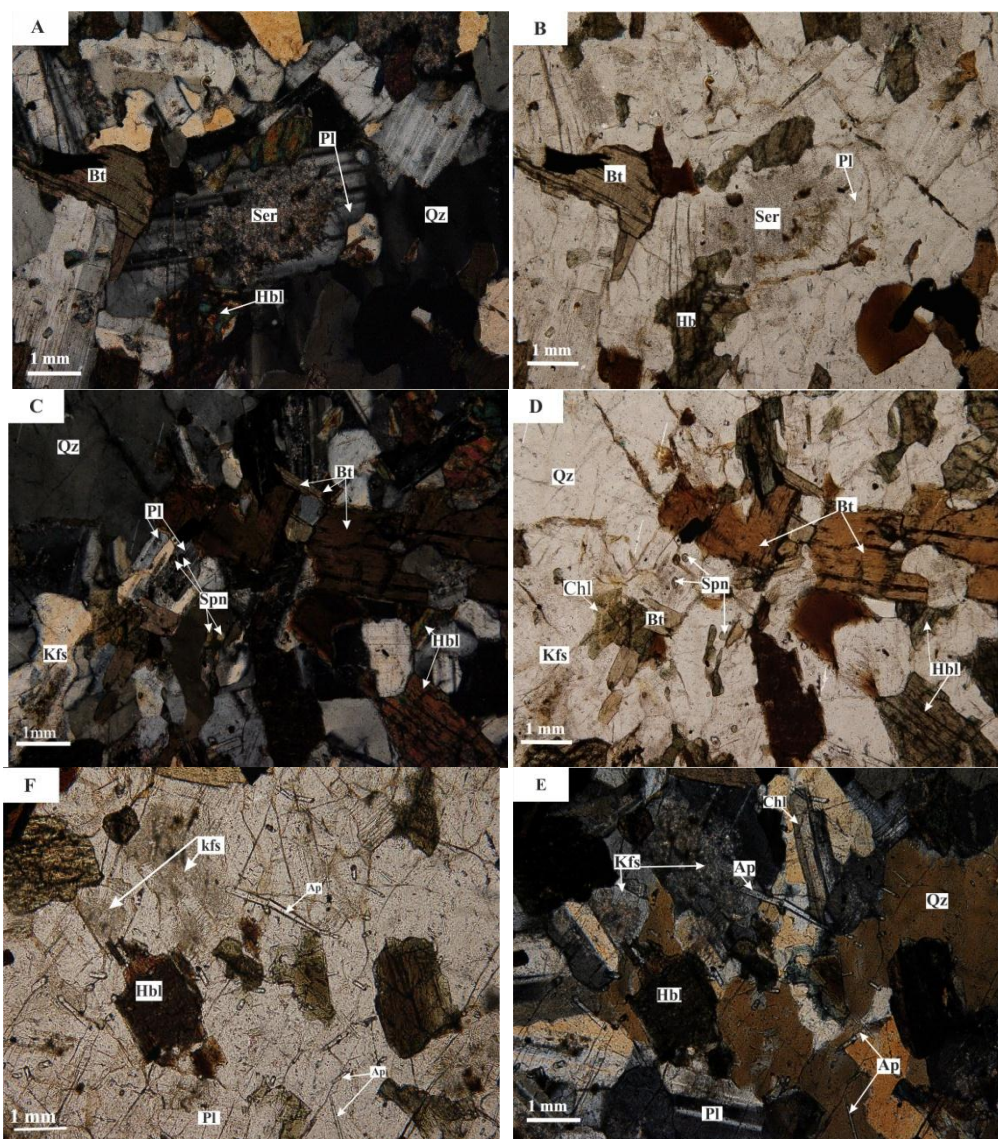
بیوتیت از دیگر کانی‌های اصلی موجود در گرانیتهای مورد بررسی است و دارای فراوانی کمتری نسبت به آمفیبول در این نمونه‌ها می‌باشد. این کانی در برخی موارد حدود ۱۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد و رخداد فرایند کلریتی‌شدن موجب ایجاد کلریت، مگنتیت و تیتانیت در برخی از بیوتیت‌های دگرسان‌شده گردیده است (شکل C, D ۱-۳).

بررسی شیمی کانی بیوتیت‌ها نشان می‌دهد که همه میکاهای مورد بررسی دارای محتوی $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ بزرگتر از ۰/۳۳ هستند (پیوست ۳-۴)؛ بنابراین در زیر گروه بیوتیت (در مقابل فلوگوپیت) قرار می‌گیرند (شکل E ۱۵-۳). بیوتیت‌های موجود محتوی $Fe^{2+}\#$ بین ۰/۴۹ تا ۰/۷۲ داشته و شاخص غنی‌شدگی از آلومینیم $(ASI=Al/Ca+Na+K)$ آن‌ها در محدوده ۱/۰۴ تا ۱/۷۴ می‌باشد؛ که مقادیر متوسط این شاخص نشان‌دهنده محدوده فعالیت آلومینیم در تبلور مذاب است (زن^۱ ۱۹۸۸). استفاده از نمودار مثلثی $10TiO_2-MgO-(FeO^*+MnO)$ به‌منظور تمایز ماهیت بیوتیت‌ها مبین آن است که بیوتیت‌های موجود در گرانیتهای اسماعیل آباد همگی از نوع اولیه و آذرین هستند (شکل F ۲-۳).

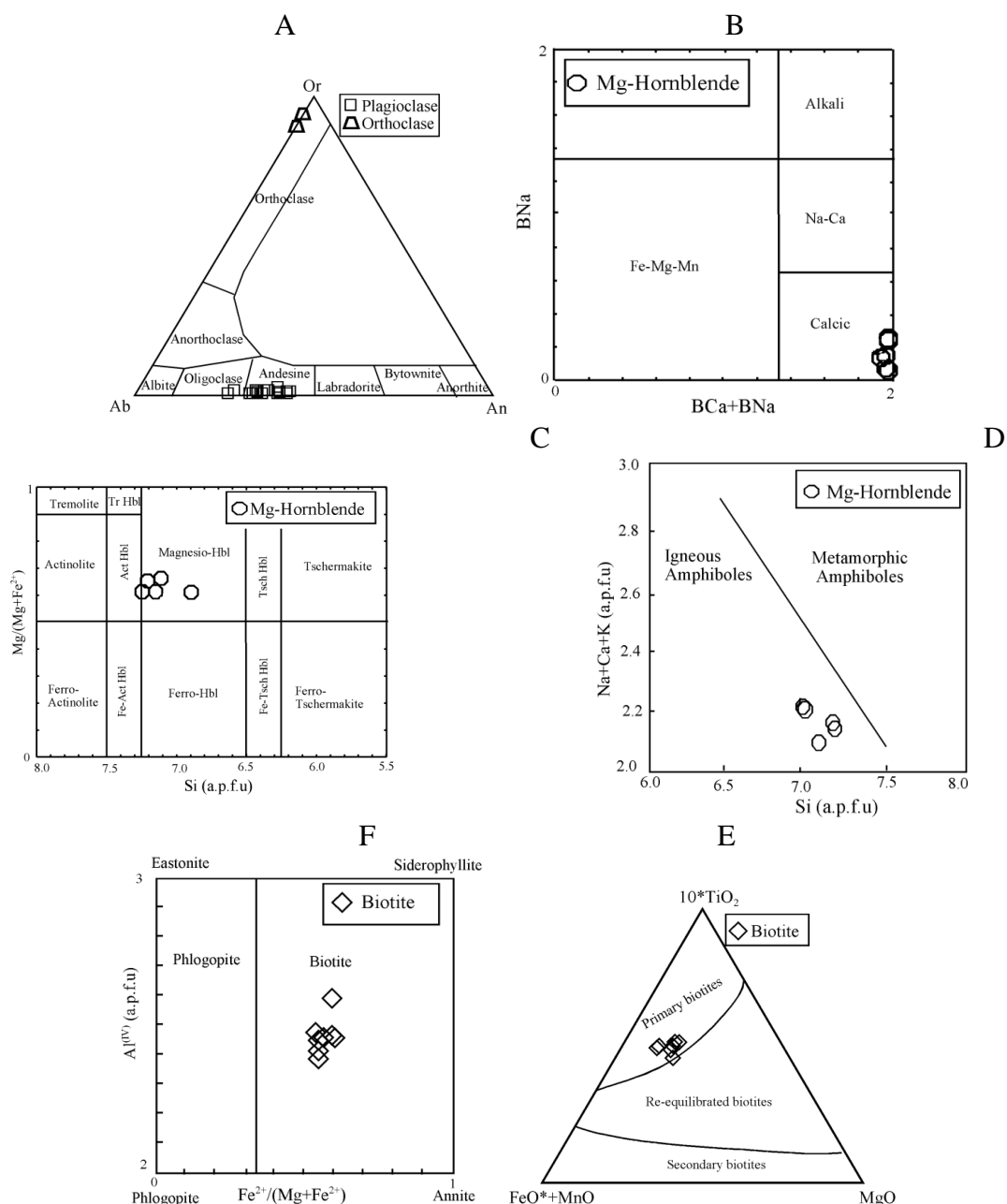
۲-۲-۳- کانی‌های فرعی و ثانویه تشکیل دهنده توده گرانیتهی اسماعیل آباد

آپاتیت و زیرکن از جمله کانی‌های فرعی در این گرانیتهای بوده و سریسیت، کلریت، اپاک و اپیدوت نیز از کانی‌های ثانویه موجود در آن‌ها هستند (پیوست ۴-۴). فرایند دگرسانی در این گرانیتهای به‌صورت فرایندهای سریسیتی‌شدن و کائولینیتی‌شدن در فلدسپارها و کلریتی‌شدن در آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها است (شکل A, E ۱-۳). کلریت‌های (ریپدولیت) موجود در این نمونه‌ها عمدتاً در حاشیه برخی آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها وجود دارد.

¹ Zen



شکل ۳-۱: تصاویر میکروسکوپی مقاطع نازک تهیه شده از نمونه های توده گرانیتی اسماعیل آباد. A. وجود کانی های کوارتز، پلاژیوکلاز، آمفیبول (هورنبلند) و بیوتیت در این گرانیت ها و رخداد فرایند سریسیتی شدن در پلاژیوکلاز و کلریتی شدن در آمفیبول های موجود. B. همان تصویر در نور طبیعی (PPL). C. وجود کانی های اسفن و آپاتیت به صورت کانی های فرعی همراه با کانی های اصلی (کوارتز، پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت) در این گرانیت. D. همان تصویر در نور طبیعی (PPL). E. دگرسانی برخی از آمفیبول های موجود به کلریت و وجود آپاتیت در گرانیت های مورد بررسی. F. همان تصویر در نور طبیعی (PPL).



شکل ۳-۲: بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در توده گرانیتی اسماعیل آباد. A. نمودار مثلثی طبقه‌بندی فلدسپارها (اقتباس از دیر و همکاران ۱۹۹۲). B و C- نمودارهای طبقه‌بندی آمفیبول‌ها (نمودار بر گرفته از دیر و همکاران ۱۹۹۲). D- نمودار بررسی ماهیت آذرین یا دگرگونی آمفیبول‌ها (اقتباس از ویلن و ریپ ۱۹۸۲). E. نمودار تقسیم‌بندی خانواده بیوتیت‌ها (اقتباس از دیر و همکاران ۱۹۹۲). F. نمودار مثلثی تمایز بیوتیت‌های اولیه، بیوتیت‌های تعادل مجددیافته و بیوتیت‌های ثانویه (ناچیت^۱ و همکاران ۲۰۰۵).

^۱ Nachit

فصل چہارم

۴-۱- پیشگفتار

در دهه های اخیر، برای دانستن شرایط دما و فشار تشکیل سنگ ها، مطالعات زمین دماسنجی به عنوان یک روش مفید مطرح و اهمیت ویژه ای در مطالعات زمین شناسی پیدا نموده است. در این زمینه، تجربیات آزمایشگاهی دانشمندان، محاسبات و مدل سازی ترمودینامیکی، بر اساس تجزیه شیمیایی کانی ها به وسیله ریزپردازنده الکترونی به فهم بهتر شرایط دما و فشار حاکم بر سنگ ها در خلال فرآیندهای زمین شناسی، کمک مؤثری نموده است (شیردشت زاده و صمدی ۱۳۸۹). ژئوترموبارومتری موفق بر فرض های بسیاری استوار است که از آن جمله می توان به مساله تعادل اشاره نمود. در واقع فرض اصلی در ژئوترموبارومتری، تعادل مجموعه های کانیایی موجود در سنگ می باشد.

۴-۲- زمین دما- فشارسنجی تبلور توده نفوذی گرانیتی اسماعیل آباد

کانی های آمفیبول و فلدسپار از کانی های اصلی موجود در گرانیت اسماعیل آباد هستند که از خصوصیات شیمیایی آن ها می توان در بررسی پارامترهای فیزیکوشیمیایی تبلور توده نفوذی شامل دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن استفاده نمود. جهت بررسی دمای توده گرانیتی با استفاده از ترکیب فلدسپارها، نمودار سه تایی آل بیت، آنورتیت و ارتوکلاز کاربرد دارد. در این نمودار دمای تشکیل فلدسپارهای موجود در گرانیت های مورد بررسی در حدود ۵۵۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی گراد می باشد (شکل A ۴-۶).

ترکیب شیمیایی آمفیبول ها به دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن، ترکیب سنگ کل، فشار بخار آب و فازهای همراه این کانی بستگی دارد (هلند و بلوندی ۱۹۹۴). فشارسنجی براساس ترکیب آمفیبول ها، برمبنای محتوی Al^{total} موجود در ساختار آن ها بوده و با استفاده از روش های متعددی امکان پذیر است که دقیق ترین آن ها روش اشمیمیت (۱۹۹۲) می باشد (جارار^۱ ۱۹۹۸). روش اشمیمیت (۱۹۹۲) در فشار ۲/۵ تا ۱۳ کیلو بار و در دمای ۶۵۵ تا ۷۰۰ درجه سانتی گراد کالیبره گردیده است و از معادله زیر قابل بررسی است:

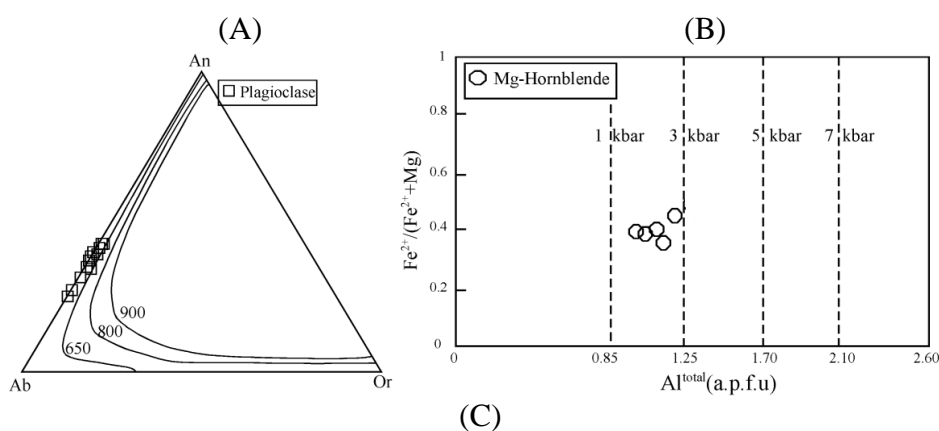
$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 Al^{total}$$

نتایج فشارسنجی حاصل از این روش برای آمفیبول های موجود در توده گرانیتی پشت بادام ۲/۱ تا ۳ کیلو بار می باشد.

¹ Jarrar

همچنین استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول در نمودارهای (شکل B, C ۱-۴). گستره‌ی دمایی حدود ۶۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار تقریبی ۲ تا ۳ کیلو بار را جهت تشکیل این کانی‌ها مشخص می‌نماید.

جمع‌بندی نتایج حاصل از روش‌های دماسنجی و فشارسنجی آمفیبول‌ها در این توده، دمای تقریبی ۵۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و محدوده فشار ۲ تا ۳ کیلو بار را برای تشکیل این کانی‌ها مشخص می‌کند. با استناد به فشار بدست آمده حاصل از بررسی آمفیبول‌های موجود می‌توان عمق تقریبی ۷/۵ تا ۱۳ کیلومتر را برای تبلور آمفیبول‌های این سنگ‌ها تخمین زد.



شکل ۴-۱: A. نمودار آنورتیت - آل بیت - ارتوکلاز به منظور دماسنجی فلدسپارهای موجود در توده گرانیتی اسماعیل آباد در گستره فشاری ۱ کیلو بار (آندرسون ۱۹۹۶). B- نمودار فشارسنجی آمفیبول‌های موجود در این گرانیت‌ها (آندرسون و اسمیت ۱۹۹۵). C- نمودار دماسنجی آمفیبول‌های موجود در این گرانیت‌ها (خطوط موجود در نمودار از اندرسون و اسمیت ۱۹۹۵) و منابع موجود در آن اقتباس گردیده است).

۲-۴- تعیین فوگاسیته اکسیژن ماگما

فوگاسیته اکسیژن ماگماها عمدتاً به نوع سنگ منشا و محیط تکتونیکی تشکیل آن‌ها وابسته است به گونه‌ای که ماگماهای گرانیتی مشتق شده از رسوبات معمولاً حالت احیایی داشته و گرانیت‌های نوع I عمدتاً ماهیت اکسیدان دارند (هلمی و همکاران ۲۰۰۴). تعیین شرایط اکسایش ماگما از طریق بررسی کانی‌شناسی و شیمی کانی و همچنین به روش‌های نیمه‌کمی و کمی امکان‌پذیر است. در بررسی‌های کانی‌شناسی و شیمی کانی گرانیت‌های موجود منیزوپهورنبلند و بیوتیت‌های غنی از آهن همراه با اسفن، مگنتیت و کوارتز وجود دارد که به عقیده ونز (۱۹۸۹) این مجموعه‌ی کانی‌ها مبین بالا بودن فوگاسیته اکسیژن ماگمای مولد آن‌ها است. استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها در نمودار ارائه شده توسط اندرسون و اسمیت (۱۹۹۵) نیز حاکی از قرارگیری منیزوپهورنبلند‌های مورد بررسی در محدوده فوگاسیته بالای اکسیژن است (شکل ۴D-۲). علاوه بر آن مقدار کمی فوگاسیته اکسیژن از معادله (ج) تعیین می‌گردد (ونز ۱۹۸۹) که در این معادله دما بر حسب کلوین و فشار بر حسب بار می‌باشد:

$$\text{Log } f_{\text{O}_2} = -30930/T + 14.98 + 0.142 (P-1)/T \quad (\text{ج})$$

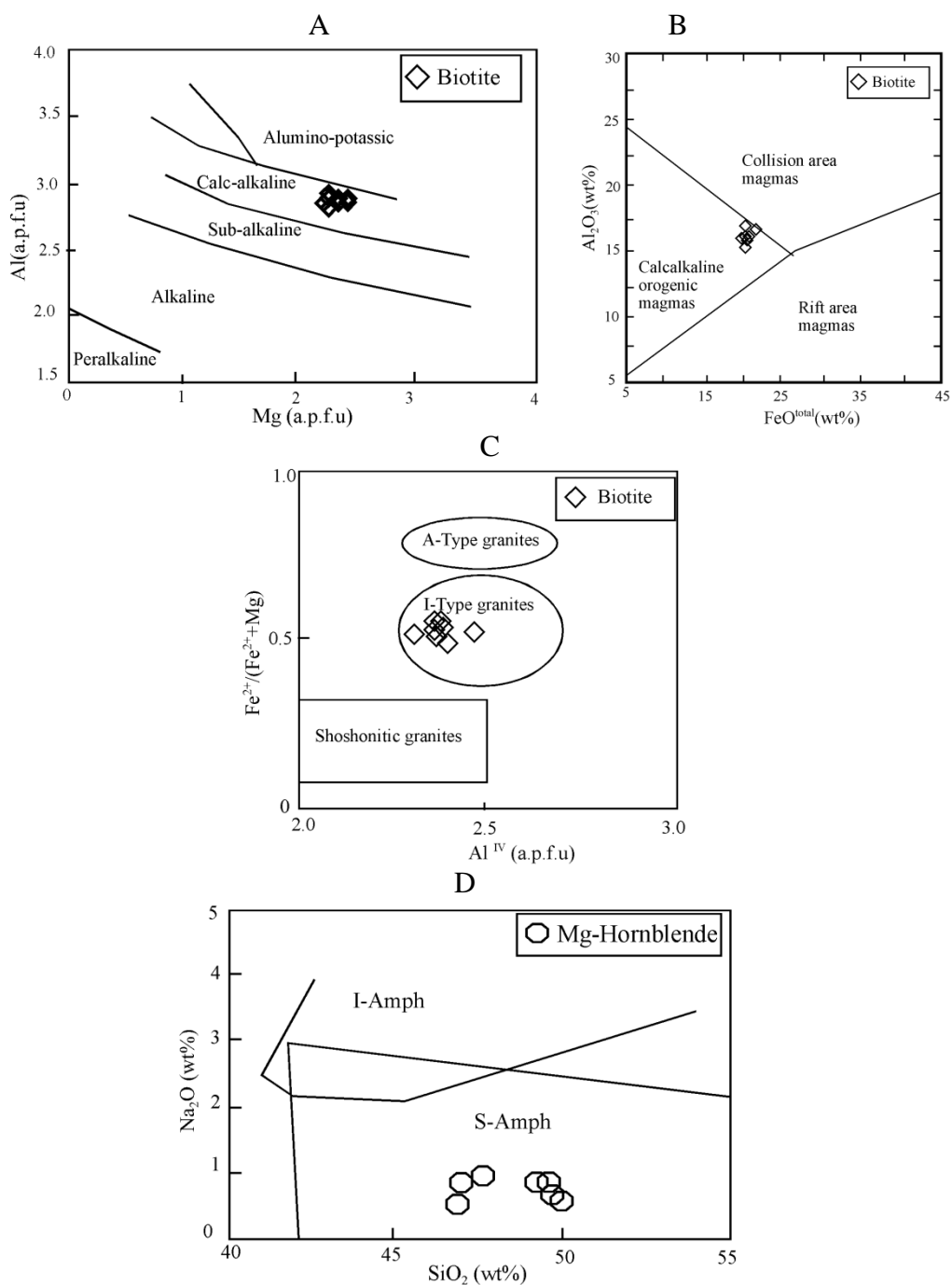
مقادیر $\text{Log } f_{\text{O}_2}$ محاسبه شده برای گرانیت‌های اسماعیل آباد در محدوده ۱۸/۲- تا ۱۶/۲- (با میانگین ۱۷/۰-) می‌باشد که بیانگر اکسیدان بودن ماگمای مولد آن‌ها است.

۳-۴- تعیین سری ماگمایی و محیط تکتونیکی

کانی‌های بیوتیت و آمفیبول از کانی‌های کلیدی در تعیین نوع ماگما، ژنز و محیط تکتونیکی گرانیت‌ها محسوب می‌گردند. ترکیب کانی بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی تابع ترکیب ماگمای والد (ناچیت ۱۹۸۶)، فوگاسیته اکسیژن (پارتین و همکاران ۱۹۸۳)، دمای مذاب (آبوت و کلارک ۱۹۷۹)، خاستگاه (عبدالرحمان ۱۹۹۴) و نوع گرانیت (جیانگ و همکاران ۲۰۰۲) می‌باشد. بیوتیت‌های موجود در گرانیت اسماعیل آباد دارای ترکیب بیوتیت‌های اولیه حاصل از تبلور ماگما هستند (شکل ۴E) که به عقیده ناچیت (۱۹۸۶) بیوتیت‌های اولیه با ترکیب حدواسط می‌توانند همزمان با تبلور هورنبلند و پلاژیوکلاز در ماگما ایجاد شوند. تعیین سری ماگمایی سازنده گرانیت‌های مورد بررسی بر مبنای ترکیب بیوتیت در نمودار Mg در برابر Al نشان دهنده ماهیت کالک آلکالن ماگمای مولد این کانی‌ها است (شکل ۵A). میانگین نسبت FeO^*/MgO برای بیوتیت‌های سری ماگمایی کالک آلکالن برابر با ۱/۷۶ گزارش گردیده است (عبدالرحمان ۱۹۹۴)؛ که این نسبت در ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مورد بررسی دارای مقادیر نزدیک به محتوی گزارش شده و برابر با ۱/۹۸ می‌باشد. به عقیده عبدالرحمان (۱۹۹۴)

ترکیب بیوتیت‌ها علاوه بر ماهیت ماگما می‌تواند معرف محیط زمین‌ساختی تشکیل آن‌ها نیز باشد. بر این اساس بیوتیت‌های مورد بررسی در نمودار FeO^* در برابر Al_2O_3 در گستره‌ی ماگماهای کالک آلکالن نواحی برخوردی قرار می‌گیرد (شکل ۴B-۲)؛ که بنا بر نظر استوسسی و کیونی (۱۹۹۶) قرارگیری نمونه‌ها در این محدوده نشانگر بیوتیت‌های حاصل از ماگماهای متآلومینوس نیز قلمداد می‌گردد. این بیوتیت‌ها دارای مقادیر متوسط شاخص غنی‌شدگی از آلومینیم (میانگین ۱/۳۰) می‌باشند که مقادیر متوسط این شاخص نیز نشان‌دهنده محدوده نه چندان وسیع فعالیت آلومینیم در تبلور مذاب است (زن ۱۹۸۸). همچنین ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها می‌تواند در تمایز نوع گرانیت میزبان مورد استفاده قرار گیرد (جیانگ و همکاران ۲۰۰۲). بر این اساس استفاده از نمودار Al^{IV} در برابر $Fe\#$ نشانگر آن است که بیوتیت‌های موجود در توده گرانیتی مورد بررسی به گرانیتهای نوع I تعلق دارند (شکل ۴C-۲).

ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها نیز به‌منظور تعیین شرایط محیطی تشکیل گرانیتهای دارای اهمیت است (استون ۲۰۰۰). آمفیبول‌های موجود در گرانیتهای اسماعیل آباد از دسته آمفیبول‌های کلسیک با ماهیت آذرین هستند (شکل ۴B, D-۱)؛ به‌عقیده استین و دیتل (۲۰۰۱) وجود آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های گرانیتی می‌تواند مبین ارتباط آن‌ها با گرانیتهای نوع I است. محتوی Al^{IV} موجود در آمفیبول‌های آذرین به‌عنوان یکی از فاکتورهای تمایز محیط تکتونیکی مورد استفاده قرار می‌گیرد (جکس و وایت ۱۹۷۲). بر این اساس آمفیبول‌هایی با محتوی Al^{IV} بالاتر از ۱/۵ متعلق به جزایر قوسی بوده و مقادیر پایین‌تر از آن معرف آمفیبول‌های تشکیل‌شده در حواشی فعال قاره‌ای می‌باشد. ترکیب همه آمفیبول‌های موجود در توده گرانیتی اسماعیل آباد دارای محتوی Al^{IV} کمتر از ۱/۵ بوده که مبین تشکیل آن‌ها در حواشی فعال قاره‌ای است. همچنین استفاده از نمودار تمایز آمفیبول‌ها ارائه‌شده توسط کولتورتی و همکاران (۲۰۰۷) که آمفیبول‌های وابسته به فرورانش (S-Amph) را از انواع میان صفحه‌ای (I-Amph) تفکیک می‌نماید نشانگر قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در گستره آمفیبول‌های وابسته به فرورانش است (شکل ۴D-۲). با توجه به مطالب فوق می‌توان آمفیبول‌های موجود را متعلق به حاشیه فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش در نظر گرفت.



شکل ۲-۴: A- تعیین سری ماگمایی گرانیت اسماعیل آباد براساس ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها (ناچیت ۱۹۸۶). B- موقعیت بیوتیت‌های موجود در توده نفوذی مورد بررسی در نمودار Al_2O_3 در برابر FeO^{total} (عبدالرحمان ۱۹۹۴). C- نمودار تفکیک نوع گرانیت براساس ترکیب بیوتیت موجود در توده نفوذی (جیانگ و همکاران ۲۰۰۲). D- نمودار رده‌بندی تکتونوماگمایی آمفیبول‌های موجود در گرانیت اسماعیل آباد (کولتورتی و همکاران ۲۰۰۷).

- الگوی تحولات پوسته اقیانوسی پالئوتتیس و تشکیل گرانیتهای اسماعیل آباد

خشکی واحد پانگه آ در ۱/۷ میلیارد سال پیش در اثر نیروهای کششی و ایجاد یک شکاف عظیم در آن به دو ابر قاره اوراسیا در شمال و گندوانا در جنوب تقسیم و اقیانوس پروتوتتیس میان آن دو تشکیل شده است. جایگاه زمین‌شناختی ایران در فصل مشترک دو قاره اوراسیا و گندوانا می‌تواند نشانگر اهمیت زمین‌شناسی ایران در درک تحولات ژئودینامیک جهانی باشد. در یک نگاه کلی، از شمال به جنوب، می‌توان سه صفحه بزرگ را در ایران شناسایی کرد. صفحه شمالی، به عنوان لبه جنوبی صفحه توران، شامل چین‌های حاشیه‌ای کپه‌داغ و فرونشست خزر جنوبی است که پوسته بازالتی دارد. صفحه میانی که محدود به دو زمین درز تتیس کهن در شمال و تتیس جوان در جنوب است و شامل موزاییکی از بلوک‌های بخش شمالی ابرقاره گندوانا است که رشته کوه‌های چین‌خورده البرز و پهنه‌های مختلف ایران مرکزی و خاور ایران را دربر دارد. صفحه جنوبی، شامل واحد بزرگ‌تری از خشکی گندوانا است که لبه شمال شرقی سکوی عربستان را می‌سازد و بخش ایرانی آن، کوه‌های زاگرس نام دارد. ایران به عنوان بخشی از سیستم کوهزایی آلپ-همالیا دارای تاریخچه تکتونیکی پیچیده‌ای است که مهمترین ساختارهای تکتونوماگمایی آن طی بسته شدن شاخه‌های مختلف اقیانوس‌های پالئوتتیس در پالئوزویک و نئوتتیس در دوران مزوزویک و سنوزویک شکل گرفته‌اند (علوی ۱۹۹۴، سنجد و همکاران ۲۰۰۳).

بررسی‌های پالئومغناطیس صورت گرفته توسط ونسیک و وارکمپ (۱۹۸۰) نشانگر آن است که بلوک ایران شمالی در زمان دونین و کربونیفر متصل به حاشیه قاره گندوانا بوده است. در پالئوزویک، ورقه ایران از اوراسیا توسط اقیانوس پالئوتتیس جدا شده است، سپس با بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس این قاره با ورقه توران برخورد کرده است (سبزه ئی ۱۹۷۴، داوودزاده ۱۹۸۹). نظریات متفاوتی راجع به بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس ارائه شده است. برخی از زمین‌شناسان بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس را به کوهزایی هرسینین (کربونیفر بالایی) نسبت داده‌اند (اشتوکلین ۱۹۷۷، مجیدی ۱۹۸۱، اشتامپفلی ۱۹۷۸). در حالی که اسپیس^۱ و همکاران (۱۹۸۳) بسته شدن پالئوتتیس و خاتمه فرورانش را به کرتاسه بالایی- پالئوسن نسبت می‌دهند و به عقیده بولین^۲ (۱۹۸۸) پالئوتتیس در تریاس بالایی بسته شده است. تحقیقات اخیر توسط افرادی از جمله اشتامپفلی (۲۰۰۰)، باقری و اشتامپفلی (۲۰۰۸) و زنجی و همکاران (۲۰۰۹) بسته شدن پالئوتتیس را به تریاس بالایی نسبت داده‌اند. صمدی و همکاران (۲۰۱۴) گرانیتهای زایی در محدوده زون درزشدگی و برخورد ورقه توران و ایران مرکزی در

¹ Spies

² Boulain

تریاس بالایی را از جمله شواهد بسته شدن پالئوتتیس در این زمان دانسته اند. اقیانوس نئوتتیس بین ایران و ورقه عربی، به موازات بسته شدن پالئوتتیس به وجود آمده است (بربریان و کینگ ۱۹۸۸). بازشدگی کافت نئوتتیس در امتداد گسل زاگرس در طول پرمین تا تریاس بالایی صورت گرفته است (عزیزی و همکاران ۲۰۱۱). با برخورد دو صفحه اوراسیا و گندوانا، فرورانش نئوتتیس در تریاس صعود ماگما از گوشته بالایی و قرارگیری آن در زیر پوسته قاره ای، باعث بالازدگی و تشکیل گنبدهایی می شود که اطراف آن ها فرآیندهای دگرگونی با درجات مختلف ایجاد شده و مجموعه سنگی پیچیده و گسترده ای را تشکیل می دهند که کمپلکس دگرگونی حلقوی نامیده شده و در برخی مناطق، این فرآیند دگرگونی تا رخداده آناتکسی نیز ادامه می یابد. منطقه پشت بادام و بخش های جنوبی آن (منطقه خشومی و چاپدونی) به عنوان بخشی از یک کمپلکس حلقوی دگرگون در نظر گرفته می شود (رمضانی و تاکر ۲۰۰۳، وردل و همکاران ۲۰۰۷). کمپلکس دگرگونی پشت بادام به عنوان بخشی از کمپلکس حلقوی منطقه ساغند، متشکل از واحدهای سنگی با درجات مختلف دگرگونی بوده که در طی رخداده فرآیند دگرگونی حاصل از تشکیل این کمپلکس ایجاد گردیده اند

- متافیولیت پشت بادام بعد از قرار گیری بر روی پوسته قاره ای توسط توده نفوذی گرانیتی اسماعیل آباد به سن تریاس فوقانی قطع شده است. ترکیب شیمیایی آمفیبول ها و بیوتیت های موجود در گرانیت های اسماعیل آباد مبین تعلق آن ها به گرانیت های تیپ I بوده و در محیطی با فوگاسیته ی بالای اکسیژن تشکیل شده اند. بیوتیت های موجود در این سنگ ها شامل بیوتیت های غنی از منیزیم بوده که مشخصات شیمی کانی های آن نشان دهنده ترکیب بیوتیت های اولیه ی حاصل از تبلور یک ماگمای کالک آلکالن است. محاسبات زمین دما- فشارسنجی این توده گرانیتی، دمای بین ۵۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی گراد و محدوده ی فشار ۲ تا ۳ کیلوبار را نشان می دهد.

- بررسی های صحرائی حاکی از این است که متافیولیت پشت بادام بعد از قرار گیری بر روی پوسته قاره ای توسط توده نفوذی گرانیتی اسماعیل آباد به سن تریاس فوقانی قطع شده است. با توجه به موقعیت و سن سنگ های مورد بررسی، تشکیل این توده ی گرانیتی را می توان مرتبط با بسته شدن و فرورانش اقیانوس پالئوتتیس در بخش غربی خرد قاره شرق- ایران مرکزی در نظر گرفت که ادامه روند فرورانش و برخورد قاره ای باعث شروع فعالیت های پلوتونیزم و ایجاد این توده ی گرانیتی در منطقه شده است.

نتیجه گیری:

کانی‌شناسی توده گرانیتی اسماعیل آباد شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز)، پلاژیوکلاز (آندزین و الیگوکلاز)، آمفیبول (مگنزیوهورنبلند)، بیوتیت (غنی از منیزیم)، مسکویت، آپاتیت، تیتانیت و زیرکن بوده و فاقد کانی‌های غنی از آلومینیم می باشد. آمفیبول‌های آذرین و بیوتیت‌های موجود در این نمونه‌ها حاکی از ارتباط این توده با توده‌های گرانیتی نوع I است. نتایج حاصل از روش‌های مختلف دما- فشارسنجی در این نمونه‌ها، گستره دمای تقریبی ۵۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و محدوده فشار ۲ تا ۳/۸ کیلوبار را نشان می‌دهد. بررسی ماگمای سازنده این گرانیت‌ها نشان‌دهنده ماهیت کالک آلکالن ماگمای مولد آن‌ها است که در مناطق برخوردی ایجاد گردیده است. با توجه به بسته شدن و فرورانش پالئوتتیس در این بخش از خرد قاره شرق- ایران مرکزی، برخورد قاره‌ای را می‌توان موجب رخداد گرانیت‌زایی در زمان تریاس بالایی در این منطقه در نظر گرفت.

منابع

- احمدی پور، ح.، سبزه یی، م.، هوبر وایت، و.، تیری، ژ.، ۱۳۷۳. هویت زمین شناختی کمپلکس اولترامافیک سوغان در جنوب خاوری ایران. فصلنامه علوم زمین، شماره ۲۸-۲۷، صفحه ۵۳-۳۸.
- احمدی پور، ح.، سبزه یی، م.، تیری، ژ.، ۱۳۷۳. هویت زمین شناختی کمپلکس اولترامافیک مافیک سیخوران در جنوب خاوری ایران. فصلنامه علوم زمین، شماره ۳۰-۲۹، صفحه ۴۵-۳۲.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، تهران، ۵۸۶ ص.
- املیه، ا.، کرمی، ا.، دیرین، ج.، ۱۳۶۲. شرح نقشه های زمین شناسی ۱:۲۰۰۰ آنومالی های ۳ و ۶ منطقه ساغند در ایران مرکزی. واحد اکتشاف، سازمان اترژی اتمی ایران.
- باباخانی، ع.، مجیدی، ج.، ۱۳۷۴. شرح نقشه های زمین شناسی برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ ساغند، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
- پیرنیا نایینی، ت.، ۱۳۸۶. پترولوژی پریدوتیت های گوشته افیولیت نایین (استان اصفهان). پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۹۱ ص.
- ترابی، ق.، ۱۳۸۳. پترولوژی افیولیت های منطقه انارک (شمال شرق استان اصفهان) با تاکید بر مطالعه سنگ های اولترامافیک- مافیک افیولیت شمال انارک و سنگ های اولترامافیک- مافیک ملانژ افیولیتی عشین- زوار. پایان نامه دکتری پترولوژی، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۴۰ ص.
- ترابی، ق.، ۱۳۸۶. تعیین شرایط فشار و دمای تشکیل آمفیبولیت های افیولیت جندق (شمال شرق استان اصفهان) با استفاده از دماسنجی و فشار سنجی کانی های آمفیبول و پلاژیوکلاز. مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۱، صفحه ۱۱۷-۱۳۴.
- ترابی، ق.، ۱۳۹۱. افیولیت های ایران مرکزی، نایین، عشین و سورک (مزوزوئیک) انارک، جندق، بیاضه و پشت بادام (پالئوزوئیک). انتشارات جهاد دانشگاهی واحد اصفهان، ۴۴۳ ص.
- حقی پور، ع.، ۱۳۵۵. بررسی زمین شناسی ناحیه بیابانک- بافق (ایران مرکزی) پترولوژی و تکتونیک پی سنگ پرکامبرین و پوشش رسوبی آن. سازمان زمین شناسی ایران.
- درویش زاده، ع.، ۱۳۷۰. زمین شناسی ایران. انتشارات امیرکبیر، تهران، ۹۰۱ ص
- زکی پور، ز.، ۱۳۹۴. پترولوژی گرانیتوئیدها و مطالعه ذوب بخشی آمفیبولیت های شمال کلوت چاپدونی (استان یزد). پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۱۰ ص.
- شاه پسندزاده، م.، نوگل سادات، ع.، آفتابی، ع.، ۱۳۸۴. تحلیل ساختاری مجموعه سنگ های دگرگونی پشت بادام در باختر ایران مرکزی. بیست و یکمین گرد همایی علوم زمین.
- شاه پسندزاده، م.، نوگل سادات، ع.، آفتابی، ع.، ۱۳۸۲. تحلیل ساختاری و جنبشی پهنه های گسلی پشت بادام، چاپدونی و چاه تک - نی باز در باختر ریز صفحه ی ایران مرکزی. فصلنامه علوم زمین، شماره ۴۷-۴۸، صفحه ۶۸-۷۷.
- شیردشت زاده، ن.، صمدی، ر.، ۱۳۸۹. آشنایی با روش های زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی. ناشر مولف، ۹۹ ص.
- صحابی، م.، دهقی، ف.، محبی، ع.و.، ۱۳۷۳. شرح نقشه زمین شناسی ورقه ی ساغند، سازمان زمین شناسی کشور.

- قره چاهی، ز.، ۱۳۸۹. پترولوژی سنگ های آتش فشانی ائوسن مناطق ساغند و چاپدونی (استان یزد). پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۰۸ ص.
- کرمی، م.، ۱۳۶۶. شرحی بر نقشه زمین شناسی به مقیاس ۱/۲۰۰۰۰ آنومالی ۶ پروژه کتشافی ساغند (ایران مرکزی). سازمان انرژی اتمی، گزارش داخلی.
- کریم زاده، ح.، ۱۳۹۳. مطالعه کانی شناسی و ژئوشیمی دگرسانی لیستونیتی شدن بخش جنوبی افیولیت نائین (ایران مرکزی) افیولیت، خوی - خان لی (شمال غرب ایران). پایان نامه دوره کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۴۶ ص.
- متقیان، م.، ۱۳۶۴. مطالعه زمین شناسی و پترولوژی شرق ساغند (ایران مرکزی). دانشکده علوم دانشگاه تهران، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، ۱۵۵ ص.
- مجیدی، ج.، باباخانی، ع.ر.، ۱۳۷۹. شرح نقشه های زمین شناسی برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ آریز. سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
- مختاری، ز.، ۱۳۹۱. پترولوژی آمفیبولیت های افیولیت پشت بادام و کمپلکس چاپدونی (شمال شرق استان یزد). پایان نامه ی کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۶۸ ص.
- مختاری، ز.، ترابی، ق.، ۱۳۹۲. بررسی شرایط دما و فشار تشکیل آمفیبولیت های مجموعه ی افیولیتی پشت بادام (شمال شرقی یزد). مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۲۱، ص ۵۶۱-۵۷۲.
- نصوحیان، ن.، ۱۳۹۴. پترولوژی متافیولیت پالئوزوئیک و مجموعه دایک های فلسیک مزوزوئیک در غرب و جنوب غرب بیاضه (جنوب خور- ایران مرکزی). پایان نامه دکتری پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۲۶۸ ص.
- هوشمندزاده، ع.، ۱۳۶۷، مقدمه ای بر زمین شناسی ناحیه بیابانک- بافق. سازمان زمین شناسی کشور، گزارش داخلی، ۲۰-۳۵.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103(8): 983-992.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 299: 211-238.
- Alici Sen, P., Temel, A., Gourgaud, A., 2004. Petrogenetic modeling of Quaternary post-collisional volcanism: a case study of central and eastern Anatolia. *Geological Magazine*, 141: 81-98.
- Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995. The effect of temperature and fO₂ on the Al in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80: 549-559.
- Azizi, H., Tanaka, T., Asahara, Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., 2011. Discrimination of the age and tectonic setting for magmatic rocks along the Zagros thrust zone, northwest Iran, using the zircon U-Pb age and Sr-Nd isotopes. *Journal of Geodynamics*, 52: 304-320.
- Bagheri, S. and G.M. Stampfli, 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*, 451: 123-155.
- Bagheri, S., 2007. The exotic Paleo-tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas. Ph.D. Thesis, Faculty of Geosciences and Environment, University of Lausanne, Switzerland, 208 p.

- Balini, M., Nicora, A., Berra, F., Garzanti, E., Levera, M., Mattei, M., Muttoni, G., Zanchi, A., Bollati, I., Larghi, C., Zanchetta, S., Salamati, R., Mossavvari, F., 2009. The Triassic stratigraphic succession of Nakhlak (Central Iran), a record from an active margin. *Geological Society of London. Special Publication*, 312: 287-321.
- Ballhaus, C., Berry, R.F., Green, D.H., 1991. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107: 27-40
- Blundy, J.D., Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 208-224.
- Chalot-Prat, F., Ganne, J., Lombard, A., 2003. No significant element transfer from the oceanic plate to the mantle wedge during subduction and exhumation of the Tethys lithosphere (Western Alps). *Lithos*, 69: 69-103.
- Coban, H., 2007. Basalt magma genesis and fractionation in collision and extension-related provinces: a comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth Science Reviews*, 80: 219-238.
- Coleman, R.G., 1977. *Ophiolites: ancient oceanic lithosphere*. Springer-Verlag, Berlin, 229 p.
- Coombs, D.S., 1963. Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxene as illustrated on the diopside diagram. *Mineralogical Society of America*, 1: 227-250.
- D'Antonio, M., Kristensen, M.B., 2005. Data report: electron microprobe investigation of primary minerals in basalts from the west Philippine Sea Basin (ocean drilling program log 195, site 1201). In: M., Shinohara, M.H., Salisbury, C., Richter, (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 195 p.
- Davoudzadeh, M., 1972. Geology and petrography of the north area of Nain, Central Iran. *Geological Survey of Iran*, 14: 89 p.
- Davoudzadeh, M., 1997. Geology of Iran. In: E.M., Moores, R.W., Fairbridge, (Eds.). *Encyclopedia of Asian and European regional geology*. Chapman and Hall, London, 384-405.
- Davoudzadeh, M., Seyed-Emami, K., Amidi, M., 1969. Preliminary note on a newly discovered Triassic section north-east of Anarak (Central Iran) with some remarks on the age of the metamorphism in Anarak region. *Geological Survey of Iran*, 57: 23 p.
- Davoudzadeh, M., Soffel, H., Schmidt, K., 1981. On the rotation of the CentralEast-Iran microplate. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 3: 180-192 .
- Davoudzadeh, M., Soffel, H., Schmidt, K., 1981. On the rotation of the CentralEast-Iran microplate. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 3: 180-192.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. *An introduction to the rock forming minerals*. Longman, London, 528 p.

- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662-665.
- Droop, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51: 431-435.
- Haghypour, A., 1974. Etude geologique de la region de Biabanak -Bafq (Iran Central) petrologie et tectonique du socle Percambrien et de sa couverture, Ph.D. thesis, Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, France, 403 p.
- Haghypour, A., Pelissier, G., 1977. Geology of the Saghand Sector. In A. Haghypour, , N. Valeh, G. Pelissier, M. Davoudzadeh, (Eds.). Explanatory Text of the Ardekan Quadrangle Map: Geological Survey of Iran, H8: 10-68.
- Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, 30: 277-292.
- Holland, T., Blundy J., 1994. Non-ideal interaction in calcic amphibole and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116: 433-447.
- Holland, T., Blundy, J., 1994. Non-ideal interaction in calcic amphibole and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116: 433-447.
- Houshmandzadeh, A., 1977. Metamorphisme et granitisation du massifchap edony (Iran Central). These (Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, France), 242 p.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 235-458.
- Kargaranbafghi, F., F. Neubauer, and J. Genser, 2010. Mesozoic and Eocene ductile deformation of western Central Iran: from Cimmerian collisional orogeny to Eocene extension and exhumation. *Geophysics Research Abstracts*, 12: 62-68.
- Kargaranbafghi, F., F. Neubauer, and J. Genser, 2011. Cenozoic kinematic evolution of southwestern Central Iran: Strain partitioning and accommodation of Arabia-Eurasia convergence. *Tectonophysics*, 502: 221-243.
- Kargaranbafghi, F., F. Neubauer, J. Genser, 2015. Rapid Eocene extension in the Chapedony metamorphic core complex, Central Iran: Constraints from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. *Journal of Asian Earth Sciences*, 106: 156-168.
- Kargaranbafghi, F., F. Neubauer, J. Genser, A. Faghih, and T. Kusky, 2012. Mesozoic to Eocene ductile deformation of western Central Iran: from Cimmerian collisional orogeny to Eocene exhumation. *Tectonophysics*, 83: 564-565.
- Leake, B.E., 1964. The chemical distinction between ortho- and para- amphibolites. *Journal of Petrology*, 5: 293 238-254.
- Ramezani J., and R. Tucker, 2003. The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303: 622-665.
- Sabzehi, M., 1974. Les mélanges ophiolitiques de la region de Esfandaghe (Iran meridional). Etude pétrologique et structural. Interpretation dans les cadres Iranien. Theses universite de Granoble.

- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 304-310.
- Stalder, R., Foley, S., Brey, G.P., Horn, I., 1998. Mineral aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200 °C and 3.0-5.7 GPa: new experimental data for garnet, clinopyroxene and rutile and implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 1781-1801.
- Stampfli G.M., Borel G.D., 2004. The transects in Space and Time: Constraints on the Paleotectonic Evolution of the Mediterranean Domain. In: W., Cavazza, F., Roure, W., Spakman, G.M., Stampfli, P.A., Ziegler, (Eds). *The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer, Berlin: 81-141.
- Stevens, G., and Clemens, J. D., 1993, Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere. *Chemical Geology*, 108: 1-17.
- Stöckin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, a review. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 52: 1229-1258.
- Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margin in Iran. In: C.A., Burk, C.L., Drake, (Eds.). *The Geology of Continental Margins*. Springer, New York: 873-887.
- Stöcklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. *Mémoires hors série de la société Géologique de France*, 8: 333-353.
- Stolper, E., Newman, S., 1994. The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 293-325.

پیوست ها

پیوست ۱: لیست کامل اختصارات کانی ها ارائه شده توسط ویتنی و اوانس (۲۰۱۰).

TABLE 1. Updated list of abbreviations			Symbol	Mineral Name	IMA status*	Symbol	Mineral Name	IMA status*
Symbol	Mineral Name	IMA status*						
Acm	acmite	D	Chu	clinochlore	G	Ged	gedrite	Rd
Act	actinolite	A	Cpt	clinoptilolite	A	Gh	gehlenite	G
Adl	adularia	I	Cpx	clinopyroxene	GROUP	Gk	gekielite	G
Aeg	aegirine	A	Czo	clinozoisite	G	Gbs	gibbsite	A
Ak	åkermanite	G	Cln	clintonite	A	Gis	gismondine	A
Ab	albite	G	Coe	coesite	A	Glt	glaucosite	GROUP
Afs	alkali feldspar	GROUP	Coh	cohenite	G	Gln	glaucophane	Rd
Aln	allanite	A	Crd	cordierite	G	Gme	gmellinite	A
Alm	almandine	G	Crr	corrensite	G	Gth	goethite	A
Als	aluminosilicate		Crn	corundum	G	Gdd	grandierite	G
	(Al ₂ SiO ₅ polymorphs)	GROUP	Cv	covellite	G	Gr	graphite	G
Alu	alunite	Rd	Crs	crystalite	G	Gre	greenalite	G
Amk	amakinite	Rd	Crt	crossite	D	Grs	grossular	A
Ame	amesite	G	CrI	cryolite	G	Gru	grunerite	Rd
Amp	amphibole	GROUP	Cbn	cubanite	G	Gp	gypsum	G
Anl	analcite (analcite)	A	Cum	cummingtonite	Rd			
Ant	anatase	A	Cpr	cuprite	G	Hl	halite	G
And	andalusite	G	Csp	cuspidine	G	Hrm	harmotome	A
Adr	andradite	G				Hst	hastingsite	Rd
Ang	anglesite	G	Dph	daphnite	not listed	Hsm	hausmannite	G
Anh	anhydrite	G	Dat	datolite	G	Hyn	hayne	G
Ank	ankerite	G	Dbr	daubreilite	G	Hzl	heazlewoodite	G
Ann	annite	A	Dee	deerite	A	Hd	hedenbergite	A
An	anorthite	G	Dia	diamond	G	Hem	hematite	A
Ano	anorthoclase	I	Dsp	diaspore	G	Hc	hercynite	G
Ath	anthophyllite	Rd	Dck	dickite	G	Hul	heulandite	A
Atg	antigorite	Rn	Dg	digenite	A	Hbn	hibonite	G
Ap	apatite	GROUP	Di	diopside	A	Hbs	hibschite	Rn
Apo	apophyllite	GROUP	Dpt	diopside (ortho-)	A	Hgb	higbomite	D
Arg	aragonite	G	Dol	dolomite	G	Hol	holandite	G
Arf	arfvedsonite	A	Drv	dravite	G	Hlm	holmquistite	Rd
Arm	armalcolite	Rd	Dum	dumortierite	G	Hbl	hornblende	GROUP
Apy	arsenopyrite	A	Eas	eastonite	Rd	Hw	howieite	A
Aug	augite	A	Ec	ecandrewsite	A	Hu	humite	G
Awr	awaruite	G	Eck	eckermannite	A	Hgr	hydrogrossular	GROUP
Ax	axinite	GROUP	Ed	edenite	A	Hyp	hypersthene	D
			Elb	elbaite	G			
Bab	babingtonite	G	Ell	ellenbergerite	A	Ilr	illite	GROUP
Bdy	baddleyite	G	Eng	enargite	G	Ilm	ilmenite	G
Brt	barite (barite)	A	En	enstatite (ortho-)	A	Ilv	ilvaite	G
Brs	barrosite	Rd	Ep	epidote	GROUP	Jd	jadeite	A
Bei	beidellite	G	Eri	erionite	A	Jrs	jarosite	Rd
Brl	beryl	G	Esk	eskolaite	G	Jim	jimthompsonite	A
Bt	biotite	GROUP	Ess	esseneite	A	Jhn	johannsenite	A
Bxb	bixbyite	G	Eud	eudialite	A			
Bhm	böhmite (boehmite)	G	Fas	fassaite	D	Krs	kaeserite	Rd
Bn	bornite	A	Fa	fallite	G	Kfs	kalsilite	G
Brk	brookite	G	Fsp	feldspar	GROUP	Kam	kamacite (α-FeNi)	D
Brc	brucite	G	Fac	ferro-actinolite	Rd	Kln	kaolinite	A
Bst	bustamite	G	Fath	ferro-anthophyllite	Rd	Ktp	katophorite	Rd
			Fbrs	ferrobarrosite	A	Kfs	K-feldspar	informal
Cal	calcite	G	Fcar	ferrocarpholite	A	Khl	K-hollandite	H
Ccn	cancrinite	G	Fcel	ferrocaldonite	A	Kir	kirschsteinite	G
Cnl	cannilloite	H	Fec	ferro-eckermannite	Rd	Krn	kornerupine	G
Cb	carbonate mineral	GROUP	Fed	ferro-edenite	Rd	Kos	kosmochlor	A
Car	carpholite	G	Fgd	ferrogedrite	Rd	Kut	kutnohorite (kutnahorite)	G
Cst	cassiterite	G	Fgl	ferroglaucophane	Rd	Ky	kyanite	A
Cel	celadonite	A	Fkrs	ferrokaeserite	A	Lrn	larnite	G
Clt	celestine	A	Fny	ferronyboite	H	Lmt	laumontite	A
Cls	celsian	G	Fprg	ferropargasite	Rd	Lws	lawsonite	G
Cer	cerussite	G	Frct	ferrorichterite	A	Lzl	lazulite	A
Cbz	chabazite	A	Fs	ferrosilite	Rn	Lzr	lazurite	G
Cct	chalcocite	G	Fts	ferrotschermakite	Rd	Lpd	lepidolite	GROUP
Ccp	chalcopyrite	G	Fwn	ferrowinchite	Rd	Lct	leucite	G
Chm	chamosite	G	Fi	fibrolite (fibrous sillimanite)	informal	Lm	limonite	not listed
Chs	chesterite	A	Fl	fluorite	G	Liq	liquid	
Chl	chlorite	GROUP	Fo	forsterite	G	Lz	lizardite	G
Cld	chloritoid	G	Fos	foshagite	G	Lo	löllingite (loellingite)	G
Chn	chondrodite	G	Frk	franklinite	G			
Chr	chromite	G	Ful	fullerite	N	Mgh	maghemite	G
Ccl	chrysocolla	A				Marf	magnesio-arfvedsonite	Rd
Ctl	chrysotile	Rd	Ghn	gahnite	G	Mcar	magnesio-carpholite	A
Cin	cinnabar	G	Glx	galaxite	G	Mfr	magnesioferrite	G
Cam	clinoamphibole	GROUP	Gn	galena	G	Mhs	magnesiohastingsite	Rd
Cic	clinochlore	G	Grt	garnet	GROUP	Mhb	magnesiohornblende	Rd
Cen	clinoenstatite	A				Mkt	magnesio-katophorite	Rd
Cfs	clinoferrasilite	A						

Oi	olivine	GROUP	Srl	schorl	G	Wo	wollastonite	A
Omp	omphacite	A	Scb	schreibersite	G	Wur	wurtzite	G
Opl	opal	G	Sep	sepiolite	G	Wus	wüstite	G
Opq	opaque mineral	informal	Ser	sericite	D	Xtm	xenotime	A
Orp	orpiment	G	Srp	serpentine	GROUP	Xon	xonotlite	G
Oam	orthoamphibole	GROUP	Sd	siderite	G	Yug	yugawaralite	A
Or	orthoclase	A	Sil	sillimanite	G	Zeo	zeolite	GROUP
Oen	orthoenaustite	D	Sme	smectite	GROUP	Znw	zinnwaldite	GROUP
Opx	orthopyroxene	GROUP	Sdl	sodalite	G	Zrn	zircon	G
Osm	osumilite	G	Sps	spessartine	A	Zo	zoisite	G
Plg	palygorskite	G	Sp	sphalerite	A			
Pg	paragonite	A	Spn	sphene (titanite)	D			
Prg	pargasite	Rd	Spl	spinel	G			
Pct	pectolite	G	Spd	spodumene	A			
Pn	pentlandite	G	Spu	spurrite	G			
Per	periclase	G	St	staurolite	G			
Prv	perovskite	G	Stv	stevensite	Q			
Ptl	petalite	G	Stb	stilbite	A			
PhA	phase A	not listed	Stp	stilpnomelane	A			
Ph	phengite	G	Sti	stishovite	A			
Php	phillipsite	A	Str	strontianite	G			
Phl	phlogopite	A	Sud	sudowite	Rd			
Pmt	piemontite	A	Syl	sylvite	G			

* International Mineralogical Association (IMA) abbreviations: A = Approved; D = Discredited; G = Grandfathered (generally regarded as valid mineral name); GROUP = Name designates a group of mineral species; H = hypothetical (e.g., synthetic); I = intermediate in a solid-solution series; Q = questionable; Rd = Redefinition approved by IMA Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification (CNMNC); Rn = Renamed with approval of the CNMNC.

Symbol	Mineral Name	IMA status*	Symbol	Mineral Name	IMA status*	Symbol	Mineral Name	IMA status*
Mrbk	magnesioriebeckite	Rd	Pgt	pigeonite	A	Tae	taenite (γ-Fe, Ni)	G
Msdg	magnesiosadanagite	Rd	Pl	plagioclase	GROUP	Tlc	talca	G
Mst	magnesiostaurolite	A	Prh	prehnite	G	Trm	taramite	Rd
Mtm	magnesiotaramite	Rn	Prm	prismatine	Rd	Tnt	tennantite	G
Mws	magnesiowustite	not listed	Psb	pseudobrookite	Rd	Tnr	tenorite	A
Mgs	magnesite	A	Pmp	pumpellyite-(Al)	A	Tep	tephroite	G
Mag	magnetite	G	Py	pyrite	A	Ttr	tetrahedrite	A
Maj	majorite	A	Pcl	pyrochlore	A	Thm	thomsonite	A
Mlc	malachite	G	Prp	pyrope	G	Thr	thorite	G
Mng	manganosite	G	Pph	pyrophanite	G	Tly	tilleyite	G
Mrc	marcasite	G	Prl	pyrophyllite	G	Ttn	titanite (sphene)	A
Mrg	margarite	A	Pxf	pyroxferroite	A	Tpz	topaz	G
Mar	marialite	G	Pxm	pyroxmangite	G	Tur	tourmaline	GROUP
Mei	meionite	G	Po	pyrrhotite	A	Tr	tremolite	Rd
Mil	melilite	GROUP	Qnd	qandilite	G	Trd	tridymite	G
Mw	merwinite	G	Qz	quartz	A	Tro	troilite	G
Mes	mesolite	A	Rnk	rankinite	G	Ts	tschermakite	Rd
Mc	microcline	G	Rlg	realgar	G	Usp	ulvöspinel	G
Mr	millerite	G	Rds	rhodochrosite	A	Urn	uraninite	G
Mns	minnesotaite	G	Rdn	rhodonite	A	Uv	uvarovite	A
Mog	moganite	A	Rct	richterite	A	Vtr	vaterite	A
Mol	molybdenite	G	Rbk	riebeckite	Rd	Vrm	vermiculite	G
Mnz	monazite	A	Rwd	ringwoodite	A	Ves	vesuvianite	A
Mtc	monticellite	G	Rdr	roedderite	A	Wds	wadsleyite	A
Mnt	montmorillonite	G	Rsm	rossmanite	A	Wag	wagnerite	Rd
Mor	mordenite	A	Rt	rutile	G	Wrk	wairakite	A
Mul	mullite	G	Sdg	sadanagaite	Rd	Wav	wavellite	A
Ms	muscovite	A	Sa	sanidine	G	Wht	whitlockite	G
Ntr	natrolite	A	Sap	saponite	G	Wlm	willmenite	G
Nph	nepheline	G	Spr	sapphirine	G	Wnc	winchite	Rd
Nrb	norbergite	G	Scp	scapolite	GROUP	Wth	witherite	G
Nsn	nosean	G	Sch	scheelite	G			
Nyb	nyböite	Rd						

پیوست ۳: جدول ضرایب تبدیل کاتیون ها به اکسیدهای عناصر و اکسیدهای عناصر به کاتیون ها در نتایج آنالیز سنگ کل.

Conversion Factors			
Al	-->	Al ₂ O ₃	1.88988
Ba	-->	BaO	1.11648
Ca	-->	CaO	1.39920
Ca	-->	CaCO ₃	2.29726
Co	-->	CoO	1.27146
Cr	-->	Cr ₂ O ₃	1.46145
Cs	-->	Cs ₂ O	1.06020
Fe+2	-->	FeO	1.28648
Fe+3	-->	Fe ₂ O ₃	1.42972
FeO	-->	Fe ₂ O ₃	1.11135
K	-->	K ₂ O	1.20462
Li	-->	Li ₂ O	2.15274
Mn	-->	MnO	1.29128
Mg	-->	MgO	1.65789
Na	-->	Na ₂ O	1.34787
Ni	-->	NiO	1.27262
P	-->	P ₂ O ₅	2.29116
Rb	-->	Rb ₂ O	1.09359
Si	-->	SiO ₂	2.14041
Sr	-->	SrO	1.18259
Ti	-->	TiO ₂	1.66806
Zr	-->	ZrO ₂	1.35080
ppm	-->	wt. %	0.0001
Al ₂ O ₃	-->	Al	0.52913
BaO	-->	Ba	0.89567
CaO	-->	Ca	0.71469
CaCO ₃	-->	Ca	0.40044
CoO	-->	Co	0.78650
Cr ₂ O ₃	-->	Cr	0.68425
Cs ₂ O	-->	Cs	0.94323
FeO	-->	Fe ⁺²	0.77731
Fe ₂ O ₃	-->	Fe ⁺³	0.69944
Fe ₂ O ₃	-->	FeO	0.89981
FeS	-->	Fe	0.63327
K ₂ O	-->	K	0.83013
Li ₂ O	-->	Li	0.46452
MnO	-->	Mn	0.77443
MgO	-->	Mg	0.60317
Na ₂ O	-->	Na	0.74191
NiO	-->	Ni	0.78578
P ₂ O ₅	-->	P	0.43646
Rb ₂ O	-->	Rb	0.91442
SiO ₂	-->	Si	0.46720
SrO	-->	Sr	0.84560
TiO ₂	-->	Ti	0.59950
ZrO ₂	-->	Zr	0.74030
Wt. %	-->	ppm	10000

پیوست ۴:

پیوست ۴-۱: نتایج آنالیز مایکروپروب (بر اساس Wt.%) و فرمول ساختاری فلدسپارهای موجود در گرانیت‌های اسماعیل آباد در همبری متافیولیت پشت بادام.

Sample Point	B121 195	B121 197	B121 198	B121 201	B132 190	B132 192	B444 214	B444 218	B445 177	B445 179	B445 182	B445 185	B445 187	B447 221	B447 224	B135 205	B135 208	B135 206	B135 207
SiO ₂	59.29	58.18	58.88	58.65	60.00	57.63	58.60	56.75	58.09	58.22	59.10	57.26	57.26	57.74	57.95	61.85	61.61	65.11	64.34
TiO ₂	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.02
Al ₂ O ₃	25.73	26.18	25.63	25.88	25.27	26.64	25.89	27.10	26.64	26.44	25.96	27.43	27.22	26.62	26.60	23.61	23.83	18.61	18.34
Cr ₂ O ₃	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	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO ^{total}	0.05	0.04	0.13	0.06	0.03	0.20	0.02	0.06	0.11	0.07	0.00	0.06	0.00	0.04	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	7.80	8.21	7.53	8.15	6.67	8.74	8.00	9.39	8.85	8.47	8.02	9.41	9.22	8.89	8.76	5.52	5.56	0.04	0.04
Na ₂ O	7.28	7.01	7.25	6.96	7.64	6.81	7.30	6.42	6.64	6.87	7.23	6.48	6.52	6.40	6.72	8.19	8.70	1.09	0.65
K ₂ O	0.12	0.24	0.17	0.17	0.13	0.12	0.08	0.09	0.13	0.12	0.14	0.09	0.13	0.11	0.05	0.34	0.09	14.57	15.06
Total	100.29	99.88	99.60	99.87	99.73	100.17	99.89	99.81	100.50	100.19	100.48	100.75	100.37	99.80	100.12	99.53	99.82	99.45	98.44
Oxygen#	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.641	2.608	2.640	2.626	2.677	2.581	2.624	2.553	2.590	2.601	2.629	2.552	2.560	2.589	2.591	2.756	2.741	3.001	3.003
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Al ^{IV}	1.349	1.382	1.353	1.364	1.327	1.405	1.365	1.436	1.399	1.391	1.360	1.440	1.433	1.406	1.401	1.239	1.248	1.010	1.008
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.002	0.002	0.005	0.002	0.001	0.007	0.001	0.002	0.004	0.003	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.372	0.394	0.362	0.391	0.319	0.420	0.384	0.453	0.423	0.406	0.382	0.449	0.442	0.427	0.420	0.264	0.265	0.002	0.002
Na	0.629	0.610	0.631	0.604	0.660	0.591	0.633	0.560	0.574	0.595	0.624	0.560	0.565	0.557	0.583	0.707	0.751	0.097	0.059
K	0.007	0.014	0.009	0.009	0.007	0.007	0.005	0.005	0.007	0.007	0.008	0.005	0.007	0.006	0.003	0.019	0.005	0.856	0.896
Cations	5.000	5.010	5.000	4.996	4.991	5.012	5.012	5.009	4.999	5.003	5.004	5.008	5.008	4.987	4.999	4.986	5.011	4.967	4.969
Ab	62.40	59.90	63.00	60.20	66.90	58.10	61.90	55.00	57.20	59.00	61.50	55.20	55.70	56.30	58.00	71.40	73.60	10.20	6.20
An	36.90	38.70	36.10	38.90	32.40	41.30	37.60	44.50	42.10	40.30	37.70	44.30	43.60	43.10	41.70	26.70	26.00	0.20	0.20

Or	0.70	1.40	0.90	0.90	0.70	0.70	0.50	0.50	0.70	0.70	0.80	0.50	0.70	0.60	0.30	1.90	0.50	89.60	93.60	
X Ab	62.84	60.75	63.57	60.75	67.37	58.45	62.21	55.28	57.60	59.42	62.00	55.48	56.09	56.64	58.17	72.78	73.90	---	---	
X An	37.16	39.25	36.43	39.25	32.63	41.55	37.79	44.72	42.40	40.58	38.00	44.52	43.91	43.36	41.83	27.22	26.10	---	---	
Mineral	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Olig	Olig	Or	Or	
	ارتوكلاز =				Or	Olig، اليگوكلاز =					= آندزين،				Ande					

پیوست ۴-۲: نتایج آنالیز مایکروپروب (بر اساس Wt.%) و فرمول ساختاری آمفیبول‌های موجود در گرانیت‌های اسماعیل آباد در همبری متافیولیت پشت بادام.

Sample	B445	B445	B445	B445	B447	B447
Point	176	178	184	186	220	223
SiO ₂	49.72	49.20	50.34	49.55	47.21	47.49
TiO ₂	0.90	1.24	0.81	0.90	0.98	1.19
Al ₂ O ₃	6.26	6.50	5.69	6.27	8.25	7.06
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
FeO ^{total}	14.93	15.74	16.42	16.27	17.42	17.74
MnO	0.52	0.75	0.51	0.57	0.50	0.54
MgO	12.65	12.09	12.05	11.97	10.32	10.56
CaO	12.24	11.40	12.13	12.11	12.00	11.70
Na ₂ O	0.66	0.84	0.58	0.70	0.86	0.93
K ₂ O	0.37	0.38	0.31	0.38	0.61	0.48
Total	98.24	98.13	98.82	98.71	98.15	97.69
Oxygen #	23	23	23	23	23	23
Si	7.218	7.138	7.290	7.193	6.971	7.037
Ti	0.098	0.135	0.088	0.098	0.108	0.132
Al ^{IV}	0.782	0.862	0.71	0.807	1.029	0.963
Al ^{VI}	0.288	0.248	0.259	0.264	0.406	0.268
Cr	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.574	1.414	1.696	1.664	1.904	1.841
Fe ³⁺	0.238	0.496	0.292	0.311	0.247	0.358
Mn	0.064	0.092	0.062	0.070	0.063	0.068
Mg	2.737	2.615	2.602	2.591	2.272	2.333
Ca	1.903	1.772	1.882	1.884	1.899	1.857
Na	0.185	0.235	0.161	0.197	0.246	0.268
K	0.069	0.069	0.057	0.070	0.115	0.090
Cations	15.157	15.076	15.100	15.150	15.260	15.215
Mg#	0.635	0.649	0.605	0.609	0.544	0.559
Fe#	0.365	0.351	0.395	0.3911	0.456	0.441
Mineral	Mg- Hbl	Mg- Hbl	Mg- Hbl	Mg- Hbl	Mg- Hbl	Mg- Hbl

Mg- Hbl= Magnesian hornblende

پیوست ۳-۴: نتایج آنالیز مایکروپروب (بر اساس Wt.%) و فرمول ساختاری بیوتیت‌های موجود در
گرانیت‌های اسماعیل آباد در همبری متافولیوت پشت بادام.

Sample Point	B444 213	B444 217	B445 175	B445 180	B445 181	B445 183	B447 219	B447 222
SiO ₂	37.19	35.35	37.45	37.06	37.39	37.40	36.98	36.98
TiO ₂	2.76	1.69	2.98	2.83	1.85	2.51	2.96	3.07
Al ₂ O ₃	16.58	17.14	16.12	16.52	16.35	17.19	15.98	15.92
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
FeO ^{total}	21.01	22.10	19.36	19.12	19.86	20.34	20.40	20.67
MnO	0.28	0.28	0.21	0.25	0.25	0.27	0.27	0.25
MgO	9.49	10.70	10.69	11.02	10.64	9.82	10.21	9.89
CaO	0.00	0.03	0.02	0.02	0.08	0.01	0.02	0.02
Na ₂ O	0.05	0.05	0.11	0.07	0.07	0.06	0.05	0.10
K ₂ O	9.70	7.40	9.56	9.38	9.17	9.65	9.41	9.47
Total	97.05	94.74	96.48	96.26	95.66	97.26	96.27	96.36
Oxygen#	22	22	22	22	22	22	22	22
Si	5.603	5.438	5.627	5.574	5.666	5.594	5.602	5.606
Ti	0.313	0.195	0.337	0.320	0.211	0.282	0.337	0.351
Al ^{IV}	2.397	2.562	2.373	2.426	2.334	2.406	2.398	2.394
Al ^{VI}	0.544	0.543	0.479	0.499	0.585	0.622	0.452	0.448
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Fe ²⁺	2.647	2.844	2.432	2.404	2.517	2.544	2.584	2.621
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.035	0.036	0.026	0.032	0.032	0.034	0.034	0.032
Mg	2.131	2.454	2.395	2.471	2.404	2.189	2.305	2.234
Ca	0.000	0.005	0.002	0.003	0.014	0.002	0.003	0.003
Na	0.015	0.015	0.031	0.019	0.021	0.018	0.014	0.029
K	1.863	1.453	1.833	1.799	1.772	1.842	1.819	1.831
Cations	15.548	15.545	15.535	15.547	15.556	15.535	15.548	15.549
Mg#	0.446	0.463	0.496	0.507	0.489	0.462	0.471	0.460
Fe#	0.554	0.537	0.504	0.493	0.511	0.538	0.529	0.540
ASI	1.28	1.74	1.27	1.33	1.29	1.29	1.31	1.29
Mineral	Biotite	Biotite	Biotite	Biotite	Biotite	Biotite	Biotite	Biotite

پیوست ۴-۴: نتایج آنالیز میکروپروب (بر اساس Wt.%) و فرمول ساختاری کانی‌های اپیدوت، تیتانیت و کلریت موجود در گرانیت‌های اسماعیل آباد در همبری متافیولیت پشت بادام.

Sample	B121	B132	Sample	B121	B444	Sample	B444
Analysis	196	188	Point	202	215	Point	212
SiO ₂	38.19	38.55	SiO ₂	30.94	30.87	SiO ₂	26.024
TiO ₂	0.15	0.20	TiO ₂	35.81	37.96	TiO ₂	0.072
Al ₂ O ₃	25.22	27.01	Al ₂ O ₃	2.49	1.83	Al ₂ O ₃	21.409
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	Cr ₂ O ₃	0.000
FeO ^{total}	9.79	7.91	FeO ^{total}	0.44	0.29	FeO ^{total}	27.948
MnO	0.19	0.18	MnO	0.06	0.08	MnO	0.539
MgO	0.00	0.03	MgO	0.01	0.00	MgO	13.726
CaO	23.71	24.31	CaO	29.04	29.53	CaO	0.017
Na ₂ O	0.00	0.03	Na ₂ O	0.01	0.00	Na ₂ O	0.009
K ₂ O	0.00	0.01	K ₂ O	0.00	0.00	K ₂ O	0.008
Total	97.26	98.23	Total	98.80	100.55	Total	89.750
Oxygen#	12.5	12.5	Oxygen #	5	5	Oxygen #	28
Si	3.009	2.996	Si	1.020	1.002	Si	5.424
Ti	0.000	0.000	Ti	0.888	0.927	Ti	0.011
Al ^{IV}	2.340	2.471	Al ^{IV}	0.097	0.070	Al ^{IV}	2.576
Al ^{VI}	0.000	0.000	Al ^{VI}	0.000	0.000	Al ^{VI}	2.679
Cr	0.000	0.000	Cr	0.000	0.000	Cr	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	Fe ²⁺	0.012	0.008	Fe ²⁺	4.872
Fe ³⁺	0.644	0.513	Fe ³⁺	0.000	0.000	Fe ³⁺	0.000
Mn	0.000	0.000	Mn	0.002	0.002	Mn	0.095
Mg	0.000	0.003	Mg	0.001	0.000	Mg	4.265
Ca	2.002	2.024	Ca	1.025	1.027	Ca	0.004
Na	0.000	0.000	Na	0.001	0.000	Na	0.004
K	0.000	0.000	K	0.000	0.000	K	0.002
Cations	7.995	8.007	Cations	3.046	3.036	Cations	19.932
Mineral	Epidote	Epidote	Mineral	Sphene	Sphene	Mineral	Ripidolite