مجله علوم دانشگاه تهران
جلد بیست و هشتم (۱۳۸۱) شماره ۱ (۱۱۰-۹۳)

مشخصه‌های سنگ‌شناسی و دیاژنز توف و توفیتهای شمال دریاچه حوض‌سلطان قم

محسن رنجبران و داریوش اسماعیلی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
ranjbar 1 @ khayam. ut. ac. Ir
(دریافت: ۸۰/۱۱/۲۰ ؛ پذیرش: ۸۱/٤/۱۱)

چکیده

مطالعات پتروگرافی بر روی سنگهای ولکانوکلاستیک شمال دریاچه حوض‌سلطان در منطقه کوشک نصرت و علی آباد منجر به شناخت پنج رخساره سنگی گردید، که به شرح ذیل تفکیک شده‌اند: ۱- توفها، شامل توف های ویتریک، لیتیک ، کریستال و ترم های حدواسط ۲- لاپیلی توف ها، لاپیلی استون ها، برش های توفی و برش های پیروکلاستیک ۳- ایگنیمبریت‌ها ٤- توفیت‌ها و ۵-آندزیت‌های پورفیری. همچنین، این مطالعات نشان می‌دهند که مهمترین فرایندهای دیاژنتیکی که بر روی این سنگها عمل کرده‌است شامل تراکم، سیمانی‌شدن، تشکیل کانی‌های زئولیتی و دگرسانی شیشه‌های آتشفشانی می‌باشد. نقش ترکیب سیمان و کانی‌شناسی در کنترل پدیده‌های مختلف دیاژنزی از اهمیت بالایی برخوردار است. وجود رسوبات دریایی حاوی فسیل‌های روزنه‌داران (بویژه نومولیت)، که دربین سنگهای آذرآواری این منطقه گسترده‌اند، سن این مجموعه را ائوسن مشخص می‌کند.

واژه‌های کلیدی: *دیاژنز، ولکانوکلاستیک، توف، توفیت، قم،دریاچه حوض‌سلطان*

مقدمه

در شمال دریاچه حوض‌سلطان (جنوب‌غربی تهران) سنگ‌های آذرآواری دارای گسترش زیادی بوده که آنها را تحت عنوان ولکانوکلاستیک های ائوسن می نامند(رجائی، ۱۳۷۴). تاکنون مشخصه‌های سنگ‌شناسی و دیاژنز آنها مورد بررسی دقیق قرار نگرفته است. شناخت ویژگی‌های سنگ‌شناسی و فرایندهای دیاژنزی این سنگ‌ها کمک مؤثری در بازشناسی جغرافیای گذشته و تکوین ساختار منطقه می‌نماید.

به دلیل گستردگی، سنگ‌های منطقه حد فاصل راهدار خانه شهید سعادتمند تا شمال دریاچه حوض‌سلطان انتخاب گردیده‌است. از نظر زمین‌شناسی، منطقه مورد نظر، جزئی از زون ایران مرکزی است، ولی کمتر می‌توان مشخصه‌های کلی ایران مرکزی را در مورد آنها تعمیم داد(رجائی، ۱۳۷۷). بنظر می‌رسد که این منطقه شرایطی حدواسط بین ایران مرکزی و زون ولکانیکی ائوسن در غرب یا سری البرز در شمال را داشته باشد. مهمترین عنصر ساختمانی منطقه گسل کوشک نصرت می‌باشد. رسوبات دریایی قم دراین ناحیه وجود نداشته وسازند قرمز فوقانی با بخش A این سازند درشمال دریاچه حوض‌سلطان به صورت یک تاقدیس تظاهر نموده ،که هسته آنرا مجموعه‌های آندزیتی تشکیل می‌دهند و لایه‌های رسوبی دریایی ائوسن و سنگ های آذر آواری به صورت بخش خارجی این هسته مرکزی قرار دارند. این تاقدیس، نیز روند کلی منطقه یعنی جهت شمال غرب به جنوب شرق را دنبال می‌کند و به تاقدیس علی آباد معروف است.

روش مطالعه

مطالعه سنگ‌های ولکانوکلاستیک در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده‌است. در بخش صحرایی از محدودهٔ مورد نظر که درحد فاصل شمال دریاچه حوض‌سلطان تا راهدار خانهٔ شهید سعادتمند قرار دارد با توجه به تغییرات سنگ‌شناسی ۱۲۰ نمونه برداشت شده است. نمونه‌برداری براساس تغییراتی در ویژگی‌های فیزیکی نظیر رنگ، اندازه ذرات و ترکیب کانی‌شناسی صورت گرفته است. شناسایی مشخصه‌های اصلی سنگ‌شناسی شامل خصوصیات بافتی و ترکیب کانی‌شناسی و همچنین عوارض اصلی دیاژنز با تکیه بر روش‌های پتروگرافی با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان صورت گرفته‌است.

برای توصیف سنگ‌های ولکانوکلاستیک و رده‌بندی آنها از روش فیشر و اشمینکه استفاده شده است (Fisher& Schmincke, 1984). در این تقسیم‌بندی، ذرات تشکیل دهنده براساس قطر به خاکستر، لاپیلی، بمب و بلوک تقسیم شده‌اند. توف‌ها از تشکیل‌دهنده‌های اصلی ولکانوکلاستیک منطقه می‌باشند. تجزیه و تحلیل دقیق‌تر توف‌ها براساس اجزاءتشکیل‌دهنده بلوری (کوارتز، فلدسپات و غیره)، خرده‌های سنگی و شیشه صورت گرفته است. با توجه به فراوانی این اجزاء از واژه‌های کریستال توف، لیتیک‌توف و لیتیک–کریستال‌توف استفاده گردیده‌است.

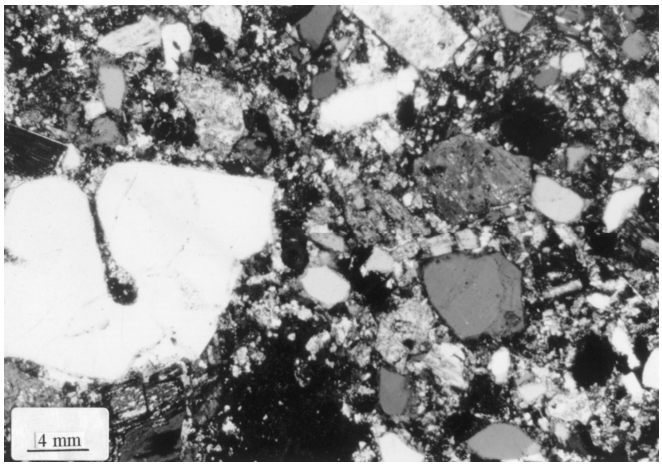
رخساره‌های ولکانوکلاستیک

این رخساره‌ها عمدتا از دانه‌های با منشاء ولکانیکی،که از فعالیت‌های آتشفسانی همزمان سرچشمه گرفته‌اند،تشکیل شده‌اند. چندین فرآیند مختلف درطی انفجارات ماگمایی عمل می‌کند که منجر به تشکیل یک رشته رخساره‌های مشخص ولکانوکلاستیک می‌شود. دیاژنز یک عامل مهم در دگرسان کردن شیشه‌ها وکانی‌های ولکانیکی است،که بافت‌های رسوبی را تخریب کرده وایجاد ماتریکس می‌کند. در ذیل هریک از رخساره‌ها به طور مشروح مورد بررسی قرار گرفته‌است.

رخساره کریستال‌توف

کریستال توف‌های مورد مطالعه عمدتا دارای ترکیب ریولیتی تا داسیتی و به رنگ کرم و روشن هستند. فنوکریستهای این سنگ‌ها شامل کوارتز(عمدتاً دارای شکل دمای بالا، بی‌پیرامیدال)، و پلاژیوکلازسدیم‌دار است. فنوکریستهای موجود دراین توف‌ها احتمالاً قبل‌از فوران و انفجار

ماگما به‌صورت آرام متبلور شده‌اند. وجود خوردگی‌های خلیجی فراوان از مشخصه‌های فنوکریست‌های کوارتز می‌باشد(شکل ۱).

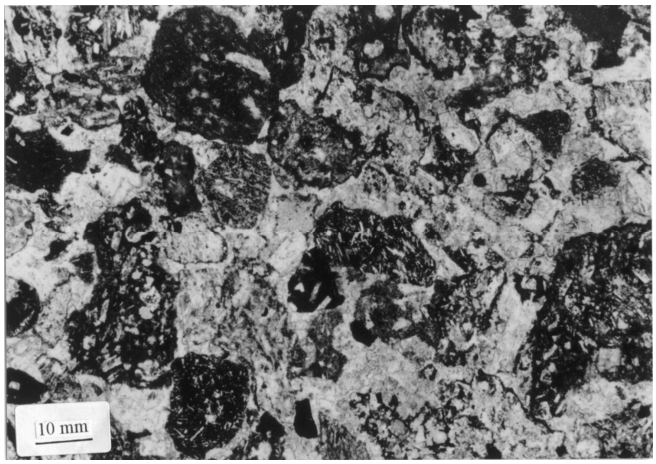


شکل ۱- فنوکریست کوارتز با خوردگی خلیجی در یک کریستال توف ریولیتی.

خلیجی شدن کوارتزها ممکن است به علت رشد غیرتعادلی یا تأثیرات انحلالی ناشی‌از کاهش فشار در حین صعود ماگما بوجود آمده باشد(آسیابانها،۱۳۷۴). خلیجی شدن بلورهای کوارتز همچنین می‌تواند ناشی‌از تغییرات شیمیایی براثر فرآیند هضم یا اختلاط ماگما باشد که در این صورت پلاژیوکلازها هم بایستی بافت غربالی از خود نشان دهند، بنابراین عدم وجود بلورهای پلاژیوکلاز غربالی در سنگ‌های مورد مطالعه موید این موضوع می‌باشد که کاهش فشار عامل ایجاد چنین شکلی در بلورهای کوارتز بوده‌است. کریستال توفها در جهت قائم به سنگ‌های آندزیتی با ساخت منشوری تبدیل می‌شوند؛ که این امر بیان کننده انفجاری بودن مراحل آغازین و غیر انفجاری بودن مراحل بعدی که منجر به روان شدن ماگما، شده‌است، می‌باشد.

رخساره کریستال- لیتیک‌توف

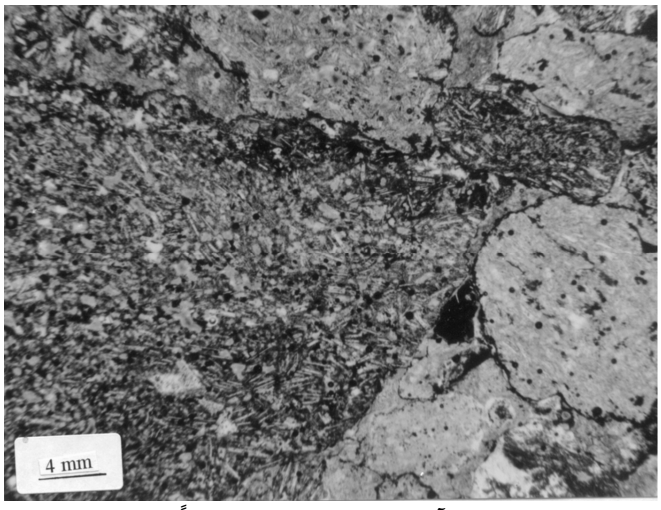
در این توف ها اجزاء آذرآواری عمدتاً شامل خرده‌های سنگی آتشفشانی می‌باشد.بافت خرده‌های مذکور میکرولیتی و هیالو پورفیریک حفره‌دار است. از دیگر اجزاء تشکیل دهنده این توف‌ها بلورهای پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر کوارتز و بیوتیت است. رنگ نمونه دستی این‌گروه‌از سنگها خاکستری تیره تا قهوه‌ای روشن می‌باشد(شکل۲).



شکل۲- کریستال – لیتیک توف، ترکیب لیتیک ها اکثراً آندزیتی است.

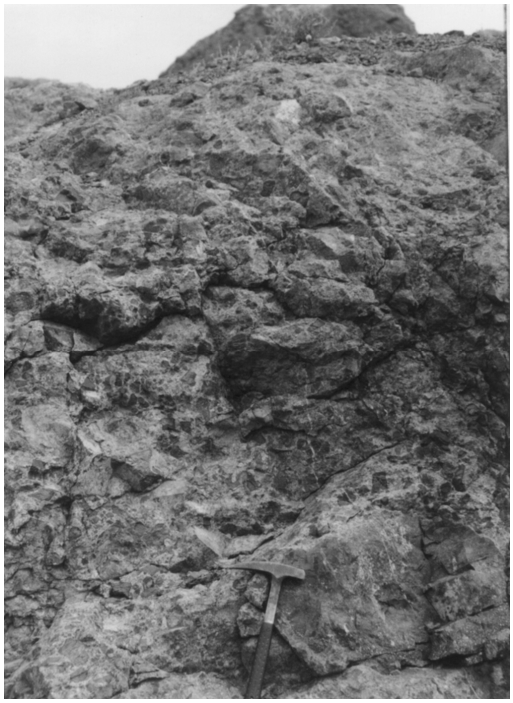
رخساره لیتیک توف

رکیب سنگ‌شناسی لیتیک توفها، آندزیتی‌است. به علت داغ بودن ذرات پیروکلاستیک پرتاب شده، اکثر ذرات به یکدیگر جوش خورده و بافت متراکم و سختی را بوجود آورده‌اند(شکل ۳). در لابلای ذرات پرتاب شده اکسیدهای آهن به صورت قشر نازکی سطوح ذرات را می‌پوشانند.



شکل ۳- لیتیک توف – آندزیتی، بافت لیتیک ها اکثراً میکرولیتی می‌باشد.

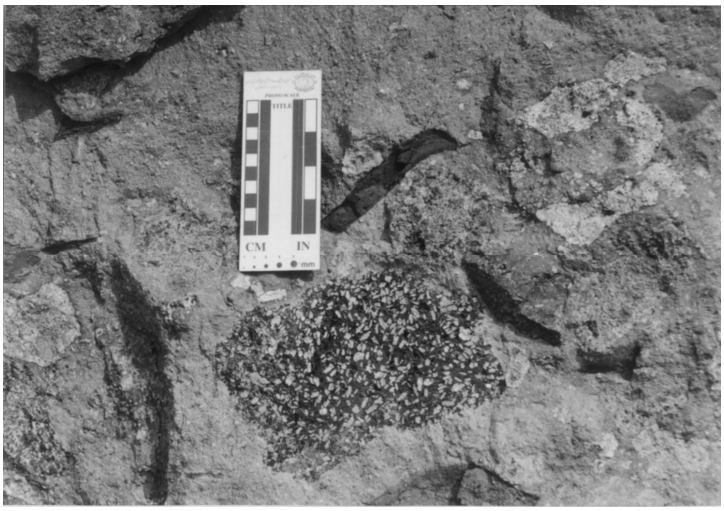
مقدار کریستال‌های منفرد در این سنگها بسیارکم می‌باشد. مطالعات پتروگرافی این‌سنگ‌ها نشان می‌دهد مواد پیروکلاستیک خارج شده‌از دهانه آتشفشان‌ها ضرورتاً قطرشان کوچکتراز۲ میلی‌متر نبوده تا دراثر جوش خوردگی منجر به تشکیل گروههای مختلف توفی شود. در بیشتر مواقع مواد پرتاب شده دارای قطری بین ۲ تا ۶۴ میلی متر یا بیشتر می‌باشند. این سنگ‌ها از نظر اندازه ذرات و با توجه به رده‌بندی اشمید در رده لاپیلی‌توف و لاپیلی‌استون قرار می‌گیرند(شکل۴) (Schmid, 1981).



شکل ۴- لاپیلی توف – ترکیب لیتیک ها عمدتاً آندزیتی است.

اجزاء تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها، کوارتز، فلدسپات و خرده‌های سنگی می‌باشد. درنمونه میکروسکوپی دانه‌های کوارتز به طور متوسط حدود۲ میلی‌متر قطر دارند و اکثراً به شکل یوهدرال با خوردگی‌های خلیج مانند و گاهی شکسته و زاویه‌دار دیده می‌شوند. در نمونه‌های دستی ترکیب سنگ‌های مذکور آندزیتی و بازالتی تشخیص داده شده است که دارای بافتهای متنوع می‌باشد. دربخش‌هایی از منطقه به علت بالا بودن شدت انفجار، قطر ذرات پیروکلاستیکی پرتاب شده گاهی به بیش‌از۳۰ سانتی متر نیز بالغ می‌شود. مجموعه

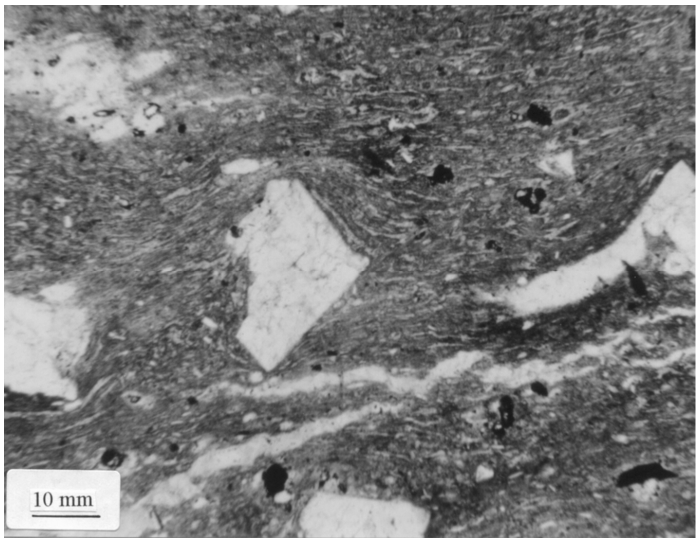
مذکورتشکیل برش‌های پیروکلاستیکی را می‌دهند. همانند لاپیلی توفها و لاپیلی استون‌ها، مطالعه میکروسکوپی برش‌های پیروکلاستیک بدلیل بزرگی اجزاء تشکیل دهنده آنها مشکل است. جنس لیتک‌ها متنوع بوده و ترکیب کلی آنها آندزیتی می‌باشد. همچنین بافت‌های پورفیری شیشه‌ای و میکرولیتی در لاپیلی‌ها و بلوک‌ها مشاهده می‌شود(شکل۵).



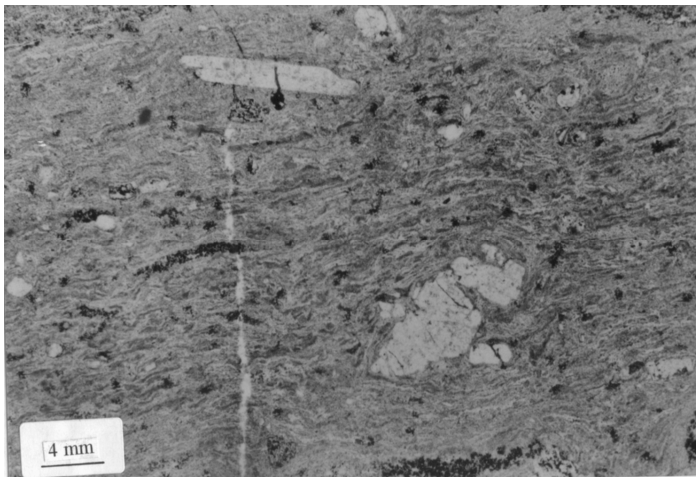
شکل ۵- برش پیروکلاستیکی – در مرکز شکل قطعات دارای بافت پورفیری است.

رخساره ایگنیمبریت

از نهشته‌های جریانی(Flow deposits) موجود در منطقه می‌توان به ایگنیمبریت‌ها اشاره کرد. ایگنیمبریت‌های منطقه با رنگ قرمز به راحتی از فواصل دور در کنار دریاچه حوض‌سلطان قابل شناسایی هستند. بافت اولیه این سنگ‌ها بر اثر تبلور مجدد و سیلیسی شدن تغییر نموده است، به طوری که در نور پلاریزه هیچ اثری از بافت جریانی در آنها دیده نمی‌شود؛ ولی در نور طبیعی بافت اوتاکسیتیک و سودو فلوئیدال آنها به خوبی قابل مشاهده است(شکل ۶). زمینه سنگ در اثر دویتریفیکاسیون به شدت سیلیسی شده است. فنوکریست های موجود اکثراً از پلاژیوکلازهای کم و بیش شکسته شده و بیوتیت می‌باشند. در ضمن بر اثر سیلیسی شدن، شاردهای شیشه‌ای به میکروکریستالهای کوارتز و زئولیت تبدیل شده وحفرات پومیس‌های موجود توسط همین کوارتزها پر شده‌است. بعلاوه آثاری ازحالت‌های کف مانند نیز در نمونه‌ها دیده می‌شود(شکل۷).



شکل ۶- بافت جریانی: فنوکریست های پلاژیوکلاز درزمینه جریانی سنگ به حالت شناور می‌باشند.

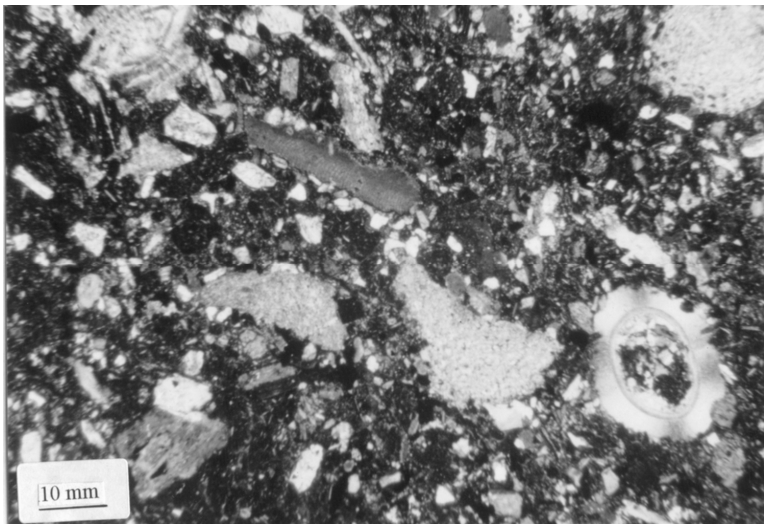


شکل ۷- آثار فیام ها در یک نمونه از ایگنیمبریت‌ها.

رخساره توفیت

در شرایط دریایی‌که رسوبات کربناته درحال تشکیل شدن هستند، براساس مدل زوفا اجزاء پیروکلاستیکی و اپی کلاستیکی می‌توانند به سه طریق وارد حوضه رسوبی گردند (Zuffa, 1980):۱- توسط آتشفشان‌های زیردریایی یا زیرآبی۲- توسط آتشفشان‌های خارج از

حوضه رسوبی و۳- توسط آتشفشان‌هایی کـه قطعـات آتشفشـانی را غیـر مسـتقیم و از طریـق فرایندهای حمل و نقل دراختیار حوضه رسوبی قرار داده و یـا از رخنمـون‌هـای قـدیمی‌تـر بـه حوضه رسوبی وارد نموده‌اند. احتمالاً وجود مواد آذر آواری دررخساره‌های مطالعه شده بواسـطه عملکردآتشفشانهای زیردریایی بوده‌است. درشرایط رسـوبگذاری آرام تنـوع گونـه‌هـای جـانوری درمحیط آبی زیاد اسـت. درحوضـه‌هـای‌محلـی ائوسـن دربـین سـنگ‌هـای ولکانوکلاسـتیکی، آثارفراوان نومولیت‌ها، جلبک‌ها ولوله‌های‌کرم(Worm tube) به خوبی مشاهده می‌شود(شکل۸).

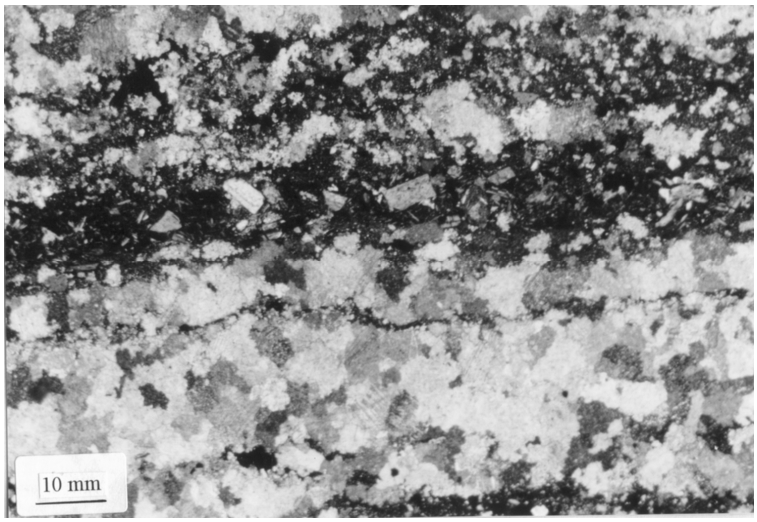


شکل ۸- خرده‌های فسیل نومولیت، جلبک و لوله‌های کرم(Worm–tube) در نمونه‌ای از توفیت‌ها.

گاهی اوقات، شرایط برای زیست فرامینفرها بسیار مناسب بوده وگـاهی شـرایط آرام حوضـه رسـوبی براثـر فـوران‌هـای آتشفشـانی و ورود مـواد پیروکلاسـتیکی دچـار تغییـرات عمـده‌ای می‌شده‌است. درناحیه علی‌آباد درحاشیه آزادراه چندین افق نومولیتی را که مبین شرایط مساعد زیستی برای فرامینفر بوده‌است مشاهده می‌شود(شکل ۹). در مواردی که رسوب کربناته غالـب بوده و مواد آذر آواری به میزان کمتر وارد حوضه می‌شده‌است، سنگ‌هایی نظیر آهک‌های توفی تشکیل گردیده‌اند. در توفیت‌ها و آهک‌های‌توفی، ترکیب لیتیک‌هـا عمـدتا آنـدزیتی مـی‌باشـد (شکل۱۰). درمنطقه علی‌آباد درکنار آزاد راه ریزچین‌هایی درون لایه‌های توفیتی و آهـک‌هـای توفی مشاهده می‌شود، که از نظر موقعیت، همخوانی با چین‌های ریزشـی (Collaps Structure) داشته و بنام چین‌های ریزشی(Slumping Folds) خوانـده مـی‌شـوند. ایـن چـین‌هـا در دسـته

چین‌های غیرتکتونیکی رده‌بندی شده و وجود آنها دلیل فعال بودن حوضه‌رسوبی بویژه از نظر لرزه خیزی بوده و شرایط ناپایدار ثقلی بستر رسوبی را نشان می‌دهد (Bhattacharyya& Chankraborthy, 2000).

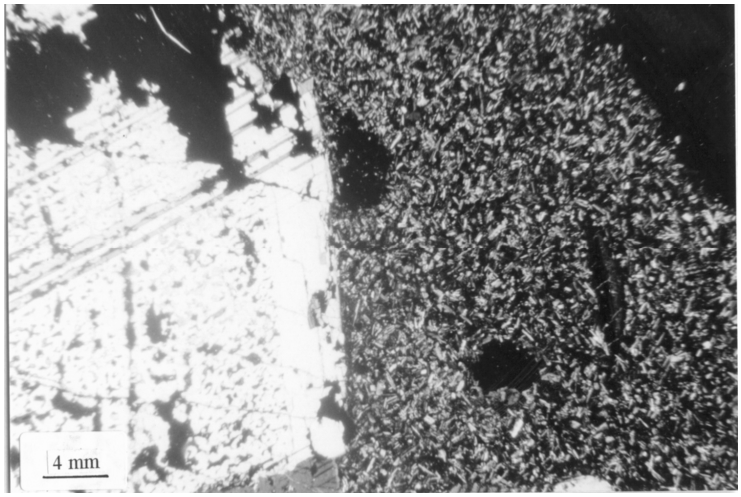
شکل ۹- لامینه‌هایی از فسیل‌های نومولیت در توفیت‌ها، ضخامت لامینه ها درحد ۲تا۳ سانتیمتر می‌باشد.



شکل ۱۰- آهک توفی: در شکل لامینه هایی از مواد آذر آواری که عمدتاً بلورهای پلاژیوکلاز است مشاهده می‌شود.

رخساره آندزیت پورفیری

این سنگ‌ها بیشتر در بخش شرقی قهوه خانه علی آباد و نیز در کنار دریاچه حوض‌سلطان رخنمون دارند که عمدتاً دارای بافت پورفیری هستند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در آنها به طور متوسط ۱/۵ سانتی متر طول دارند. رنگ زمینه سنگ بدلیل ترکیب شیشه‌ای همراه با اکسیدهای آهن، قهوه‌ای می‌باشد. درمقاطع میکروسکوپی بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکل تکراری و ساختمان منطقه‌ای هستند. آثار تجزیه به سرسیت درآنها قابل مشاهده‌است که نشان‌از فلدسپاتهای پتاسیم دارد. زمینه سنگ را بلورهای ریز پلاژیوکلاز به صورت میکرولیت تشکیل می‌دهد. حفرات احتمالی دراثر خروج گاز توسط کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت، کلریت و زئولیت پر شده‌است. فنوکریست‌های پیروکسن و اکسیدهای آهن به صورت پراکنده دربین میکرولیت قرار گرفته‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز آثار بافت غربالی را در خود به خوبی حفظ کرده‌اند(شکل۱۱).



شکل۱۱- آندزیت پورفیری. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی می‌باشند.

پلاژیوکلاز با بافت غربالی دراثر ناتعادلی شیمیایی ناشی‌از اختلاط ماگمائی و یا هضم ایجاد می‌شود. به این ترتیب که احتمالاً تغییر ترکیب شیمیایی ماگما و بازیکتر شدن آن براثر اختلاط یا هضم سبب‌شده که بلورهای پلاژیوکلازی که قبلاً متبلور شده بودند درشرایط شیمیایی جدید ناپایدار شده و بافت غربالی پیدا کنند(آسیابانها، ۱۳۷۴). زمینه سنگ عمدتاً از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز تشکیل شده‌است.

دیاژنز

مهمترین فرآیندهای دیاژنتیکی که درمقاطع نازک سنگهای مورد مطالعه، مشاهده می‌شوند عبارتنداز: تراکم، سیمانی‌شدن، دگرسانی وتشکیل کانی‌های زئولیتی.

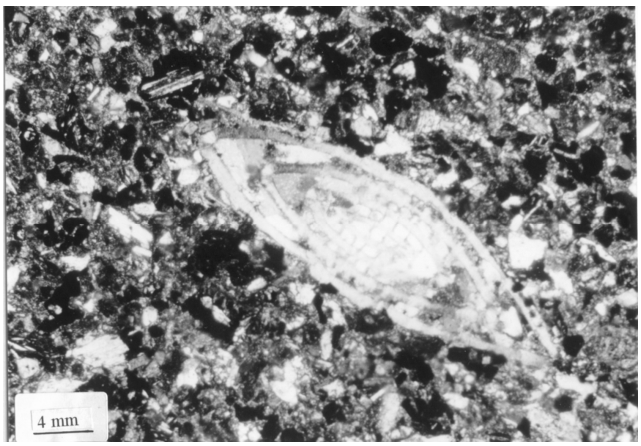
تراکم: تراکم از فرآیندهای دیاژنز بوده که براثر فشار وزن طبقات بالایی در محیط دفنی رخ می‌دهد و شامل تراکم شیمیایی و فیزیکی است. آثار تراکم فیزیکی در رسوباتی که تحت تأثیر سیمانی‌شدن در محیط رسوبی قرار گرفته‌اند بخوبی دیده می‌شود و حاصل آن خرد شدن قطعات (به ویژه قطعات اسکلتی و نومولیت) می‌باشد. تراکم شیمیایی تراکمی است که معمولاً همزمان یا پس از تراکم فیزیکی صورت می‌گیرد؛ در این فرایند علاوه بر فشار، سیالات موجود در لابلای ذرات نیز نقش داشته، که منجر به افزایش انحلال در نقاط پرفشار و محل تماس دانه‌ها می‌گردد. در نمونه‌های مورد مطالعه آثار تراکم شیمیایی به صورت انحلال فشاری (Pressure solution) و جوش خوردگی(Pressure welding) دیده می‌شود(شکل۱۲).

شکل ۱۲- پدیده های تراکم به صورت انحلال – فشاری و جوش خوردگی در فسیل های نومولیت.

سیمانی شدن: مهمترین فرآیند شیمیایی دیاژنتیک در رخساره های توفی، سیمانی شدن می باشد.فراوانترین سیمان های موجود شامل سیمان کربناته ،کانی های رسی ،سیمان زئولیتی، اکسیدهای آهن و سیمان سیلیسی است.

در مقاطع مورد مطالعه، سیمانها عمدتاً از کلسیت، سیلیس و اکسید آهن تشکیل شده‌اند. بخش اعظم سیلیس رسوبات ائوسن منطقه علی‌آباد از منشاء غیرآلی تأمین شده‌است. سیلیس حاصل از این منشاء بطور گسترده و بطور بخشی متن و یا قطعات بیوکلاستی را سیلیسی کرده

است. انواع مهم سیلیس دیاژنزی در نمونه‌های بررسی شده شامل: کوارتز ریزبلور (Microcrytalline)، مگا کوارتز و کلسدونی می‌باشد.بنظر می‌رسد که حداقل بخشی از سیمان سیلیسی در اثر دگرسانی شیشه‌های آتشفشانی به کانی‌های رسی ایجاد شده‌است. در این واکنش‌ها همزمان با تشکیل کانی‌های رسی مقداری سیلیس همراه با کلسیت نیز تشکیل می‌شود، بعلاوه حضور دانه‌های آواری کوارتزدر نمونه‌های مورد مطالعه را نیز می‌توان از دیگر منابع احتمالی سیمان سیلیسی به حساب آورد. همچنین بنظر می‌رسد که دگرسانی قطعات آتشفشانی اسیدی و شیشه‌های ولکانیکی نیز درتشکیل سیمان سیلیسی دراین سنگها سهیم بوده‌اند؛ وجود سیمان سیلیسی در نمونه‌های حاوی قطعات خرده‌سنگی و شیشه آتشفشانی مؤید این مطلب است. سیمانهای کلسیتی به دو صورت دیده می‌شوند: ۱-پرکننده حجرات و فضاهای خالی درون قطعات فسیلی و۲- به فرم سیمان اسپاری بلوکی در لابلای سنگ‌های توفیتی(شکل۱۳).



شکل۱۳- فسیل نومولیت دریک توفیت، حجرات داخلی فسیل مذکور توسط سیمان اسپاری پر شده‌است.

سیمان زئولیتی: زئولیتها گروهی از آلومینوسیلیکاتهای هیدارته Ca , Na , Al می‌باشند که از نظر خواص نوری بسیار متنوع بوده ولی عموماً دارای اندیس انکسار کم وبیرفرنژانس نسبتاً ضعیف می‌باشند(Deffeyes, 1959). این سیلیکاتها درشرایط محیطی بسیارگسترده‌از سطح یا نزدیک سطح زمین تا رسوبات مربوط به اعماق متفاوت مشاهده می‌گردند. این کانی‌ها عمدتاً در سنگ‌های ولکانوکلاستیک و در اعماق مختلف تشکیل می‌شوند. زئولیت‌ها عمدتاً توسط واکنش مواد پیروکلاستیک با آبهای موجود در خلل و فرج و منافذ سنگ‌های شیشه‌ای و به طرق

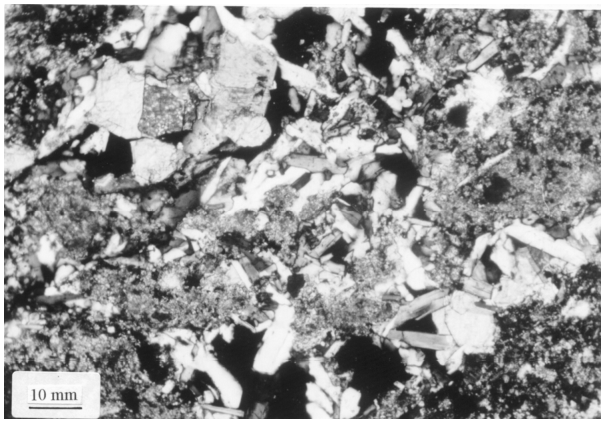
مختلف درطی دیاژنز پدید می‌آیند. این کانی‌ها متداول‌ترین محصولات دگرسانی و دیاژنز بوده و از اجزاء مختلفی مانند شیشه‌های ولکانیکی،رس‌های متبلور و غیر متبلور، فلدسپات‌ها و حتی از زئولیتهای ناپایدار تشکیل شده‌اند. ذرات شیشه ولکانیکی به سبب بالابودن پتانسیل فعالیت‌پذیری خود، مناسبترین ماده اولیه برای زئولیتهای طبیعی می‌باشد(فرزانه، ۱۳۷۸). برای شکل‌گیری زئولیتها منشاءهای متفاوتی‌را می‌توان برشمرد:

۱- دراثر فعل و انفعالات شیمیایی نیمه محدود، آب‌های درون منفذی قلیایی شور با ذرات ناپایدار ولکانیکی و پلاژیوکلازهای تخریبی، محلول‌های غنی‌از مواد آلکالی حاصل گردیده که در شرایط خاصEh, pH و غلظت یونی امکان نهشته‌شدن زئولیتها، ازچنین محلول‌هایی فراهم شده‌است(Stanly& Ben son, 1979). به عبارت دیگر، شیشه ولکانیکی و پلاژیوکلازها به مرور زمان درمحلول‌های قلیایی و شور، انحلال‌یافته و باعث افزایش غلظت یونهای سیلیسیم و آلومینیم درداخل آبهای درون منفذی شده‌اند که درمراحل بعدی، از این محلول‌ها، زئولیتها رسوب نموده‌اند(فرزانه، ۱۳۷۸).

۲- بعضی‌از زئولیتها احتمالاً در اثر واکنش هیدراسیون(Hydration) ساده پلاژیوکلازها و شیشه‌های ولکانیکی حاصل شده‌اند(Surdam& Boles, 1979).

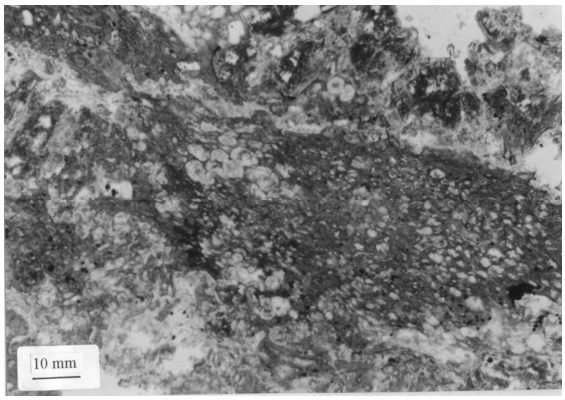
۳- بعضی‌از زئولیتها ممکن‌است دراثر دگرسانی گرمابی (Hydrothermal Alteration) قطعات آتشفشانی حاصل شده‌باشند(Deffeyes, 1959).

درنمونه‌های مورد مطالعه زئولیتها به اشکال متعددی نظیر:۱- آسترهای داخل منافذ (Pore-lining)، پرکننده منافذ(Pore filling)، جانشینی(Replacement) و بلورهای اوتیژن (Authigenic Crystal) مشاهده می‌شوند(شکل۱۴).



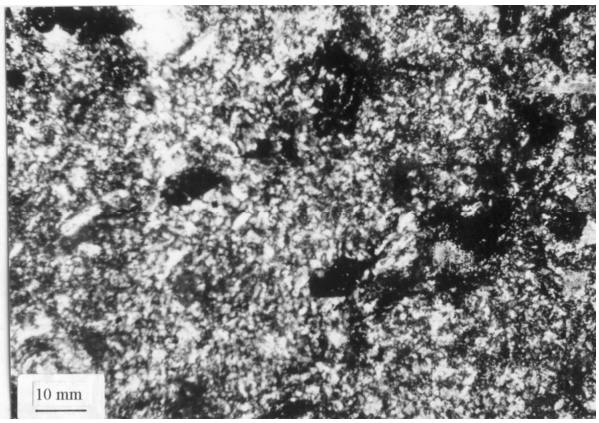
شکل ۱۴- بلورهای اوتیژن زئولیت در یک توفیت.

درطی دفن، نهشته‌های شیشه‌اسیدی که از آنها تحت عنوان شارد نام برده می‌شود بسیار مستعد دگرسانی هستند. دربرخی از موارد، بعضی‌از شاردها با موزائیکی از ذرات زئولیت جایگزین می‌شوند. ولی گاهی اوقات یک تک بلور جانشین چندین شارد می‌شود(شکل۱۵).



شکل۱۵- دگرسانی شاردها به زئولیت و کانی‌های رسی در یک توف شیشه‌ای.

کانی‌های زئولیت اغلب جانشین شیشه شده و سیلیس آزاد شده از دگرسانی این شیشه‌ها به صورت کالسدوئی یا سیمان اوپالی ظاهر می‌شود. در بعضی‌از نمونه‌ها بواسطه عملکرد دگرسانی و تبلور دوباره، شیشه‌های ولکانیکی تغییر ماهیت داده و بافت فلسیتیک را ازخود به‌جای می‌گذارند(شکل۱۶).



شکل۱۶- بافت فلسیتیک نتیجه تبلور شیشه به چرت–در یک نمونه توف.

حفرات و فضاهای خالی موجود درسنگ‌های آتشفشانی منطقه درطی زمان‌های طولانی تحت‌تأثیر محلول‌های هیدروترمال و آب‌های جوی قرارگرفته و دراثر این پدیده‌ها، فضاهای مذکور توسط کانیهای ثانوی نظیر کلریت، کلسیت و سیلیس پرشده‌است(شکل۱۷).

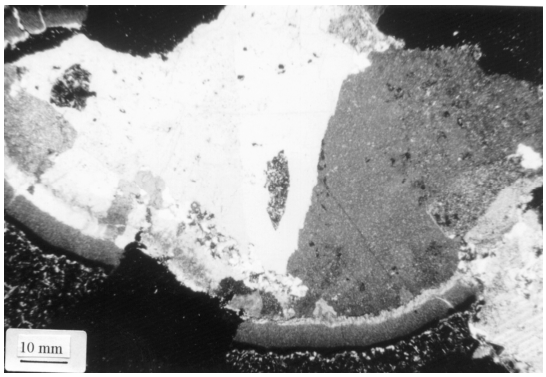
دگرسانی

شیشه‌های آتش‌فشانی از اجزاء ناپایدار بوده. بنابراین به جزء درشرایط استثنایی نمی‌توان آنها را درسنگ‌های قدیمی‌تراز ترشیری میانی شناسایی نمود(Tucker, 200). رسوبات ولکانوکلاستیک که درمعرض چنین تغییراتی قرار می‌گیرند، به سختی قابل تشخیص می‌باشند. محصول متداول این تغییرات، کانی‌های رسی و زئولیتها می‌باشند. کانی‌های رسی که عمدتاً جانشین شیشه آتشفشانی می‌شوند معمولاً از نوع اسمکتیت؛ شیشه بازالتی به راحتی به پالاگونیت رسی با رنگ سبز قهوه‌ای تبدیل شده و در نهایت دگرسانی موجب پالاگونیتی‌شدن و آبگیری شیشه، اکسیداسیون آهن و سست شدن پیوندهای سیلیس و یا کلسیت می‌شود. درطی دگرسانی شیشه به رس‌ها و زئولیتها، مقدار سیلیس افزایش یافته و این می‌تواند سبب تهنشین شدن چرت و جانشینی‌آن به شکل سیمان شود. کلسیت نیز از سیمان‌های متداول در توف‌ها بوده و اغلب جانشین دانه‌های آتشفشانی گرددد(Tucker, 2001) .

تجزیه قطعات شیشه آتشفشانی به کانی‌های رسی را می‌توان بر اساس معادلات زیر نشان‌داد (Pettijohn *et al.,* 1987):

$$Na_2kCaAl_5O_{32}\ (\text{Volcanic glass}) + MgSio_3 + H_2O + 4H + 4HCo_3\text{-}\ (\text{Carbonic acid}) \rightarrow$$
$$Na\ (Al_5\ Mg) - Si1_2\ O_{30}\ (OH)_6\ (\text{Smectite}) + Na + K + Ca + 4HCO_3^{-}$$

واکنش مذکور از نوع انحلال غیر هم نهشت(فرآیندی که درطی‌آن فاز جامد بصورت انتخابی حل می‌شود) بوده که به صورت مبادله کاتیونها انجام شده و باعث تشکیل رس‌های دیاژنتیک گردیده است.



شکل ۱۷- در رخساره آندزیتی فضاهای خالی توسط کانی های ثانوی به ترتیب از دیواره با کلریت، کلیست و کوارتز پرشده است.

نتیجه گیری

شواهد پترولوژیکی و صحرایی نشان می دهد که شروع ولکانیسم در منطقه در زمان ائوسن به صورت انفجاری بوده و در مراحل بعدی فوران ها از حالت مذکور به خروج آرامتر گدازه تبدیل شده است. در دوره های آرامش، در بین سنگ های پیروکلاستیک حوضه های رسوبی کوچکتری شکل گرفته است،که نتیجه آن تشکیل رسوب کربناته و همچنین تنوع زیستی با حضور فرامینفرهایی نظیر نومولیت . می باشد. در رسوبات حاشیه حوضه،آثار آشفتگی زیستی به فراوانی مشاهده می شود. در زمان های ورود مواد پیروکلاستیک و مخلوط شدن آنها با رسوبات کربناته رخساره های توفیتی شکل گرفته است. مجموعه های مذکور همزمان و یا بعدها تحت تأثیر فرایندهای دیاژنزی و آلتراسیون قرار گرفته و چهره های جدیدی را در رخساره ها بوجود آورده است.

تشکر و قدردانی

این پژوهش مستخرج از طرح« مطالعه رسوب‌شناسی و ژنز لگ‌های منطقه حسن آباد، جنوب تهران» به شماره ۵۱۲/۴۴۰ می‌باشد که با حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه تهران صورت گرفته‌است. بدینوسیله ازآن معاونت محترم تقدیر وتشکر می‌گردد.

Reference

Bhattacharyya, A., and Chankraborthy, C., (2000) *Analysis of sedimentary successions A field manual*, A. A. Balkema, 408P.

Cas, R.A.F., and wright, J.V., (1988) *Volcanic Successions*, Modern and Ancient Unwin Hyman, 528P.

Deffeyes, K.S., (1959) *Zeolites in sedimentary rocks*, J. Sed. Petrol., **1,**602-609.

Fisher, R.V., and Schmincke, H.U., (1984) *pyroclastic rocks*, Berlin Springer–Verlag, Berlin, 289P.

Lajoie, J., and Stx, J., (1994) *Volcaniclastic Rocks*, In: 9-52, Geoscience, Canada.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., and Siever, R., (1987) *Sand and Sndstone*, Springer verlag, New york, 553.

Schmid, R., (1981) *Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments*, Recommendation of the IUGS subcmmission on the systematics of Igneous rocks, Geology, **9**, 41-43.

Stanley, K.O., and Benson, L.V., (1979) *Early diagenesis of high plains Teritiary vitric and arkosic sandstone*, Wyoming and Nebraska, SEPM, Spec. Publ. , **26**, 401–423

Suradam, R.C., and Boles, J.R., (1979) *Diagenesis of Volcanic sandstones*, SEPM, Spec., Publs., **26**, 227–242.

Tucker, M.E., (2001) *Sedimentary Petrology: An introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*, 3ndEd. Blackwell scientific publications, 260P.

Williams, L.A.,& Crerar D.A., (1985) Silica diagensis, II. General me chanisms, J. Sed. Petrology, **55**, 312-321. In: Facies Models as a response sea level change (Ed. by R., G walker and N.P., James)P.

Zuffa, G.G., (1980) *Hybrid arenites*, Their compositon and Classification, Jour. Sed. Petrology, **50(1),** 27-29

آسیابانها، ع.، (۱۳۷۴) *بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی*، انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی(ره)، ۶۳۰ص.

رجائی، ف.، (۱۳۷۷) *مطالعه محیط رسوبی آتشفشانی آواری علی‌آباد (اتوبان قم)*، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، ۱۰۸ص.

فرزانه، ف. (۱۳۷۸) *بررسی مشخصه‌ها ی سنگ‌شناسی و عوارض دیاژنتیکی سازند زیور در نواحی قره خان بیگلو و اجاق قشلاق– شرق مغان*،پایان نامه کارشناسی ارشد، ۱۹۹ص.

مبشری، ع.، (۱۳۷۷) *بررسی محیط رسوبی، میکروفاسیس و دیاژنز آهکهای ائوسن آمره (قم – تفرش)*، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، ۱۰۷ص.