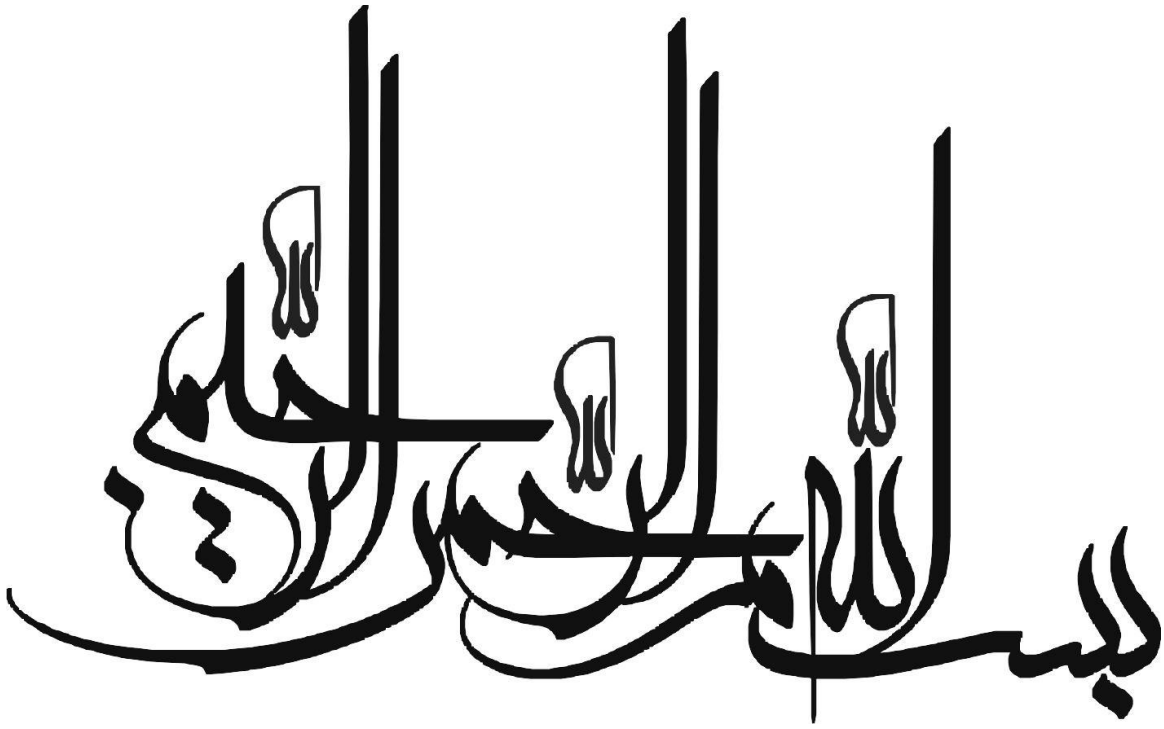

بسم الله الرحمن الرحيم

دانشکده علوم زمین

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پایان‌نامه کارشناسی ارشد

تعیین نرخ رشد و هسته‌بندی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس‌آباد

لیلا برزگری

استاد راهنما

دکتر حبیب اله قاسمی

استاد مشاور

دکتر مهدی رضایی کهخایی

شهریور ۱۳۹۴

شماره: ۱۱۷۴۰
تاریخ: ۹۴/۷/۱۲
ویرایش:

دانشگاه شاهرود
مدیریت تحصیلات تکمیلی

باسمه تعالی

فرم شماره (۶)

فرم صورت جلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) نتیجه ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم **لیلا برزگری** به شماره دانشجویی **۹۱۰۱۲۸۴** رشته زمین‌شناسی گرایش **پترولوژی** تحت عنوان **تعیین نرخ رشد و هسته بندی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس‌آباد** که در تاریخ ۱۳۹۴/۰۶/۱۷ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با درجه : لیاقت امتیاز ۱۸/۹۰) ☐ دفاع مجدد ☐ مردود ☐

۱ـ عالی (۲۰ ـ ۱۹)
۲ـ بسیار خوب (۱۸/۹۹ ـ ۱۸)
۳ـ خوب (۱۷/۹۹ ـ۱۶)
۴ـ قابل قبول (۱۵/۹۹ ـ ۱۴)
۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام ونام خانوادگی	مرتبهٔ علمی	امضاء
۱ـ استادراهنما	دکتر حبیب الله قاسمی	استاد	
۲ـاستاد مشاور	دکتر مهدی رضایی کهخایی	استادیار	
۲ـ نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	دکتر فرج الله فردوست	استادیار	
۳ـ استاد ممتحن	دکتر محمود صادقیان	دانشیار	
۴ ـ استاد ممتحن	دکتر مریم شیبی	استادیار	

رئیس دانشکده : پرویز اسدی امضاء

پیوست شماره ۲

دانشگاه شاهرود

دانشکده :علوم زمین

گروه :پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم لیلا برزگری به شماره دانشجویی: **۹۱۰۱۲۸۴**

تحت عنوان: تعیین نرخ رشد و هسته‌بندی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس آباد

در تاریخ ۱۳۹۴/۰۶/۱۷ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و با درجه ..... مورد پذیرش قرار گرفت.

اساتید راهنما	امضاء	اساتید مشاور	امضاء
نام و نام خانوادگی : دکتر حبیب اله قاسمی		نام و نام خانوادگی : دکتر مهدی رضایی کهخایی	

اساتید داور	امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء
نام و نام خانوادگی : دکتر محمود صادقیان		نام و نام خانوادگی : دکتر فرج اله فردوست	
نام و نام خانوادگی : دکتر مریم شیبی			

تقدیم به

پدر و مادر عزیز و مهربانم

که در سختی‌ها و دشواری‌های زندگی، همواره یاوری دلسوز و فداکار و پشتیبانی محکم و

مطمئن برایم بوده‌اند.

سپاس و قدردانی:

درود و سپاس ایزدمنان را که سخنوران، در ستودن او بمانند و شمارندگان، شمردن نعمت های او ندانند و کوشندگان، حق او را گزاردن نتوانند.

بدون شک جایگاه و منزلت معلم، والاتر از آن است که در مقام قدردانی از زحمات بی شائبه ی او، با زبان قاصر و دست ناتوان، چیزی بنگاریم.

اما از آنجایی که تجلیل از معلم، سپاس از انسانی است که هدف و غایت آفرینش را تامین می کند و سلامت امانت هایی را که به دستش سپرده اند، تضمین؛ بر حسب وظیفه و از باب "من لم یشکر المخلوق لم یشکر الله" الخالق":

از پدر و مادر عزیزم، این دو معلم بزرگوارم، که همواره بر کوتاهی و درشتی من، قلم عفو کشیده و کریمانه از کنار غفلت هایم گذشته اند و در تمام عرصه های زندگی یار و یاوری بی چشم داشت برای من بوده اند؛

از استاد با کمالات و شایسته؛ جناب آقای دکتر حبیب اله قاسمی که در کمال سعه صدر، با حسن خلق و فروتنی، از هیچ کمکی در این عرصه بر من دریغ ننمودند و زحمت راهنمایی این رساله را بر عهده گرفتند؛ و از جناب آقای دکتر مهدی رضایی کمخانی، که زحمت مشاوره این رساله را متقبل شدند؛ و از اساتید فرزانه سرکار خانم دکتر مریم شیبی و جناب آقای دکتر محمود صادقیان که زحمت داوری این رساله را متقبل شدند؛

سپاسگزارم از زحمات خالصانه کارمندان دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود به خصوص از خانم مهندس فارسی، خانم مهندس سعیدی و جناب آقای مهندس خانعلی زاده و میرباقری که رهگشای مشکلات اینجانب بودند.

همچنین از خانواده عزیز و دوستان بزرگوارم مهندس فریده عبادی، مجید تاشی، سمیه صالحی نسب، اکرم رجایی، یلدا عابدینی، شهرزاد بهرامی، زهرا حمید، رائفه خلیلی طرقبه، مهتاب کرمی، زهرا ساداتی جمالی، و . . . که در این راه همواره همراه و یاورم بوده اند؛ کمال تشکر و قدردانی را دارم.

باشد که این خردترین، بخشی از زحمات آنان را سپاس گوید.

تعهد نامه

اینجانب **لیلا برزگری** دانشـجوی دوره کارشـناسـی ارشـد رشـته **پترولوژی** دانشکده **علوم زمین** دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه **تعیین نرخ رشد و هسته بندی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس آباد** تحت راهنمائی **دکتر حبیب اله قاسمی** متعهد می شوم.

تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .

در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .

مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .

کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید.

حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.

در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .

در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ **امضـای دانشجو**

مالکیت نتایج و حق نشر

- **کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .**
- **استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.**

چکیده

منطقه مورد مطالعه، به عنوان بخشی از نوار ماگمایی ائوسن کاهک- عباس‌آباد، در لبه شمال شرقی زون ساختاری ایران مرکزی، از داورزن در غرب سبزوار تا میامی در شرق شاهرود امتداد دارد و در بخش جنوبی نوار افیولیتی سبزوار واقع شده است. واحدهای سنگی منطقه، شامل تناوبی از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازیک (تراکی‌بازالت و الیوین بازالت) تا حدواسط (تراکی‌آندزیت، تراکی‌آندزی بازالت و آندزیت) و سنگ‌های آتشفشانی –رسوبی (انواع توف، برش، آگلومرا، ماسه‌سنگ، شیل، کنگلومرا، سنگ آهک نومولیتی و سنگ آهک توفی) به سن ائوسن میانی – بالایی و سنگ‌های رسوبی الگیوسن و کواترنری هستند. سنگ‌های آتشفشانی این نوار شامل یک سری تفریقی پیوسته بوده که از یک ماگمای والد بازالتی مشترک منشأ گرفته‌اند. از آنجا که گدازه‌های بازالتی– آندزیتی منطقه از نوع پیروکسن پورفیری، پلاژیوکلاز پورفیری و پیروکسن- پلاژیوکلاز پورفیری هستند، لذا نمونه‌های مناسبی برای مطالعات توزیع اندازه بلور (CSD) به شمار می‌روند. در این مطالعه برای اولین بار مسأله توزیع اندازه بلور در این سنگ‌ها بررسی شده است. طبق محاسبات انجام شده بر اساس شیب نمودار توزیع پراکندگی، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه، در طیف زمانی۸۶ تا ۱۱۸ سال و با نرخ هسته‌بندی از $۱/۴۸\times ۱۰^{-۱۰}$- تا $۱/۵۶\times ۱۰^{-۱۰}$ میلی‌متر بر ثانیه در آشیانه ماگمایی رشد کرده‌اند. همچنین بر اساس شیب نمودار توزیع پراکندگی، فنوکریست‌های پیروکسن موجود در سنگ‌های آتشفشانی محدوده مورد مطالعه، در بازه زمانی برابر با $۱/۰۲\times ۱۰^{-۳}$ تا $۲/۰۱\times ۱۰^{-۳}$ سال و با نرخ هسته‌بندی از $۰/۵۵\times ۱۰^{-۵}$- تا ۲×۱۰^{-۵} میلی متر بر ثانیه در آشیانه ماگمایی رشد کرده‌اند. بازه‌ی اندازه بلور برای بلورهای پیروکسن موجود در نمونه سنگ‌های آندزیتی و بازالتی محدوده مطالعاتی، در حدود (۵/۶۲ mm تا ۰/۰۵) و برای بلورهای پلاژیوکلاز در حدود (۳/۱۶ mm تا ۰/۰۳) بوده است. همچنین سهم حجمی برآورد شده از هر یک از مقاطع نازک برای نمونه سنگ‌های آندزیتی و بازالتی متغیر و برای بلورهای پلاژیوکلاز از ۱۱/۳۷ تا ۲/۲۳ درصد حجمی و برای بلورهای پیروکسن از ۲۲/۹۳ تا ۱۰/۰۲ درصد حجمی برآورد شده است. نمودارهای CSD حاصل از بررسی کمّی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن، فرایندهای تفریق و انباشت بلورها، درشت‌شدگی و اختلاط جمعیت‌های بلوری را در سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه نشان می‌دهند. این شواهد به همراه ویژگی‌های پتروگرافی مانند بافت گلومروپورفیری، میکرولیتی پورفیری، پورفیری و بافت‌های عدم تعادل همانند منطقه بندی، گردشدگی، خلیج‌خوردگی و بافت‌های غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن نشان می‌دهند که اختلاط ماگمایی و یا اختلاط جمعیت‌های بلوری به همراه تفریق ماگمایی در تشکیل سنگ‌های منطقه موثر بوده‌اند.

کلمات کلیدی: سنگ های بازالتی و آندزیتی، توزیع اندازه بلور (CSD)، پتروگرافی کمّی، عباس آباد، کاهک، شاهرود.

لیست مقالات مستخرج از پایان‌نامه:

توزیع اندازه بلورهای پیروکسن در سنگ‌های ائوسن میاندشت، هجدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. دانشگاه تربیت مدرس، دی‌ماه ۱۳۹۳.

توزیع اندازه بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه عباس آباد (شرق شاهرود)، سی و سومین گردهمایی ملی علوم زمین، اسفند ماه ۱۳۹۳.

فهرست مطالب

عنوان صفحه

فصل اول: کلیات تحقیق

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه ۲
۱-۲- جغرافیای انسانی، آب و هوا وپوشش گیاهی ۳
۱-۳- زمین ریخت‌شناسی منطقه ۴
۱-۴- مطالعات پیشین ۶
۱-۵- نظریه CSD ۱۱
۱-۶- هدف از مطالعه ۱۲
۱-۷- مطالعات صورت گرفته با استفاده از روش CSD در سایر نقاط ایران و جهان ۱۳
۱-۸- روش‌های مطالعاتی ۱۸

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی منطقه

۲-۱- مقدمه ۲۲
۲-۲- زون ساختاری ایران مرکزی ۲۳
۲-۳- واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه ۳۰
۲-۳-۱- واحدهای سنگی ائوسن ۳۱
۲-۳-۲- واحدهای سنگی الیگوسن ۴۳
۲-۳-۳- کواترنری ۴۵
۲-۴- زمین شناسی اقتصادی منطقه مورد مطالعه ۴۶
۲-۴-۱- مس ۴۷
۲-۴-۲- زئولیت ۴۹
۲-۴-۳- آهن ۵۱
۲-۵- زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه ۵۲

فصل سوم: پتروگرافی

۳-۱- مقدمه ۵۸
۳-۲- پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی ۵۸
۳-۲-۱- سنگ‌های الیوین بازالتی ۶۰
۳-۲-۱-۱-کانی‌های اصلی ۶۱
۳-۲-۱-۲- کانی‌های فرعی ۶۵

۳-۲-۱-۳-کانی‌های ثانویه ۶۶
۳-۲-۲-سنگ‌های تراکی آندزیتی ۶۹
۳-۲-۲-۱-کانی‌های اصلی ۷۱
۳-۲-۲-۲-کانی‌های فرعی ۷۳
۳-۲-۲-۳-کانی‌های ثانویه ۷۳
۳-۲-۳- سنگ‌های تراکی آندزی – بازالتی ۷۵
۳-۲-۳-۱-کانی‌های اصلی ۷۵
۳-۲-۳-۲-کانی‌های ثانویه ۷۸
۳-۲-۴- سنگ‌های تراکی بازالتی ۷۸
۳-۲-۴-۱-کانی‌های اصلی ۷۹
۳-۲-۴-۲-کانی‌های فرعی ۸۱
۳-۲-۵-کریستال لاپیلی توف ۸۱
۳-۲-۵-۱-کانی‌های اصلی ۸۱
۳-۲-۵-۲-کانی‌های ثانویه ۸۲

فصل چهارم: توزیع اندازه بلور

۴-۱- مقدمه ۸۴
۴ -۲- نظریه CSD ۸۴
۴-۳- کاربردهای پترولوژیکی روش CSD ۸۵
۴-۴- روش تحقیق ۸۶
۴-۵- معرفی نرمافزارهای تخصصی image j و CSDcorrection ۹۴
۴-۶- تعیین مدت زمان رشد و هسته بندی ۹۶
۴-۷- فرایندهای فیزیکی کنترل کننده بافت سنگ‌ها ۹۸
۴-۷-۱- تبلور ۱۰۰
۴-۷-۱-۱- مدلهای تبلور در محفظههای ماگمایی ۱۰۴
۴-۷-۲- اندازه بلور ۱۰۷
۴-۷-۳- شکل بلورها ۱۰۸
۴-۸- مدلسازی شکل بلور ۱۰۹
۴-۸-۱-روش هیگینز ۱۱۳
۴-۸-۲-روش گریدو ۱۱۴
۴-۸-۳- روش مورگان و جرام ۱۱۶
۴-۹- تغییرات و توزیع اندازه دانه با استفاده از سهم حجمی فاز ۱۱۸

فصل پنجم: تحلیل داده‌ها و تفسیر نمودارها

۵-۱- مقدمه ۱۲۲
۵-۲- نتایج توزیع اندازه بلورهای پلاژیوکلاز ۱۲۲
۵-۲-۱- نمونه سنگ الیوین بازالتی (AB ۱۰) ۱۲۴
۵-۲-۲- نمونه سنگ الیوین بازالتی (AB ۲۸) ۱۲۷
۵-۲-۳- نمونه سنگ الیوین بازالتی (AB ۴۱) ۱۲۸
۵-۲-۴- نمونه سنگ الیوین بازالتی (AB ۴۳) ۱۳۱
۵-۲-۵- نمونه سنگ الیوین بازالتی (AB ۴۶) ۱۳۳
۵-۲-۶- نمونه سنگ تراکی آندزیتی (AB ۴۹) ۱۳۶
۵-۲-۷- نمونه سنگ تراکی بازالتی (AB ۵۴) ۱۳۹
۵-۳- نتایج توزیع اندازه بلورهای پیروکسن ۱۴۴
۵-۳-۱-نمونه سنگ الیوین بازالتی (AB ۱۰) ۱۴۵
۵-۳-۲- نمونه سنگ الیوین بازالتی (AB ۲۶) ۱۴۷
۵-۳-۳- نمونه سنگ تراکی بازالتی (AB ۲۸) ۱۵۰
۵-۳-۴- نمونه سنگ الیوین بازالتی (AB ۴۳) ۱۵۳
۵-۳-۵- نمونه سنگ الیوین بازالتی (AB ۴۶) ۱۵۶
۵-۳-۶- نمونه سنگ تراکی بازالتی (AB ۵۴) ۱۵۹
۵- ۴- تفسیر منحنی‌هایCSD ۱۶۵
۵-۴-۱- تفسیر نمودارهای CSD از دیدگاه لنتز و مک‌کوئین (۲۰۰۰)، هیگینز و روبرگ (۲۰۰۷). ۱۶۵
۵-۴-۱-۱- ادغام نمودارهای CSD به دست آمده از بررسی کمّی بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های سنگی آندزیتی و بازالتی منطقه عباس‌آباد و تفسیر آنها ۱۶۹
۵-۴-۱-۲- ادغام نمودارهای CSD به دست آمده از بررسی کمّی بلورهای پیروکسن در نمونه‌های سنگی آندزیتی و بازالتی منطقه عباس‌آباد. ۱۷۳
۵-۴-۱-۳- ادغام نمودارهای CSD به دست آمده از بررسی کمّی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در نمونه‌های سنگی آندزیتی و بازالتی منطقه عباس‌آباد و تفسیر آنها. ۱۷۵
۵-۴-۱-۴- ادغام کلیه نمودارهای CSD به دست آمده از بررسی کمّی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در نمونه‌های سنگی آندزیتی و بازالتی منطقه عباس‌آباد و تفسیر آنها. ۱۷۷
۵-۵- نتایج حاصل از بررسی نسبت حجمی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس آباد. ۱۸۲
۵-۶- نتایج حاصل از مدلسازی شکل بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن سنگهای آندزیتی و بازالتی منطقه عباس آباد. ۱۸۵

۵-۷- مدل تبلور ۱۸۶
۶-۱- نتیجه‌گیری ۱۹۲
منابع ۱۹۹

فصل اول: کلیات تحقیق

شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مود مطالعه و راه‌های دسترسی به آن، منطقه مورد نظر در کادر نشان داده است (اقتباس از سایت اطلس جامع راه‌های ایران)..... ۳
شکل۱-۲- موقعیت منطقه کاهک، بر روی تصویر ماهواره‌ای (ماهواره لندست)، که توسط کادر مشخص شده است..... ۵
شکل ۱-۳- موقعیت منطقه عباس‌آباد، بر روی تصویر ماهواره‌ای (ماهواره لندست)، که توسط کادر مشخص شده است..... ۵
شکل ۱-۴- موقعیت منطقه میامی، بر روی تصویر ماهواره‌ای (ماهواره لندست)، که توسط کادر مشخص شده است..... ۶

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی منطقه

شکل۲-۱- موقعیت محدوده مطالعاتی در نقشه زون‌های ساختاری ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳)..... ۲۳
شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه کاهک،که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم‌افزار (Arc GIS)، تهیه شده است..... ۲۷
شکل ۲-۳- نقشه زمین‌شناسی منطقه عباس‌آباد،که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم‌افزار (Arc GIS)، تهیه شده است..... ۲۸
شکل ۲-۴- نقشه زمین‌شناسی منطقه میامی، که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم‌افزار (Arc GIS)، تهیه شده است..... ۲۹
شکل ۲-۵– ستون کلی چینه شناسی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس) از قاسمی و همکاران (۱۳۹۲)..... ۳۱
شکل ۲-۶- تصویری از واحد شیل و ماسه سنگی زیرین موجود در منطقه با دید به سمت شرق..... ۳۲
شکل۲-۷- تصویری از قطعات گدازه در آگلومرا..... ۳۳
شکل۲-۸- تصویری از تناوب گدازه و آگلومرا در محدوده مطالعاتی..... ۳۳
شکل۲-۹- تصویری از گدازه با فرسایش پوست پیازی..... ۳۳
شکل ۲-۱۰- تقسیم بندی چندتایی سنگ‌های آذرآواری بر اساس نسبت‌های بمب، بلوک، لاپیلی و خاکستر، بر گرفته شده از لومتر (۲۰۰۲)..... ۳۴
شکل۲-۱۱- طبقه بندی سنگ‌های آذرآواری برگرفته شده از فراست (۲۰۱۴)..... ۳۴
شکل۲-۱۲- تصویری از نمونه دستی الیوین بازالت‌های موجود در منطقه مورد مطالعه..... ۳۶
شکل ۲-۱۳- تصویری از نمونه دستی الیوین بازالت ایدنگزیتی‌شده، در منطقه مورد مطالعه..... ۳۶
شکل۲-۱۴- تصویری از تراکی بازالت‌های موجود در منطقه که زئولیت زایی فراوان در آن صورت گرفته است..... ۳۶
شکل ۲-۱۵- تصویری از گدازه‌های بازالتی و آندزیتی موجود در منطقه مورد مطالعه..... ۳۷

شکل۲-۱۶- تصویری از میکروفسیل‌های موجود در سنگ آهک منطقه مورد مطالعه.....۳۸
شکل۲-۱۷- تصاویر مقاطع میکروسکوپی میکروفسیل های موجود در واحدهای آهکی در نور (PPL) بر گرفته شده از الهیاری (۱۳۸۹).....۳۸
ادامه شکل ۲-۱۷- تصاویر مقاطع میکروسکوپی میکروفسیل های موجود در واحدهای آهکی در نور (PPL) بر گرفته شده از الهیاری (۱۳۸۹).....۳۹

ادامه فهرست شکل‌ها

ادامه شکل ۲-۱۷- تصاویر مقاطع میکروسکوپی میکروفسیل های موجود در واحدهای آهکی در نور (PPL) بر گرفته شده از الهیاری (۱۳۸۹).....۴۰
شکل۲-۱۸- تصویری از تراکی آندزیت‌های آمفیبول‌دار منطقه مورد مطالعه.....۴۰
شکل۲-۱۹- تصویری از وجود مگافنوکریست‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های تراکی آندزیتی موجود در منطقه مورد مطالعه ۴۰
شکل ۲-۲۰- تصویری از گردشدگی مگافنوکریست‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های تراکی آندزیتی منطقه مورد مطالعه..... ۴۱
شکل۲-۲۱- تصویری از ساخت مگاپورفیری در سنگ‌های تراکی آندزیتی- بازالتی منطقه مورد مطالعه.....۴۱
شکل۲-۲۲- تصویری از ساخت گلومروپورفیری در سنگ های تراکی آندزیتی موجود در منطقه مورد مطالعه.....۴۲
شکل۲-۲۳- تصویری از گدازه الیوین بازالتی و تراکی آندزیتی موجود در منطقه که شاهدی بر پدیده تفریق در منطقه مورد مطالعه است.....۴۲
شکل۲-۲۴- تصویری از پدیده ورنی صحرایی (سیاه شدن رنگ سنگ‌ها بر اثر پدیده آفتاب سوختگی).....۴۲
شکل۲-۲۵- تصویری از دبی دیاکلازی (شکستگی‌های زاویه‌دار) در سنگ‌های آندزیتی- بازالتی منطقه عباس‌آباد.....۴۲
شکل۲-۲۶- حضور میکروفسیل‌های فراوان در واحد آهک توفی.....۴۳
شکل۲-۲۷- تصویری از کنگلومرای منطقه‌ی میاندشت همراه با قطعاتی از سنگ‌های آندزیتی و بازالتی با گردشدگی و جورشدگی نسبتاً خوب.....۴۴
شکل۲-۲۸- تصویری از واحد شیل و ماسه سنگی موجود در محدوده مورد مطالعه.....۴۴
شکل۲-۲۹- تصویری از چینه بندی‌های مورب موجود در سطح لایه‌های ماسه سنگی با دید به سمت شمال شرق.....۴۴
شکل۲-۳۰- تصویری از مارن‌های آهکی با تناوبی از شیل و ماسه سنگ در شمال غرب کاهک.....۴۵
شکل ۲-۳۱- تصویری از واحد کواترنری موجود در منطقه مورد مطالعه.....۴۶
شکل۲-۳۲- تصویری از کانه زایی مس در منطقه عباس‌آباد شاهرود.....۴۷
شکل۲-۳۳- تصویری از زئولیت‌زایی به صورت رگه‌ای در سنگ‌های بازالتی منطقه عباس‌آباد (شاهرود).....۵۰
شکل۲-۳۴- تصویری از سنگ‌های بازالتی با بافت آمیگدالوئیدی (حفره‌ای جریانی) که حفرات از زئولیت پر شده‌اند.....۵۰
شکل۲-۳۵- تصویری از زئولیت‌زایی با بافت شعاعی در سنگ‌های بازالتی منطقه میاندشت.....۵۰

شکل۲-۳۶- تصویری از زئولیت زایی با بافت شعاعی در بازالت های منطقه عباس آباد شاهرود..... ۵۰
شکل۲-۳۷- تصویری از کانه‌زایی آهن (هماتیت، مگنتیت) در منطقه عباس‌آباد (شاهرود)..... ۵۲
شکل۲-۳۸- تصویری از درزه‌ها و شکستگی‌ها در واحدهای ماسه سنگی و گدازه موجود در منطقه مطالعاتی..... ۵۴
شکل۲-۳۹- تصویری از ناودیس عباس‌آباد که دارای چین خوردگی‌هایی با روند شمال غرب-جنوب شرق هستند..... ۵۴
شکل۲-۴۰- تصویری از دایک‌های موجود در منطقه مورد مطالعه..... ۵۵

فصل سوم: پتروگرافی

شکل۳-۱-تصویری از بافت غربالی در بلور پیروکسن سنگ الیوین بازالتی محدوده مورد مطالعه در نور XPL..... ۶۲
شکل۳-۲- تصویری از ماکل ساعت شنی و منطقه بندی در بلور پیروکسن موجود درسنگ الیوین بازالتی در نور XPL.. ۶۲
شکل۳-۳- تصویری از خلیج خوردگی و گردشدگی بلورهای پیروکسن در سنگ الیوین بازالتی در نور XPL..... ۶۲
شکل ۳-۴- تصویری از منطقه‌بندی در بلورهای پیروکسن در سنگ الیوین بازالتی با بافت میکرولیتی پورفیری در نور XPL..... ۶۲
شـکل ۳-۵- تصویری از بلورهای الیوین و پلاژیوکلاز به صورت ادخال در بلورهای پیروکسن موجود در سنگ الیوین بازالتی با بافت گلومروپورفیری منطقه مورد مطالعه در نور XPL..... ۶۳
شکل۳-۶- تصویری از ادخال پلاژیوکلاز در زمینه پیروکسن با ساختار منطقه بندی در سنگ الیوین بازالتی در نور XPL..... ۶۳
شکل۳-۷- تصویری از کلریتی و ایدنگزیتی شدن بلورهای الیوین در سنگ الیوین بازالتی در نور XPL..... ۶۴
شکل۳-۸- تصویری از تجمع بلورهای الیوین و ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ‌های الیوین بازالتی در نور PPL..... ۶۴
شکل ۳-۹- تصویری از مگنتیت با ظاهر اسکلتی در الیوین بازالت در نور انعکاسی (برگرفته از الهیاری)..... ۶۵
شکل ۳-۱۰- تصویری از هماتیت در الیوین بازالت (نور انعکاسی) برگرفته از الهیاری..... ۶۵
شکل۳-۱۱- تصویری از درشت بلور آپاتیت در سنگ الیوین بازالتی محدوده مورد مطالعه در نور PPL..... ۶۶
شکل ۳-۱۲- تصویری از ایدنگزیتی شدن یک فنوکریست الیوین در نور XPL..... ۶۸
شکل۳-۱۳- تغییرات ترکیب الیوین به ایدنگزیت در بازالت‌های بلبکس در ماسیو سانترال فرانسه (ولچ و بنفیلد، ۲۰۰۲). ۶۸
شکل۳-۱۴- تصویری از زئولیت‌زایی با بافت شعاعی در سنگ‌های الیوین بازالتی در نور XPL..... ۶۹
شکل۳-۱۵- تصویری از ادخال‌های پیروکسن در پلاژیوکلاز موجود درسنگ تراکی آندزیتی منطقه مورد مطالعه در نور XPL..... ۷۰
شکل۳-۱۶- تصویری از ادخال‌های پیروکسن و کلریت در فنوکریست پلاژیوکلاز موجود در سنگ تراکی آندزیتی منطقه مورد مطالعه در نور XPL..... ۷۰
شکل۳-۱۷- تصوبری از بافت گاومروپورفیری حاصل تجمع بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های تراکی آندزیتی در نور XPL..... ۷۱

شکل۳-۱۸- تصویری از حضور مس در سنگ‌های تراکی آندزیتی موجود در منطقه در نور XPL..... ۷۱
شکل۳-۱۹- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی و پیروکسن دارای خلیج خوردگی در سنگ‌های تراکی آندزیتی موجود در منطقه در نور XPL..... ۷۲
شکل۳-۲۰- تصویری از گردشدگی در بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در سنگ تراکی آندزیتی در نور XPL..... ۷۲
شکل۳-۲۱- تصویری از فنوکریست آمفیبول با حاشیه سوخته در مقطع عرضی که دارای ادخالی از آپاتیت در سنگ‌های تراکی آندزیتی موجود در منطقه است. نورXPL..... ۷۳
شکل۳-۲۲- تصویری از فنوکریست آمفیبول با حاشیه سوخته در مقطع طولی، که در سنگ‌های تراکی آندزیتی منطقه مورد مطالعه موجود است. نورXPL..... ۷۳
شکل۳-۲۳- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی در سنگ‌های تراکی آندزیتی که شکستگی‌های آن توسط رگه‌هایی از کلسیت و کوارتز با بافت شانه‌ای پر شده است. نورXPL..... ۷۴

ادامه فهرست شکل‌ها

شکل۳-۲۴- تصویری از حضور کانی ثانویه آنالسیم و کلسیت که حفرات موجود در سنگ‌های تراکی آندزیتی را پر می کند. نور XPL..... ۷۵
شکل۳-۲۵- تصویری از پدیده پسودومورفیسم که در آن کانی ثانویه زئولیت در قالب بلورهای الیوین نشسته است. نور XPL..... ۷۵
شکل۳-۲۶- تصویری از ادخال‌های پلاژیوکلاز در پیروکسن موجود در سنگ تراکی آندزی- بازالتی موجود در منطقه در نور XPL..... ۷۶
شکل۳-۲۷- تصویری از بلور پیروکسن با ادخال‌هایی از کانی اپک وپیروکسن و بافت پورفیری، در سنگ‌های تراکی آندزی-بازالتی در نور XPL..... ۷۶
شکل۳-۲۸- تصویری از فنوکریست‌های ایدنگسینتی شده الیوین در سنگ‌های تراکی آندزی-بازالتی موجود در منطقه در نور PPL..... ۷۷
شکل۳-۲۹- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی سنتتیک با بافت پورفیری در سنگ‌های تراکی آندزی-بازالتی موجود در منطقه. نور XPL..... ۷۷
شکل۳-۳۰- تصویری از کانی آپاتیت در سنگ‌های تراکی آندزی-بازالتی موجود در محدوده مورد مطالعه در نور XPL..... ۷۷
شکل۳-۳۱- تصویری از بافت گلومروپورفیری حاصل تجمع بلورهای پیروکسن در سنگ‌های تراکی بازالتی در نور XPL..... ۸۰
شکل۳-۳۲- تصویری از منطقه بندی فنوکریست پیروکسن در سنگ تراکی بازالتی در نور XPL..... ۸۰
شکل۳-۳۳- تصویری از بافت تراکیتی در سنگ تراکی بازالت در نور XPL..... ۸۰
شکل۳-۳۴- تصویری از منطقه بندی بلور پیروکسن موجود در سنگ‌های تراکی بازالتی در نور XPL..... ۸۰

شکل۳-۳۵- تصویر از ماکل ساده به همراه منطقه بندی بلور پیروکسن در سنگ تراکی بازالتی در نور XPL..... ۸۰
شکل۳-۳۶- تصویری از فنوکریست پیروکسن دارای بافت غربالی به همراه ماکل نواری در نور XPL..... ۸۰
شکل۳-۳۷- زمینه شیشه‌ای کریستال لیتیک توف..... ۸۲
شکل۳-۳۸- قطعات بازالتی موجود در کریستال لیتیک توف..... ۸۲

فصل چهارم: توزیع اندازه بلور

شکل۴-۱-روش‌های مختلف برای نشان دادن مفهوم اندازه بلور..... ۸۷
شکل ۴-۲- تصویری از موزائیک‌کردن عکس‌های گرفته شده از مقاطع میکروسکوپی تهیه شده، توسط نرم‌افزار Adobe Photoshop. (طول تصویر برای هر سه مقطع برابر با ۳۵ میلی‌متر است)..... ۹۱
شکل۴-۳- تصویری از حاشیه‌یابی بلورهای پیروکسن با استفاده از نرم‌افزار Illustrator و تهیه تصویر باینری (سیاه و سفید) جهت فراخوانی آن در نرم افزار Image j برای پردازش تصویر. (طول تصویر برای هر سه مقطع برابر با ۳۵ میلی‌متر است..... ۹۲

ادامه فهرست شکل‌ها

شکل۴-۴- تصویری از حاشیه‌یابی بلورهای پلاژیوکلاز با استفاده از نرم‌افزار Illustrator و تهیه تصویر باینری (سیاه و سفید) جهت فراخوانی آن در نرم افزار Image j برای پردازش تصویر (طول تصویر برای هر سه مقطع برابر با ۳۵ میلی‌متر است)..... ۹۳
شکل۴-۵- تصویری از چگونگی ترسیم حاشیه بلور، نمایش بافت اصلی و اصلاح‌شده به صورت دیجیتالی (تصویر برگرفته شده از جرام و همکاران، ۲۰۰۳)..... ۹۴
شکل ۴-۶- تصویری از نرم‌افزار Image j به همراه معرفی ابزارهای آن..... ۹۵
شکل ۴-۷- تصویری از نرم‌افزارCSDcorrection به همراه معرفی هر کدام از بخش‌های تشکیل دهنده آن..... ۹۶
شکل۴-۸- تشکیل بافت‌های آذرین- نقش فرایندهای کینتیکی، مکانیکی و تعادلی در ایجاد آنها (برگرفته از هیگینز، ۲۰۰۶)..... ۹۹
شکل۴-۹- تصویری نمادین از رشد بلورها در مذاب که به آهنگ سردشدگی بستگی دارد (بست، ۲۰۰۳)..... ۱۰۲
شکل ۴-۱۰- نمودار نرخ‌های رشد و هسته بندی بلور به عنوان تابعی از سردشدگی در زیر دمای سولیدوس (دوتی، ۱۹۸۰، بر اساس داده‌های وینکلر)..... ۱۰۴
شکل ۴-۱۱- الف) در مدل سیستم باز، مخزن ماگمایی به عنوان یک راکتور در نظر گرفته می‌شود..... ۱۰۵
شکل ۴-۱۲- فرایند تبلور بلوری غیریکنواخت در سیستم بسته (برگرفته از هیگینز، ۲۰۰۶)..... ۱۰۶
شکل۴-۱۳- A) تصویری از مدل بیضی و متوازی الاضلاع به همراه نمایش سه بعد بلور (برگرفته از هیگینز ۲۰۰۰ و ۲۰۰۶)..... ۱۱۱

شکل ۴-۱۴- تصویری از اشکال بلوری مختلف (برگرفته از مکنزی و همکاران، ۱۹۸۸).....۱۱۲
شکل ۴-۱۵- تصویری از بلورهای متقاطع به صورت اشکال معمول هندسی.....۱۱۳
شکل ۴-۱۶- تصویری از نمودار نسبت عرض به طول بلورهای متقاطع در مقابل فراوانی برای بلورهای پیروکسن سنگ الیوین بازالتی موجود در منطقه عباس‌آباد با استفاده از نرم‌افزار CSDcorrection.....۱۱۵
شکل ۴-۱۷- تصویری از نمودار نسبت عرض به طول بلورهای متقاطع در مقابل فراوانی برای بلورهای پلاژیوکلاز سنگ الیوین بازالتی موجود در منطقه عباس‌آباد با استفاده از نرم‌افزار CSDcorrection.....۱۱۵
شکل۴-۱۸-تصویری از نمودار زینگ (برگرفته از گولدا، ۲۰۰۶).....۱۱۵
شکل ۴-۱۹- تصویری از تعیین توزیع اندازه بلور از مقطع نازک.....۱۱۶
شکل ۴-۲۰- تصویری از داده‌های گردآوری شده در نرم افزار CSDslice و خروجی حاصل از آن (تصویر برگرفته از مورگان و جرام، ۲۰۰۶).....۱۱۷
شکل ۴-۲۱- تصویری نمادین از ارزیابی شکل سه بعدی بلورها با استفاده از مقاطع دو بعدی با استفاده از نرم‌افزار CSDslice (تصویر برگرفته از مورگان و جرام، ۲۰۰۶).....۱۱۸

فصل پنجم: تحلیل داده‌ها و تفسیر نمودارها

شکل ۵-۱- تصویری از بهترین بیضی منطبق با بلور و نمایش هر یک از محورهای آن.....۱۲۳
شکل ۵-۲- تصاویر میکروسکوپی تهیه شده از مقاطع نمونه سنگ الیوین بازالتی در سه بعد (۱۰، ۱۰/۱ و ۱۰/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آن‌ها. تمامی عکس‌ها دارای مقیاس ۲ میلی متر می باشند و با عدسی ۲/۵ میکروسکوپ تهیه شده‌اند.....۱۲۶
شکل ۵-۳- تصاویر میکروسکوپی تهیه شده از مقاطع نمونه سنگ تراکی بازالتی در سه بعد (۲۸، ۲۸/۱ و ۲۸/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آن‌ها. تمامی عکس‌ها دارای مقیاس ۲ میلی متر می باشند و با عدسی ۲/۵ میکروسکوپ تهیه شده‌اند.....۱۲۹
شکل ۵-۴- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ الیوین بازالتی در سه بعد (۴۱، ۴۱/۱ و ۴۱/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها ۱۳۲
شکل ۵-۵- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ الیوین بازالتی در سه بعد (۴۳، ۴۳/۱ و ۴۳/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها.....۱۳۴
شکل۵-۶- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ الیوین بازالتی در سه بعد (۴۶، ۴۶/۱ و ۴۶/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها.....۱۳۷
شکل ۵-۷- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ تراکی‌آندزیتی در سه بعد (۴۹، ۴۹/۱ و ۴۹/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها.....۱۴۰

شـکل۵-۸- تصـاویر میکروسـکوپی از مقاطع تهیه شـده از نمونه سـنگ تراکی بازالتی در سه بعد (۵۴، ۵۴/۱ و ۵۴/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها..... ۱۴۳
شکل ۵-۹- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ الیوین بازالتی در سه بعد (۱۰، ۱۰/۱و ۱۰/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها..... ۱۴۹
شکل ۵-۱۰- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ الیوین بازالتی در سه بعد (۲۶، ۲۶/۱ و ۲۶/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها..... ۱۵۱
شکل ۵-۱۱- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ تراکی‌بازالتی در سه بعد (۲۸، ۲۸/۱ و ۲۸/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها..... ۱۵۴
شکل ۵-۱۲- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ الیوین بازالتی در سه بعد (۴۳، ۴۳/۱ و ۴۳/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آن‌ها..... ۱۵۷
شکل ۵-۱۳- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ الیوین بازالتی در سه بعد (۴۶، ۴۶/۱ و ۴۶/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها..... ۱۶۰
شکل ۵-۱۴- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ تراکی بازالتی در سه بعد (۵۴، ۵۴/۱و ۵۴/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آن‌ها..... ۱۶۲
شکل۵-۱۵- مثال هایی از فرایندهایی که می توانند شکل CSD را تحت تاثیر قرار دهند (هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷)..... ۱۶۵
شکل ۵-۱۶- مثال هایی از فرایندهایی که می‌توانند شکل CSD را تحت تاثیر قرار دهند (لنتز و مک‌کوئین، ۲۰۰۰)..... ۱۶۸
شکل ۵-۱۷- تصویرهایی از مدل درشت شدگی: الف) مدل CN . ب) مدل LSW (برگرفته از هیگینز ۲۰۰۶) ۱۶۹
شکل ۵-۱۸- تصویر از انواع نمودارهای CSD که فرایندهای معمول ماگمایی را نشان می‌دهند (برگرفته از واندرزوان و همکاران، ۲۰۱۳)..... ۱۷۰
شکل ۵-۱۹- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۱۰ برای بلورهای **پلاژیوکلاز**..... ۱۷۱
شکل ۵-۲۰-تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB ۴۱ برای بلورهای **پلاژیوکلاز**..... ۱۷۱

ادامه فهرست شکل‌ها

شکل ۵-۲۱- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB ۴۶ برای بلورهای **پلاژیوکلاز**..... ۱۷۲
شکل ۵-۲۲- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB ۴۹ برای بلورهای **پلاژیوکلاز**..... ۱۷۲

شکل ۵-۲۳- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB ۴۳ برای بلورهای **پلاژیوکلاز**..... ۱۷۳
شکل ۵-۲۴- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB ۲۸ برای بلورهای **پلاژیوکلاز**..... ۱۷۳
شکل ۵-۲۵- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB ۵۴ برای بلورهای **پلاژیوکلاز**..... ۱۷۳
شکل ۵-۲۶- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB ۱۰ برای بلورهای **پیروکسن**..... ۱۷۴
شکل ۵-۲۷- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۲۶ برای بلورهای **پیروکسن**..... ۱۷۴
شکل ۵-۲۸- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۲۸ برای بلورهای **پیروکسن**..... ۱۷۵
شکل ۵-۲۹- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۴۳ برای بلورهای **پیروکسن**..... ۱۷۵
شکل ۵-۳۰- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۴۶ برای بلورهای **پیروکسن**..... ۱۷۵
شکل ۵-۳۱- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۵۴ برای بلورهای **پیروکسن**..... ۱۷۵
شکل ۵-۳۲- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۱۰ برای بلورهای **پیروکسن و پلاژیوکلاز**..... ۱۷۶
شکل ۵-۳۳- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۵۴ برای بلورهای **پیروکسن و پلاژیوکلاز**..... ۱۷۶
شکل ۵-۳۴- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۴۳ برای بلورهای **پیروکسن و پلاژیوکلاز**..... ۱۷۶
شکل ۵-۳۵- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۴۶ برای بلورهای **پیروکسن و پلاژیوکلاز**..... ۱۷۶
شکل ۵-۳۶- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۲۸ برای بلورهای **پیروکسن و پلاژیوکلاز**..... ۱۷۷

ادامه فهرست شکل‌ها

شکل ۵-۳۷- تصویری از کل نمودارهای CSD بلورهای پیروکسن از تمامی نمونه سنگ‌های برداشت شده از منطقه که روند تفریق را نشـان می دهند..... ۱۸۱
شـکل ۵-۳۸- تصـویری از کل نمودارهای CSD بلورهای پلاژیوکلاز از تمامی نمونه سـنگ‌های برداشت شده از منطقه مورد مطـالعـه کـه مجموعـه‌ای از فراینـدهـای پترولوژیکی انبـاشـــت، جـدایش، درشـــت‌شـــدگی و اختلاط را بـه تصـــویر می‌کشد..... ۱۸۱
شـکل ۵-۳۹- تصـویر کلی از نمودارهای CSD بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسـن از تمامی نمونه سـنگ‌های برداشـت شده از منطقه مورد مطالعه که مجموعه‌ای از فرایندهای پترولوژیکی انباشـــت، جدایش، درشـــت‌شـــدگی و اختلاط را به تصـــویر می‌کشد..... ۱۸۲
شـــکـل ۵-۴۰- نمودار نســـبـت ســـهم حجمی بلورهـای پلاژیوکلاز، کـه بـه دو روش متفـاوت انـدازه‌گیری شـــده است..... ۱۸۵
شـــکـل ۵-۴۱- نمودار نســـبـت ســـهم حجمی بلورهـای پیروکســـن، کـه بـه دو روش متفـاوت انـدازه‌گیری شـــده است..... ۱۸۵
شکل ۵-۴۲- تصویری از نمودار زینگ برای نمایش شکل بلورهای پلاژیوکلاز..... ۱۸۶
شکل ۵-۴۳- تصویری از نمودار زینگ برای نمایش شکل بلورهای پیروکسن..... ۱۸۶
شـکل ۵-۴۴- تصـویری از مدل تبلور (هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۳). تکرار چرخه‌های متناوب رشد، هسته‌بندی و درشت‌شدگی (برگرفتـه از هیگینز، ..۲۰۰۶)..... ۱۸۹

فهرست جداول

فصل سوم: پتروگرافی

جدول۳-۱- علائم اختصاری به‌کار رفته در تصاویر میکروسکوپی سنگ‌ها ۶۰

فصل چهارم: توزیع اندازه بلور

جدول ۴-۱- مشخصات نمونه‌های سنگی و مختصات جغرافیایی محل برداشت آنها بر اساس UTM..... ۸۹

فصل پنجم: تحلیل داده‌ها و تفسیر نمودارها

جدول ۵-۱- تعداد بلورهای پلاژیوکلاز در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۱۰..... ۱۲۵

جدول ۵-۲- تعداد بلورهای پلاژیوکلاز در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده در نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۲۸..... ۱۲۸
جدول ۵-۳- تعداد بلورهای پلاژیوکلاز در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده در نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۴۱..... ۱۳۰
جدول ۵-۴- تعداد بلورهای پلاژیوکلاز در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۴۳..... ۱۳۳
جدول ۵-۵- تعداد بلورهای پلاژیوکلاز در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده در نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۴۶..... ۱۳۵
جدول ۵-۶- تعداد بلورهای پلاژیوکلاز در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های تراکی‌آندزیتی با شماره نمونه ۴۹..... ۱۳۹
جدول ۵-۷- تعداد بلورهای پلاژیوکلاز در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های تراکی بازالتی با شماره نمونه ۵۴..... ۱۴۱
جدول ۵-۸- محاسبه شیب، تقاطع و نرخ هسته بندی برای هر یک از نمودارهای CSD رسم شده برای بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های آندزیتی و بازالتی که دارای شکستگی هستند..... ۱۴۲
جدول ۵-۹– محاسبه طول مشخصه بلورهای پلاژیوکلاز برای هریک از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ‌های آندزیتی و بازالتی که CSD آنها دارای شکستگی هستند..... ۱۴۴
جدول ۵-۱۰- محاسبه طول مشخصه، شیب و تقاطع بلورهای پلاژیوکلاز برای هریک از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ-های آندزیت-بازالتی که CSD آنها مستقیم هستند..... ۱۴۴
جدول ۵-۱۱- تعداد بلورهای پیروکسن در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۱۰..... ۱۴۶
جدول ۵-۱۲- تعداد بلورهای پیروکسن در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۲۶..... ۱۴۸
جدول ۵-۱۳- تعداد بلورهای پیروکسن در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۲۸..... ۱۵۲
جدول ۵-۱۴- تعداد بلورهای پیروکسن در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۴۳..... ۱۵۵
جدول ۵-۱۵- تعداد بلورهای پیروکسن در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۴۶..... ۱۵۶
جدول ۵-۱۶- تعداد بلورهای پیروکسن در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۵۴..... ۱۶۱

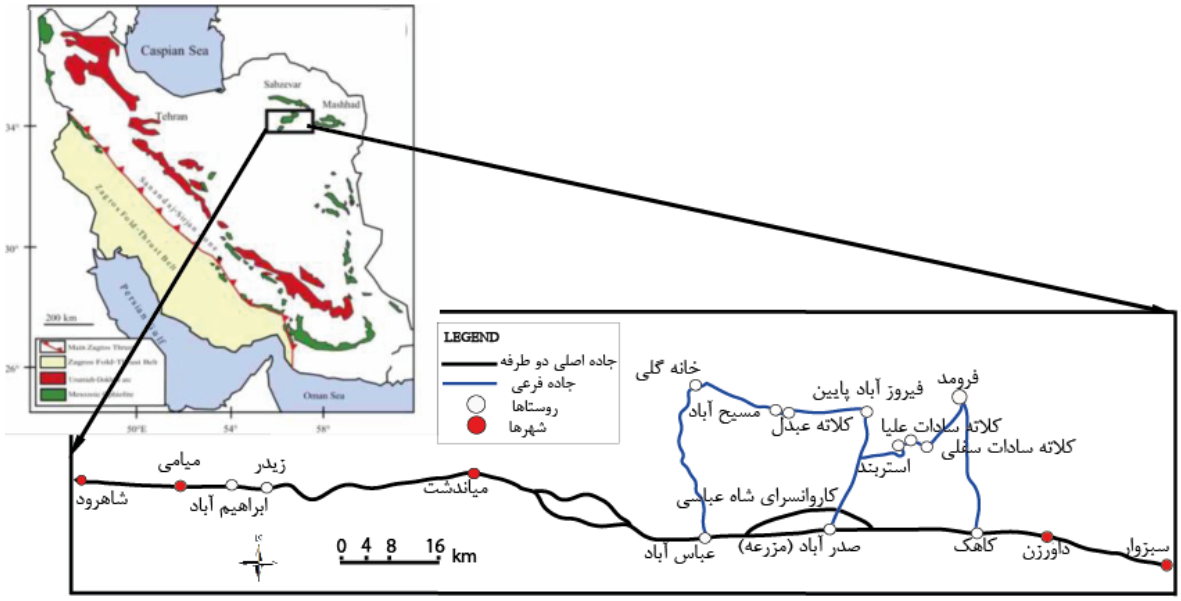
جدول ۵-۱۷- محاسبه شیب، تقاطع و سرعت هسته‌بندی برای هر یک از نمودارهای CSD رسم شده برای بلورهای پیروکسن در نمونه‌های آندزیت-بازالتی که دارای شکستگی و انحنا هستند.....۱۶۳
جدول ۵-۱۸- محاسبه میانگین زمان رشد و سرعت هسته بندی برای هر یک از نمودارهای CSD رسم شده برای بلورهای پیروکسن، در نمونه‌های آندزیت-بازالتی که دارای شکستگی هستند.....۱۶۳
جدول ۵-۱۹- محاسبات سهم حجمی برای بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازالتی – آندزیتی منطقه عباس‌آباد.....۱۸۳
جدول ۵-۲۰- میانگین سهمم حجمی بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس‌آباد.....۱۸۳
جدول ۵-۲۱- محاسبات سهم حجمی برای بلورهای پیروکسن در سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس آباد.....۱۸۴
جدول ۵-۲۲- میانگین سهمم حجمی بلورهای پیروکسن در سنگ های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس آباد.....۱۸۴

فصل اول

کلیات تحقیق

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه دراستان سمنان در حاشیه شمال غربی دشت کویر در حد فاصل میامی در شرق شهرستان شاهرود تا داورزن در غرب سبزوار واقع شده است. این محدوده، بخشی از نوار ماگمایی کاهک- عباس آباد و همچنین میاندشت است که در لبه شمال شرقی زون ساختاری ایران مرکزی از داورزن در غرب سبزوار تا میامی در شرق شاهرود امتداد داشته و سپس با تغییر جهت به سوی جنوب، به نوار ماگمایی معلمان- ترود- بیارجمند در جنوب و جنوب شرق شاهرود متصل می‌شود (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲؛ قاسمی و رضایی ۲۰۱۵). محدوده مطالعاتی در بین طول‌های جغرافیایی ۵۵ درجه و ۵۵ دقیقه تا ۵۶ درجه و ۵۰ دقیقه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۶ درجه و ۲۹ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۲۲ دقیقه شمالی واقع شده است و دارای وسعتی بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع است. بهترین راه‌های ارتباطی منطقه، بزرگراه شاهرود – سبزوار است که منطقه مورد مطالعه عموماً در کناره‌ی شمالی این جاده واقع است. جاده‌های خاکی متعددی برای رسیدن به بخش‌های داخلی منطقه از این جاده اصلی منشعب می‌شوند. دسترسی به محدوده مورد نظر برای برداشت نمونه در منطقه کاهک - عباس آباد از طریق جاده خاکی عباس آباد به سمت حسین آباد، پل ابریشم و گذر از آبادی‌های خانه گلی، مسیح آباد، کلاته عبدل، فیروزآباد پائین و همچنین گذر از آبادی‌های استربند، کلاته سادات علیا، کلاته سادات سفلی و رسیدن به جاده اصلی فرومد است که به بزرگراه شاهرود – سبزوار ختم می‌شود. بزرگراه شاهرود – سبزوار که از وسط این نوار آتشفشانی می‌گذرد، رخنمون‌های جالبی را برای نمونه برداری از واحدهای سنگی سالم فراهم می‌کند (شکل۱-۱).



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مود مطالعه و راه‌های دسترسی به آن، منطقه مورد نظر در کادر نشان داده است (اقتباس از سایت اطلس جامع راه‌های ایران).

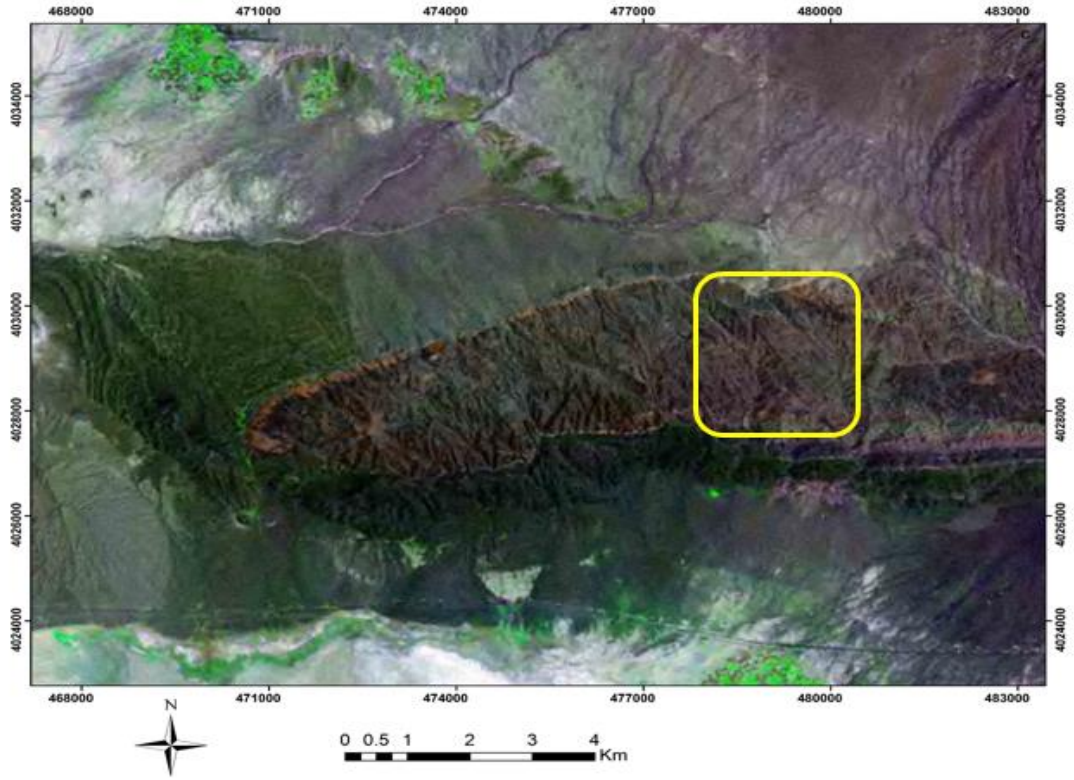
۱-۲- جغرافیای انسانی، آب و هوا وپوشش گیاهی

محدوده مطالعاتی در حاشیه کویر قرار گرفته و دارای آب و هوای خشک تا نیمه خشک است. قنات، چاه، چشمه، آب انبار به تعداد محدود در منطقه به چشم می‌خورد. به علت نبود آب و زمین مناسب، کشاورزی زیاد رونق ندارد و اندک آب مورد نیاز برای کشاورزی، از چاه‌های عمیق و قنات‌ها به دست می‌آید. نبود منابع آبی در توسعه کشت دیم حائز اهمیت است، به طوری که کشت غالب گندم، جو، پنبه، زیره، پسته، انگور، هندوانه، فلفل بدین طریق صورت می‌گیرد. اکثر اهالی منطقه از طریق دامداری امرار و معاش می‌کنند. به علت ناچیز بودن بارندگی در طی چند سال اخیر، آب اکثر قنات‌ها کم شده و بعضی از آنها نیز خشک شده‌اند. به نوعی می‌توان گفت خشکسالی، باعث مهاجرت بعضی از روستائیان به شهرها و کم شدن جمعیت روستا شده است. آبادی‌های فرومد و فیروزآباد که در دامنه ارتفاعات قرار دارند آب و هوای ملایم‌تری داشته و تقریباً ییلاق عباس آباد محسوب می‌شوند. به سبب سرپانتینی‌شدن سنگ‌های

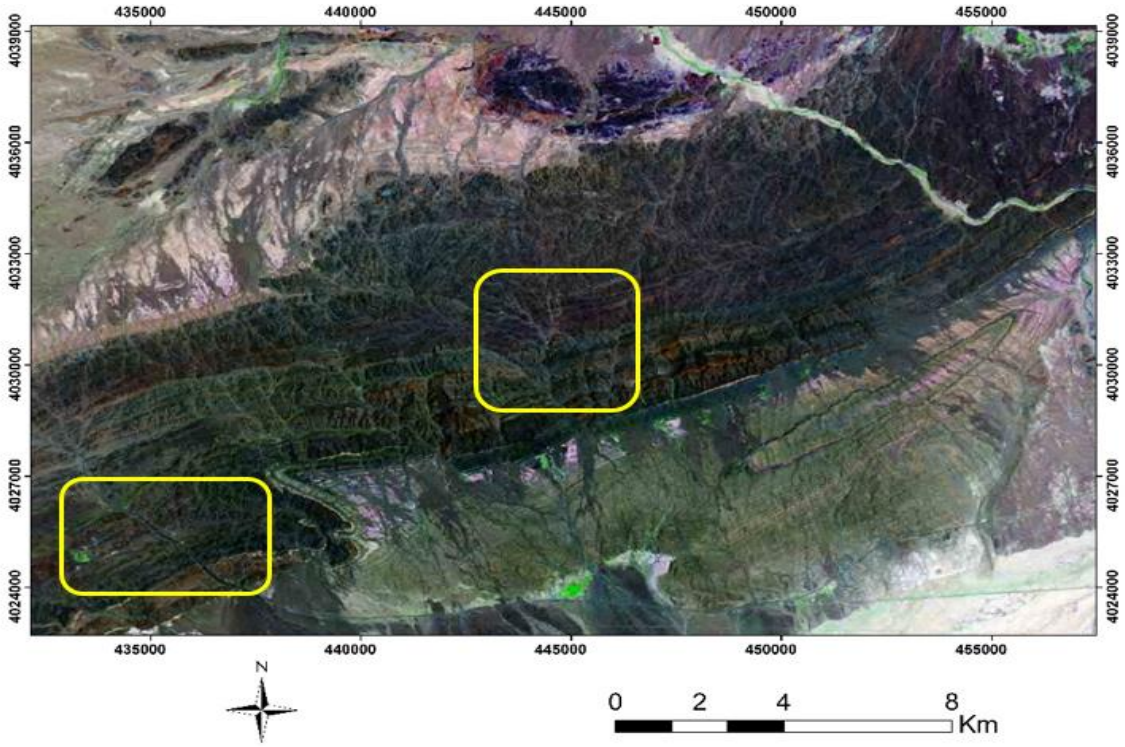
اولترامافیک، قدرت آبدهی آنها به مراتب بیشتر از سنگ‌های آذرین و آذرآواری ائوسن است و به همین دلیل کشاورزی و باغداری در فرومد و فیروز آباد که در پای این ارتفاعات قرار دارند، خیلی بیشتر از عباس‌آباد توسعه دارد. وزش بادهای شدید در قسمت اعظم سال به خصوص در زمستان و بهار از مشخصات این ناحیه است. عباس آباد را روستای باد نیز نامیده‌اند زیرا در بیشتر ایام سال در این منطقه بادهای تندی می‌وزد که می‌توان از انرژی آن بهره برد (آقانباتی، ۱۳۴۹). به دلیل بارندگی کم، پوشش گیاهی منطقه اغلب بوته‌ای هستند. گیاهان طبیعی ناحیه منحصر به بوته‌های کوتاهی هستند که اندازه آنها از یک متر تجاوز نمی‌کند. از معروف‌ترین آن‌ها قیچ، تاغ، گشگیر، هوم، کندر، اسپند، گلخار، زالو، سیاه سول، اجوه، پریشم، شور، گز و گون است. این ناحیه تقریباً فاقد درختچه است (آقانباتی،۱۳۴۹؛ رادفر و کهنسال،۱۳۸۱؛ بارویانت، ۱۹۷۱).

۱-۳-زمین ریخت‌شناسی منطقه

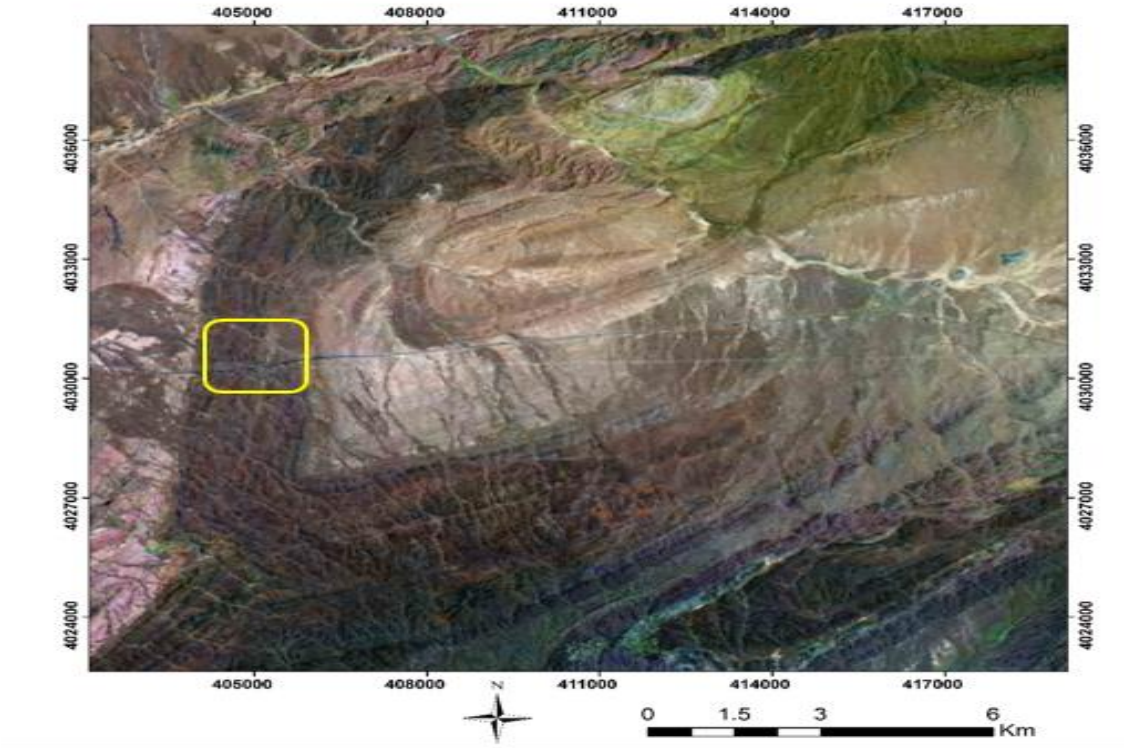
شکل‌گیری و ریخت‌شناسی محدوده مورد مطالعه، تحت تاثیر فعالیت‌های آتشفشانی و زمین‌ساختی قرار دارد (رادفر و کهنسال،۱۳۸۱). به طوری که نقاط مرتفع‌تر به سمت شمال و زمین‌های پست و کم ارتفاع به سمت جنوب واقع شده‌اند. در بخش‌های مرتفع، برونزد سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و افیولیتی به چشم می‌خورند (رادفر و کهنسال،۱۳۸۱). از کوه‌های موجود در منطقه مورد مطالعه می‌توان به کوه معدن فرومد، چشمه سرخ، کمر سیاه، زواک و چاهدر اشاره کرد. بلندترین آن کوه معدن فرومد است که نزدیک به روستای عباس آباد قرار دارد و از سطح دریا حدود ۱۲۰۵ متر ارتفاع دارد. عمده رشته کوه‌های منطقه دارای روند شمال شرق- جنوب غرب هستند. به تبعیت از شیب توپوگرافی منطقه، شکل آبراهه‌های منطقه عمدتاً موازی هم بوده و در مناطق کم ارتفاع به هم می‌پیوندند. موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست در شکل‌های (۱-۲، ۱-۳ و ۱-۴) آورده شده است.



شکل۱-۲- موقعیت منطقه کاهک، بر روی تصویر ماهواره‌ای (ماهواره لندست)، که توسط کادر مشخص شده است.



شکل ۱-۳- موقعیت منطقه عباس‌آباد، بر روی تصویر ماهواره‌ای (ماهواره لندست)، که توسط کادر مشخص شده است.



شکل ۱-۴- موقعیت منطقه میامی، بر روی تصویر ماهواره‌ای (ماهواره لندست)، که توسط کادر مشخص شده است.

۱-۴- مطالعات پیشین

آقانباتی (۱۳۴۹)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود به مطالعه زمین شناسی منطقه فرومد و عباس آباد پرداخته است و واحدهای آتشفشانی موجود در منطقه عباس آباد را شامل یک سری تخریبی از قبیل آگلومرا، توف و یک سری گدازه با رخساره زیردریایی عنوان کرده است. به نظر وی، گدازه‌ها بیشتر شامل الیوین بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزیت و آندزیت هستند که بیشترین رخساره سنگ‌های خروجی زیردریایی را نشان می‌دهند.

بارویانت (۱۹۷۱)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان زمین شناسی و تکتونیک مغرب عباس آباد (۱۳۰ کیلومتری شرق شاهرود)، معتقد است که قسمت وسیعی از منطقه به وسیله سنگ‌های

آتشفشانی، آذرآواری و رسوبی ائوسن پوشیده شده است. قسمت اعظم سنگ‌های آتشفشانی منطقه را سنگ‌های آندزی بازالت تشکیل داده‌اند ولی در عین حال انواع آندزیتی و بازالتی نیز در بین آنها وجود دارد. توف و برش، مهمترین دسته از سنگ‌های آذرآواری هستند و سنگ‌های رسوبی که مواد ولکانیک و آذرآواری را در بر گرفته‌اند به طور کلی شامل مارن، ماسه‌سنگ هستند و در بین این مواد گاهی لایه‌هایی از توف دیده می‌شود. وی همچنین یک نقشه ۱:۵۰۰۰۰ از منطقه نیز تهیه کرده است.

در سال ۱۳۷۱، افتخارنژاد از طرف سازمان زمین شناسی کشور، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم را تهیه کرد که محدوده مطالعاتی در نیمه جنوبی آن قرار دارد. در این نقشه واحدهای منطقه مشخص شده، اما تفکیک اساسی صورت نگرفته است.

رشید (۱۳۷۶)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود ولکانیسم ترشیری منطقه عباس آباد (غرب سبزوار- ایران مرکزی) را مورد مطالعه قرار داده است.

صادق زاده (۱۳۷۷)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه شمال شرق میاندشت معتقد است که ائوسن در منطقه شامل ردیف نسبتاً ضخیمی از سنگ‌های گدازه‌ای، آذرآواری و رسوبی است. از نظر سنگ‌شناسی گدازه‌های منطقه شامل تراکی بازالت، تراکی آندزیت، بازالت آندزیتی، الیوین بازالت و بازالت هستند. در توف‌ها و گدازه‌های منطقه شواهد خفیفی از اختلاط ماگمایی مشاهده می‌شود. پدیده اختلاط، از نوع اختلاط بین دو ماگمای بازالتی یا ما بین یک ماگمای کمی تفریق یافته‌تر و ماگمای بازالتی در اتاق ماگمایی بوده است. پدیده‌هایی چون وجود بافت‌غربالی، تحلیل‌رفتگی و وجود منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازها شاهدی بر این مدعاست. از نقطه نظر کانه‌زایی، منطقه دارای مواد معدنی مفیدی از جمله مس، زئولیت و کلسیت است.

عشق آبادی و عابدیان (۱۳۷۹)، در گزارشی تحت عنوان مطالعات زمین شناسی اقتصادی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ داورزن (داورزن- میامی)، معتقدند که از دیدگاه زمین شناختی این ورقه در برگیرنده پهنه افیولیتی و

ردیفی از سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی ائوسن و بخش‌های کواترنری است. پهنه افیولیتی، بخش کمی از ورقه را در بردارد و در بخش شمالی ورقه داورزن گسترده است. واحدهای کواترنری در ناحیه از گسترش چشمگیری برخوردار بوده و کویر نمک را به وجود آورده‌اند. همچنین آنها معتقدند که سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن دارای بیشترین رخنمون سنگی بوده و ارتفاعات موجود در شرق ورقه داورزن را پدید آورده‌اند.

خلعتبری (۱۳۸۰)، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس آباد، مهر پرتو (۱۳۸۰)، نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ میامی و رادفر و کهنسال (۱۳۸۱)، نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ داورزن را تهیه کرده‌اند. در این نقشه‌ها واحدهای سنگی منطقه به خوبی تفکیک شده‌اند.

کهنسال و همکاران (۱۳۸۱)، در گزارشی تحت عنوان بررسی سنگ شناسی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه داورزن معتقدند که در منطقه داورزن ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در صعود به سطح زمین تحت تأثیر دو فرایند قرار گرفته است:

-تفریق و جدایش کانی‌هایی چون: پلاژیوکلاز، الیوین، پیروکسن و آمفیبول.

-آلایش و آغشتگی با پوسته که شواهدی چون بافت غربالی، منطقه بندی نوسانی و آثار تحلیل‌رفتگی حواشی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن بیانگر آن است.

بادامه (۱۳۸۲)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی منطقه میاندشت معتقد است که نهشته‌های آتشفشانی این منطقه، شامل لیتیک کریستال توف و کریستال توف هستند و به دنبال آن الیوین بازالت، آلکالی بازالت، تراکی بازالت و آندزیت قرار گرفته است.

موسوی (۱۳۸۸)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه چغندرسر (جنوب غرب عباس‌آباد)، معتقد است که طیف ترکیبی سنگ‌های آتشفشانی منطقه، حاصل عملکرد فرایند تبلور تفریقی بوده است و کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و الیوین، کانی اصلی

سـنگ‌ها را تشـکیل می‌دهند. سـنگ‌های آتشـفشـانی منطقه دارای سرشت آلکالن هستند. به اعتقاد وی، برونزدهای سنگی منطقه‌ی چغندرسر شامل تناوبی از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازیک (تراکی بازالت) تا حد واسـط (تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت) و سـنگ‌های رسوبی (سیلتستون، ماسه سنگ، شیل، مارن و آهک فسیل دار) متعلق به محیط‌های کم عمق تا نیمه عمیق هستند.

الهیاری و همکاران (۱۳۸۸)، در مقاله‌ای " زمین شـناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی- فوقانی شـمال و غرب کاهک" را مورد بررسـی قرار داده‌اند. ایشـان معتقدند، منطقه مورد مطالعه یک نوار آتشـفشانی و آتشفشانی-رسوبی را به سن ائوسن میانی- بالایی در امتداد نوار ماگمایی شمال افیولیت‌های سبزوار تشکیل می‌دهد. سنگ‌های آتشفشانی این نوار از تناوب گدازه‌های بازیک- حدواسط، سنگ‌های آذر آواری وابسته به همراه میان لایه‌های رسوبی تشکیل شده‌اند.

الهیاری (۱۳۸۹)، در پایان نامه کارشـناسی ارشد خود تحت عنوان پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک – عباس آباد معتقد است که نوار آتشفشانی یاد شده به صورت باریکه‌ای از سنگ‌های آتشـفشانی آندزیتی- بازالتی، گدازه‌های انفجاری، توف و آگلومرا همراه با تناوب‌هایی از سنگ‌های رسوبی ائوسـن دیده می‌شود. این نوار آتشفشانی منقطع بوده و به صورت باریکه‌ای از غرب استان خراسان رضوی (کاهک) آغاز و با یک روند تقریباً شمال شرق – جنوب غرب با عبور از جنوب شاهرود (نوار ترود) تا جنوب شـرقی سمنان ادامه می‌یابد. دنباله غربی این نوار آتشفشانی با نهشته‌های جوان الیگوسن- میوسن جنوب سمنان پوشیده شده است.

رضـوی (۱۳۹۰)، در پایان نامه کارشـناسـی ارشـد خود تحت عنوان پترولوژی و ژئوشـیمی سـنگ‌های آتشـفشـانی ائوسـن ناحیه داورزن- سـبزوار معتقد است که سنگ‌های ائوسن میانی- بالایی داورزن شامل تنـاوب گـدازه‌هـای بـازیـک- حـدواسـط با طیف ترکیبی تراکی آندزی بازالت، تراکی آندزیت، آندزیت و سنگ‌های آذرآواری وابسته با میان لایه های رسوبی (توف، برش، ماسه سنگ و آهک نومولیت دار) بوده

که در یک محیط دریایی کم عمق تشکیل شده‌اند.

قاسمی و همکاران (۱۳۹۰)، در مقاله‌ای تحت عنوان " گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب و شرق شاهرود: شاهدی بر جایگاه پشت کمانی حوضه الیگو- میوسن ایران مرکزی"، به بررسی منطقه پرداخته‌اند. ایشان معتقدند که سنگ‌های بازالتی الیگومیوسن شرق و جنوب شرقی شاهرود، در نمودارهای تعیین سری ماگمایی در قلمرو سنگ‌های آلکالن قرار گرفته و ترکیب آنها بین الیوین بازالت تا بازالت می‌باشد. این سنگ‌ها دارای بافت میکرولیتی پورفیری، گلومروپورفیری و هیالوپورفیری هستند.

قاسمی و همکاران (۱۳۹۲)، در مقاله‌ای تحت عنوان" موقعیت چینه شناختی و تحلیل بافتی سنگ‌های آتشفشانی نوار آتشفشانی- رسوبی عباس آباد (شمال شرق شاهرود)"، نوار آتشفشانی – رسوبی عباس آباد را مورد بررسی قرار داده‌اند. ایشان معتقدند، طیف ترکیبی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه، بیانگر خط نزول مایع (تفریق مذاب) در یک سری تفریقی از الیوین بازالت تا تراکی‌آندزیت است. تنوع بافتی، تغییر و تحولات پیوسته شامل ظهور و حذف برخی از کانی‌ها و حضور بافت‌های ناتعادلی بیانگر مسیر پیچیده شکل‌گیری ماگما، وقوع فرایندهای پیچیده صورت گرفته در محفظه ماگمایی و صعود ماگمای گوشته‌ای است.

شجاعت و همکاران (۲۰۰۳)، "پترولوژی، ژئوشیمی و تکتونیک افیولیت‌های سبزوار در شمال عباس آباد" را مورد بررسی قرار داده‌اند. به اعتقاد آنها سنگ‌های آتشفشانی منطقه در محدوده‌ی ترکیبی بازالت و آندزی بازالت تا ریوداسیت – داسیت، ریولیت قرار می‌گیرند.

قاسمی و رضایی (۲۰۱۵)، "پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن عباس‌آباد-داورزن، شمال شرق ایران" را مورد بررسی قرار داده‌اند. ایشان معتقدند که سنگ‌های آتشفشانی منطقه از نوع الیوین بازالت، آندزی بازالت و آندزیت در ترکیب و دارای بافت پورفیری، هیالو پورفیری، گلومروپورفیری، جریانی و سریت هستند.

با توجه به شـناخت کلی از منطقه مطالعاتی، در این پایان نامه به موضـوع تازه‌ای تحت عنوان بررسی نرخ رشـد و هسـته‌بندی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسـن در سـنگ‌های آندزیتی- بازالتی منطقه عباس‌آباد پرداختـه‌ایم. مختصـری در رابطه با این موضـوع و مطالعات صـورت گرفته در این زمینه بحث کرده و توضیحات بیشتر را در فصل مربوطه ادامه خواهیم داد.

۱-۵- نظریه CSD

درمطالعه کمّی بافت‌های آذرین، متداولترین پارامتر مورد مطالعه، بررسی اندازه دانه‌هاست. لذا نحوه توزیع اندازه دانه‌ها[1] در سـنگ می‌تواند اطلاعات مفیدی برای حل مسائل پترولوژیکی نظیر تعیین سرعت رشد و مدت زمان تبلورکانیها در اختیار پژوهشگران قرار دهد (مارش[2]، ۱۹۸۸؛ کاشمن[3] و مارش، ۱۹۸۸؛ کاشمن و فری[4]، ۱۹۸۸؛ رزمینی[5] و مـارش، ۱۹۹۳؛ بـایندمن، ۲۰۰۳؛ هیگینز[6]، ۲۰۰۶). این مطالعات، شـرایط فیزیکی تبلور مـاگمـا را مشـخص می‌کننـد و کامل کننده مطالعات ژئوشـیمیایی و ایزوتوپی هسـتند (هیگینز، ۱۹۹۶، ۲۰۰۶). موضـوع CSD در سـال ۱۹۸۸ بعد از انتشـار مقاله‌ای توسـط مارش و کاشـمن توسـعه یافت (کاشـمن و مارش، ۱۹۸۸؛ مارش، ۱۹۸۸؛ کاشمن، ۱۹۹۰). راندولف[7] و لارسون[8] (۱۹۷۱) از اولین پژوهشـگرانی بودند که به معرفی کاربرد تکنیک اندازه‌گیری توزیع اندازه بلور در گدازه‌ها پرداختند. آنها در تکمیل تئوری (CSD) دریافتند که میزان هسـته بندی بلورها، روندی عکس اندازه آنها دارد، یعنی هر چه هسته‌بندی سریع‌تر باشد، بلورهای ایجاد شده اندازه کوچک‌تری خواهند داشت.

1. Crystal size distribution
2. Marsh
3. Cashman
4. Ferry
5. Resmini
6. Higgins
7. Randolf
8. Larson

۱-۶- هدف از مطالعه

در منطقه عباس آباد، وجود سنگ‌های آتشفشانی متنوع این امکان را فراهم کرده است تا بتوان ماگماتیسم و تحولات ماگمایی بخشی از سنگ‌های منطقه ایران مرکزی را مورد بررسی قرار دهیم. در این پژوهش سعی شده است، با مطالعه زمین شناسی عمومی منطقه، بررسی روابط صحرایی بین سنگ‌های آتشفشانی جوان منطقه و مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌ها، ارتباط و نحوه تشکیل آنها بر سنگ‌های اطراف و تغییرات ایجاد شده را مورد بررسی قرار دهیم. هدف از مطالعه تعیین زمان رشد و سرعت هسته‌بندی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در سنگ‌های بازالتی - آندزیتی منطقه عباس آباد است. درسال‌های اخیر، با پیروی از روش مارش (۱۹۸۸)، که اولین بار نظریه توزیع اندازه بلور را برای سیستم‌های ماگمایی معرفی کرد، تحلیل‌های کمّی بافت در سنگ‌های آذرین با نتایج مطالعات ژئوشیمی ترکیب شد و برای ارزیابی نقش فرایندهای ماگمایی همانند تراکم، تفریق، اختلاط و درشت‌شدگی بافتی در تبلور سنگها مورد استفاده قرار گرفت (هیگینز، ۲۰۰۲، ۲۰۰۶؛ هیگینز و روبرگ[1]، ۲۰۰۳، ۲۰۰۷، هیگینز، ۲۰۱۱؛ بروگر[2] و همر[3]، ۲۰۱۰؛ یانگ[4]، ۲۰۱۲، واندرزوان[5]، ۲۰۱۳). در این پژوهش از بررسی کمّی بافت و توزیع اندازه بلورها در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن همراه با بررسی‌های پتروگرافی استفاده می‌شود تا در خصوص فرایندهای شکل‌گیری ماگما در اتاقک ماگمایی و تعیین منشاء فرایندهای فیزیکی حاکم بر تبلور سنگ‌های آتشفشانی آگاهی‌هایی به دست آوریم. فرایندهای وابسته به اتاق ماگمایی را می‌توان با بررسی نمونه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی که محصول نهایی کاملاً منجمد و سخت شده‌اند، مورد بررسی قرار داد. بدین منظور از واحدهای سنگی ائوسن محدوده مطالعاتی تعدادی نمونه انتخاب شد. هر کدام از نمونه‌های مورد مطالعه در سه بعد (قائم، مایل، افقی)، برش زده شد و مقاطع نازک تهیه شده از آنها مورد

1. Roberge
2.Brugger
3.Hammer
4. Yung
5.vanderzwan

بررسی قرار گرفت. تعیین ارتباط کمّی بین بافت یک سنگ و تاریخچه سردشدگی آنها امکان پیش‌بینی تغییرات بافتی در سه بعد را فراهم می‌آورد (هیگینز، ۲۰۰۶؛ یانگ، ۲۰۱۲). جرام و هیگینز (۲۰۰۹)، معتقدند که کاربرد تحلیل تصویر مقاطع نازک در سه بعد، تا حد زیادی ویژگی‌ها و فرایندهای مختلفی که در ایجاد کانی‌ها دخیل بودند را روشن می‌سازد. بافت سنگ‌ها می‌تواند به طور کمّی توسط اندازه‌گیری پارامترهایی همچون اندازه، شکل، جهت‌گیری و موقعیت معمول اجزاء سازنده، منافذ بلورها و قطعات تعیین شود (یانگ، ۲۰۱۲). اثر بخشی این روش به کیفیت تصویرها و دانشی از پتروفابریک برای تشخیص دادن اجزاء سنگ بستگی دارد. بنابراین این روش، یک روش مکمل برای تجزیه و تحلیل معمول پتروگرافی محسوب می‌شود. این پارامترها می‌تواند از ساختارهای تهیه شده از سه بعد سنگ با استفاده از مقطع‌گیری متوالی[1] یا توموگرافی اشعه ایکس[2] نیز انجام شود. روش‌های سه بعدی همیشه کاربردی نیستند. ممکن است: نمونه‌ها و بلورها خیلی بزرگ یا کوچک باشند، خیلی پر هزینه و وقت‌گیر باشند، قادر به تشخیص و تفکیک کانی‌های مشابه نباشند. از این رو، تهیه مقطع نازک و بررسی پارامترهای سه بعدی بافت روشی مناسب است (هیگینز و جرام، ۲۰۰۷). برای مطالعه کردن اندازه و توزیع بلورها در سه بعد به روش کمّی، می‌توان ازداده‌های به دست آمده از دو بعد مقاطع نازک این کار را انجام داد (گولدا،۲۰۰۶؛ هیگینز، ۱۹۹۶، ۲۰۰۲، ۲۰۰۶، ۲۰۱۱؛ هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۳ ، ۲۰۰۷؛ دریسکول و همکاران، ۲۰۰۷؛ هیگینز و جرام، ۲۰۰۷، ۲۰۰۹؛ یانگ ، ۲۰۱۲؛ واندرزوان و همکاران، ۲۰۱۳).

۱-۷- مطالعات صورت گرفته با استفاده از روش CSD در سایر نقاط ایران و جهان

رنجبر و همکاران (۱۳۷۴)، در مقاله‌ای تحت عنوان" توزیع اندازه بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز و فلدسپات آلکالن در جایگزینی کمپلکس نریگان در شمال شرق اسفوردی"، معتقدند که از روش CSD می‌توان به

1. Serial sectioning
2. X-ray tomography

سه ویژگی بافت‌ها همانند توزیع اندازه، توزیع مکانی و شکل بلورها آگاهی یافت. این ویژگی‌ها بیانگر عملکرد مستقیم هسته‌بندی و رشد بلور در طی تبلور سنگ‌های آذرین هستند.

همام (۱۳۸۲)، در مقاله‌ای تحت عنوان "توزیع اندازه بلوری در سنگ‌های دگرگونی: مثالی از تأثیر دمای ماوراء تعادل در نرخ هسته‌بندی و رشد"، معتقد است که توزیع اندازه بلوری در سنگ‌های دگرگونی، اطلاعات اساسی را در ارتباط با سرعت هسته‌بندی، سرعت رشد، زمان رشد و میزان حرارت ماوراء در تعادل ارائه می‌کند. ایشان با بررسی توزیع اندازه بلوری برای بلورهای استارولیت، کیانیت و آندالوزیت در هاله دگرگونی آردارا، معتقد است که کانی‌های نخست تشکیل یافته (گارنت)، دارای بالاترین چگالی جمعیت و کوتاه‌ترین زمان رشد، و کانی‌های تشکیل یافته در فاز نهایی دگرگونی (آندالوزیت) دارای پایین‌ترین چگالی جمعیت و طولانی‌ترین زمان رشد هستند.

مسعودی و منفردی (۱۳۸۶)، در مقاله‌ای تحت عنوان"کاربرد روش CSD برای تخمین شرایط تشکیل پلاژیوکلازهای منطقه جاجرم"، معتقد است که مطالعه بر روی توزیع اندازه بلورهای سنگ‌های آذرین و دگرگونی به منظور بررسی سرعت، زمان تبلور و سهم حجمی بلورها به طور گسترده مورد توجه قرار گرفته است.

زندی‌فر (۱۳۸۷)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان بررسی کانی شناسی دگرگونی مجاورتی توده نفوذی حسن آباد یزد (جنوب غرب تفت) معتقد است که سرگذشت تبلور یک سنگ در اندازه و پراکندگی کانی‌های آن ثبت می‌شود. ایشان از روش CSD بر روی بلورهای گارنت استفاده کردند و به این نتیجه دست یافتند که بلورهای گارنت در اولین زون دگرگونی اسکارن روستای حسن آباد، نشان‌دهنده دو شیب متفاوت در نمودارهای CSD است، که این مطلب بیانگر وجود کانی‌های گارنت با ابعاد مختلف در این زون دگرگونی است.

آهنگری (۱۳۸۸)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان پترولوژی سنگ‌های آذرین شمال

روستای دوست بیگلو (شمال غرب مشکین‌شهر-شمال غرب ایران) با نگرشی بر نرخ رشد بلورها و تعیین دانسیته ماگمای تشکیل‌دهنده آنها، معتقد است که بافت نهایی سنگ به روشنی می‌تواند نحوه تبلور سنگ را بیان کند. شکل بلورها و منطقه‌بندی آنها می‌تواند دوره‌هایی از حل‌شدگی به همراه رشد را بیان کند. وی همچنین معتقد است که یکی از اهداف مهم پتروگرافی، آنالیز بافت‌های سنگی می‌باشد.

اسکندری (۱۳۸۸)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان " ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های ماگمایی ترشیری و لیستونیت‌های جنوب خاوری بیرجند" در بخشی از پایان نامه خود به موضوع CSD پرداخته است.

رحیم‌زاده (۱۳۸۸)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان "پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شرق قزوین با نگرشی بر امکان وجود پوزولان"، در بخشی از پایان نامه خود به موضوع CSD پرداخته است.

زندی‌فر و همکاران (۱۳۸۸)، در مقاله‌ای تحت عنوان "بررسی پراکندگی اندازه بلورهای (CSD) گارنت در دگرگونی مجاورتی روستای حسن‌آباد یزد"، معتقدند که سرگذشت تبلور یک سنگ در اندازه و پراکندگی کانی‌های آن ثبت می‌شود. اندازه بلورهای پورفیروبلاست در سنگ‌های دگرگونی، اطلاعات مفیدی را درباره محیط رشد آنها ارائه می‌کند.

مسعودی و همکاران (۱۳۸۸)، در مقاله‌ای تحت عنوان "مطالعه شرایط فیزیکی و تحولات تبلور ماگما در سنگ‌های ولکانیکی شرق قزوین"، معتقدند که بر اساس این روش می‌توان وقایع و تحولات ماگمایی را تفسیر نمود. روش CSD در تعیین سرعت و زمان تبلور و تعیین سهم حجمی هر کدام از بلورها در سنگ کاربرد دارد. اساساً نتایج حاصل از روش توزیع اندازه بلور، شرایط فیزیکی تشکیل و رشد کانی‌ها را تعیین کرده و به عنوان مکمل مطالعات ژئوشیمیایی در بررسی تشکیل و تحول سنگ‌های آذرین مورد استفاده قرار می‌گیرد.

منفردی (۱۳۸۸)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان"بررسی پتروگرافی، پترولوژی، ژئوشیمی

سنگ‌های آذرین منطقه محمد آباد ابریشم (جنوب جاجرم)" به موضوع CSD پرداخته است.

آیتی و همکاران (۱۳۸۹)، در مقاله‌ای تحت عنوان" بررسی توزیع اندازه بلورها در سنگ‌های آذرین به عنوان رهنمودی بر روند تکامل ماگما در اتاقک‌های ماگمایی"، معتقد است فرایندهای وابسته به اتاق ماگمایی را می‌توان با بررسی نمونه‌های گدازه در سنگ‌های آتشفشانی و یا در سنگ‌های آذرین درونی که محصول نهایی کاملاً منجمد و سخت شده‌اند، مورد بررسی قرار داد. چنین نمونه‌هایی معمولاً با آنالیزهای ایزوتوپی و شیمیایی به صورت کمّی و با مشاهدات بافتی به صورت کیفی بررسی می‌شوند. وی همچنین معتقد است که برخی از جنبه‌های وابسته به بافت سنگ‌ها را می‌توان به صورت کمّی بررسی کرد. معمول‌ترین روش، استفاده از تعیین توزیع و پراکندگی اندازه ذرات است. این روش می‌تواند روشی نوین، برای بررسی فرایندهای اتاقک ماگمایی در اختیار بگذارد.

ترکیان و همکاران (۱۳۹۱)، در مقاله‌ای به بررسی" استفاده از داده های آماری پراکندگی اندازه بلورهای پیروکسن در مطالعه فرایندهای پترولوژی مراکز آتشفشانی شمال شرق قروه (کردستان)" پرداخته‌اند. به اعتقاد آنها، در سنگ‌های آتشفشانی که سرعت سرد شدن، تبلور و نرخ هسته‌بندی آنها بالاست، میکرولیت‌ها و فنوکریست‌ها، اغلب در کنار هم دیده می‌شوند و بافت تمام بلورین ندارند. شرایط برای سنگ‌های درونی به علت سردشدن در اعماق و برخورداری از فرصت بیشتر برای رشد و هسته‌بندی کاملاً متفاوت است. ایشان روش CSD را، راهی برای مطالعه شاخص‌هایی مانند سرعت هسته‌بندی و پراکندگی اندازه بلورها می‌دانند.

حمزه‌ای و همکاران (۱۳۹۱)، در مقاله‌ای تحت عنوان "تجزیه و تحلیل توزیع اندازه بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق اردستان" معتقدند که در مطالعه کمّی بافت‌های آذرین متداول‌ترین پارامتر قابل اندازه‌گیری، اندازه بلورهاست و لذا بررسی توزیع اندازه بلورها در سه بعد، می‌تواند اطلاعات مفیدی برای حل مسائل پترولوژیکی در اختیار پژوهشگران قرار دهد.

رئیسی و همکاران (۱۳۹۱)، در مقاله‌ای تحت عنوان " استفاده از مدل سازی عددی به منظور برآورد سرعت هسته بندی و زمان رشد میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در روانه‌های بازالت کواترنری گندم بریان (شمال خاور کرمان) "، معتقد است که CSD، شرایط حاکم بر تبلور ماگما را مشخص می‌کند و اطلاعات حاصل شده کامل کننده مطالعات ژئوشیمیایی هستند. این روش می‌تواند اطلاعاتی از تاریخچه سردشدن، آهنگ رشد بلورها و فرایندهای ماگمایی همچون دمای سکونت و هضم بلورها فراهم کند.

مارش (۱۹۸۸)، برای اولین بار نشان داد که می‌توان از نمودارهای CSD برای بررسی شرایط تبلور در یک سیستم ماگمایی استفاده کرد. به عقیده وی، بروز تغییرات در اتاقک ماگمایی و در روند تبلور بلورها، نمودارهای CSD را دستخوش تغییر می‌کند. این بررسی‌ها نخستین بار بر روی پلاژیوکلازها صورت پذیرفت (هیگینز،۱۹۹۶؛ مارش، ۱۹۹۶؛ هیگینز، ۲۰۰۰؛ گاریدو[1]، ۲۰۰۱). این روش بعدها در ارتباط با بلورهای پیروکسن (لنتز[2] و مک کوئین[3]، ۲۰۰۰)؛ الیوین (مانگان[4]، ۱۹۹۰؛ آرمینیتی و تارکوئینی[5]، ۲۰۰۲)؛ آنورتوکلاز (دونبار و[6] همکاران، ۱۹۹۴)؛ الیوین، ارتوپیروکسن و کرومیت (جکسون[7] ، ۱۹۶۱)؛ گابرو (گاریدو، ۲۰۰۱؛ کوگان[8]، ۲۰۰۲)؛ سنگ‌های تروکتولیت و آنورتوزیت (هیگینز، ۱۹۹۱،۱۹۹۸،۲۰۰۵)؛ آمفیبول، پلاژیوکلاز و کوارتز (هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۳)؛ ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و کوارتز در گرانیت پورفیری (موک[9] و همکاران، ۲۰۰۳)؛ گارنت (گال‌وی[10] و جونز[11]، ۱۹۶۳)؛ زیرکن در توف‌ها و گدازه‌های ریولیتی (بایندمن[12]، ۲۰۰۳)؛ پیروکسن (کاسترو[13] و همکاران، ۲۰۰۳) ؛ کربنات و کرومیت (پترسون[14]، ۱۹۹۰)؛ اسکوری (مانگان، ۱۹۹۰)؛ پلاژیوکلاز و اکسیدها در بازالت تولئیتی ماکائوفی[15] (مارش و کاشمن، ۱۹۹۸)

1. Garrido
2. Lentz
3.mcsween
4. Managan
5. Tarquini
6. Dunbar
7. Jackson
8. Coogan
9. Mock
10. Galwey
11. Jones
12..Bindman
13. Castro
14. Peterson
15. Makaopuhi

(برگرفته از هیگینز، ۲۰۰۶)؛ پلاژیوکلاز (حمزه‌ای و همکاران، ۱۳۹۱؛ منفردی و همکاران،۱۳۸۶؛ مسعودی و همکاران، ۱۳۸۸)؛ گارنت (زندی‌فر و همکاران، ۱۳۸۸)؛ کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپات‌های آلکالن (رنجبر و همکاران، ۱۳۷۴)، کیانیت، سیلیمانیت و آندالوزیت (همام، ۱۳۸۲)، آمفیبول، پلاژیوکلاز و کوارتز (آیتی و همکاران، ۱۳۸۹)، بلورهای پیروکسن (ترکیان، ۱۳۹۲) به کار گرفته شد.

۱-۸- روش‌های مطالعاتی

- مطالعات کتابخانه‌ای، استفاده از بانک‌های اطلاعاتی و اینترنت برای تهیه مقالات، گزارش‌ها و سوابق مطالعات صورت گرفته در رابطه با موضوع و منطقه مربوطه در ایران و سایر نقاط جهان.

- تهیه و مطالعه تصاویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه برای تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی.

- بررسی زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در نقشه‌های زمین شناسی داورزن، عباس‌آباد، میامی و جاجرم. مطالعه کارهای انجام شده قبلی .

- بازدید صحرایی و برداشت‌های زمین شناسی.

- برداشت ۲۰ نمونه سنگی بر اساس ویژگی‌های سنگ شناختی آنها.

- انتخاب ۸ نمونه و ایجاد برش در سه جهت (x, y, z) و مجموعاً تهیه ۲۴ مقاطع نازک از آنها.

- مطالعه پتروگرافی نمونه‌های سنگی برداشت شده توسط میکروسکوپ پلاریزان.

- تهیه نقشه منطقه مورد مطالعه با استفاده از نرم افزار Arc Gis, Global mapper.

- تهیه تصاویر از سطوح مقاطع نازک با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان.

- استفاده از نرم افزارهای corel draw، Illustrator، Adobe Photoshop برای موزائیک‌کردن و پردازش نهایی تصاویر گرفته شده از مقاطع نازک.

- استفاده از نرم افزارهای تخصصی Image j و CSDcorrection برای پردازش تصاویر و داده‌ها.

- استفاده از برنامه اکسل برای محاسبات و ترسیم نمودارهای حاصل از پردازش داده‌ها.

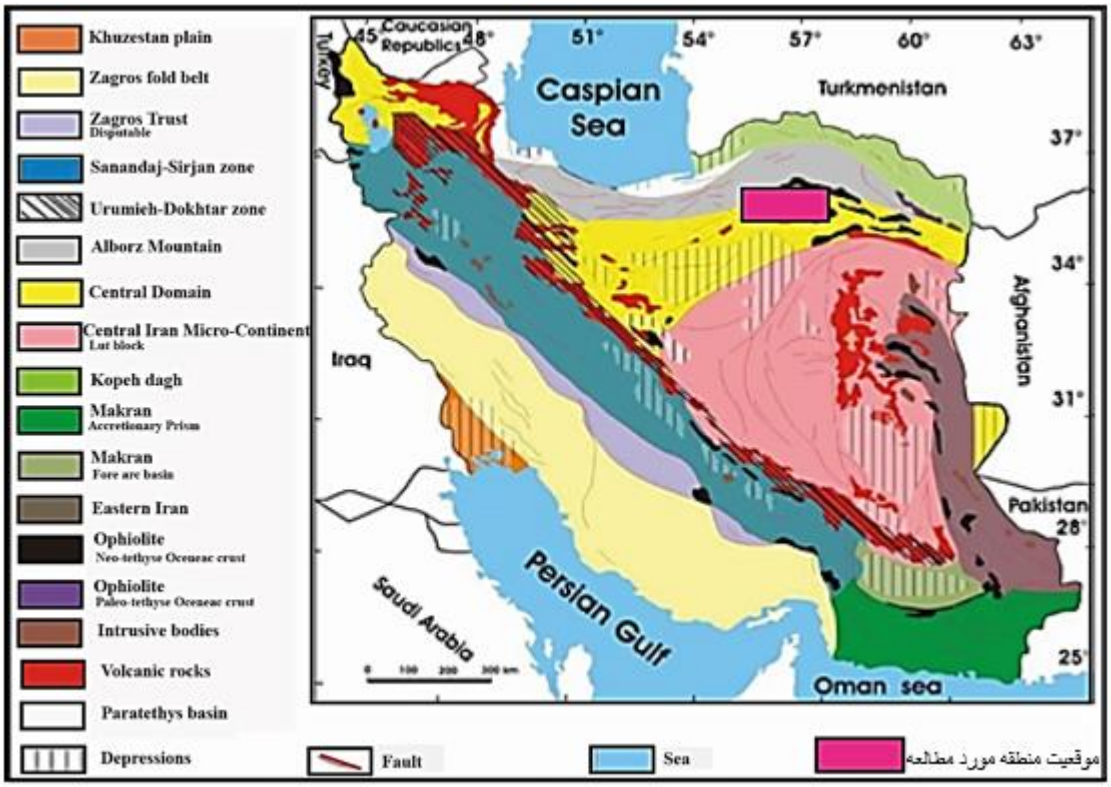
- جمع‌بندی نتایج به دست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، پتروفابریک و مقایسه آنها با نتایج دیگر محققان و همچنین یافته‌های مشابه در سایر نقاط دنیا.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه

۲-۱- مقدمه

ایران، یک بلوک خردشده در نوار کوهزایی آلپ-هیمالیاست که در بین صفحه عربی در جنوب غربی و لورازیا در شمال قرار گرفته است. در دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک، جنبش‌های کوهزایی ناشی از دور شدن، به هم نزدیک شدن، پیوستن یا جدا شدن قاره‌های (لورازیا و گندوانا)، مستقیم یا غیر مستقیم، مهمترین و اصولی‌ترین عامل تغییرات و تحولات مختلف زمین شناسی ایران بوده‌اند. مهمترین عواملی که اساس تقسیم‌بندی واحدهای زمین شناسی ایران بوده‌اند شامل: وضعیت زمین ساختاری و زمین شناختی، عملکرد فازهای کوهزایی در دوران‌های زمین‌شناسی، موقعیت حوضه‌های رسوبی و انواع آن در دوران‌های زمین شناسی، فعالیت‌های ماگمایی به صورت نفوذی و خروجی، فرایندهای دگرگونی، چین خوردگی‌های با روندها و سبک‌های گوناگون، دگرشیبی‌ها و نبودهای رسوب‌گذاری و دگریختی‌های دیگر مانند گسل‌ها و روراندگی‌ها هستند. اولین بار اشتوکلین در سال (۱۹۶۸)، تقسیم‌بندی نه‌گانه واحدهای ساختاری ایران را ارائه داد و ایران را به چند منطقه یا زون ساختاری با وضعیت زمین ساختی، تاریخچه ساختاری و رسوبی متفاوت تقسیم بندی کرد. تقسیم بندی اشتوکلین شامل: دشت خوزستان، زاگرس چین خورده، سنندج – سیرجان، ایران مرکزی، البرز، بلوک لوت، کپه داغ، کوه‌های مکران و شرق ایران است. زمین شناسان دیگری چون نبوی (۱۳۵۵)، افتخار نژاد (۱۳۵۹)، بربریان و کینگ (۱۹۸۱)، آقانباتی (۱۳۷۹)، علوی (۱۹۹۱)، اشتامفلی (۱۹۷۸) نیز طبقه بندی‌های دیگری را ارائه داده‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳). منطقه مورد مطالعه در لبه شمال شرقی زون ساختاری ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۲-۱).



شکل۲-۱- موقعیت محدوده مطالعاتی در نقشه زون‌های ساختاری ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳).

۲-۲- زون ساختاری ایران مرکزی

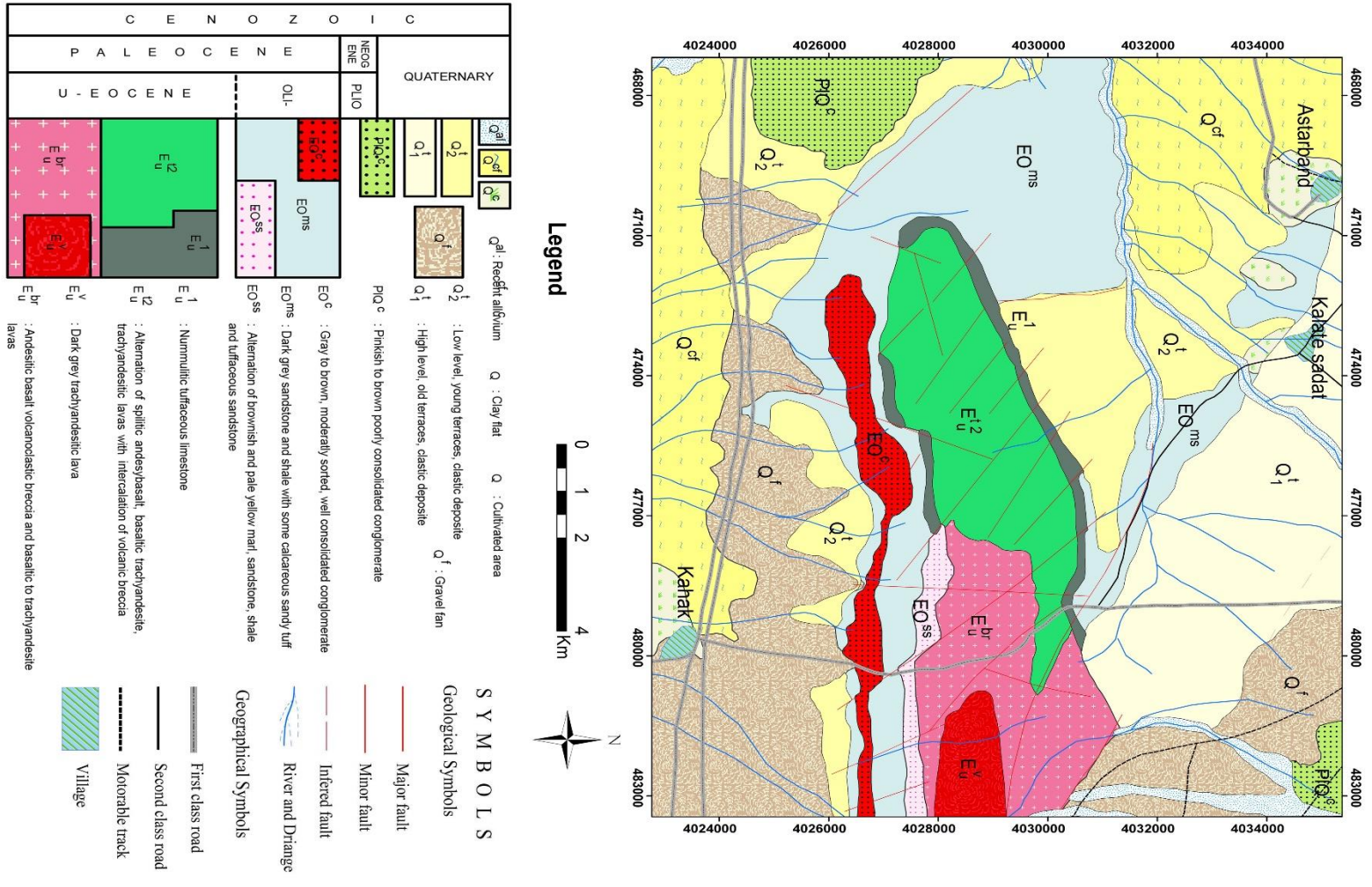
ایران مرکزی جزء بزرگترین و پیچیده‌ترین واحدهای زمین شناسی ایران به شمار می‌رود. این واحد، به شکل مثلثی است که از شرق به بلوک لوت، از شمال به رشته کوه‌های البرز و از جنوب به منطقه سنندج – سیرجان محدود می‌شود. از منطقه سنندج – سیرجان نیز به وسیله فرورفتگی‌های زیادی مانند دریاچه ارومیه، توزلی گل، گاوخونی و جازموریان جدا می‌شود. در دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک، ایران مرکزی از نظر زمین شناختی منطقه پرتحرکی بوده است، چنانکه علاوه برچندین دگرشیبی کاملاً مشخص، فعالیت ماگمایی به صورت سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی نیز در آن دیده می‌شود (خسرو تهرانی، ۱۳۸۳ ؛ اشتوکلین، ۱۹۶۸). آقانباتی (۱۳۸۳)، معتقد است که خرده قاره ایران مرکزی، بخشی از ایران میانی است که با زمین درزهای افیولیتی سیستان، نائین- بافت، گسل درونه و افیولیت‌های

کاشـمر – سـبزوار احاطه شـده و توسط گسل‌های طویل امتدادلغز راست‌بری که به سمت غرب خمیدگی دارند، قابل تقسـیم به بلوک لوت، فرازمین شـتری، فرونشسـت طبس، فرازمین کلمرد، بلوک پشت بادام، فروافتادگی بیاضـه – بردسیر و بلوک یزد است. منطقه مورد مطالعه، در تقسیم بندی (اشتوکلین و نبوی، ۱۹۷۳؛ آقانباتی، ۱۳۸۳)، در بخش جنوبی افیولیت‌های سـبزوار واقع در شمال شرقی زون ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. نوار افیولیتی سـبزوار (تقریبـاً بـا ۱۵۰کیلومتر طول و ۱۰-۳۰ کیلومتر عرض)، یکی از بزرگترین مجموعه افیولیتی مشـاهده شده در ایران است (قاسمی و رضایی، ۲۰۱۵). وجود عدسی‌های به جای مانده از افیولیت‌ها در داخل منطقه مورد مطالعه، خاسـتگاه آن را این گونه توجیه می‌کند که حلقه افیولیتی ایران مرکزی در واقع یک حوضـه کافتی محدود در کرتاسـه بوده (نظیر دریای سـرخ) که بلوک سـخت و پایدار لوت را احاطه می‌کرده اسـت. دارای روند شـرقی – غربی بوده و از دیدگاه سـاختاری، از چندین رورواندگی پدید آمده است. شیب گسله‌های راندگی منطقه متغیر، ولی بسیاری از آنها دارای شیب کم تا متوسط (۲۵ تا ۵۰ درجه) هستند. این حوضه کافتی حیات کوتاهی داشته، در کرتاسه باز و در اوایل ترشیری بسته شده است (عشق‌آبادی و عابدیان، ۱۳۷۹). فعالیت‌های آتشفشانی گسترده‌ای با تنوع سنگی فراوان در بخش‌هایی از ایران مرکزی در محیط دریا و خشـکی در ائوسن صورت گرفته است که پیامد فاز کوهزایی لارامید در کرتاسه قلمداد شده‌اند. بررسی نوارهای افیولیتی ایران نشان می‌دهد که این مجموعه‌ها در طی دو مرحله تشـکیل شـده‌اند. مرحله نخسـت، کششی است که با ایجاد شکاف در پوسته همراه بوده اسـت. این شکاف‌ها که تا سست کره ادامه داشته، مسیرهای مناسبی برای جایگیری ماگماهایی با ترکیب بازالتی و تشکیل حوضه‌های اقیانوسی بوده‌اند. مرحله دوم، یک مرحله فشردگی است که باعث بسته شدن کافت اولیه شـده، و در نتیجه، مجموعه‌های افیولیتی را بر روی لبه قاره‌های مجاور رانده اسـت (آقانباتی، ۱۳۸۳). افیولیت‌ها، نشان دهنده پوسته‌های اقیانوسی ناپیوسته‌ای هستند که اطراف ایران مرکزی را احاطه می‌کننـد و به طبع آن نشـان دهنده اقیانوس‌های کوچکی در اطراف خرده قاره ایران مرکزی هسـتند.

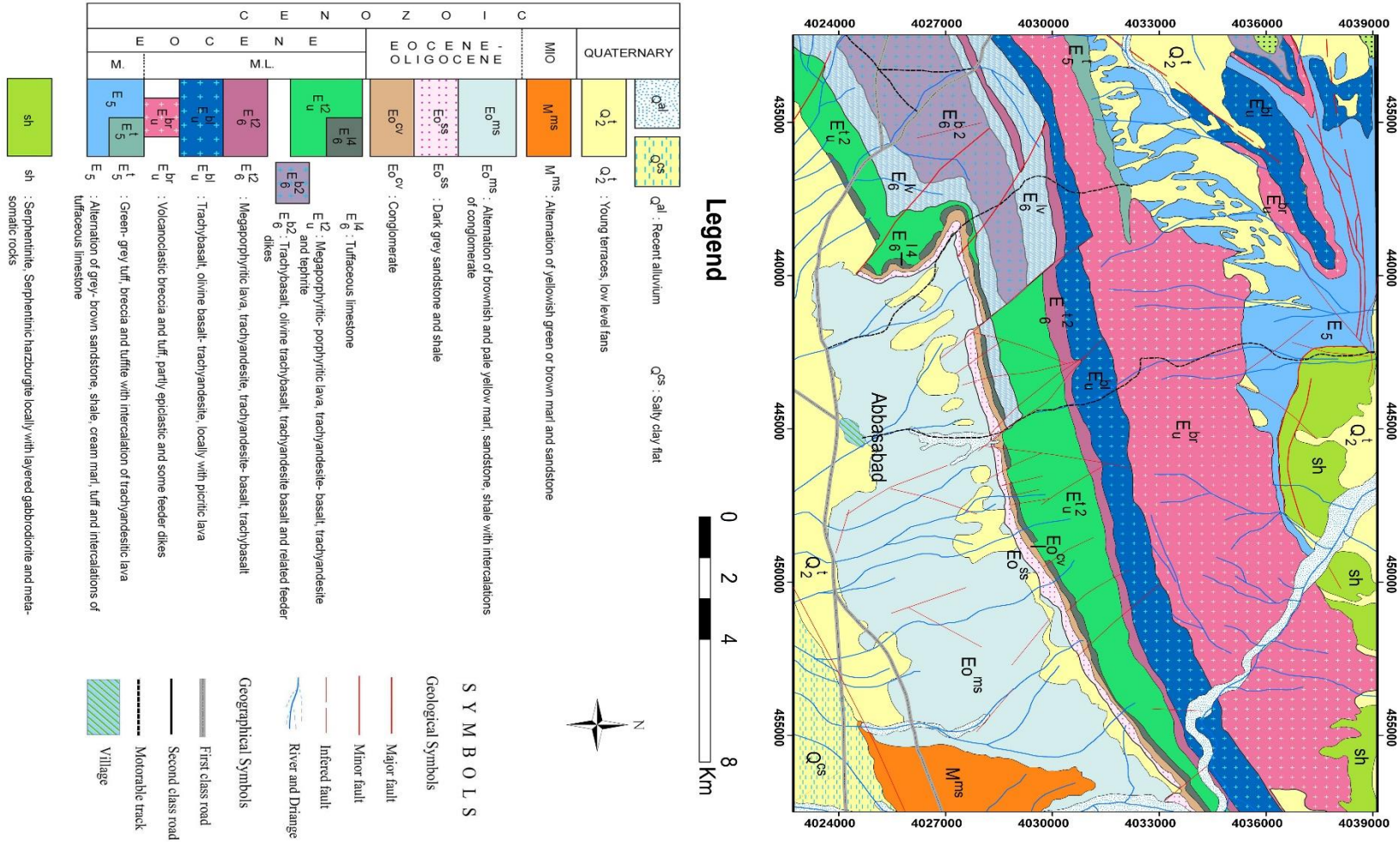
افیولیت‌های سبزوار، نائین – بافت و افیولیت‌های سیستان در یک محیط کششی از نوع حوضه‌های پشت کمانی در طی عبور از زمان کرتاسه میانی به کرتاسه بالایی تشکیل شده‌اند. این کشش، در اثر فرورانش نئوتتیس به زیر زون سنندج-سیرجان رخ داده است. این محیط‌های کششی پشت کمانی، در زمان آغاز پالئوسن شروع به بسته شدن کرده و در زمان ائوسن به طور کامل بسته شده‌اند (مغفوری، ۱۳۹۱). مهمترین اختلاف بین افیولیت‌های زاگرس – عمان و ایران مرکزی به سن زمین شناسی آنها مربوط است. افیولیت‌های ایران مرکزی، منحصراً به اواخر کرتاسه تعلق دارند (خسرو تهرانی، ۱۳۸۳). مطالعات ژئوشیمیایی، نشان داده‌اند که نوار ماگمایی ایران مرکزی از سری سنگ‌های آلکالن، کالک آلکالن و تولئیتی مرتبط به فرورانش تشکیل شده است (فورستر و همکاران، ۱۹۷۲؛ وونگ و همکاران، ۱۹۷۶؛ بربریان و همکاران، ۱۹۸۲؛ عمیدی و همکاران، ۱۹۸۴؛ پشت کوهی و همکاران، ۱۹۹۳؛ حسن زاده، ۱۹۹۳ و مرادیان، ۱۹۹۷ برگرفته از شهاب پور ۲۰۰۷، بادامه، ۱۳۸۲؛ موسوی، ۱۳۸۸؛ الهیاری، ۱۳۸۹؛ رضوی، ۱۳۹۰). ژئوشیمی سنگ‌های ماگمایی کرتاسه‌ی پسین و سنوزوئیک نشان می‌دهد که آنها غالباً در حاشیه قاره‌ای فعال تشکیل شده‌اند. با دور شدن از محل فرورانش در سمت جنوبی ایران مرکزی، ماهیت ماگماها تغییر می‌کند، به طوری که از سمت زاگرس به سمت ایران مرکزی عمق شروع ذوب افزایش یافته و ماهیت ماگماها بیشتر از نوع کالک‌آلکالن با درصد ذوب بالاتر به آلکالن با درصد ذوب کمتر تغییر می‌کند (الهیاری، ۱۳۸۹).

آقانباتی (۱۳۸۳)، معتقد است که ماگماتیسم ترشیری دارای تنوع سنگ شناسی از اسیدی تا بازیک است و از نظر ژئوشیمیایی روندهای قلیایی و کلسیمی- قلیایی عمومیت بیشتری دارد. با این حال، برخی آتشفشان‌ها ویژگی‌های شوشونیتی و گاه تولئیتی دارند. در دوران سنوزوئیک، نیروهای فشارشی و تنش‌های رهایی ناشی از دو رخداد کوهزایی آلپ میانی و پایانی، موجب ماگمازایی شدید در گستره‌های پهناوری از ایران شده به گونه‌ای که ماگماتیسم ترشیری با بیش از چند هزار متر حجم، بیشترین

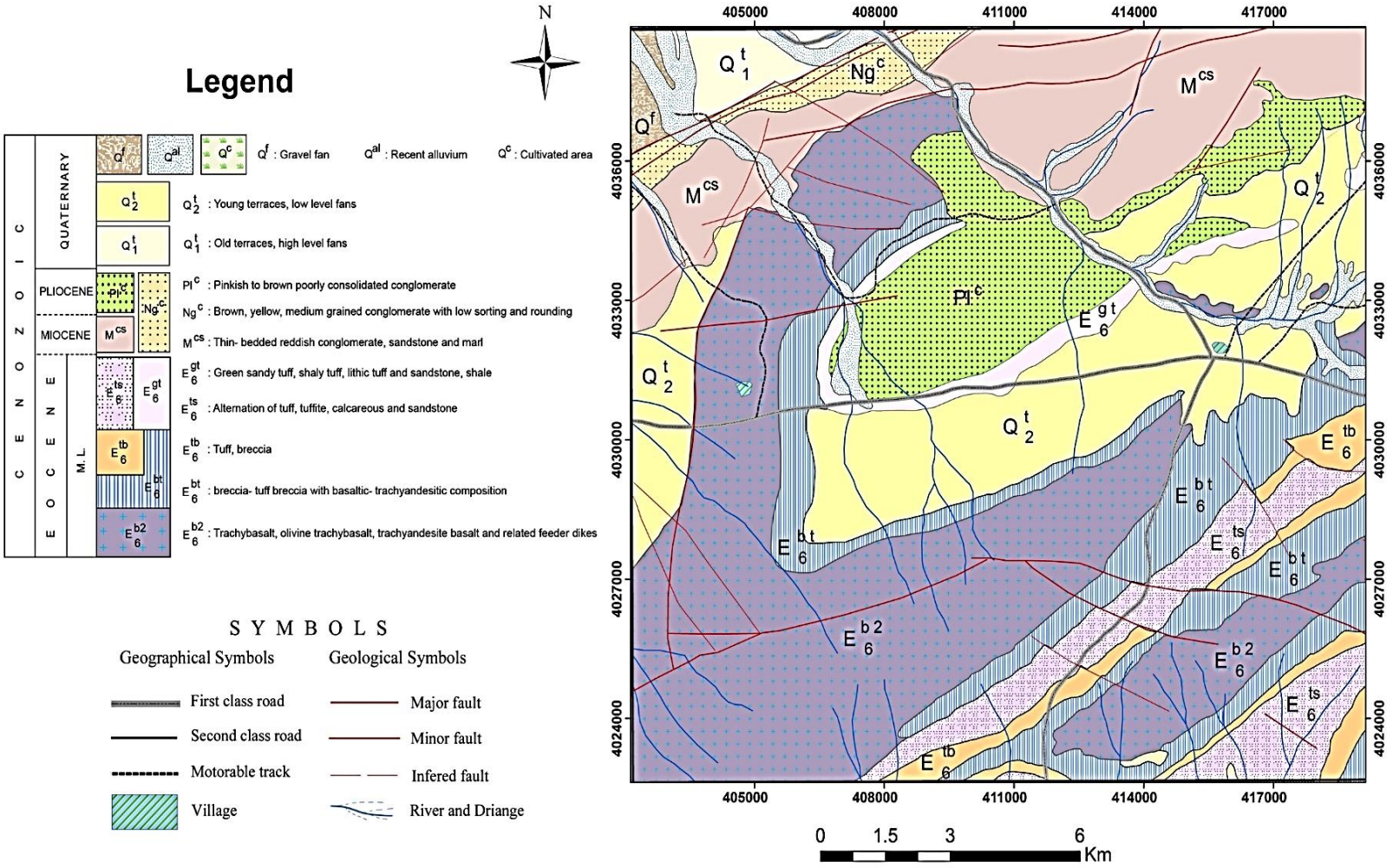
سـنگ‌های ماگمایی ایران را تشکیل می‌دهند. ماگماتیسم ترشیری به دو صورت نفوذی و آتشفشانی است. نفوذی‌های این گروه به طور عمده از نوع گرانیتوئیدی و تکاپوهای خروجی نیز به هر دو صورت گدازه‌ای و آذرآواری با ترکیب عمدتاً بازالتی-آندزیتی اسـت. رسـوبات دوران سنوزوئیک را حدود ۳۰ کیلومتر تخمین زده‌اند. در طول دوران سنوزوئیک، فعالیت آلپی به حداکثر خود رسیده، به طوری که ۲/۳ آن در این دوران بوده اسـت و پارینه جغرافی کره زمین، به حالت فعلی نزدیک شـده اسـت. مرز زیرین دوران سنوزوئیک با مزوزوئیک، از نظر کوهزایی با فاز لارامید جدا می‌شود. ظهور میکروفسیل‌هایی نظیر نومولیت‌ها و آلوئولین‌ها نشانه آغاز دوران سنوزوئیک است. فعالیت آتشفشانی شدید ائوسن که در اغلب نواحی ایران به جز زاگرس و کپه داغ، مشـاهده می‌شـود، نتیجه فاز کشـشـی مهمی در سنوزوئیک ایران به شمار می‌آید. این فعالیت آتشـفشانی به دوره ائوسن محدود نیست، بلکه در الیگوسن زیرین، میوسن میانی، پلیوسن و کواترنری نیز ادامه داشته است (خسروتهرانی، ۱۳۸۳). فراوانی سنگ‌های ماگمایی سنوزوئیک به اندازه‌ای است که از این دوران به عنوان دوران ماگماتیسـم ایران یاد می شـود. به ویژه در زمان ترشـیری، تکاپوهای آتشـفشانی با فلززایی همراه بوده اســت، بـه همین دلیـل، از ترشــیری ایران به عنوان دوره فلززایی نیز یاد می‌شــود (آقانباتی، ۱۳۸۳). در مقایســه با زمان پالئوســن، دریای ائوســن گســترش و ژرفای بیشــتری داشــته و ناپیوسـتگی‌ها و ناهمسازی‌های چینه‌ای، به ویژه فراوانی تکاپوهای آتشفشانی وابسته به رویداد آلپ میانی، نشـانگر ناآرامی‌های زمین سـاختی غالب بر حوضـه‌های رسوبی ائوسن ایران مرکزی است که از میان آنها، ناآرامی‌های ائوسـن میانی از همه شـاخص‌تر است (آقانباتی، ۱۳۸۳). وجود فوران‌های زیردریایی، رسوبات کم عمق و رخسـاره‌های قاره‌ای نشـانه تناوب پیشـروی و پسـروی دریای کم عمقی است که روی مواد را پوشـانیده اسـت (درویش زاده، ۱۳۸۳). آتشفشانی و پلوتونیسم وسیع موجود در ایران مرکزی اغلب به فاز پیرنه (ائوسن بالایی- الیگوسن زیرین) مربوط می‌شود. این فاز، احتمالاً در طول ائوسن بالایی موجب سخت شدن پوسته قاره‌ای شده است.



شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه کاهک که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم‌افزار (Arc GIS)، تهیه شده است.



شکل ۲-۳- نقشه زمین‌شناسی منطقه عباس‌آباد،که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم‌افزار (Arc GIS)، تهیه شده است.



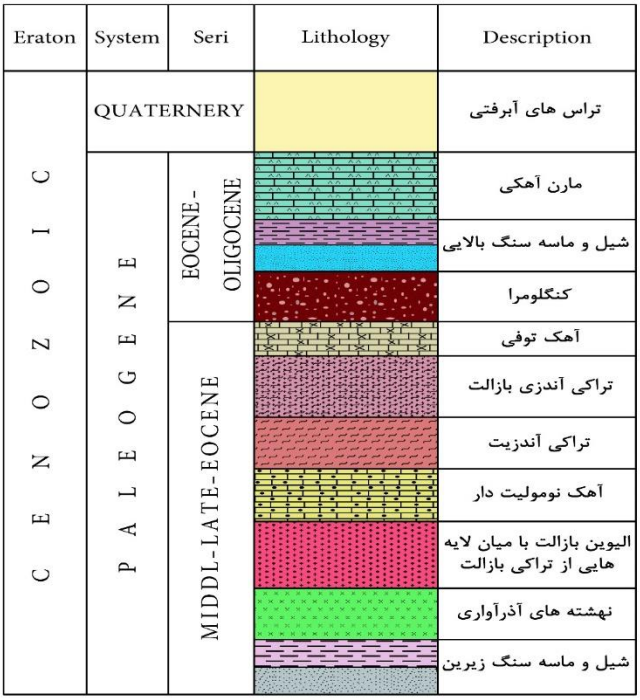
شکل ۲-۴- نقشه زمین‌شناسی منطقه میامی،که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم‌افزار (Arc GIS)، تهیه شده است.

سنگ‌های ائوسن، گاهی نشانگر تکاپوهای آتشفشانی و گاهی انباشته‌های فلیش گونه‌اند که در حاشیه قاره‌ها انباشته شده‌اند. فلیش، واژه‌ای سوئیسی است که اولین بار برای معرفی سنگ‌های تخریبی ماسه‌ای و رسی کرتاسه زیرین تا الیگوسن که توالی ضخیمی را در حوضه‌های شمال رشته کوه‌های آلپ تشکیل داده‌اند به کار گرفته شده است (خسرو تهرانی، ۱۳۸۳).

۲-۳- واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه

بر اساس مطالعات صحرایی و بررسی‌های پتروگرافی صورت گرفته بر روی نمونه‌های برداشت شده از واحدهای سنگی منطقه، سنگ‌های آتشفشانی از نوع (بازالت، آندزی بازالت، الیوین بازالت، تراکی آندزی - بازالت، تراکی آندزیت، آندزیت)، آتشفشانی – رسوبی (توف، برش، آگلومرا) و رسوبی (آهک نومولیت‌دار و توفی، شیل، مارن، ماسه سنگ،کنگلومرا) شناسایی شد، که دارای محدوده سنی ائوسن میانی تا پایانی، الیگوسن و کواترنری هستند (خلعتبری، ۱۳۸۰؛ کهنسال و رادفر، ۱۳۸۱؛ مهر پرتو، ۱۳۸۱).

در یک نگاه کلی پایین‌ترین بخش توالی سنگی نوار آتشفشانی عباس آباد را شیل، ماسه سنگ و میکروکنگلومرا که به طور عمده به محیط رودخانه‌ای تعلق دارند، تشکیل می‌دهند. نهشته‌های آتشفشانی– رسوبی شامل توف، برش، آگلومرا و گدازه به عنوان اولین مظاهر آتشفشانی هوایی نهشته شده‌اند. توالی گدازه‌های زیردریایی و اپی‌کلاستیت‌های همراه آنها نیز در بسیاری از نقاط قابل مشاهده است. بر روی این نهشته‌ها، لایه‌های متناوب گدازه همراه با میان لایه‌هایی از آتشفشانی – رسوبی‌ها، شیل، ماسه سنگ، کنگلومرای درون حوضه‌ای، آهک‌های نومولیتی و توفی قرار می‌گیرند. اگر چه گدازه‌ها با ترکیب کلی بازالتی به طور متناوب تکرار می‌شوند، اما در مجموع به سمت بالای توالی و در امتداد یک روند تفریقی، ترکیب آنها از الیوین بازالتی به سمت تراکی آندزیتی تغییر می‌کند (شکل۲-۵) (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲).

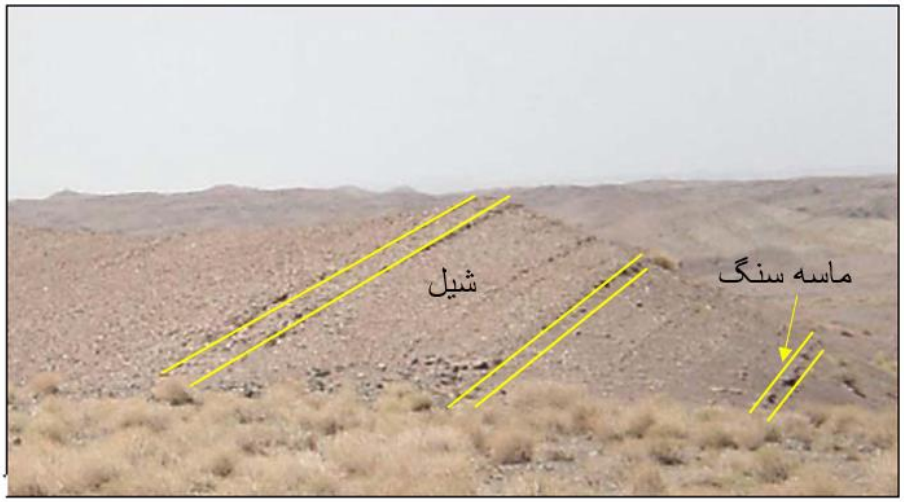


شکل ۲-۵– ستون کلی چینه شناسی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس) از قاسمی و همکاران (۱۳۹۲).

۲-۳-۱- واحدهای سنگی ائوسن

الف - واحدهای شیل و ماسه سنگ زیرین: واحد شیل و ماسه سنگی زیرین به رنگ سبز تا کرم در محدوده مطالعاتی رخنمون دارد. به لحاظ مورفولوژی کم ارتفاع، اکثراً به صورت نازک لایه هستند. این واحد سنگی در زیر نهشته‌های آتشفشانی-رسوبی قرار گرفته است (شکل ۲-۶-).

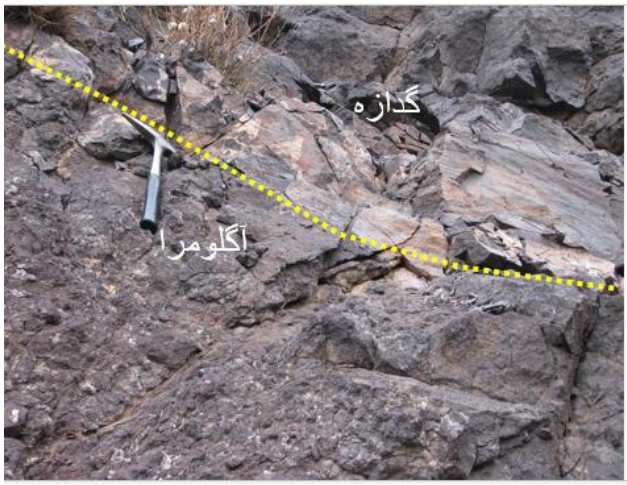
ب -نهشته‌های آتشفشانی -رسوبی: واحدهای آتشفشانی-رسوبی (آگلومرا، توف) به عنوان اولین فاز آتشفشانی پالئوژن، گستره وسیعی از واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه را به خود اختصاص می‌دهند. این واحد سنگی در زیر واحدهای آتشفشانی تراکی‌آندزیتی، الیوین‌بازالتی، تراکی آندزی- بازالتی و تراکی‌بازالتی و همچنین بر روی واحدهای شیل و ماسه‌سنگی زیرین قرار گرفته‌اند. این واحد متعلق به دوره ائوسن میانی- بالایی است (خلعتبری، ۱۳۸۰).



شکل ۲-۶- تصویری از واحد شیل و ماسه سنگی زیرین موجود در منطقه با دید به سمت شرق.

واحد آگلومرایی به رنگ خاکستری در منطقه برونزد دارد. آگلومراها، دارای قطعاتی اغلب گرد شده‌اند. اندازه آنها از چند سانتی‌متر تا یک متر تغییر می‌کند. قطعات بازالتی و تراکی آندزیتی با جورشدگی به نسبت خوب در آنها مشاهده می‌شود که بیانگر آن است که قطعات کمی زودتر یا همزمان با واحد آذرآواری فوران کرده‌اند (شکل ۲-۷). این واحد فاقد هرگونه چینه بندی است. تناوب گدازه و آگلومرا در منطقه به وفور به چشم می‌خورد (شکل۲-۸). آقانباتی (۱۳۴۹)، معتقد است که گدازه‌های موجود در منطقه عمدتاً دارای طیفی از بازالت تا آندزیت هستند. آگلومراهای موجود در ناحیه عباس آباد – فرومد وسیع‌ترین سنگ‌های آذرآواری هستند، که ضخامت آنها در شمال دامن جلا تا ۱۷۰۰ متر می‌رسد. آگلومراهای مزبور دارای قطعاتی از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت هستند که در آغاز فعالیت ولکانیکی ناحیه به صورت بمب به شدت پرتاب شده‌اند و در دریاهای نسبتاً کم عمق اواسط ائوسن رسوب کرده‌اند. به علت گردش دورانی در هوا، اغلب بمب‌ها دارای شکلی چرخیده هستند. وجود ساختمان متحدالمرکز در آنها سبب گردیده که عمل فرسایش با جدا کردن ورقه‌های مزبور ساختمان جالبی به نام فرسایش پوست پیازی در آنها ایجاد کند (شکل۲-۹).

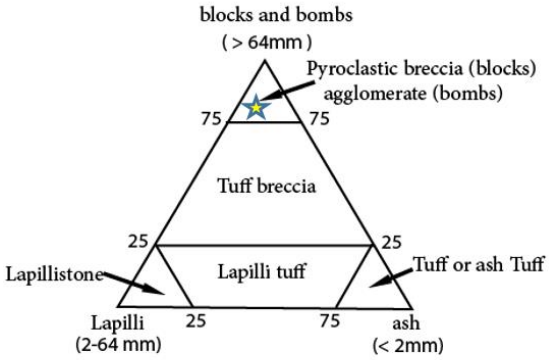
شکل۲-۷- تصویری از قطعات گدازه در آگلومرا.



شکل۲-۸- تصویری از تناوب گدازه و آگلومرا در محدوده مطالعاتی.

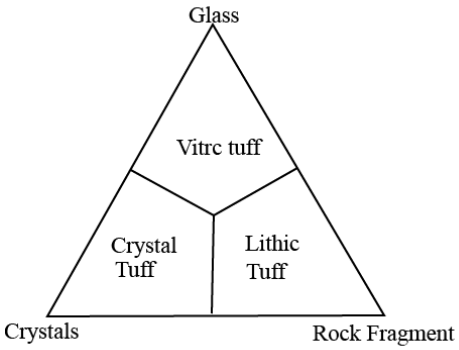
شکل۲-۹- تصویری از گدازه با فرسایش پوست پیازی.

لومتر (۲۰۰۲)، معتقد است که آگلومرا یک سنگ آذرآواری است که بیش از ۷۵ درصد آن را بمب تشکیل می‌دهد (شکل ۲-۱۰). فراست (۲۰۱۴)، معتقد است که رسوبات آذرآواری مطابق با دو فاکتور طبقه بندی می‌شوند: ۱-اندازه قطعات درون رسوب ۲- فراوانی نسبی شیشه، بلور و قطعات سنگی (شکل۲-۱۱). از آنجا که آگلومرا نسبت به گدازه سست‌تر است، فرسایش بیشتری می‌یابد. در آگلومراها به دلیل دارا بودن تخلخل زیاد، زئولیت‌زایی فراوان صورت می‌گیرد.



شکل ۲-۱۰- تقسیم بندی چندتایی سنگ‌های آذرآواری بر اساس نسبت‌های بمب، بلوک، لاپیلی و خاکستر، بر گرفته شده از لومتر (۲۰۰۲).

در گدازه‌های بازالتی منطقه، فرسایش پوست پیازی قابل مشاهده است. این واحد به دوره سنی ائوسن میانی-بالایی متعلق است (خلعتبری، ۱۳۸۰).



شکل۲-۱۱- طبقه بندی سنگ‌های آذرآواری برگرفته شده از فراست (۲۰۱۴).

پ - لاپیلی کریستال توف: لاپیلی کریستال توف‌های موجود در این منطقه به رنگ قرمز دیده می‌شوند و دارای قطعات بازالتی با درشت بلورهایی از پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند. حفرات موجود در سنگ نیز توسط کانی‌های ثانویه‌ای چون کلسیت پر شده است. لاپیلی‌ها، آذرآواری‌هایی هستند که میانگین قطرشان از ۲ میلی‌متر تا ۶۴ میلی‌متر متغیر است (شکل ۲-۱۰) (فراست، ۲۰۱۴).

ت-الیوین بازالت با میان لایه‌هایی از تراکی بازالت: این واحد سنگی به رنگ سبزتیره – خاکستری تیره در محدوده مطالعاتی بیشترین رخنمون منطقه را به خود اختصاص می‌دهد. در زیر واحد کنگلومرایی متوسط تا درشت دانه با جورشدگی و گردشدگی نسبتاً خوب قرار گرفته است. واحدهای تراکی‌بازالتی به صورت میان‌لایه‌ای در میان واحدهای الیوین بازالتی قرار گرفته‌اند و به رنگ سبز – خاکستری تیره در منطقه رخنمون دارند. فنوکریست‌های پیروکسن، پلاژیوکلاز و الیوین به عنوان کانی اصلی، نقش مهمی را در سنگ‌های الیوین بازالتی و تراکی بازالتی ایفا می‌کنند. این کانی‌ها، اکثراً سالم و برخی در حال دگرسان‌شدن هستند. نمونه‌های دستی سنگ‌های الیوین بازالتی و تراکی بازالتی به تصویر کشیده شده‌اند (شکل‌های ۲-۱۲، ۲-۱۳ و ۲-۱۴). این واحد سنگی به سن ائوسن میانی- بالایی گزارش شده است (خلعتبری، ۱۳۸۰). از ساخت‌های مشاهده شده در این واحد سنگی می‌توان به ساخت‌های پورفیری، بادامکی یا آمیگدالوئیدی اشاره کرد که حفرات موجود در سنگ با زئولیت پر شده‌اند. حباب‌های متشکل از سیال – مواد فرار، همگام با انجماد ماگما حفراتی را در داخل سنگ تشکیل می‌دهند که بافت حاصل از آن را بافت حفره‌ای می‌گویند. کشش سطحی مذاب در اثر انبساط فاز سیال باعث رشد حباب به صورت کروی می‌شود، زیرا شکل کروی دارای حداقل نسبت سطح به حجم و در نتیجه حداقل انرژی آزاد سطحی است. در اثر جریان مذاب ممکن است شکل حباب‌ها از حالت کروی خارج، کشیده و بیضوی شوند. به عبارتی دیگر به دنبال کاهش فشار (همگام با بالا آمدن ماگما) و افزایش مقدار گاز و سرعت انتشار، حباب‌های موجود در محیط به هم می‌چسبند و رشد می‌کنند. حباب‌ها کروی هستند ولی تدریجاً شکل بیضوی پیدا می‌کنند یا در اثر اعمال نیروهای برشی در همدیگر ممزوج می‌شوند (شلی، ۱۹۹۳). در صورتی که حفرات موجود در سنگ به صورت بخشی یا کامل به وسیله کانی‌های مراحل تاخیری فاز ماگمایی یا کانی‌های بعد از فاز ماگمایی نظیر زئولیت‌ها، کوارتز، کلسدونی، آنالسیم و کلریت پر شده باشند به بافت حاصله بادامکی و به هر کدام از حفرات پرشده بادامک گویند (همام، ۱۳۸۴).

شکل۲-۱۲- تصویری از نمونه دستی الیوین بازالت موجود در منطقه مورد مطالعه.

شکل ۲-۱۳- تصویری از نمونه دستی الیوین بازالت ایدنگزیتی‌شده، در منطقه مورد مطالعه.

شکل۲-۱۴- تصویری از نمونه دستی تراکی بازالت موجود در منطقه که زئولیت زایی فراوان در آن صورت گرفته است.

در این واحد سنگی زئولیت‌زایی به صورت رگه‌ای، شعاعی و پراکنده نیز فراوان دیده می‌شود. نتایج به دست آمده از آنالیز XRD صورت گرفته بر روی زئولیت های منطقه، نوع آنها را آنالسیم، ناترولیت و مزولیت تشخیص داده‌اند (بادامه، ۱۳۸۲؛ موسوی، ۱۳۸۸، الهیاری، ۱۳۸۹). تناوب گدازه‌های آندزیتی و بازالتی منطقه مورد مطالعه در (شکل۲-۱۵) به تصویر کشیده شده است.

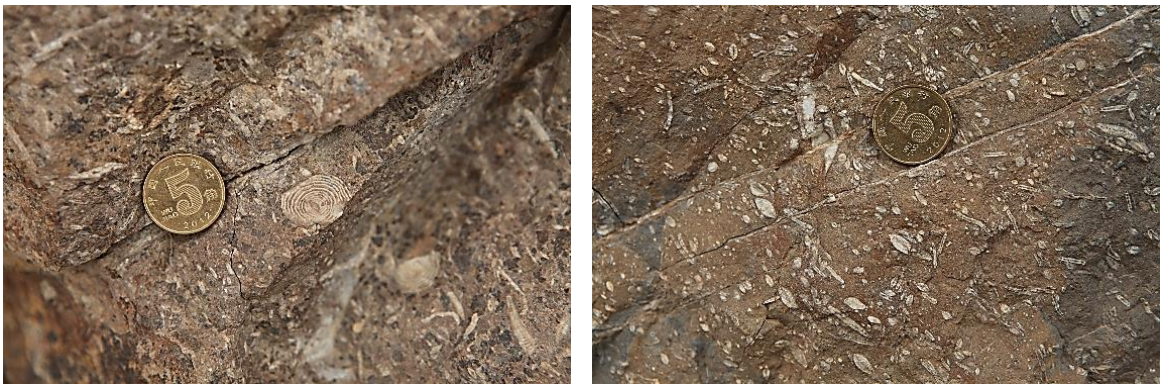
شکل ۲-۱۵- تصویری از گدازه‌های بازالتی و آندزیتی موجود در منطقه مورد مطالعه.

ث- آهک نومولیت‌دار: آهک نومولیت‌دار به رنگ کرم-خاکستری در شمال کاهک رخنمون دارد. این واحد آهکی بر روی واحدهای تراکی‌آندزیتی قرار گرفته است. به اعتقاد خسروتهرانی (۱۳۸۳)، ظهور میکروفسیل‌هایی نظیر نومولیت‌ها و آلوئولین‌ها نشانه آغاز دوران سنوزوئیک است. در محل تماس گدازه با آهک، نومولیت‌های فراوانی به چشم می‌خورد که بیانگر آن است که فوران گدازه در محیط آبی بر روی آهک‌ها صورت گرفته است. انباشتگی نومولیت های ریز و درشت در کنار یکدیگر حاکی از تغییر شرایط ناگهانی محیط زیست و مرگ دسته جمعی آنهاست (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). در این واحد بقایایی از روزن‌داران کف‌زی دیده می‌شود که عبارتند از (اشکال۲-۱۶ و ۲-۱۷):

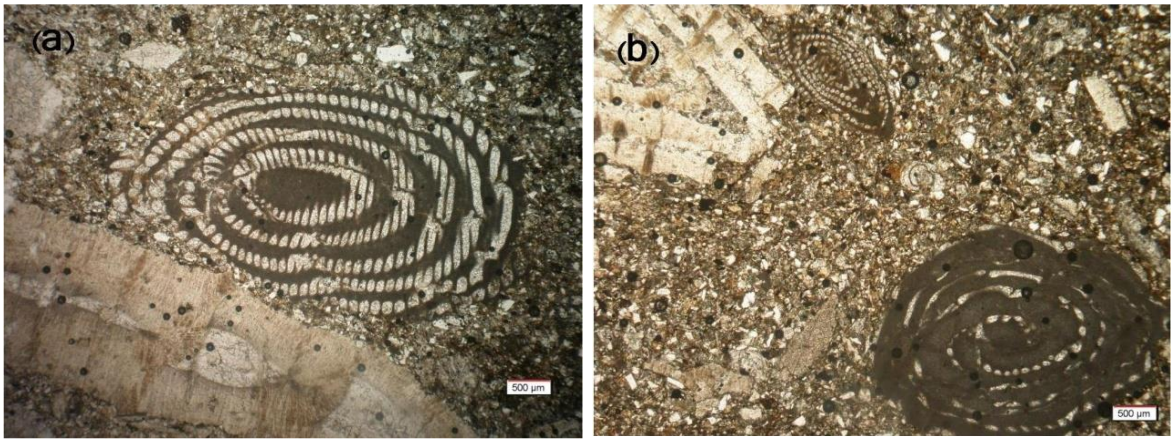
Discocyclina cf. discus; Alveolina cf. eliptica; D. sella; Heterostegina sp. ; Operculina sp.; Alveolina cf. munieri, A. sp.; Nummulites. cf. aturicus; Triloculina sp.; Actinocyclina sp.; Coskinolina sp.; Assilina exponens; Alveolina aragonensis; Alveolina sp.; Assilina cf. exponens.

حضور بقایای این روزن داران حاکی از ته نشست رسوبات در محیط حاشیه‌های دریایی کم‌عمق است (طاهری و همکاران، ۲۰۰۹؛ الهیاری، ۱۳۸۹؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲).

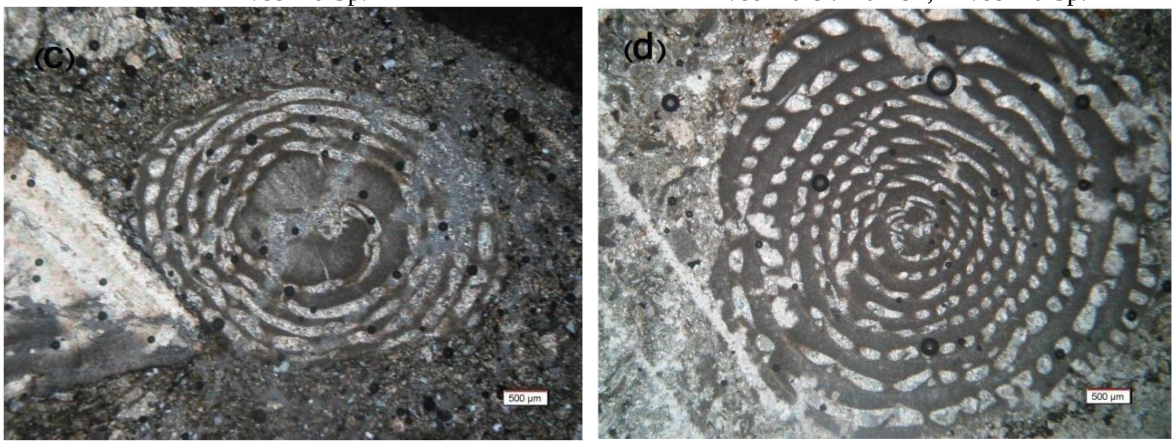
سن این واحد سنگی ائوسن بالایی ارزیابی شده است (رادفر و کهنسال، ۱۳۸۱).



شکل ۲-۱۶- تصویری از میکروفسیل‌های موجود در سنگ آهک منطقه مورد مطالعه.

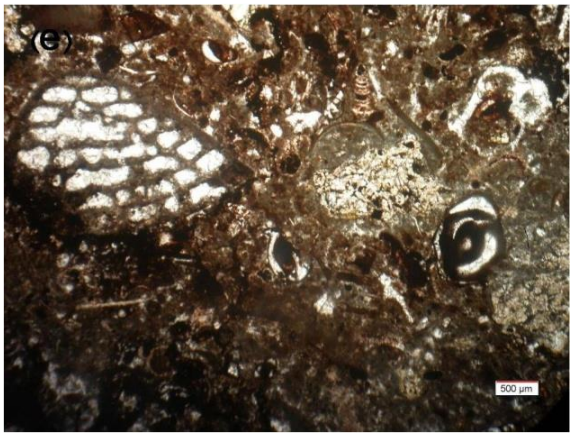


Alveolina Sp. Alveolina cf. munieri, Alveolina Sp.

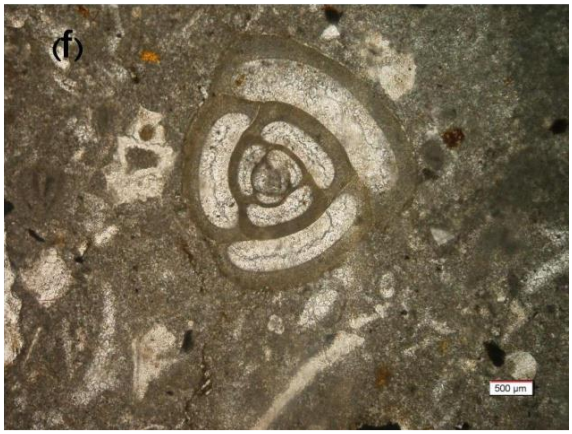


Alveolina cf. eliptica. Alveolina aragonesis.

شکل ۲-۱۷- تصاویر مقاطع میکروسکوپی میکروفسیل‌های موجود در واحدهای آهکی در نور (PPL) بر گرفته شده از الهیاری (۱۳۸۹).



Coskinilina Sp.



Triloilina Sp.

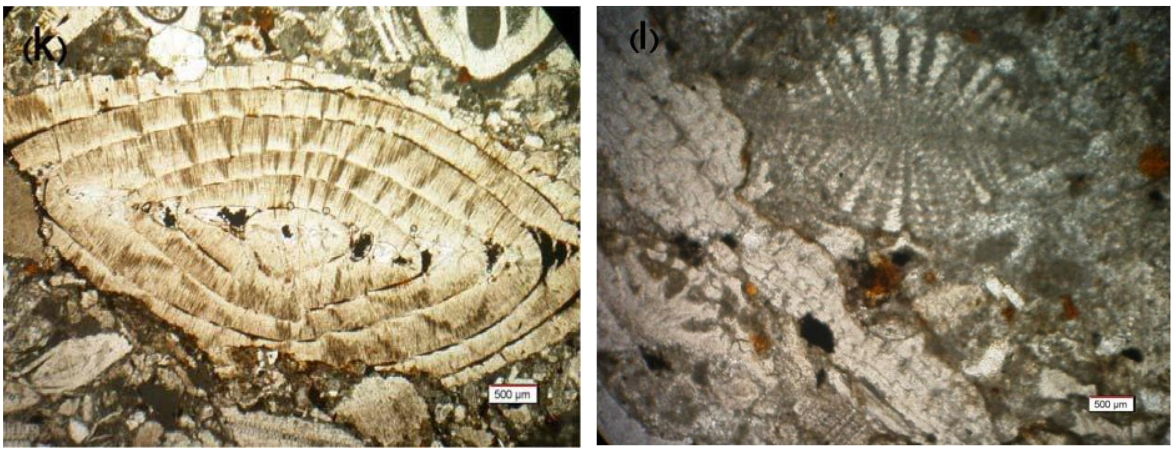
Heterostegina Sp.+ Operculina Sp. +D. sella

Actiniocyclina sp.

Assilina cf. exponens.

Assilina cf. expones.

ادامه شکل ۲-۱۷- تصاویر مقاطع میکروسکوپی میکروفسیل‌های موجود در واحدهای آهکی در نور (PPL) بر گرفته شده از الهیاری (۱۳۸۹).



Nummulites. Cf. aturicus. Discocyclina cf. discus.

ادامه شکل ۲-۱۷- تصاویر مقاطع میکروسکوپی میکروفسیل‌های موجود در واحدهای آهکی در نور (PPL) بر گرفته شده از الهیاری (۱۳۸۹).

ج - واحدهای تراکی آندزیتی و تراکی آندزی-بازالتی: این واحدهای سنگی به رنگ قهوه‌ای روشن تا خاکستری روشن در شمال و غرب عباس آباد رخنمون دارند. در برخی از نمونه‌ها آمفیبول‌های سوزنی و کشیده با جهت یافتگی تصادفی و در برخی دیگر فنوکریست‌ها و مگافنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای گردشدگی و ساخت مگاپورفیری و گلومروپورفیری در سطح نمونه دستی و مشاهدات صحرایی قابل رویت است (شکل ۲-۱۸، ۲-۱۹، ۲-۲۰، ۲-۲۱ و ۲-۲۲).

شکل۲-۱۸- تصویری از تراکی آندزیت‌های آمفیبول‌دار منطقه مورد مطالعه.

شکل۲-۱۹- تصویری از وجود مگافنوکریست‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های تراکی آندزیتی موجود در منطقه مورد مطالعه.

شکل ۲-۲۰- تصویری از گردشدگی مگافنوکریست‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های تراکی آندزیتی منطقه مورد مطالعه.

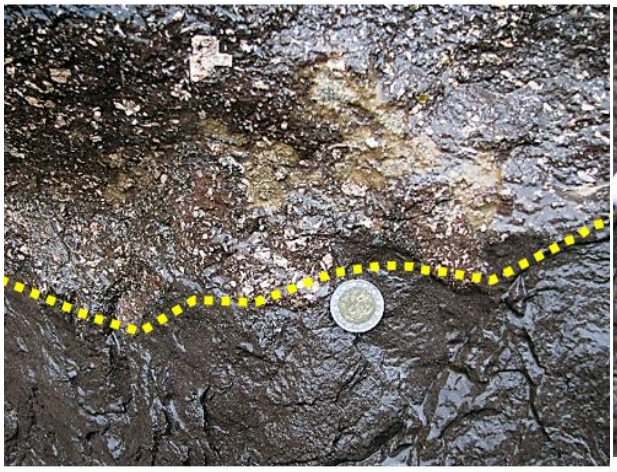
شکل۲-۲۱- تصویری از ساخت مگاپورفیری و در سنگ-های تراکی آندزیتی- بازالتی منطقه مورد مطالعه.

سن این واحد سنگی ائوسن بالایی گزارش شده است (مهر پرتو، ۱۳۸۱). تراکی‌آندزیت، واژه‌ای است که معمولاً برای سنگ‌های آتشفشانی حدواسط که دارای ترکیبی بین تراکیت و آندزیت هستند استفاده می‌شود. تقریباً میزان برابری از آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلازها را شامل می‌شود. آندزی بازالت‌ها، کانی‌های مافیکی مشابه با بازالت‌ها دارند اما پلاژیوکلازهایی با ترکیب سدیک‌تر را شامل می شوند. برخی دیگر از این سنگ‌ها به علت دارا بودن بافت جریانی(تراکیتی)، تحت عنوان تراکی آندزی بازالت یا تراکی‌آندزیت نامگذاری می‌شوند. در بررسی میکروسکوپی صورت گرفته بر روی نمونه‌ها، فراوانی فنوکریست‌ها و مگافنوکریست‌های پلاژیوکلاز همچنین کاهش فنوکریست‌های الیوین و پیروکسن بیانگر تفریق ماگمایی از الیوین‌بازالت به سمت تراکی‌آندزیت و نشان دهنده‌ی منشاء واحدی برای این گدازه‌های آتشفشانی هستند. بررسی‌های صحرایی صورت گرفته در این واحد، شواهدی از تفریق (ماگمای الیوین بازالتی و تراکی آندزیتی) را نشان می‌دهد (شکل ۲-۲۳). گدازه‌های تراکی‌آندزیتی منطقه از نوع آآ شناخته شده است (الهیاری، ۱۳۸۹؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰، ۱۳۹۲). نوع پلاژیوکلازها در این واحد سنگی از نوع لابرادور – آندزین مشخص شده است (خلعتبری، ۱۳۸۰). درزها و شکستگی‌های موجود با کانی‌های ثانویه‌ای چون

زئولیت، کلریت، کوارتز و کلسیت پرشده‌اند. در این واحدهای سنگی آثاری از پدیده ورنی صحرایی و دبی دیاکلازی (شکستگی‌های زاویه‌دار) نیز مشاهده شده است (شکل ۲-۲۴ و ۲-۲۵).

چ-آهک توفی: واحد آهک توفی به رنگ قرمز متمایل به قهوه‌ای و با ضخامتی تقریباً برابر با یک متر است. این واحد سنگی بر روی واحدهای تراکی آندزی-بازالتی و در زیر واحدهای کنگلومرایی قرار گرفته است. به علت دارا بودن میکروفسیل‌هایی مانند: *Orbitololines, Numulites globules, Miliolids* سن این واحد سنگی را به دوره ائوسن بالایی مرتبط می دانند (الهیاری، ۱۳۸۹) (شکل۲-۲۶).

شکل۲-۲۲- تصویری از ساخت گلومروپورفیری در سنگ-های تراکی آندزیتی موجود در منطقه مورد مطالعه.



شکل۲-۲۳- تصویری از گدازه الیوین بازالتی و تراکی آندزیتی موجود در منطقه که شاهدی بر پدیده تفریق در منطقه مورد مطالعه است.

شکل۲-۲۴- تصویری از پدیده ورنی صحرایی (سیاه شدن رنگ سنگ‌ها بر اثر پدیده آفتاب سوختگی).

شکل۲-۲۵- تصویری از دبی دیاکلازی (شکستگی‌های زاویه دار) در سنگ‌های آندزیتی- بازالتی منطقه عباس‌آباد.

شکل۲-۲۶- حضور میکروفسیل‌های فراوان در واحد آهک توفی (برگرفته از الهیاری، ۱۳۸۹).

۲-۳-۲- واحدهای سنگی الیگوسن

الف-واحد کنگلومرای چندزادی: در محدوده مورد مطالعه واحد کنگلومرای چندزادی به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری روشن رخنمون دارد. شامل قطعاتی در اندازه‌های مختلف از کوچک تا بزرگ از یک سانتی‌متر تا حداکثر ۲۰ سانتی‌متر با گردشدگی و جورشدگی نسبتاً خوب و از نوع (تراکی‌آندزیت، تراکی بازالت) است که توسط سیمانی کربناتی در برگرفته شده است. وجود قطعات ریز و درشت از جنس واحدهای رسوبی و آذرین ائوسن میانی– فوقانی منطقه در کنار یکدیگر در این واحد کنگلومرایی، از تغییرات زیاد انرژی آب در محیط رسوبی (محیط ساحلی کم عمق) و نزدیکی محیط ته نشست به محل منشاء (کنگلومرای درون حوضه‌ای) ناشی شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). این واحد سنگی به صورت تدریجی به مجموعه‌ای از ماسه سنگ، شیل و سیلتستون تبدیل می‌شود. این واحد در زیر واحد شیل و ماسه‌سنگ بالایی و در سن این واحد سنگی به ائوسن – الیگوسن نسبت داده می‌شود (شکل۲-۲۷) (خلعتبری، ۱۳۸۰؛ مهر پرتو، ۱۳۸۱).

شکل۲-۲۷- تصویری از کنگلومرای موجود در منطقه‌ی میاندشت همراه با قطعاتی از سنگ‌های آندزیتی و بازالتی با گردشدگی و جورشدگی نسبتاً خوب.

ب- واحد شیل و ماسه سنگ بالایی: این واحد سنگی در برگیرنده تناوبی از شیل و ماسه سنگ‌های خاکستری تا قهوه‌ای رنگ است (شکل۲-۲۸ و ۲-۲۹). بر روی واحد کنگلومرایی و در زیر مارن‌ها قرار گرفته و از نظر سنی به ائوسن – الیگوسن تعلق دارند (خلعتبری، ۱۳۸۰). چینه بندی مورب در سطح لایه‌های ماسه سنگی قابل مشاهده است که دارای روند شمال شرق-جنوب غرب است (شکل ۲-۲۹).

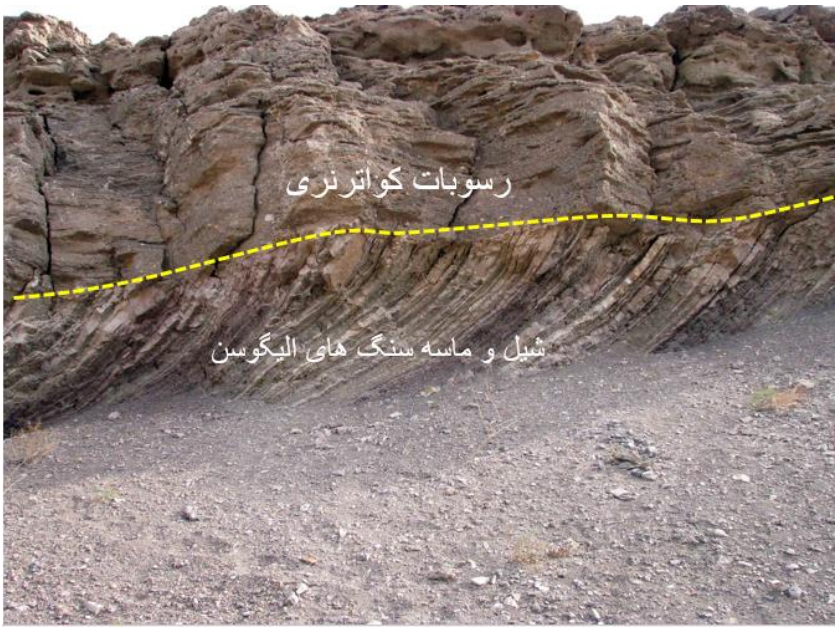
شکل ۲-۲۸- تصویری از واحد شیل و ماسه سنگی موجود در محدوده مورد مطالعه.

شکل۲-۲۹- تصویری از چینه بندی‌های مورب موجود در سطح لایه‌های شیل و ماسه سنگی با دید به سمت شمال شرق .

این واحد شیل و ماسه سنگی به دلیل واقع شدن بر روی لایه آهکی فسیل‌دار ائوسن بالایی، از نظر سنی

به الیگوسن تعلق دارد. میان لایه‌هایی از میکروکنگلومرا نیز در این واحد سنگی به چشم می‌خورد. این واحد سنگی در شمال روستای عباس آباد رخنمون وسیعی دارد. ساخت‌های رسوبی موجود در این واحد سنگی مانند چینه‌بندی مورب، بیانگر محیط‌های ساحلی کم عمق و پر انرژی هستند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲).

ج- مارن‌های آهکی: این واحد سنگی، کرم رنگ با میان لایه‌هایی از شیل و ماسه سنگ در منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد. چین‌خوردگی‌های بیشماری در آن رخ داده که به گونه‌ای نا هم‌شیب در زیر رسوبات کواترنری (نهشته‌های آواری) و بر روی واحدهای رسوبی شیل و ماسه سنگی قرار گرفته است (شکل۲-۳۰). این واحد سنگی به دوره الیگوسن متعلق است (خلعتبری، ۱۳۸۰).



شکل۲-۳۰- تصویری از مارن‌های آهکی با تناوبی از شیل و ماسه سنگ در شمال غرب کاهک.

۲-۳-۳- کواترنری

پادگانه‌های آبرفتی عهد حاضر: در بین نهشته‌های کواترنری، نهشته‌های آبرفتی بیشترین سهم را دارند.

موادی فرسایشی هستند که از دامنه ارتفاعات تا نواحی پست دشت‌ها گسترده شده‌اند و با دور شدن از ارتفاعات، درشتی دانه‌ها کاهش می‌یابد. این واحد عمدتاً از تغییر سطح اساس (بر اثر فعالیت‌های تکتونیکی و یا افزایش دبی رودخانه) به وجود آمده است. در مسیر رودخانه گسترش داشته و اغلب به صورت افقی دیده می‌شوند. پادگانه‌های آبرفتی از رسوبات دانه درشت با جورشدگی ضعیف تشکیل شده‌اند (آقانباتی، ۱۳۴۹). این آبرفت‌ها بیشتر دربرگیرنده قطعات حاصل از خرد شدن گدازه‌ها و سنگ‌های آتشفشانی– رسوبی هستند (شکل ۲-۳۱).

شکل ۲-۳۱- تصویری از واحد کواترنری موجود در منطقه مورد مطالعه (الهیاری، ۱۳۸۹).

۲-۴- زمین شناسی اقتصادی منطقه مورد مطالعه

موقعیت و شرایط زمین شناسی ایران از نظر زمین ساخت و تحمل فازهای کوهزایی مختلف، انواع فرایندهای آتشفشانی، نفوذی، دگرگونی و دگرشکلی‌هایی نظیر انواع چین‌ها، گسل‌ها، شکستگی‌ها، فرسایش و همچنین پدیده‌های رسوبی را موجب شده است. همچنین این امکان را فراهم آورده است که کانسارهای مختلفی چه از خاستگاه ماگمایی و چه از خاستگاه دگرگونی و رسوبی در منطقه‌های ساختاری

ایران تشـکیل شـود. ماگماتیسـم سـنوزوئیک عمدتاً به شـکل آتشـفشانی ائوسن دیده می‌شود که موجب کانه‌زایی در مناطق مختلف شـده اسـت. از کانسارهای موجود در محدوده مطالعاتی می‌توان به کانسارهای مس و آهن اشاره کرد.

۲-۴-۱- مس

وجود ماده معدنی مس در نوار آتشـفشانی کاهک – عباس آباد، از زمان‌های بسیار قدیم شناخته شده بود. این امر، عامل مهمی در معروفیت و توجه به منطقه عباس آباد بوده اسـت (شکل ۲-۳۲). کانی‌سازی مس که در حاشیه شمال غربی کویر بزرگ در طولی بیش از ۳۵ کیلومتر دیده می‌شود، توجه محققین زیادی را به خود جلب کرده است. تایتز[1] برای اولین بار در در سال ۱۸۷۹ میلادی از این منطقه نامبرده است.

شکل۲-۳۲- تصویری از کانه زایی مس در منطقه عباس‌آباد شاهرود.

1. Tietz

بارویانت (۱۹۷۰)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان زمین شناسی وتکتونیک غرب عباس‌آباد، معتقد اســت که منطقه عباس آباد یک منطقه کم و بیش معدنی بوده و در داخل برخی از آندزیت‌ها کانی‌سازی مس صورت گرفته است.

آقانباتی (۱۳۴۹)، در پایان نامه کارشــناســی ارشــد خود تحت عنوان زمین شناسی منطقه فرومد و عباس آباد، اشاره می‌کند که منطقه عباس آباد از قدیم به علت داشتن مس خالص جزء یکی از مناطق مینرالیزه غنی از مس بوده اســت. در این منطقه مس با درصــد کم در طبقات و لایه‌های ولکانیکی ائوسن به صورت پراکنده موجود اســت. ایشــان معتقدند در منطقه عباس آباد کانه‌زایی مس در یک نوع ســنگ آندزیتی مگاپورفیری صورت گرفته است.

الهیاری (۱۳۸۹)، در پایان نامه کارشــناسی ارشد خود تحت عنوان پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار مــاگمــایی کــاهــک- عبــاس آبــاد معتقد اســـت که کانی‌زایی مس موجود در منطقه عباس‌آباد از نوع کالکوسیت به عنوان کانی اصلی است و در مواردی با مالاکیت و کوولین همراه است. در مواردی نیز همراه مجموعه یاد شــده مگنتیت و هماتیت نیز دیده می‌شــود که به طور عمده رگچه‌های ســنگ میزبان را پر کرده‌اند.

طائفی (۱۳۹۳)، در رساله کارشناسی ارشد خود تحت عنوان بررسی ژنز کانه‌زایی مس همراه با سنگ‌های آتشــفشــانی و آتشــفشــانی – رســوبی ائوسن، شمال ایران مرکزی، شرق و جنوب شرق شاهرود به بررسی کانه‌زایی کانســارهای چغندرســر (شــمالی، جنوبی، مرکزی)، کانســار مس روگر (جنوب بیارجمند)، کانسار گریک، کانسار گورخان (شمال شرق بیارجمند)، کانسار نرتلویی، کانسار استغانی، کانسار گچ کنوم و کانسار الهاک (۱) و (۲) پرداخته و معتقد اســت که کانی شــناســی این مناطق غالباً از نوع مالاکیت، کالکوســیت، هماتیت، مس طبیعی و به مقدار کمتر کوولین، کالکوپیریت و به ندرت بورنیت اســت که به طور عمده در ســنگ‌های بازالتی و الیوین بازالتی یافت می‌شــوند. از افراد دیگری که در این زمینه به مطالعه و بررســی

پرداخته‌اند می توان به: کلاوا [1](۱۹۴۲)، لادام[2] (۱۹۴۲)، شـــرنبری[3] (۱۹۴۵)، خادم (۱۹۶۵)، روتنر[4] (۱۹۶۵)، یوردا[5] (۱۹۶۹)، ویلیامز[6](۱۹۶۹)، هوبنر[7] و بازین[8](۱۹۶۹) اشـاره کرد که این منطقه را مطالعه نموده و نتیجه آن را در گزارش شماره ۱۳ سازمان زمین شناسی کشور چاپ نموده‌اند.

۲-۴-۲- زئولیت

زئولیت (Zeolite) یک ماده معدنی است که عمدتاً از آلومینوسیلیکات تشکیل شده و کاربرد تجاری عمده آن در صـنایع به عنوان جاذب سـطحی اسـت. واژه زئولیت در اصـل در سـال ۱۷۵۶ توسـط کانی شناس سـوئدی اکسل فردریک کرونستد ابداع شد. برای اولین بار کرونستد[9] (۱۷۵۶)، این واژه را برای کانی‌هایی که هنگام گرم شدن مقداری آب از خود خارج می‌سازند و به نظر می‌رسد که می‌جوشند به کار برد. کلمه زئولیت از دو بخش Zeo و Lite تشکیل شده است که به ترتیب به زبان یونانی به معنای جوشیدن و سنگ می‌باشـد. زئولیت‌ها حفرات و شـکاف‌های سـنگ‌های آتشـفشانی را در مراحل آخر فعالیت‌های گرمابی پر می‌کنند. در اثر فعل و انفعالات شـیمیائی سـیالات قلیایی با شـیشـه‌های آتشـفشـانی و پلاژیوکلازها، محلول‌های غنی از مواد آلکالن بوجود آمده که در شـرایط فیزیکوشـیمیائی خاص، امکان نهشـته‌شـدن زئولیت‌ها را از این محلول‌ها فراهم کرده است. به عبارت دیگر شیشه‌های آتشفشانی و پلاژیوکلازها به مرور زمان در محلول‌های قلیائی انحلال یافته‌اند. این عمل باعث افزایش غلظت یون‌های سدیم و آلومینیوم در داخل آب‌های درون منفذی شـده و در مراحل بعدی از این محلول‌ها زئولیت به صـورت رسـوب جدا شده است (فیلیپس[10]،۲۰۰۰ ؛ نی‌هف[11]، ۲۰۰۰). زئولیت‌ها به گونه‌ای پراکنده در تمامی سنگ‌های آتشفشانی و

1.Clavea
2. Ladame
3. Schernbery
4.Ruthner
5. Urdea
6. Viliyamz
7.Hubner
8. Bazin
9. Cronsted
10.Philips
11.Neuhoff

آتشفشانی-رسوبی ائوسن منطقه دیده می‌شوند. در الیوین بازالت‌های موجود در منطقه عباس آباد، زئولیت‌زایی به صورت رگه‌ای (شکل ۲-۳۳)، آمیگدالوئیدی[1] (بادامکی) (شکل ۲-۳۴) و شعاعی (شکل ۲-۳۵، ۲-۳۶) در سطح سنگ دیده می‌شود.

شکل۲-۳۳- تصویری از زئولیت‌زایی به صورت رگه‌ای در سنگ‌های بازالتی منطقه عباس‌آباد (شاهرود).

شکل۲-۳۴- تصویری از سنگ‌های بازالتی با بافت آمیگدالوئیدی (حفره‌ای جریانی) که حفرات از زئولیت پر شده‌اند.

شکل۲-۳۵- تصویری از زئولیت‌زایی با بافت شعاعی در سنگ‌های بازالتی منطقه میاندشت.

شکل۲-۳۶- تصویری از زئولیت زایی با بافت شعاعی در بازالت های منطقه عباس آباد شاهرود.

با توجه به بررسی آنالیزهای XRD انجام شده بر روی زئولیت‌های موجود در منطقه، نوع زئولیت‌ها، آنالسیم، ناترولیت و مزولیت در نظر گرفته شد (صادق زاده، ۱۳۷۷؛ بادامه، ۱۳۸۲؛ موسوی، ۱۳۸۸؛

1. Amygdaloidal

الهیاری، ۱۳۸۹؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲؛ طائفی، ۱۳۹۳).

۲-۴-۳- آهن

آهن از جمله فلزاتی است که کانسارهای آن منحصر به دوره خاصی از پیدایش و شکل‌گیری پوسته زمین نبوده و تقریباً در تمام دوره‌های زمین‌شناسی یافت می‌شود. در ایران مانند دیگر نقاط جهان، گرچه شاهد زایش آهن از پروتروزوئیک پسین تا کواترنر هستیم، ولی بیشترین انباشتگی آهن در پروتروزوئیک پسین، اردوویسین پیشین و الیگومیوسن رخ داده است. چنانچه هیچ کدام از ذخایر مربوط به پالئوزوئیک بالا- تریاس و کرتاسه قابل مقایسه با آنها نیست (صادق‌زاده، ۱۳۷۷). کانی‌های اکسیدی متعددی در سنگ‌های آذرین حضور دارند که برخی از آنها شاخص‌های کلیدی مهمی برای فرایندهای پتروژنتیکی هستند. از گروه اکسیدهای آهن-تیتان، می‌توان مگنتیت و محلول جامد بین ایلمنیت و هماتیت را نام برد. ترکیبات خالص مگنتیت، ایلمنیت و هماتیت تواماً در سنگ‌های آذرین و دگرگونی، نشان‌دهنده اهمیت میزان اکسیژن ماگما به عنوان کلید اصلی در درک فرایندهای ماگمایی هستند. آهن در سطوح فوقانی پوسته زمین به صورت Fe^{+3} با اکسیژن ترکیب شده و در تشکیل کانی‌ها مشارکت می‌کند. در اعماق این عنصر عموماً به صورت Fe^{+2} در ترکیب کانی‌های سیلیکاته شرکت می‌کند. این عنصر جزء عناصر سیدروفیل بوده و بعضاً خواص کالکوفیل و لیتوفیل نیز از خود نشان می دهد. آهن یکی از تشکیل دهنده‌های اصلی اغلب سنگ‌ها می‌باشد و به همین علت تقریباً در تمام محیط‌ها و کانسارها وجود دارد. در منطقه عباس‌آباد نیز کانی‌سازی آهن (هماتیت، مگنتیت) وجود دارد (شکل۲-۳۷).

شکل۲-۳۷- تصویری از کانه‌زایی آهن (هماتیت، مگنتیت) در منطقه عباس‌آباد (شاهرود).

۲-۵- زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه

کشور ایران با قرار گرفتن در کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا به عنوان یکی از کشورهای لرزه خیز در جهان مطرح است. به طور کلی عناصر اصلی ساختاری منطقه شامل درزه‌ها و شکستگی‌ها، گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها هستند (۲-۳۸، ۲-۳۹). تمام تاریخ زمین شناسی ایران حاکی از نقش شکستگی‌های اصلی بسیار قدیمی در تکامل مناطق ساختاری – رسوبی ایران است. چگونگی فعالیت این گسل‌ها یقیناً در شرایط، روند و تاریخچه تکاملی مناطق مختلف ساختاری ایران نقش عمده داشته‌اند. متناسب با جهت جابه‌جایی بلوک عظیم گسلی نسبت‌های متفاوتی از جابه جایی‌های مماسی (امتدادلغز) و فشردگی (روراندگی) در تکامل ساختاری ایران پدید آمده است. شکستگی‌های پوسته جامد زمین که در امتداد آن جابه جایی‌ها و حرکت رخ دهد گسل نامیده می‌شود. این شکستگی‌ها بر اثر انباشت تنش‌های ناشی از جنبش ورقه‌ها نسبت به یکدیگر و جنبش‌های درون گوشته بالایی روی می‌دهد (بربریان، ۱۳۷۱). گسل‌های ایران را می‌توان بر اساس زمان پیدایش،زمان آخرین حرکت و پراکندگی جغرافیایی زمین‌شناسی

به سه دسته (جوان، کواترنری، پیش کواترنری) تقسیم‌بندی کرد. اولین بار اشتوکلین در نقشه ایران گسل‌های منطقه را مشخص نمود. گسل‌های منطقه عمدتاً دارای سه روند اصلی می‌باشند:

گسل‌های با روند شرقی- غربی.

گسل‌های با روند شمال شرقی-جنوب غربی.

گسل‌های با روند شمال غربی-جنوب شرقی.

روند گسل‌های منطقه‌ی مورد مطالعه عموماً شمال غربی - جنوب شرقی است. این گسل‌ها عمدتاً امتداد لغز راستگرد هستند (آقانباتی، ۱۳۴۹). از مهمترین گسل‌هایی که روند شرقی-غربی داشته گسل میامی می‌باشد که جداکننده زون بینالود و البرز شرقی از ایران مرکزی است و دارای مولفه امتداد لغز راست‌بر می‌باشد. مهمترین چین خوردگی‌های منطقه میاندشت را تاقدیس‌ها و ناودیس‌هایی با روند شمال شرقی-جنوب غربی تشکیل داده که از مهمترین آنها می توان به ناودیس دو چپله و تاقدیس میاندشت اشاره کرد. محور اغلب ناودیس‌ها و تاقدیس‌ها در جهت شمال شرقی-جنوب غربی قرار گرفته و تقریباً متقارن هستند ولی در بعضی نقاط حالت‌های کاملاً نامتقارن هم دیده می‌شود.

صادق زاده (۱۳۷۷)، در رساله کارشناسی ارشد خود تحت عنوان پترولوژی سنگهای آشفشانی منطقه شمال شرق میاندشت معتقد است که مرز غربی گسل میامی در جنوب غربی شاهرود، در زیر رسوبات عهد حاضر و کویر دامغان ناپدید می‌شود ولی ممکن است گسل عطاری در فاصله ۱۰۰ کیلومتری ادامه غربی آن باشد. مرز شمالی این گسل بیشتر زمین‌های آبرفتی و کوهپایه‌ای است ولی مرز جنوبی آن (جنوب میامی – عباس آباد) جداکننده آمیزه‌های افیولیتی از آمیزه‌های دیگر است (آقانباتی، ۱۳۸۳؛ میربیگی، ۱۳۹۳؛ صادق زاده، ۱۳۷۷). گسل میامی تا آخرین مراحل چین خوردگی آلپی در پلیوسن حالت راست‌بر داشته است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

عشق آبادی و عابدیان (۱۳۷۹)، در گزارش خود تحت عنوان مطالعات زمین شناسی اقتصادی ورقه

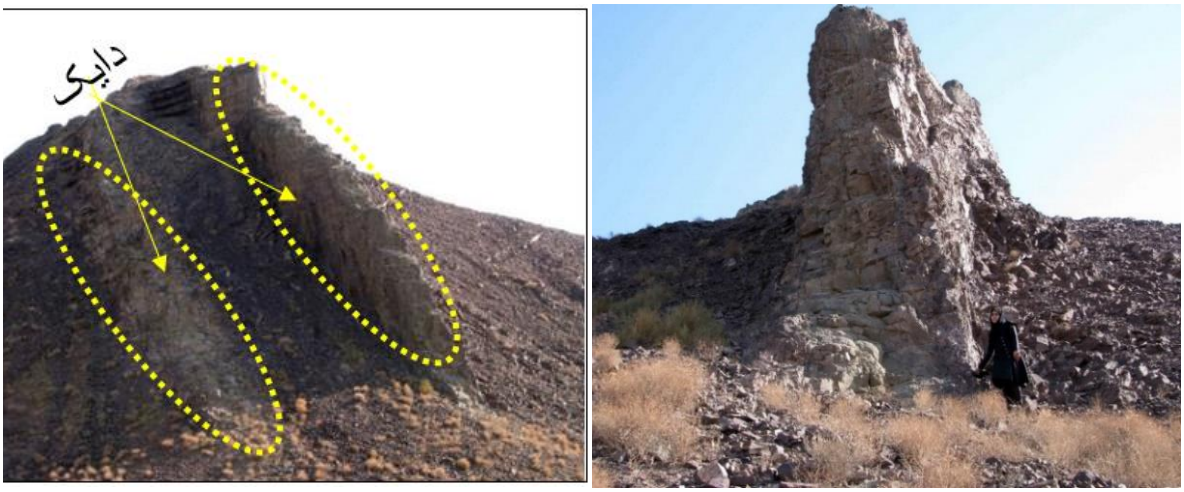
۱/۱۰۰۰۰۰ داورزن به این نکته اشاره کرده‌اند که روراندگی‌ها در منطقه مورد مطالعه از مهمترین عناصر ساختمانی محسوب شده که به طور عمده دارای روندی شمال غربی- جنوب شرقی می‌باشند و شیب آنها نیز متوسط تا کم است. همچنین به شکستگی‌های موجود در منطقه اشاره داشته و معتقدند که روند شکستگی‌ها بیشتر شمالی-جنوبی تا شمال شرقی-جنوب غربی بوده و انواع شمال غربی- جنوب شرقی نیز یافت می‌شود. گسله‌های موجود در منطقه (گسله‌های فشارشی و امتدادلغز) نیز دارای گسترشی محدودند. الهیاری (۱۳۸۹)، با بررسی‌هایی که در منطقه عباس‌آباد - کاهک در رساله کارشناسی ارشد خود تحت عنوان پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک – عباس آباد انجام داده است، معتقد است که واحدهای شیل و ماسه سنگ، کنگلومرا، آهک توفی، آهک نومولیت‌دار و گدازه در منطقه‌ی عباس‌آباد به صورت یک ناودیس میل‌دار چین خورده‌اند. ناودیس عباس آباد درشمال شرقی منطقه مورد مطالعه دارای میل شمال شرقی-جنوب غربی است (شکل ۲-۳۹).

شکل۲-۳۸- تصویری از درزه‌ها و شکستگی‌ها در واحدهای ماسه سنگی و گدازه موجود در منطقه مطالعاتی.

شکل۲-۳۹- تصویری از ناودیس عباس‌آباد که دارای چین خوردگی‌هایی با روند شمال غرب-جنوب شرق هستند.

در شمال غرب منطقه میل آن تغییر کرده و جهت شمال غربی-جنوب شرقی را نشان می‌دهد. در هسته مرکزی این ناودیس، شیل و ماسه سنگ به سن ائوسن-الیگوسن قرار دارد. در شمال منطقه کاهک،

سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری (پیروکلاست ها، تراکی آندزیت‌ها و تراکی بازالت‌ها) و واحدهای رسوبی (کنگلومرا، شیل و ماسه سنگ) در قالب تاقدیس میل‌دار کاهک چین خورده‌اند. میربیگی (۱۳۹۳) در رساله کارشناسی ارشد خود تحت عنوان ارزیابی فعالیت‌های زمین ساختی ناحیه میامی بر اساس شاخص‌های مورفو تکتونیک معتقد است که منطقه مورد مطالعه در منطقه مرزی پهنه ایران مرکزی و پهنه بینالود یا البرز شرقی واقع شده است. بخش عمده محدوده مطالعاتی درگستره ایران مرکزی جای گرفته و بخش شمالی گسل میامی جزو البرز شرقی می‌باشد. به طور کلی عناصر اصلی ساختاری منطقه را شامل شکستگی‌ها، گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها دانسته و معتقد است که الگوی جابه‌جایی منطقه از نوع برشی- فشارشی است. وی روند ساخت‌های منطقه را شمال شرقی-جنوب غربی می‌داند که تقریباً از روند البرز شرقی پیروی می‌کند. در محدوده مطالعاتی دایک‌های متعددی مشاهده شد که تعدادی از آنها را به تصویر کشیده‌ایم (شکل۲-۴۰).



شکل۲-۴۰- تصویری از دایک‌های موجود در منطقه مورد مطالعه.

فصل سوم

پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

پتروگرافی یا سنگ‌نگاری، بخشی از علم سنگ‌شناسی است که با توجه به آن، ترکیب کانی‌شناسی، روابط بافتی، نام سنگ و شواهد میکروسکوپی تحولات ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه مشخص می‌شود. مطالعه بافت‌ها از طریق پتروگرافی (بررسی میکروسکوپی سنگ‌ها در مقاطع نازک)، اطلاعاتی در زمینه درجه تبلور، اندازه، شکل و آرایش هندسی کانی‌ها یا به عبارتی اطلاعاتی را درباره ترتیب تبلور کانی‌ها، آهنگ تبلور، شرایط کلی سردشدن، انجماد ماگما و گرانروی آن ارائه می‌دهد. منظور از تحولات ماگمایی نیز فرایندهایی از قبیل تبلور تفریقی، آلایش، هضم و ...است که در طی تشکیل ماگما تا صعود، فوران و جایگزینی آن رخ می‌دهند.

سنگ‌های آذرین مورد مطالعه به دو بخش سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی– رسوبی تقسیم شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی شامل: الیوین‌بازالت، تراکی‌بازالت، تراکی‌آندزی-بازالت، تراکی‌آندزیت و سنگ‌های رسوبی شامل آگلومرا و لیتیک کریستال توف هستند.

روزنبوش مراحل تبلور کانی‌ها را به صورت زیر بیان می‌کند:

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

کانی‌های اتومورف (شکل‌دار) زودتر از کانی‌های ساب اتومورف (نیمه شکل‌دار) و کانی‌های ساب اتومورف زودتر از کانی‌های گزنومورف (بی‌شکل) تشکیل شده‌اند.

۳-۲- پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی

با توجه به بررسی‌های صورت گرفته در منطقه، بخش اعظم سنگ‌های منطقه شامل واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی – رسوبی می‌باشد. با مطالعات صورت گرفته بر روی نقشه های ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس آباد، میامی، داورزن عمده نمونه سنگ‌های برداشتی به سن ائوسن تشخیص داده شد. مطالعات میکروسکوپی به عمل

آمده بر روی نمونه‌های جمع آوری شده از منطقه و بررسی مطالعات پیشین بازگو کننده این مطلب است که روندی تفریقی از الیوین‌بازالت تا تراکی آندزیت در سنگ‌های منطقه دیده می‌شود. در این واحدهای سنگی با پیشرفت فرایند تفریق از مقدار الیوین موجود در سنگ‌ها کاسته و بر میزان پلاژیوکلاز آنها افزوده می‌شود. از ویژگی‌های بافتی مشاهده شده در این سنگ‌ها می‌توان به وجود شواهد بافتی ناتعادلی از قبیل ادخال، بافت غربالی، گردشدگی و منطقه‌بندی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن اشاره کرد. پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی بر پایه کانی‌های قابل تشخیص (کانی‌های اولیه و ثانویه) در آنها صورت می‌گیرد. همچنین بسته به ترکیب شیمیایی سنگ، بسیاری از کانی‌های سازنده سنگ‌های آذرین ممکن است به شکل کانی اصلی، فرعی و عارضه‌ای در سنگ حضور داشته باشند. کانی‌های اولیه در دماهای بالا و مستقیماً از ماگما متبلور می‌شوند. کانی‌های ثانویه در زیر دماهای حضور مذاب (که رژیم ساب‌سولیدوس نامیده می‌شوند) تشکیل می‌گردند. به طور خاص منعکس کننده جانشینی بخشی یا کامل کانی‌های اولیه دما بالا توسط کانی‌های دما پائین است. این جانشینی معمولاً شامل آبگیری یا اکسیداسیون کانی‌های اولیه توسط سیالات مشتق از ماگما در خلال مراحل نهایی تبلور است (که به دگرسانی دویتریک معروف می‌باشد) و یا تحت تاثیر هوازدگی نزدیک به سطح زمین صورت می‌گیرد. کانی‌های سنگ ساز اصلی، فرعی و عارضه‌ای نیز به ترتیب بیش از ۵ درصد، بین ۱-۵ درصد و کمتر از ۱ درصد از حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. کانی‌های اصلی به طور خاص از اجزاء اکسیدهای اصلی یعنی SiO_2- Al_2O_3- FeO-MgO-CaO-Na_2O-K_2O تشکیل شده‌اند. در صورتی که یک سازنده شیمیایی اصلی در حد تمرکزهای بسیار کم در یک سنگ خاص حضور داشته باشد به آن کانی فرعی گویند. کانی‌های عارضه‌ای نیز به کانی‌هایی گفته می‌شوند که در مقادیر بسیار کم و برای پذیرش اجزای شیمیایی نادر که قادر به حضور در کانی‌های اصلی و فرعی نیستند، در سنگ حضور دارند (بلت و همکاران، ۲۰۰۶ برگرفته از قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). در این فصل سعی شده است با مطالعه بافت‌های معمول در سنگ‌های آذرین،

شـواهد میکروسـکوپی تحولات ماگمایی را مورد بررسـی قرار دهیم. بنابراین به منظور بررسی ویژگی‌های میکروسـکوپی سـنگ‌های منطقه مورد مطالعه، از آنها مقاطع نازک تهیه و مطالعات میکروسکوپی بر روی آنها انجام شد.

جدول۳-۱- علائم اختصاری به‌کار رفته در تصاویر میکروسکوپی سنگ‌ها در این فصل عبارتند از (برگرفته از قاسمی، ۱۳۹۴):

علامت اختصاری	نام کانی	علامت اختصاری	نام کانی
Mag	مگنتیت	Ol	الیوین
Hem	هماتیت	CPX	کلینو پیروکسن
Opc	کانی‌های اپک	Pl	پلاژیوکلاز
Chl	کلریت	Apa	آپاتیت
Cal	کلسیت	Anl	آنالسیم
Q	کوارتز	Ep	اپیدوت

۳-۲-۱- سنگ‌های الیوین بازالتی

الیوین بازالت، به سنگی اطلاق می شود که میزان درشت بلورهای الیوین آن از ۵ درصد بیشتر باشد (معین وزیری و احمدی، ۱۳۸۰). در نمونه دسـتی به رنگ سـبز تیره تا سـیاه دیده می‌شـوند. بافت غالب الیوین بازالت‌ها، میکرولیتی پورفیری و پورفیری است. در بافت پورفیری یک تفاوت آشکار، در اندازه فنوکریست‌ها وجود دارد. تفاوت در اندازه دانه‌ها بیانگر رابطه بین اندازه بلور و نرخ (سرعت) سردشدگی می‌باشد. هنگامی که مذاب بازالتی در اعماق شروع به تبلور می‌کند، به علت سرعت سردشدگی پایین و نرخ هسته‌بندی کم، شـرایط مساعدی برای رشد درشت بلورها فراهم می‌شود. سپس به دنبال فوران ماگما، همراه با سرد شدن خیلی سـریع و نرخ هسته‌بندی بالا، زمینه ریزدانه‌ای ایجاد می‌شود که درشت بلورها را در برگرفته و بافت پورفیری را به وجود می آورد. بنابراین بافت پورفیری بیانگر تبلور در اتاق ماگمایی نیمه‌عمیق (یا عمیق تر) طی صـعود ماگما از گوشـته به سـطح زمین اسـت (گیل[1]، ۲۰۱۰). به طور کلی بافت‌های پورفیری، نشان

1. Gill

دهنده دو مرحله سـردشـدگی برای سنگ‌های منطقه هستند: (۱) تبلور درشت بلورها که در فشار بالاتر و سرعت سرد شدن آرام تر ماگما در اتاق ماگمایی اعماق زمین، صورت پذیرفته است و در این مرحله میزان هسـته‌بندی کم و نرخ رشـد بلور زیاد بوده است. (۲) تبلور ریز بلورها، در حین صعود و خروج گدازه‌ها در فشـار کم که با تبلور میکرولیت ها همراه بوده اسـت (بسـت[1]، ۲۰۰۳). از دیگر بافت‌های مشاهده شده می توان بـه بافت‌های گلومروپورفیری، میکرولیتی پورفیری، بادامکی و تراکیتی در کنار بافت‌های عدم تعادل اشـاره کرد. فنوکریسـت‌های پلاژیوکلاز، پیروکسـن و الیوین کانی‌های اصـلی سـنگ را تشـکیل می‌دهند. فنوکریسـت‌های دگرسـان‌شده پلاژیوکلاز، الیوین‌های ایدنگزیتی شده، کلریتی شده و کلینوپیروکسن‌های اوژیت به صـورت سالم یا در حال کلریتی‌شدن از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده الیوین بازالت‌ها می‌باشند. درزه‌ها و حفرات موجود در سـنگ با کانی‌های ثانویه‌ای چون زئولیت با بافت شـعاعی، کلریت، کوارتز و کلسیت پر شده است.

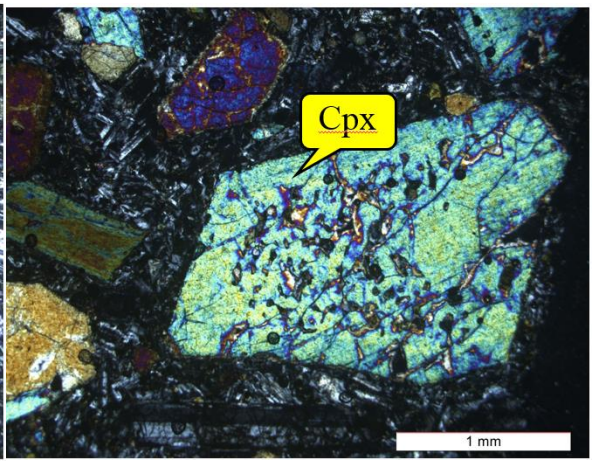
۳-۲-۱-۱-کانی‌های اصلی

الف- پیروکسن

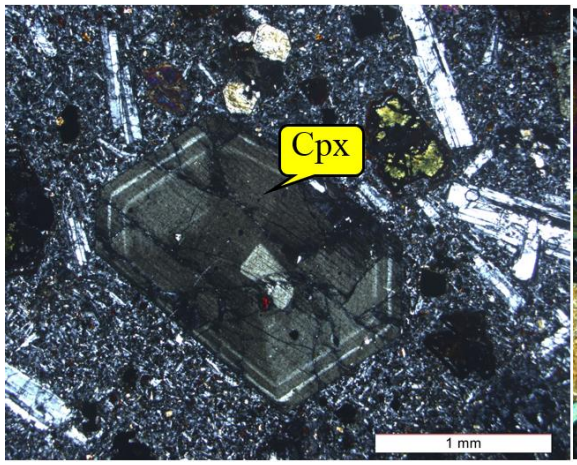
پیروکسـن‌های موجود در نمونه سـنگ الیوین بازالتی اکثراً درشـت بلور و ایدیومورف (خودشکل) هستند. برخی نیز دارای آثـاری از بـافـت غربـالی، خلیج خوردگی، منطقـه‌بنـدی و گردشـدگی هسـتنـد (شکل‌های ۳-۱، ۳-۲، ۳-۳، ۳-۴ و ۳-۶). گردشدگی بلورها، بافت غیرتعادلی محسوب می‌شود که می‌توان علـت پیـدایش آن را بـه حرکت بلورهای کلینوپیروکسـن در اتاق ماگمائی و زمان کوتاه تعادل مذاب در مرحله‌ی تشـکیل آن‌ها نسـبت داد. (بست، ۲۰۰۳)، معتقد است که تغییرات فیزیکی وشیمیایی در ماگما، می‌تواند تحلیل رفتگی، هضم‌شدگی سطوح و در نهایت گردشدگی یا خلیج خوردگی بلورها را موجب شود. وی، معتقد اسـت که بلورهای خودشـکل سـطوح بلوری مشخصی دارند و تحت شرایط تعادلی بدون هیچ

1. Best

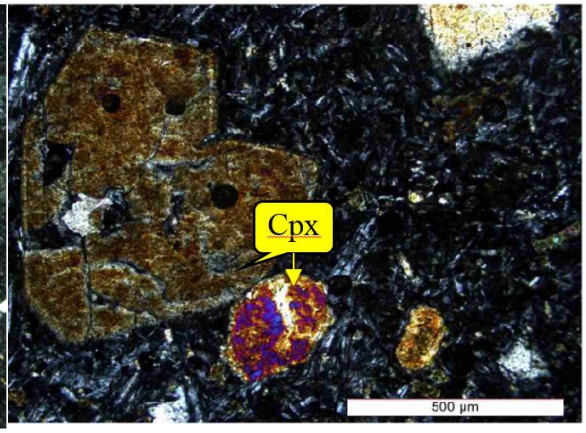
محدودیتی در مایع رشد می‌کنند. پیروکسن‌های موجود از نوع کلینوپیروکسن‌های اوژیت و تیتان اوژیت هستند. از خصوصیات آنها می‌توان به زاویه خاموشی مایل، بیرفرنژانس متوسط و ماکل ساعت شنی اشاره کرد. (شلی[1]، ۱۹۹۳)، از ماکل ساعت شنی به علت شباهت ظاهری آن به ساعت شنی تحت عنوان منطقه بندی بخشی یاد می‌کند و معتقد است که این منطقه‌بندی زمانی پدید می‌آید که سطوحی با ترکیب مختلف در یک بلور رشد یابند (شکل۳-۲).



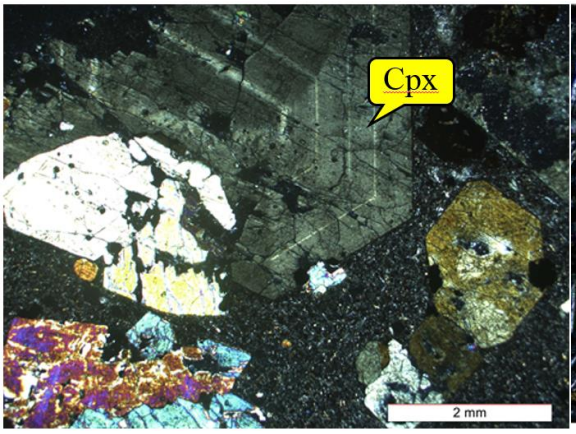
شکل۳-۱-تصویری از بافت غربالی در بلور پیروکسن موجود در سنگ الیوین بازالتی محدوده مورد مطالعه در نور XPL.



شکل۳-۲- تصویری از ماکل ساعت شنی و منطقه بندی در بلور پیروکسن موجود درسنگ الیوین بازالتی در نور XPL.



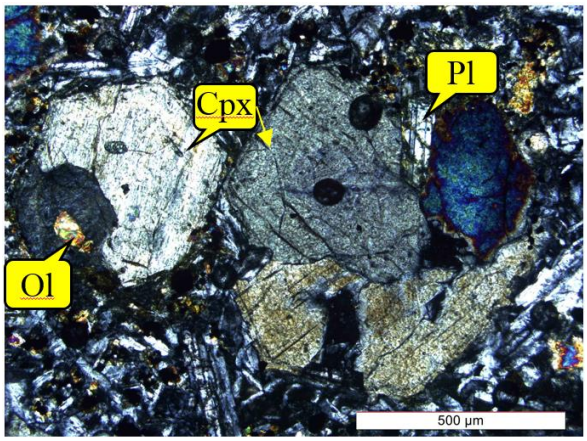
شکل۳-۳- تصویری از خلیج خوردگی و گردشدگی بلورهای پیروکسن در سنگ الیوین بازالتی در نور XPL.



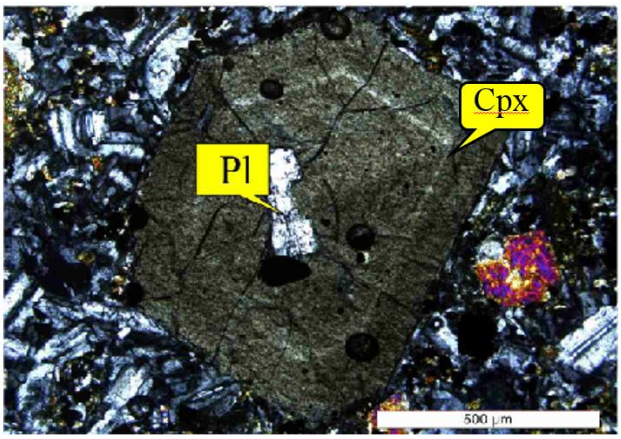
شکل ۳-۴- تصویری از منطقه‌بندی در بلورهای خودشکل پیروکسن در سنگ الیوین بازالتی با بافت میکرولیتی پورفیری در نور XPL.

1. Shelly

درباره منطقه‌بندی موجود در بلورهای پیروکسن می‌توان گفت که اگر در سیستم پیروکسن‌ها، تعادل کامل برقرار باشد، بلورها به طور ممتد با ماده مذاب واکنش می‌کنند و نه تنها در پیروکسن‌ها منطقه‌بندی به وجود نمی‌آید بلکه ترکیب آنها با ترکیب ماده مذاب اولیه یکسان می‌شود. معمولاً بلورهای منطقه‌ای نشانگر آهسته بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت تبلور هستند (شکل ۳-۲، ۳-۴ و ۳-۶) (شلی، ۱۹۹۳). حضور ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز و الیوین در این کانی بیانگر آن است که این کانی‌ها نسبت به بلور پیروکسن زودتر تشکیل شده‌اند (شکل۳-۵ و ۳-۶). پیروکسن‌ها همچنین دارای ماکل ساده و نواری هستند.



شکل ۳-۵- تصویری از بلورهای الیوین و پلاژیوکلاز به صورت ادخال در بلورهای پیروکسن موجود در سنگ الیوین بازالتی با بافت گلومروپورفیری منطقه مورد مطالعه در نور XPL.

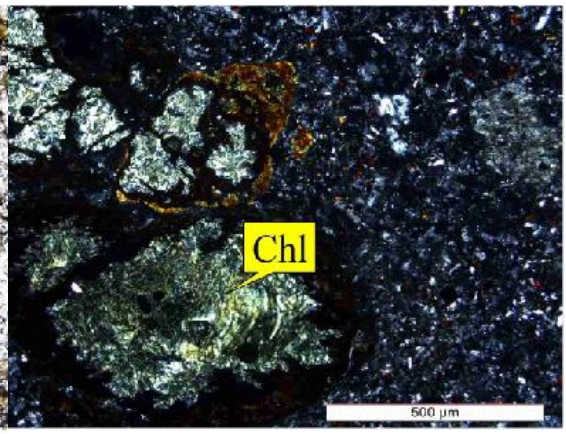


شکل۳-۶- تصویری از ادخال پلاژیوکلاز در زمینه پیروکسن با ساختار منطقه بندی در سنگ الیوین بازالتی در نور XPL.

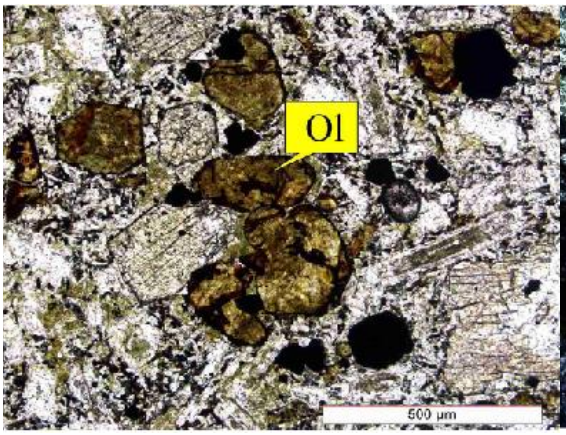
ب- الیوین

درشت بلورهای الیوین، اکثراً دگرسان شده‌اند. الیوین‌ها عمدتاً در حال تبدیل شدن به کلریت (بولنژیتی شدن) و ایدنگزیتی‌شدن هستند (شکل۳-۷). (شلی، ۱۹۹۳)، معتقد است که محصولات اصلی دگرسانی الیوین شامل سرپانتین، ایدنگزیت و بولانژیت است که در شرایط متفاوتی تشکیل می‌شوند. بلورهای ریز یا

درشت الیوین در داخل بلورهای کلینوپیروکسن بیانگر این نکته است که کانی‌های الیوین نسبت به کلینوپیروکسن زودتر متبلور شده‌اند. در سنگ‌های الیوین بازالتی، بافت گلومروپورفیری نیز مشاهده شد. بست (۲۰۰۳)، معتقد است بافت گلومروپورفیری، نوعی بافت است که در آن فنوکریست‌های موجود تشکیل توده داده یا حالت خوشه‌ای به خود گرفته باشند که در این صورت به آنها بافت گلومروکریست یا گلومروپورفیری گویند. معمولاً واژه گلومروکریست، برای بلورهایی با اندازه برابر که حالت خوشه‌ای به خود گرفته‌اند به کار می‌رود (شکل ۳-۸) (گیل، ۲۰۱۰).



شکل۳-۷- تصویری از کلریتی و ایدنگزیتی شدن بلورهای الیوین در سنگ الیوین بازالتی در نور XPL.



شکل۳-۸- تصویری از تجمع بلورهای الیوین و ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ‌های الیوین بازالتی در نور PPL.

پ-پلاژیوکلاز

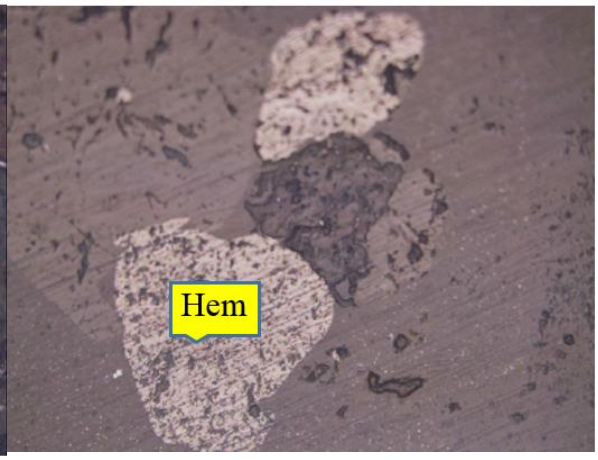
پلاژیوکلاز از دیگر کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ است که هم به صورت فنوکریست و هم به صورت میکرولیت در نمونه‌های الیوین بازالتی یافت می‌شود. اکثراً دگرسان شده و در حال تبدیل شدن به کانی‌های رسی و سریست هستند. در بعضی موارد دگرسانی در مرکز بلورها بیش تر از حاشیه است که می‌تواند نشانه کلسیک‌تر بودن مرکز بلورها و منطقه‌بندی عادی در پلاژیوکلازها باشد. الگوی سیستماتیک تغییرات شیمیایی درون کانی‌های یک محلول جامد، منطقه‌بندی نامیده می‌شود. این امر نشان دهنده

واکنش ناقص و مداوم بین بلور و مذاب می‌باشد (بست، ۲۰۰۳). گردشدگی و بافت جریانی (تراکیتی) از دیگر ویژگی‌های پلاژیوکلازهای موجود در الیوین بازالت‌هاست. (گوپتا[1]، ۲۰۰۷)، معتقد است بافت تراکیتی در اثر جهت یافتگی بلورهای فلدسپار در جهت جریان گدازه حاصل می‌شود. با بالا رفتن سرعت هسته‌بندی و رشد در یک ماگمای در حال سرد شدن، سرعت انتشار دچار نقصان می‌شود و مواد لازم برای رشد بلورها عمدتاً در کناره‌ها و گوشه‌های بلور انباشته می‌شود. این محل‌ها با حجم زیادتری از ماگما محصور می‌شوند و در صورتی که عمل انتشار همراه با رشد بلورها پیشرفت کند، کناره‌ها و گوشه‌های بلور سریع تر از بقیه نقاط بلور رشد می‌کند و اشکال بلوری کشیده و تیغه‌ای و تعداد زیادی میکرولیت پدید می‌آیند (شلی، ۱۹۹۳).

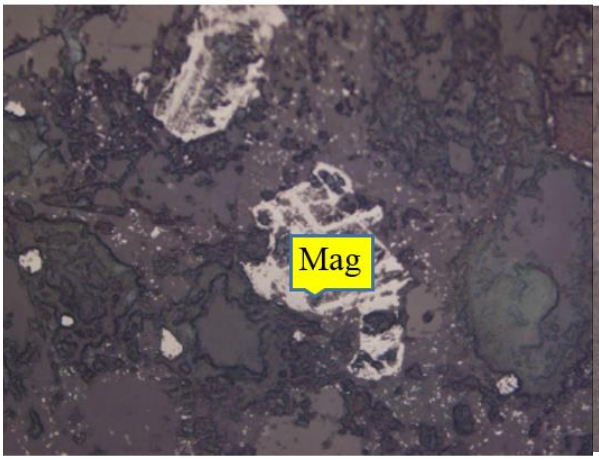
۳-۲-۱-۲- کانی‌های فرعی

الف-کانی‌های اپک

از فراوان‌ترین کانی‌های اپک موجود در الیوین بازالت‌ها می توان به هماتیت و مگنتیت اشاره کرد (شکل ۳-۹ و ۳-۱۰).



شکل ۳-۹- تصویری از مگنتیت با ظاهر اسکلتی در الیوین بازالت در نور انعکاسی.



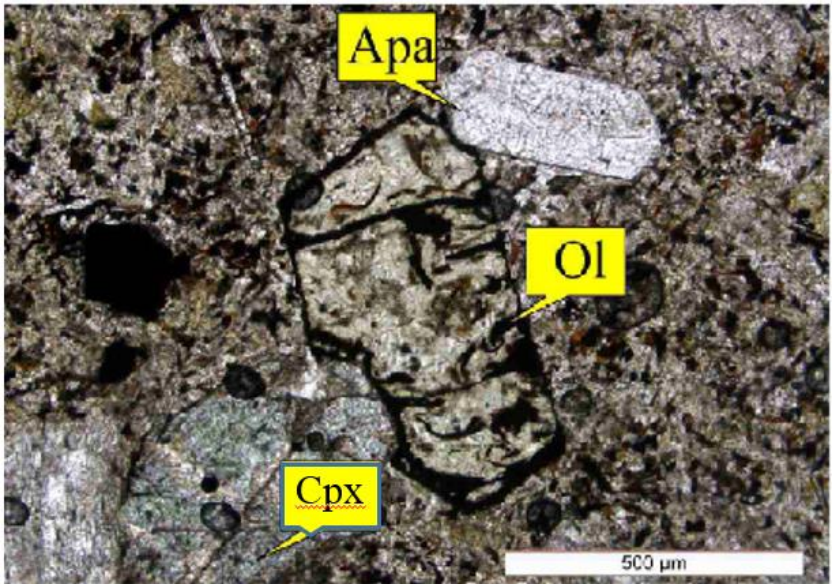
شکل ۳-۱۰- تصویری از هماتیت در الیوین بازالت در نور انعکاسی.

1. Gupta

این کانی‌ها به صورت بلورهای بی شکل تا شکل‌دار و غالباً به صورت ادخال درون سایر کانی‌ها حضور دارند. این امر نشان‌دهنده‌ی تبلور تقریباً همزمان کانی‌های روشن و اپک است. نرخ بالای هسته‌بندی و نرخ پایین رشد، اندازه‌ی کوچک کانی‌های اپک و الیوین را در پی خواهد داشت (بست، ۲۰۰۳).

ب-آپاتیت

این کانی عمدتاً به صورت ادخال‌هایی در متن پیروکسن یافت می‌شود که بیانگر اولویت تشکیل آپاتیت نسبت به پیروکسن است. سوزن‌های طویل و کشیده آپاتیت نشان‌دهنده سرعت سرد شدن بالا و همچنین میزان بالای P_2O_5 است. حضور آپاتیت یکی از ویژگی‌ها و شواهد ماگماهای آلکالن است که با ماهیت سنگ‌های مورد مطالعه، سازگار است (شکل ۳-۱۱) (کریم‌زاده، ۱۳۸۱).



شکل۳-۱۱- تصویری از درشت بلور آپاتیت در سنگ الیوین بازالتی محدوده مورد مطالعه در نور PPL.

۳-۲-۱-۳-کانی‌های ثانویه

کانی‌های ثانویه می‌توانند در طی فرآیندهای دگرسانی، از دگرسانی کانی‌های موجود در سنگ به وجود بیایند و یا در طول رگه‌ها، شکستگی‌ها و داخل حفرات سنگ (که باعث ایجاد ساخت بادامکی می‌شود) جانشین شوند. از انواع کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، سریسیت، آپاتیت، زئولیت اشاره کرد.

الف-کلریت

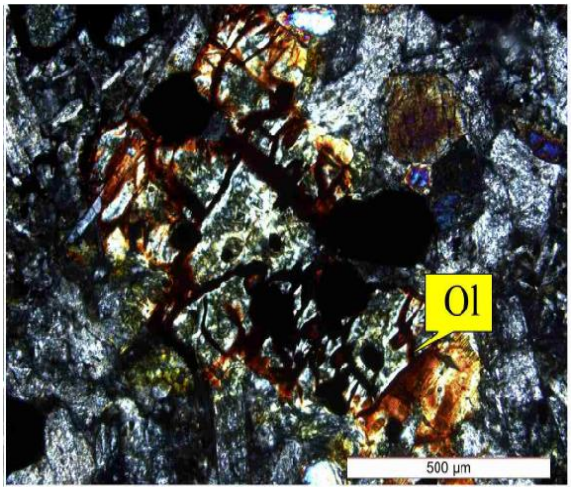
در مجموعه‌های رسوبی، کلریت یکی از کانی‌های پایدار اصلی است و در دماهای پایین تا متوسط به صورت یک محصول دگرسانی از پیروکسن تشکیل می‌شود. این دگرسانی حضور یک سیال آبدار در طی دگرسانی که باعث خروج Na و Ca از اوژیت می‌شود را نمایان می‌کند.

ب- سریسیت

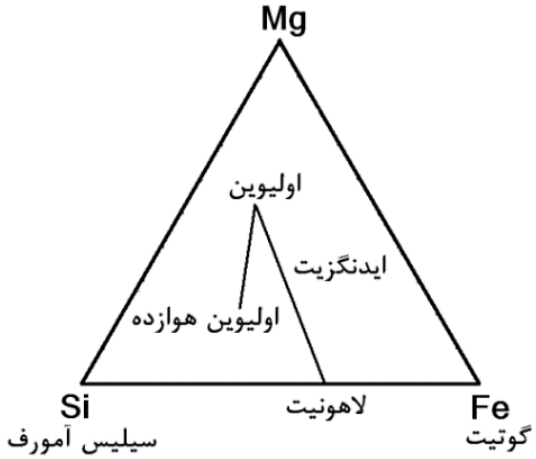
سریسیت کانی ثانویه‌ای است که در اثر دگرسانی کانی‌های سرشار از آلومنیوم همانند پلاژیوکلازها و فلدسپات‌آلکالن ایجاد می‌شود. رشد سریسیت نیازمند آب و K^+ است. در واقع سریسیتیزاسیون، زمانی پیشرفت می‌کند که محلول سرشار از آب وجود داشته باشد. در نتیجه این عمل، k^+ با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش می‌شود و ca^{2+} آزاد می‌کند. از این رو قسمت‌های غنی از آنورتیت در یک پلاژیوکلاز منطقه‌ای به راحتی سریسیتی می‌شوند. سریسیت‌ها غالباً به صورت یکنواخت رشد می‌کنند (شلی، ۱۹۹۳).

پ- ایدنگزیت

ایدنگزیت یک شبه کانی قرمز رنگ است که حاوی اکسید آهن سه ظرفیتی است. اصولاً در گدازه‌ها یافت می‌شود. تشکیل ایدنگزیت در الیوین به طور یکنواخت صورت می‌گیرد. از لحاظ شیمیایی ایجاد این دگرسانی مربوط به ورود آهن و آب و خروج منیزیم و عدم تحرک سیلیسیم است (شکل ۳-۱۲ و ۳-۱۳) (شلی، ۱۹۹۳). این فرایند به نظر دیر و همکاران (۱۹۹۱)، شامل یک تغییر و تبدیل پیوسته در ساختمان الیوین است و طی آن با ورود اتم‌های هیدروژن به درون ساختمان الیوین و اتصال آن به اتم اکسیژن، کاتیون‌های Fe^{+2}, Mg, Si از شبکه‌های بلوری خارج شده و کاتیون‌های Ca, Fe^{+3}, Al در شبکه‌ی بلور جانشین آنها می‌شوند (الهیاری، ۱۳۸۹؛ موسوی، ۱۳۸۸؛ بادامه، ۱۳۸۲).



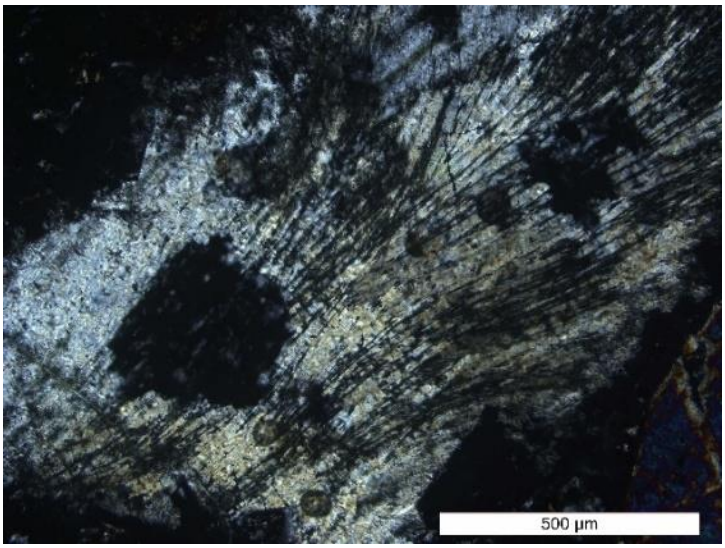
شکل ۳-۱۲- تصویری از ایدنگزیتی شدن یک فنوکریست الیوین در نور XPL.



شکل۳-۱۳- تغییرات ترکیب الیوین به ایدنگزیت در بازالت‌های بلبکس در ماسیو سانترال فرانسه (ولچ و بنفیلد، ۲۰۰۲).

ت-زئولیت

هم به صورت پرکننده منافذ و هم به صورت رشته‌ای در واحدهای سنگ الیوین بازالتی دیده می‌شود. زئولیت‌ها، حفرات و شکاف‌های سنگ‌های آتشفشانی را در مراحل آخر فعالیت‌های گرمابی پر می‌کنند. در اثر واکنش‌های شیمیایی بین سیالات قلیایی با شیشه‌های آتشفشانی و پلاژیوکلازها، محلول‌های غنی از مواد قلیایی به وجود می‌آیند که در شرایط فیزیکوشیمیایی خاص، امکان نهشته‌شدن زئولیت‌ها را از این محلول فراهم می‌کنند. به عبارت دیگر شیشه‌های آتشفشانی و پلاژیوکلازها به مرور زمان در محلول‌های قلیایی انحلال می‌یابند. این عمل باعث افزایش غلظت یون‌های سدیم و آلومنیوم در داخل آب‌های درون منفذی شده و در مراحل بعدی زئولیت از این محلول‌ها رسوب می‌کند (شکل ۳-۱۴).



شکل۳-۱۴- تصویری از زئولیت‌زایی با بافت شعاعی در سنگ‌های الیوین بازالتی در نور XPL.

ث -کلسیت

این کانی به صورت رگه‌ای و یا پرکننده منافذ و حفرات غالباً همراه با زئولیت در داخل حفرات یافت می‌شود. کلسیت به همراه اپیدوت، آلبیت، کلریت، سریسیت تشکیل سوسوریت می‌دهد. سوسوریت محصول دگرسانی پلاژیوکلاز است که طی آن با افزایش آب، سازنده آنورتیتی به اپیدوت (کلینوزوئیزیت یا زوئیزیت) تغییر می‌یابد و پلاژیوکلاز باقی مانده نیز به صورت آلبیت در می‌آید (شلی، ۱۹۹۳). وجود پاراژنزهایی چون:

کلریت + کلسیت + میکای سفید + زئولیت

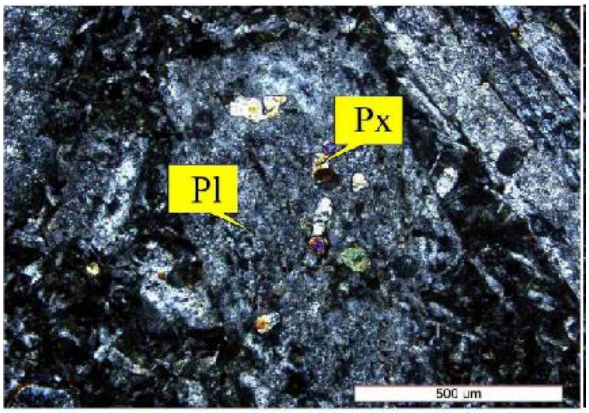
کلریت + کلسیت + اپیدوت + زئولیت

می‌تواند دلیلی بر پدیده دگرسانی باشد که درجه حرارت آن ۴۰۰-۲۰۰ درجه سانتی‌گراد بوده است (بادامه، ۱۳۸۲).

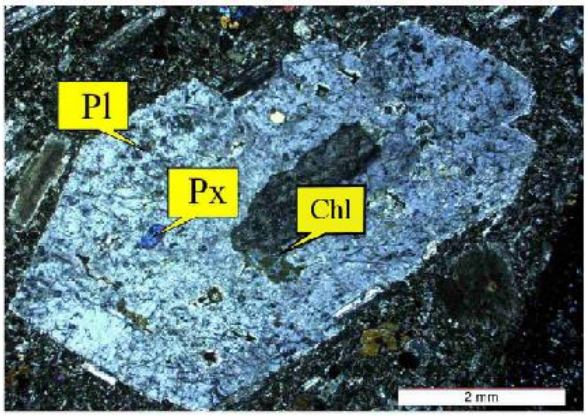
۳-۲-۲-سنگ‌های تراکی آندزیتی

این واحد سنگی به رنگ قهوه‌ای روشن- خاکستری در منطقه رخنمون دارد. از بافت‌های موجود در این

واحد سنگی می‌توان به بافت گلومروپورفیری، غربالی، میکرولیتی پورفیری، حفره‌ای و خلیج‌خوردگی اشاره کرد. ادخال‌هایی از بلورهای پیروکسن و کلریت نیز در درشت بلورهای پلاژیوکلاز (شکل‌های ۳-۱۵ و ۳-۱۶) قابل مشاهده است.



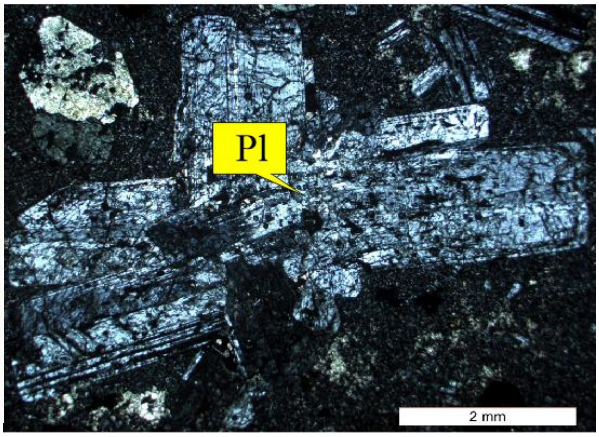
شکل۳-۱۵- تصویری از ادخال‌های پیروکسن در پلاژیوکلاز موجود درسنگ تراکی آندزیتی منطقه مورد مطالعه در نور XPL.



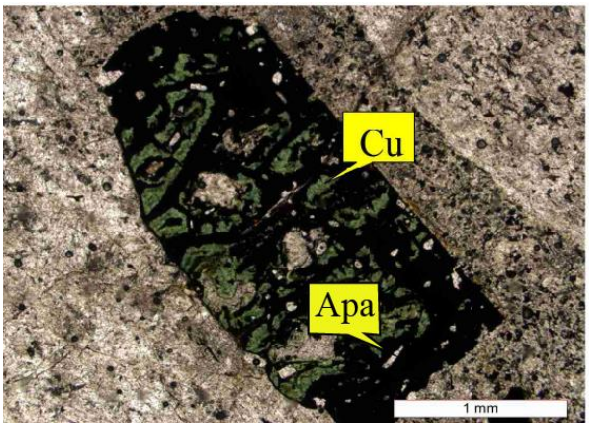
شکل۳-۱۶- تصویری از ادخال‌های پیروکسن و کلریت در فنوکریست پلاژیوکلاز موجود در سنگ تراکی آندزیتی منطقه مورد مطالعه در نور XPL.

اتصال گلومروپورفیری‌ها، احتمالاً به کاهش دما و افزایش گرانروی ناشی از آن مرتبط است. بلورهایی که به طور اتفاقی به هم برخورد می‌کنند، در صورتی که شبکه بلوری آن دو موازی یکدیگر باشد و یا در جهت روابط ماکلی و یا بعضی روابط اپی تاکسیال مناسب قرار گیرند، به همدیگر می‌چسبند. معمولاً به این گونه تجمعات فنوکریست که می‌توانند نقش مهم در تفریق ایجاد کنند بافت گلومروپورفیری گویند. بافت گلومروپورفیری حاصل هسته‌بندی ناهمگن است (شلی، ۱۹۹۳؛ قاسمی و همکاران،۱۳۹۲). قاسمی و همکاران (۱۳۹۲)، معتقدند بلورهای معلق و هم منشاء و یا بلورهای حاصل از شکسته شدن لخته ها و دیواره‌های متبلور اتاق ماگمایی، بافت گلومروپورفیری را تشکیل می‌دهند (شکل۳-۱۷). در بخشی از واحدهای تراکی آندزیتی محدوده مطالعاتی، مگافنوکریست و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و در بخشی دیگر آمفیبول‌هایی با حاشیه سوخته، کانی‌های اصلی سنگ محسوب گردیده و بیشترین حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. اندازه بزرگ مگافنوکریست‌های پتاسیم فلدسپار را به نرخ بالای رشد (G) و نرخ

هسته‌بندی پایین می‌توان نسبت داد (بست، ۲۰۰۳). در تراکی‌آندزیت‌های منطقه عباس‌آباد کانی‌زایی مس نیز مشاهده شد (شکل ۳-۱۸).



شکل۳-۱۷- تصوبری از بافت گلومروپورفیری حاصل تجمع بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های تراکی آندزیتی در نور XPL.



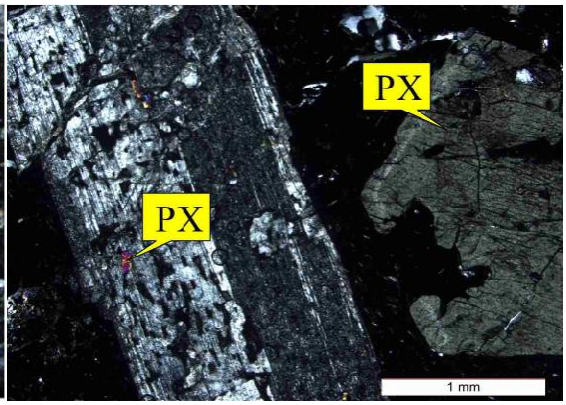
شکل۳-۱۸- تصویری از حضور مس در سنگ‌های تراکی آندزیتی موجود در منطقه در نور XPL.

۳-۲-۲-۱-کانی‌های اصلی

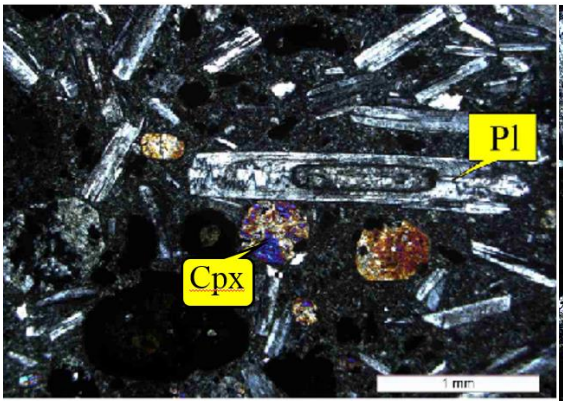
الف- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز هم به صورت فنوکریست و هم به صورت میکرولیت مهمترین نقش را در سنگ‌های تراکی آندزیتی ایفا می‌کنند. پلاژیوکلازها دارای منطقه بندی، بافت غربالی، حاشیه تحلیل رفته و گرد شده هستند. (شلی، ۱۹۹۳)، معتقد است تحلیل رفتگی یک فاز جامد در یک سیال نشان دهنده تحت اشباع بودن سیال مذبور از آن فاز است. بدین ترتیب، تغییر شرایط (تغییرات ناگهانی دما، فشار، فوگاسیته‌ی اکسیژن، فشار بخار آب، هضم سنگ‌های درون‌گیر و یا اختلاط با مایعات درگیر) بر پایداری فنوکریست‌هایی که قبلاً به علت فوق اشباع بودن آن در سیال اولیه متبلور شده‌اند تاثیر گذاشته و باعث هضم و تحلیل آنها می‌شود. خوردگی سطوح و کناره‌های بلور نیز نشاندهنده‌ی فرایند عدم تعادل کانی، تحت شرایط فیزیکوشیمیائی جدید است (شکل‌های۳-۱۹ و ۳-۲۰) (شلی، ۱۹۹۳). معمولاً بلورهای

منطقه‌ای نشانگر آهسته بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت تبلور هستند (بخصوص در سنگ های آتشـــفشـــانی). از آنجا که در پلاژیوکلازها نســـبت Al/Si مرتباً تغییر می‌کند، پلاژیوکلاز به راحتی با ماده مذاب واکنش نمی‌کند. ایجاد تغییرات ترکیبی ناگهانی مستلزم تغییرات ناگهانی در شرایط دینامیکی تبلور و یا اختلاط ماگمایی است (شکل ۳-۲۰) (شلی، ۱۹۹۳). علاوه بر این پلاژیوکلازها دارای ماکل کارلسباد و پلی سنتتیک نیز می‌باشند.



شکل۳-۱۹- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی و پیروکسن دارای خلیج خوردگی در سنگ‌های تراکی آندزیتی موجود در منطقه در نور XPL.

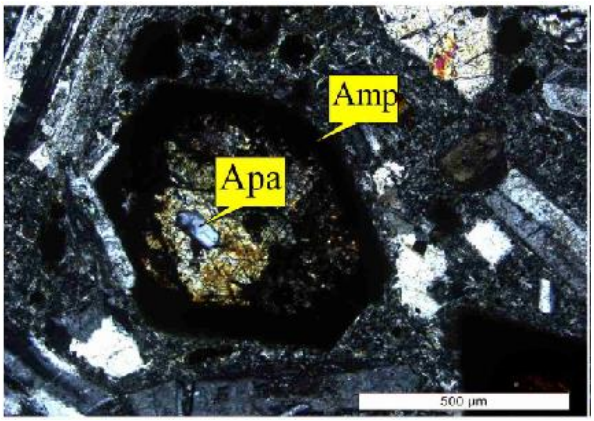


شکل۳-۲۰- تصویری از گردشدگی در بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در سنگ تراکی آندزیتی در نور XPL.

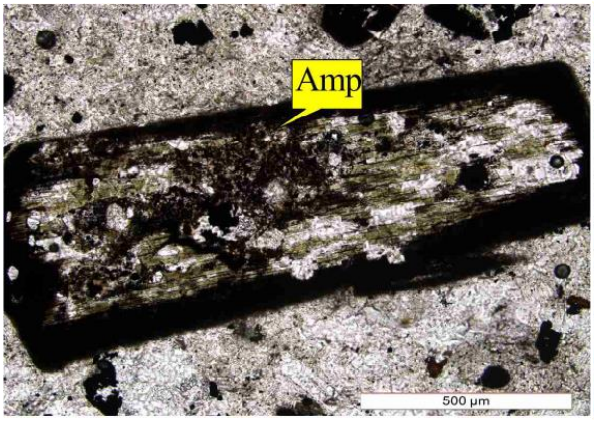
ب-آمفیبول

آمفیبول‌های موجود در این واحد ســنگی عمدتاً دارای حاشیه سوخته هستند (شکل‌های ۳-۲۱ و ۳-۲۲). علت آن را می‌توان این چنین بیان کرد که به محض خروج گدازه از سطح زمین حرارت آن بالا می‌رود. بالا رفتن حرارت گدازه به علت اشتعال و اکسیداسیون بعضی از گازهای موجود در ماگما می‌باشد که در نتیجه افزایش حرارت پاره‌ای از کانی‌ها نظیر آمفیبول تجزیه می‌شـــوند، زیرا این کانی‌ها نمی‌توانند در فشـــار کم حرارت زیـادی را تحمـل کننـد. آنچه مســـلم اســـت ورود آب به داخل مخزن ماگمایی، باعث بالا رفتن فوگاسیته اکسیژن و تسریع در فعالیت‌های اکسیداسیونی می‌شود که این مورد به خوبی با موقعیت

جغرافیایی ائوسن که محیطی کم عمق بوده است سازگاری دارد (صادق‌زاده، ۱۳۷۷).



شکل۳-۲۱- تصویری از فنوکریست آمفیبول با حاشیه سوخته در مقطع عرضی که دارای ادخالی از آپاتیت در سنگ‌های تراکی آندزیتی موجود در منطقه است. نورXPL.



شکل۳-۲۲- تصویری از فنوکریست آمفیبول با حاشیه سوخته در مقطع طولی، که در سنگ‌های تراکی آندزیتی منطقه مورد مطالعه موجود است. نورXPL.

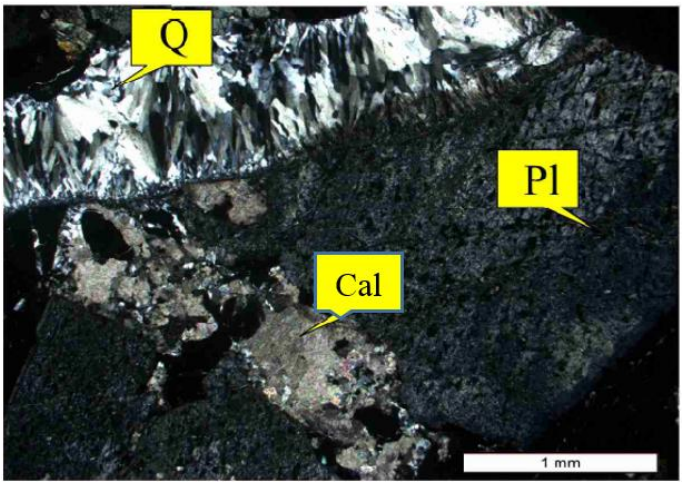
۳-۲-۲-۲-کانی‌های فرعی

از کانی‌های فرعی این سنگ می توان به کانی‌های اپک و آپاتیت اشاره کرد. پیروکسن به صورت ادخال در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز یافت می‌شود.

۳-۲-۲-۳-کانی‌های ثانویه

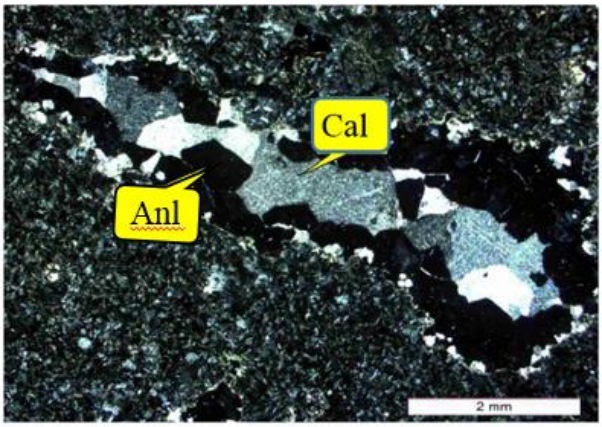
از کانی‌های ثانویه‌ای که می‌توان به آن اشاره کرد سریست (میکای سفید)، کلسیت، کوارتز، کلریت و آنالسیم است که عمدتاً بر اثر دگرسانی پلاژیوکلازها و پیروکسن‌ها به وجود آمده‌اند. با بررسی‌های میکروسکوپی صورت گرفته بر روی تراکی آندزیت‌ها، حفرات بزرگ موجود در آنها توسط کانی‌های ثانویه‌ای چون آنالسیم ($NaAlSi_2O_6$ (H_2O)) با شکلی هشت ضلعی وکلسیت با مشخصه رخ رمبوئدری پر شده‌اند که در سطح نمونه دستی نیز قابل رویت می‌باشد. آنالسیم جزء گروه فدسپاتوئیدها و از سری اسکاپولیت محسوب می‌شود و در سنگ‌های تحت اشباع نقش مهمی را ایفا می‌کند (شکل۳-۲۴). با توجه به کانی‌های حاصل از دگرسانی می‌توان این چنین نتیجه‌گیری کرد که سنگ‌های منطقه مورد مطالعه

تحت تأثیر دگرسانی واقع شده‌اند. از آنجا که اکثر کانی‌های تشکیل شده آبدار هستند، می‌توان این چنین نتیجه گرفت که در این دگرسانی فشار سیالات نقش مهمی داشته است. عامل سیالات و حرارت از یک سو، ناپایداری کانی‌های اولیه سنگ‌های ماگمایی و از سوی دیگر تشکیل و تبلور کانی‌های نوظهوری را که تحت شرایط فشار و حرارت محیط پایدار هستند را موجب می‌شوند. کانی‌های جدید به صورت پسودومورف یا پر کننده حفرات جایگزین کانی‌های اولیه سنگ می‌شوند که تشکیل آنها در محیط آبی به نقل و انتقالات یونی کمک فراوانی می‌کند. تبادلات یونی در گدازه‌ها و در محیط زیردریایی باعث ایجاد پاراژنز کلریت + کلسیت + کوارتز + زئولیت می‌شود (شکل ۳-۲۵) (شلی، ۱۹۹۳). کوارتزها به صورت رشته‌ای، پر کننده منافذ موجود و در برخی نقاط تشکیل لایه‌بندی شانه‌ای را داده‌اند که خاموشی موجی را به خوبی نشان می‌دهد. این بافت معرف وجود بلورهای طویل شده، شاخه‌ای و معمولاً محدبی است که در جهتی مشابه کشیدگی حاصل نموده‌اند. تشکیل لایه‌ها، حاصل اجتماع بلورهایی است که دارای جهت کشیدگی یکسانی هستند و با زاویه ۶۰ تا ۹۰ درجه نسبت به لایه‌بندی قرار می‌گیرند (شکل، ۳-۲۳) (مکنزی[1] و همکاران، ۱۹۸۸؛ همام، ۱۳۸۴).

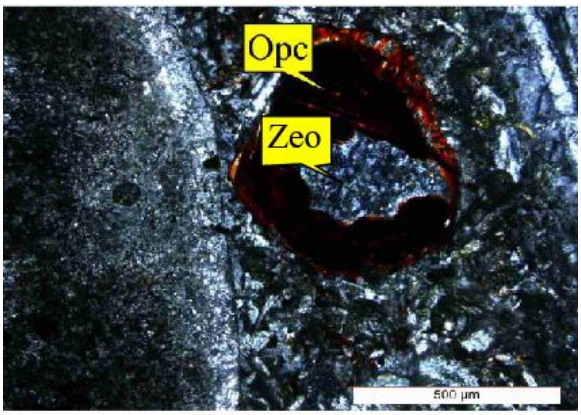


شکل۳-۲۳- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی درسنگ‌های تراکی آندزیتی که شکستگی‌های آن توسط رگه‌هایی از کلسیت و کوارتز با بافت شانه‌ای پر شده است. نورXPL.

1. Mackenzie



شکل۳-۲۴- تصویری از حضور کانی ثانویه آنالسیم و کلسیت که حفرات موجود در سنگ‌های تراکی آندزیتی را پر می کند. نور XPL.



شکل۳-۲۵- تصویری از پدیده پسودومورفیسم که در آن کانی ثانویه زئولیت در قالب بلورهای الیوین نشسته است. نور XPL.

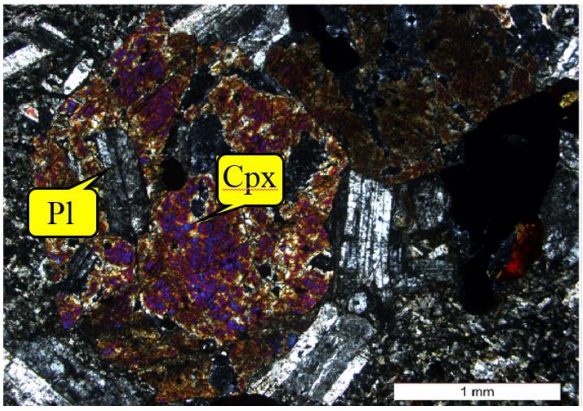
۳-۲-۳- سنگ‌های تراکی آندزی – بازالتی

گدازه‌های تراکی آندزی – بازالتی مورد مطالعه به رنگ قهوه‌ای تیره تا سیاه می‌باشند. بافت غالب در این واحد سنگی میکرولیتی پورفیری است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای ماکل کارلسباد و پلی‌سنتیک هستند. الیوین های موجود در زمینه کاملاً ایدنگزیتی شده‌اند. پیروکسن‌های موجود دارای گردشدگی هستند. از کانی‌های ثانویه مشاهده شده در آنها می‌توان به حضور کلسیت اشاره کرد. بافت‌های دیگری از قبیل تراکیتی، گلومروپورفیری، پورفیری در این واحد سنگی قابل ذکر است.

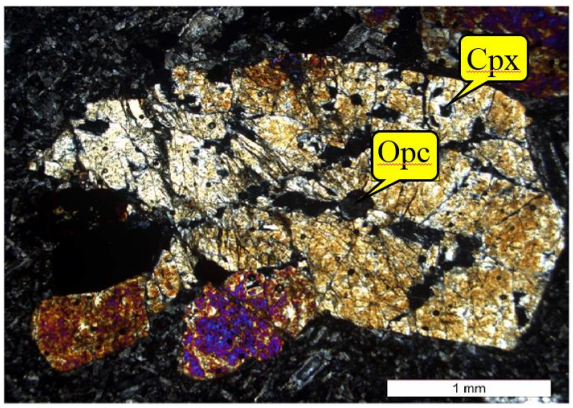
۳-۲-۳-۱-کانی‌های اصلی

الف- پیروکسن

پیروکسن‌های موجود از نوع کلینو پیروکسن‌های اوژیت هستند. فنوکریست‌های پیروکسن به صورت خودشکل و نیمه شکل‌دار و همچنین به صورت ریزدانه بخشی از بافت سنگ را تشکیل می‌دهند. برخی سالم و برخی در حال دگرسان‌شدن هستند. برخی دارای گردشدگی و برخی نیز دارای ادخال‌هایی از کانی اپک، پیروکسن و پلاژیوکلاز هستند (شکل۳-۲۶ و ۳-۲۷).



شکل۳-۲۶- تصویری از ادخال‌های پلاژیوکلاز در پیروکسن موجود در سنگ تراکی آندزی- بازالتی موجود در منطقه در نور XPL.



شکل۳-۲۷- تصویری از بلور پیروکسن با ادخال‌هایی از کانی اپک و پیروکسن و بافت پورفیری، در سنگ‌های تراکی آندزی- بازالتی در نور XPL.

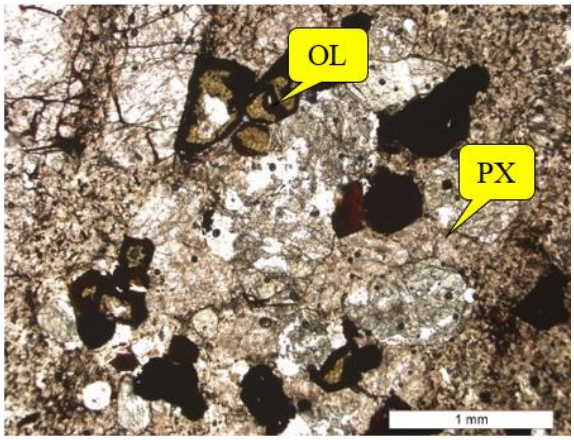
ب-الیوین

الیوین‌ها هم به صورت فنوکریست و هم به صورت ریزدانه در زمینه سنگ یافت می‌شوند. نسبت به سایر کانی های اصلی درصد کمتری را به خود اختصاص می‌دهد. الیوین‌های موجود کاملاً ایدنگزیتی شده هستند (شکل۳-۲۸).

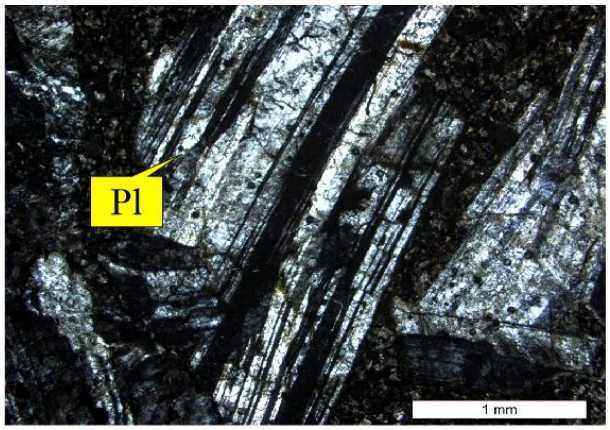
پ- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها از جمله فراوان‌ترین کانی اصلی تراکی‌آندزی بازالت‌ها محسوب می‌شوند. هم به صورت فنوکریست و هم به صورت میکرولیت‌های پلاژیوکلاز بخشی از بافت زمینه را به خود اختصاص می‌دهند. اندازه بلور می‌تواند توسط فرایندهایی همانند درشت‌شدگی بافتی افزایش یابد. اندازه بزرگ بلورهای پلاژیوکلاز را می‌توان به سرعت بالای انتشار در ماگماهای بازالتی، به علت دارا بودن گرانروی پایین مربوط دانست. با توجه به اصل بلوغ بافتی استوالد، تبدیل شدن بلورهای کوچکتر به بلورهای بزرگتر، باعث کاهش انرژی سطحی دانه‌ها و در نتیجه پایداری بیشتر بلورها می شود. دارای ماکل کارلسباد و پلی سنتتیک هستند (شکل۳-۲۹). همچنین در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز ادخال‌هایی از کانی الیوین در حال

ایدنگزیتی‌شـدن دیده می‌شـود. کانی‌های اپک نیز درون بلورهای پیروکسـن و پلاژیوکلاز به صورت ادخال وجود دارند.



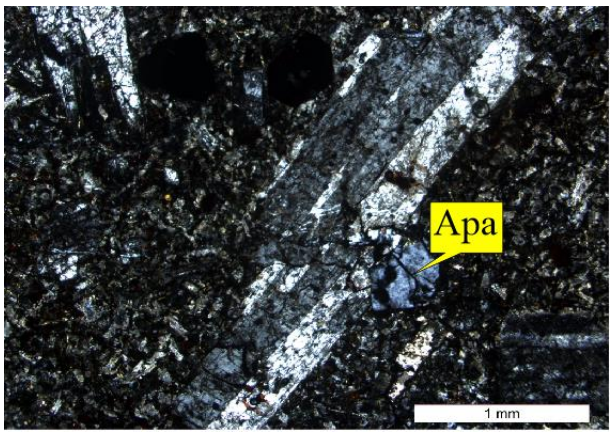
شکل۳-۲۸- تصویری از فنوکریست‌های ایدنگزیتی شده الیوین در سنگ‌های تراکی آندزی-بازالتی موجود در منطقه در نور PPL.



شکل۳-۲۹- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های تراکی آندزی-بازالتی در نور XPL.

ت-کانی‌های فرعی

از کـانی‌هـای فرعی موجود در تراکی آنـدزی- بـازالـت‌ها می‌توان به کانی‌های اپک و آپاتیت اشـــاره کرد. بلورهای آپاتیت در محیط متعادل در مجاورت یک فاز مایع اصولاً به شکل بلورهای کوتاه بوده و از انتها به هرم‌هایی ختم می‌شوند که یال‌های گرد شده و سطوح شکسته دارند (شکل۳-۳۰).



شکل۳-۳۰- تصویری از کانی آپاتیت در سنگ‌های تراکی آندزی-بازالتی موجود در محدوده مورد مطالعه در نور XPL.

۳-۲-۳-۲-کانی‌های ثانویه

از کانی‌های ثانویه موجود در این واحد سنگی می توان به کلسیت اشاره کرد. کلسیت هم به صورت رگه‌ای و هم به صورت پر کننده حفرات موجود در سنگ حضور دارد. وجود این پرشدگی‌ها توسط کانی‌های با ترکیب متفاوت موید وجود فعالیت‌های هیدروترمالی تأخیری است. احتمالاً فعالیت‌های آتشفشانی ثانویه عاملی برای گرم شدن آب‌های سطحی بوده است. همچنین مجاورت کانی‌هایی با شرایط تشکیل متفاوت نظیر کوارتز و کلسیت می‌تواند نشان‌دهنده تغییرات PH و EH این محلول‌ها در طی زمان باشد (صادق‌زاده، ۱۳۷۷).

۳-۲-۴- سنگ‌های تراکی بازالتی

این واحد سنگی در منطقه مورد مطالعه به رنگ خاکستری تیره – سیاه رخنمون دارد. از بافت‌های موجود در این واحد سنگی می‌توان به بافت گلومروپورفیری، میکرولیتی پورفیری، تراکیتی، غربالی اشاره کرد. بافت گلومروپورفیری شامل فنوکریست‌های تجمع یافته است، که در سه مرحله تشکیل می‌شود. در ابتدا طی جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمایی، فنوکریست‌ها از مذاب متبلور می‌شوند. سپس، با تزریق تصادفی مذاب درون ماگمای در حال تبلور در اتاق ماگمایی، مذاب‌های مختلط تولید می‌شوند. کاهش چگالی و گرانروی مذاب احاطه کننده این فنوکریست‌ها، باعث تجمع فنوکریست‌های چگال‌تر به صورت انباشتی در کف آشیانه ماگمایی می‌شود. اتاق ماگمایی مذکور ممکن است از طریق سیستم دایک با آشیانه‌های ماگمایی عمیق‌تر در ارتباط باشد. در مرحله آخر، تزریق ماگمای چگال‌تر با حرکات سریع رو به بالا، سبب آشفتگی مخزن، انتقال و در نتیجه اختلاط مذاب می‌شود (ژو و همکاران، ۲۰۰۶) (شکل ۳-۳۱).

۳-۲-۴-۱-کانی‌های اصلی

الف-پیروکسن

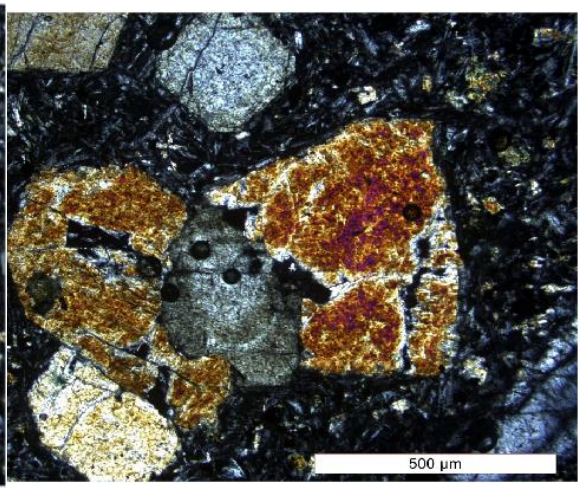
پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های تراکی بازالتی از نوع کلینوپیروکسن‌های اوژیت و تیتان اوژیت هستند. ادخال‌هایی از کانی آپاتیت نیز در پیروکسن‌ها مشاهده می‌شود. فنوکریست‌های پیروکسن خودشکل یا نیمه شکل‌دار و دارای ماکل نواری و ساده هستند (شکل ۳-۳۵ و ۳-۳۶). بافت غربالی و منطقه بندی نیز از دیگر ویژگی‌های مشاهده شده در پیروکسن‌های موجود در تراکی بازالت‌هاست. بافت تراکیتی این سنگ‌ها در شکل (۳-۳۳) به خوبی قابل مشاهده است. همچنین ادخال‌هایی از کانی اپک در آنها نیز دیده می‌شود که بیانگر اولویت تشکیل آنها نسبت به پیروکسن بوده است. گرد شدگی، خلیج خوردگی، بافت غربالی و منطقه‌بندی در برخی از فنوکریست‌های پیروکسن به خوبی قابل مشاهده است (شکل‌های ۳-۳۱، ۳-۳۲، ۳-۳۴). ریز بلورهایی از پیروکسن و الیوین علاوه بر میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند. اگر در محیط، تبلور سریع‌تر از تنظیم ترکیب باشد، در نتیجه آن پلاژیوکلازها دارای ساخت نواری می‌شوند و اگر محیط تبلور به اندازه کافی آرام باشد واکنش کامل ماگما با بلور صورت گرفته و پلاژیوکلازهای فاقد ساختمان منطقه‌ای ایجاد می‌شوند (معین وزیری و احمدی، ۱۳۸۰). به عبارتی دیگر منطقه‌بندی نشان‌دهنده برقرار نبودن تعادل کامل در خلال تبلور است.

ب-الیوین

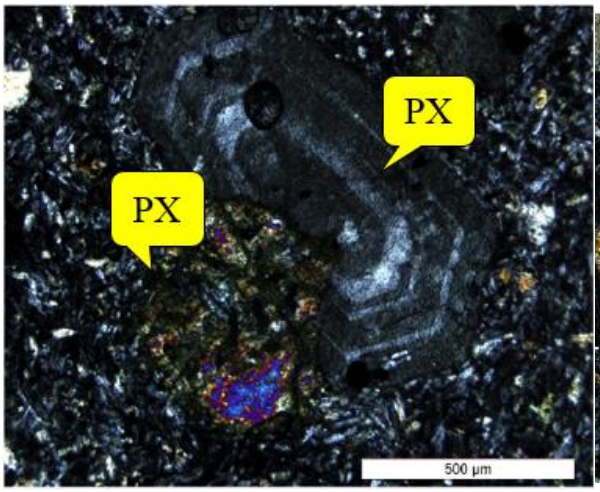
فنوکریست‌های الیوین در حال بولنژیتی‌شدن (کلریتی‌شدن) هستند. به علت زودتر تشکیل شدن نسبت به بلورهای پیروکسن به صورت ادخال در برخی از این بلورها دیده می‌شوند.

پ-پلاژیوکلاز

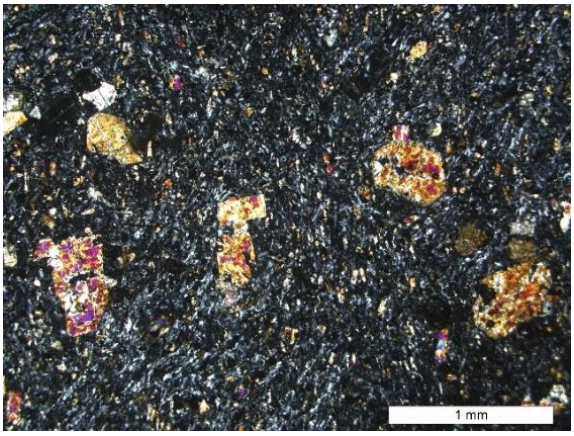
پلاژیوکلازها به عنوان کانی اصلی هم به صورت فنوکریست و هم به صورت میکرولیت بخشی از بافت سنگ را به خود اختصاص می‌دهند.



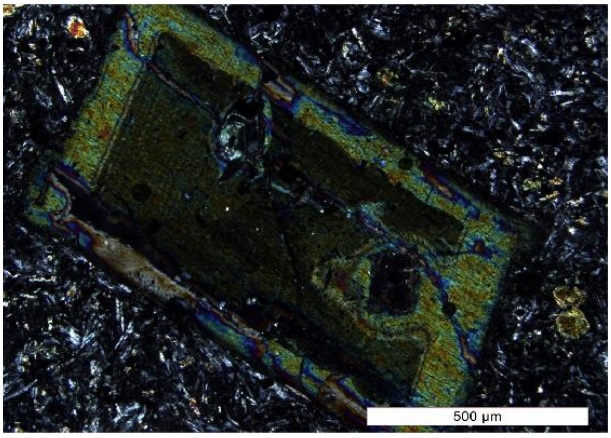
شکل۳-۳۱- تصویری از بافت گلومروپورفیری حاصل تجمع بلورهای پیروکسن در سنگ‌های تراکی بازالتی در نور XPL.



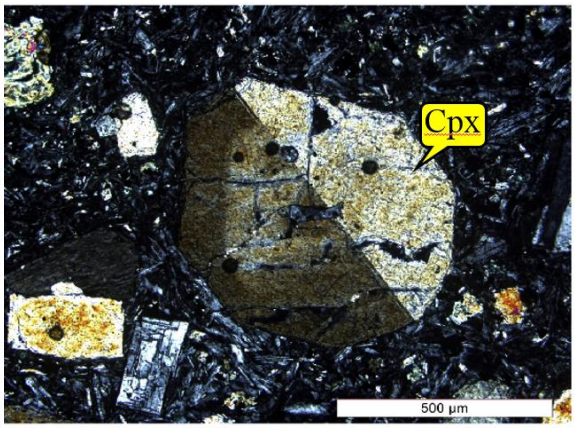
شکل۳-۳۲- تصویری از منطقه بندی فنوکریست پیروکسن در سنگ تراکی بازالتی در نور XPL.



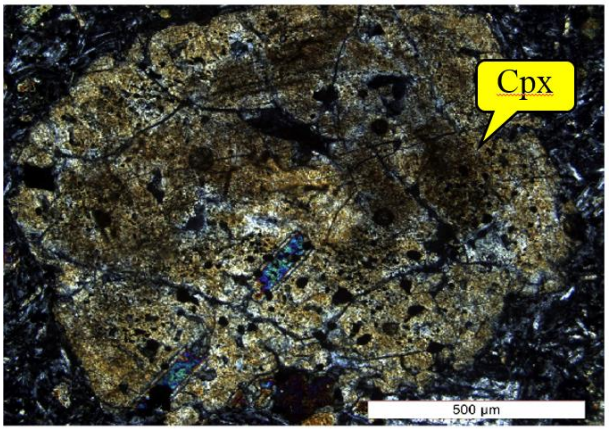
شکل۳-۳۳- تصویری از بافت تراکیتی در سنگ تراکی بازالت در نور XPL.



شکل۳-۳۴- تصویری از منطقه بندی بلور پیروکسن موجود در سنگ‌های تراکی بازالتی در نور XPL.



شکل۳-۳۵- تصویر از ماکل ساده به همراه منطقه بندی بلور پیروکسن در سنگ تراکی بازالتی در نور XPL.



شکل۳-۳۶- تصویری از فنوکریست پیروکسن دارای بافت غربالی به همراه ماکل نواری در نور XPL.

۳-۲-۴-۲-کانی‌های فرعی

آپاتیت از کانی‌های فرعی مشاهده شده در سنگ است.

کانی‌های اپک

این کانی ها در خمیره سنگ و همچنین به صورت ادخال‌هایی در اکثر کانی‌ها دیده می‌شوند. فراوانی این کانی ها زیاد بوده و اکثراً اکسید آهن و مگنتیت هستند. اثر متقابل سرد شدگی، سرعت هسته بندی و رشد کانی های مختلف در مذاب موجب کوچک ماندن کانی‌های اپک هستند. از دیگر کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت اشاره کرد.

۳-۲-۵-کریستال لاپیلی توف

در منطقه مورد مطالعه علاوه بر گدازه‌های آتشفشانی، واحدهای آذرآواری همانند توف‌های قرمز رنگ حضور دارد. این واحد توفی را می‌توان به عنوان کریستال لیتیک توف نیز در نظر گرفت. اجزای تشکیل دهنده آنها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، کانی‌های اپک و ثانویه است. بافت این سری از سنگ‌ها، شیشه‌ای و ریز بلور است. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلسیت اشاره کرد.

۳-۲-۵-۱-کانی‌های اصلی

الف- پیروکسن

پیروکسن‌ها به صورت ریز دانه در زمینه شیشه‌ای سنگ و به صورت فنوکلاست درون قطعات بازالتی قابل مشاهده هستند. عمده پیروکسن‌ها آلتره شده هستند (شکل ۳-۳۷ و ۳-۳۸).

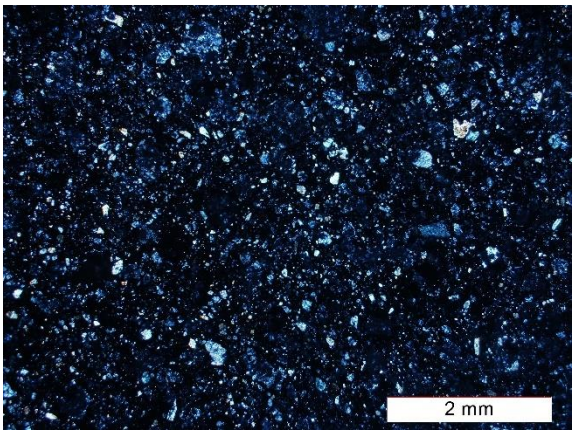
ب-پلاژیوکلاز

فنوکلاست‌های پلاژیوکلاز موجود در این واحد سنگی اغلب شکل دار تا نیمه شکل دار هستند.

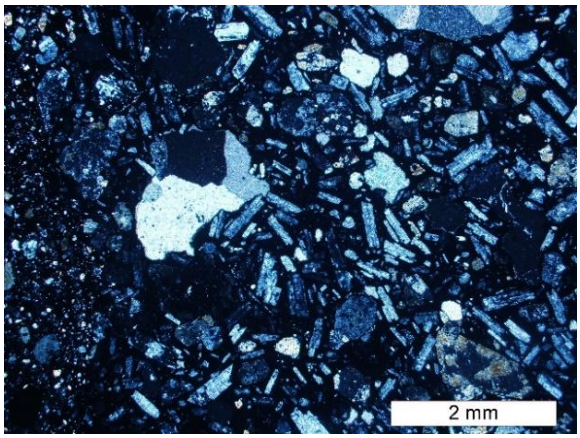
فنوکلاســـت‌هـای پلاژیوکلاز بـه گـدازه‌هـای بـازالتی تعلق داشـــتـه کـه توف‌هـا، آنها را در بر گرفته‌اند (شکل ۳-۳۷).

۳-۲-۵-۲-کانی‌های ثانویه

از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلسیت اشاره کرد (شکل ۳-۳۸).



شکل۳-۳۷- زمینه شیشه‌ای کریستال لیتیک توف.



شکل۳-۳۸- قطعات بازالتی موجود در کریستال لیتیک توف.

فصل چهارم

توزیع اندازه بلور

۴-۱- مقدمه

یکی از مسائل اساسی در پترولوژی سنگ‌های آذرین، فهمیدن سرگذشت انجماد ماگما است. به ویژه برای توضیح دادن این که چه فرایندهای فیزیکی و شیمیایی خصوصیات محصول نهایی انجماد را کنترل می‌کنند. به طور مشخص، تنوع روند پیچیده انجماد ماگما را می‌توان با مطالعه‌کردن درجای سنگ‌های هم ماگما که مشخصات بافتی و شیمیایی مختلف دارند، بررسی کرد. هر چند، بررسی فرایندهای فیزیکی انجماد ماگما با روش‌های معمول ژئوشیمی و مطالعات کیفی پتروگرافی مشکل است، به ویژه برای هسته بندی و رشد بلور، که کاملاً مستقل از ترکیب شیمیایی سیستم هستند. بسته به تاریخچه سردشدگی، ماگماهای با ترکیب مشابه می‌توانند سنگ‌هایی با ظاهر فیزیکی کاملاً متفاوت متبلور کنند. بنابراین اگر ما میخواهیم تفاوت بافتی موجود در ترکیب یک واحد سنگی را به منظور بررسی تاریخچه سردشدگی و فرایندهای انجماد بفهمیم، نیاز است که بافت سنگ‌ها را به طور کمّی بررسی کنیم. بررسی کمّی فرایندهای آذرین، تکمیل کننده مطالعات ژئوشیمیایی و ایزوتوپی است. بیشترین داده‌های CSD، از طریق مقاطع‌نازک، اسلب‌ها (قطعات سنگی) و بیرون زدگی‌ها قابل دستیابی است (موک و همکاران، ۲۰۰۳، ۲۰۰۵؛ هیگینز، ۲۰۰۰، ۲۰۰۲، ۲۰۰۶، ۲۰۱۱؛ هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۳، ۲۰۰۷؛ گولدا، ۲۰۰۶؛ دریسکول و همکاران، ۲۰۰۷؛ هیگینز و چاندراسخارام، ۲۰۰۷؛ هیگینز و جرام، ۲۰۰۷؛ یانگ، ۲۰۱۲؛ واندرزوان، ۲۰۱۳ و ..).

۴-۲- نظریه CSD

راندولف و لارسون (۱۹۷۱) از اولین محققانی بودند که به معرفی کاربرد تکنیک اندازه‌گیری توزیع اندازه بلور در گدازه‌ها پرداختند. این موضوع در سال ۱۹۸۸ بعد از انتشار مقاله‌ای توسط مارش و کاشمن جهش یافت. آنها در تکمیل تئوری توزیع اندازه بلور دریافتند که میزان هسته‌بندی بلورها، روندی عکس اندازه

بلورها دارد، یعنی هر چه میزان هسته‌بندی سریع‌تر باشد بلورهای ایجاد شده اندازه کوچک‌تری خواهند داشت. بعدها این روش توسط کاشمن و فری (۱۹۸۸)؛ آرمینیتی و همکاران (۱۹۹۱)؛ کاشمن (۱۹۹۲)، مارش (۱۹۸۸، ۱۹۹۸)، باینـدمن (۲۰۰۳)، روبرگ و هیگینز (۲۰۰۳، ۲۰۰۷)؛ هیگینز (۱۹۹۶، ۲۰۰۲، ۲۰۰۶، ۲۰۱۱)؛ گولـدا (۲۰۰۶)؛ مورگـان و جرام (۲۰۰۳، ۲۰۰۶)؛ هیگینز و چـاندراسـخارام (۲۰۰۷)؛ دریسکول و همکاران (۲۰۰۷)؛ ونت و هیگینز (۲۰۱۰)؛ بروگر و همر (۲۰۱۰)؛ یانگ، ۲۰۱۲ و وان‌درزوان، ۲۰۱۳ و....) به عنوان یک روش کاملاً علمی توسعه یافت. توضیحات بیشتر در این باره، در فصل اول ذکر شده است.

۴-۳- کاربردهای پترولوژیکی روش CSD

روش توزیع اندازه بلور، به منظور برآورد شـرایط فیزیکی تبلور ماگما، زمان تبلور و سـهم حجمی بلورها، فرایندهای کینتیکی رخ داده در طول تبلور (رشد و هسته بندی)، سرعت سردشدگی ماگما و شناخت مهمترین فرایندها در طول انجماد به ویژه ارزیابی نقش نسبی تفریق، تراکم و درشت شدگی بافتی (بلوغ اسـتوالد)، اختلاط جمعیت‌های بلوری متفاوت در ماگما یا به عبارتی برای بررسـی فرایندهای مرتبط با صـعود، جایگزینی و فوران ماگما اسـتفاده می‌شـود (هیگینز، ۲۰۰۶؛ هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۳، ۲۰۰۷؛ دریسـکول و همکـاران، ۲۰۰۷؛ هلدن[1] و همکاران، ۲۰۰۸؛ بروگر و همر، ۲۰۱۰؛ هیگینز و ونت[2]، ۲۰۱۰، یانگ، ۲۰۱۲ و ....). نرخ رشـد و هسـته‌بندی بلور، تجمع بلور و تفریق، درشت شدگی، اختلاط ماگمایی و ماگماهای چندمنشـایی، فرایندهای پترولوژیکی نامیده می‌شـوند. از میان موارد کاربردی یاد شـده برای CSD، اختلاط ماگمایی و ماگماهای منشأهای مختلف، همچنین تجمع بلور و تفریق، باعث تغییر

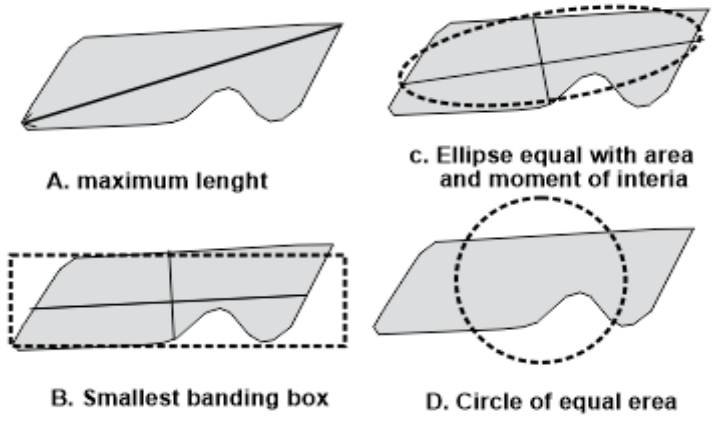
1.Holden
2.Vinet

خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌ها می‌شوند. درشت‌شدگی، تغییرات هسته‌بندی و رشد بلورها، نیز تنها با مطالعات بافتی سنگ‌ها قابل تشخیص هستند (هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷).

۴-۴- روش تحقیق

توزیع اندازه بلور، مطالعه بافت‌های آذرین به روش کمّی است که متداول‌ترین پارامتر قابل اندازه گیری آن، اندازه دانه‌هاست. اندازه یک بلور یا دانه، اندازه فضای اشغال شده توسط بلور است. اندازه، یک ویژگی سه بعدی است که می‌تواند مطابق با کاربرد این پارامتر به چندین روش مختلف تعریف شود. اگر شکل یک بلور در طول رشد یا انحلال تغییر کند، اندازه گیری حجمی بلور، می‌تواند روشی مفید باشد. اندازه، بر اساس حجم ساده است، زیرا هر دانه حجم واحدی دارد. برای رشد یا انحلال بلورهایی که شکل آنها تقریباً نامتغیر و ثابت است، اندازه‌گیری خطی اندازه، معمولاً مناسب است. از این رو، تغییرات در اندازه بلور را می‌توان با واژه رشد خطی به میلی‌متر بر ثانیه بیان کرد. در اکثر کاربردهای زمین‌شناسی، اندازه‌گیری خطی حائز اهمیت‌تر است. اندازه خطی دانه، تعاریف خیلی متفاوتی دارد (شکل ۴-۱). تعاریف B ، C ذکر شده در شکل (۴-۱) معمولاً کاربردی‌تر هستند (هیگینز، ۲۰۰۶). دیگر پارامتر تک بعدی، تراکم جمعیت بلور یا دانه است. تراکم جمعیت، مقدار کمّی تعداد بلورهای یک کانی در هر واحد حجم، درون یک سری فواصل اندازه (بازه) تعریف شده است. هر دوی این پارامترها، زیر مجموعه‌ای از یک پارامتر با عنوان توزیع اندازه بلور هستند. این روش، روزنه‌ای ارزشمند به فرایندهای ماگمایی حاکم بر آشیانه ماگمایی می‌گشاید، زیرا تراکم توزیع و اندازه بلورها، بازتابی از تاریخچه تبلور ماگماست و اصلی ساده و منحصر به فرد،که اصل تبلور نامیده می‌شود را بنا می‌سازد (مارش، ۱۹۸۸). این روش بر اساس اندازه‌گیری آماری سطح مقطع بلورهای منفرد در سطح برش سنگ، در مقیاس ماکروسکوپی یا میکروسکوپی مبتنی است. از ویژگی‌های بافتی که معمولاً می‌توانند به طور کمّی و کیفی تعیین شوند می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: ۱-اندازه دانه،

بلور و حباب‌ها ۲-پیچیدگی شکل و مرز دانه‌ها و بلورها ۳- موقعیت و ارتباط بلورها ۴- جهت گیری دانه و اشکال بلور و شبکه‌های بلوری ۵- ارتباط بین فازهای مختلف (هیگینز، ۲۰۰۶).



شکل۴-۱- روش‌های مختلف برای نشان دادن مفهوم اندازه بلور. A) بیشترین فاصله میان دو نقطه در سطح بلور. B) طول کوچکترین متوازی الاضلاعی که می‌تواند بلور را در برگیرد. C) طول محور اصلی بهترین بیضی منطبق با بلور. این بیضی دارای حجم و ممان اینرسی مشابهی همانند بلور است. D) قطر یک کره با حجمی معادل حجم بلور (هیگینز، ۲۰۰۰؛ ۲۰۰۶).

در سال‌های اخیر تعیین کمیّت بافت سنگ مترادف با ریز ساخت است، زیرا فرایندهای پترولوژیکی نظیر هسته‌بندی، رشد و درشت‌شدگی، ترکیب شیمیایی سنگ را تغییر نمی‌دهند (مارش، ۱۹۸۸؛ هیگینز، ۲۰۰۶). داده‌های توزیع اندازه بلور بر روی یک نمودار Ln(n) (تراکم جمعیت[1]) در مقابل اندازه (L برابر با بزرگترین بعد بلور) رسم می‌شوند. واحد اندازه گیری برای بلورها mm و برای تراکم جمعیت بلور mm^{-4} است (کاشمن، ۱۹۸۸، ۱۹۹۸، بایندمن، ۲۰۰۳؛ مارش، ۱۹۸۸، هیگینز، ۲۰۰۶؛ گولدا، ۲۰۰۶؛ هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۳، ۲۰۰۷؛ هیگینز و چاندراسخارام[2]، ۲۰۰۷؛ هلدن و همکاران، ۲۰۰۸؛ هیگینز و میلر، ۲۰۰۹؛ بروگر و همر، ۲۰۱۰؛ هیگینز و ونت، ۲۰۱۰، یانگ، ۲۰۱۲). در این روش از CSDهایی با بر

1.Population density
2. Chandrasekharam

آورد حداقل خطا یا به زبان آماری، عدم قطعیت، استفاده می‌شود (هیگینز، ۱۹۹۶). ساده ترین روش برای اندازه‌گیری بلورها، اندازه‌گیری طول و عرض بلورها با استفاه از مقیاس میکروسکوپ است. روش پیچیده‌تر، تصویربرداری‌کردن از کل یا بخشی از یک مقطع نازک است که به سه روش قابل اندازه‌گیری است ۱- اندازه گیری طول و عرض بلورها با استفاده از خط‌کش به صورت دستی یا با استفاده از نرم‌افزار ۲- حاشیه بلورها را می توان روی پوششی شفاف مشخص کرد، سپس از آن تصویر اسکن شده تهیه کرده و با استفاده از نرم‌افزارهای تحلیل‌گر تصویر، هر کدام از بلورها اندازه گیری شوند ۳- می‌توان با استفاده از نرم‌افزار هایی چون (Corel drow، Adobe photoshop) و غیره، تصویرهای گرفته شده را فراخوان کرده، حاشیه بلورها را مشخص و سپس بلورهای به هم چسبیده را از یکدیگر جدا کنیم. و در مرحله بعد، برای به دست آوردن اندازه بلورها از نرم‌افزارهای تحلیل‌گر تصویر همانند نرم‌افزار Image j استفاده کرد. تصاویر بلورهای بسیار کوچک را می‌توان با استفاده از نور انعکاسی یا با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی[1]، همچنین با استفاده از تصاویر backscattered electeon یا مایکروپروپ نشان داد (هیگینز، ۲۰۰۲، ۲۰۰۶). در این پژوهش، از روش سوم برای تعیین حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن (به کارگیری نرم‌افزار) استفاده شد. برای انجام تحلیل کمّی توزیع اندازه بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن، از بین نمونه سنگ‌های جمع آوری شده تعداد ۸ نمونه سنگ برای حاشیه‌یابی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن به موجب بررسی کمّی انتخاب شد. سعی بر آن شد نمونه‌های انتخابی، دارای درشت بلورهایی سالم از پلاژیوکلاز و پیروکسن باشند. مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها (بر حسب UTM)، به همراه نام سنگ‌ها در جدول (۴-۱) ارائه شده‌است. در مرحله بعد، از نمونه سنگ‌های برداشت شده، مقاطع نازک میکروسکوپی در سه جهت تهیه شد. از مقاطع نازک تهیه شده توسط میکروسکوپ پتروگرافی، تصویربرداری شد. برای این منظور، عدسی ۲/۵ میکروسکوپ انتخاب شد. پس از آن با استفاده از نرم‌افزار

1. Scanning electron microscope

Adobe photoshope عکس‌های گرفته شـده از مقاطع، به صورت موزائیک در کنار یکدیگر قرار گرفتند تا تصویری از کل مقطع فراهم شد (شکل۴-۲).

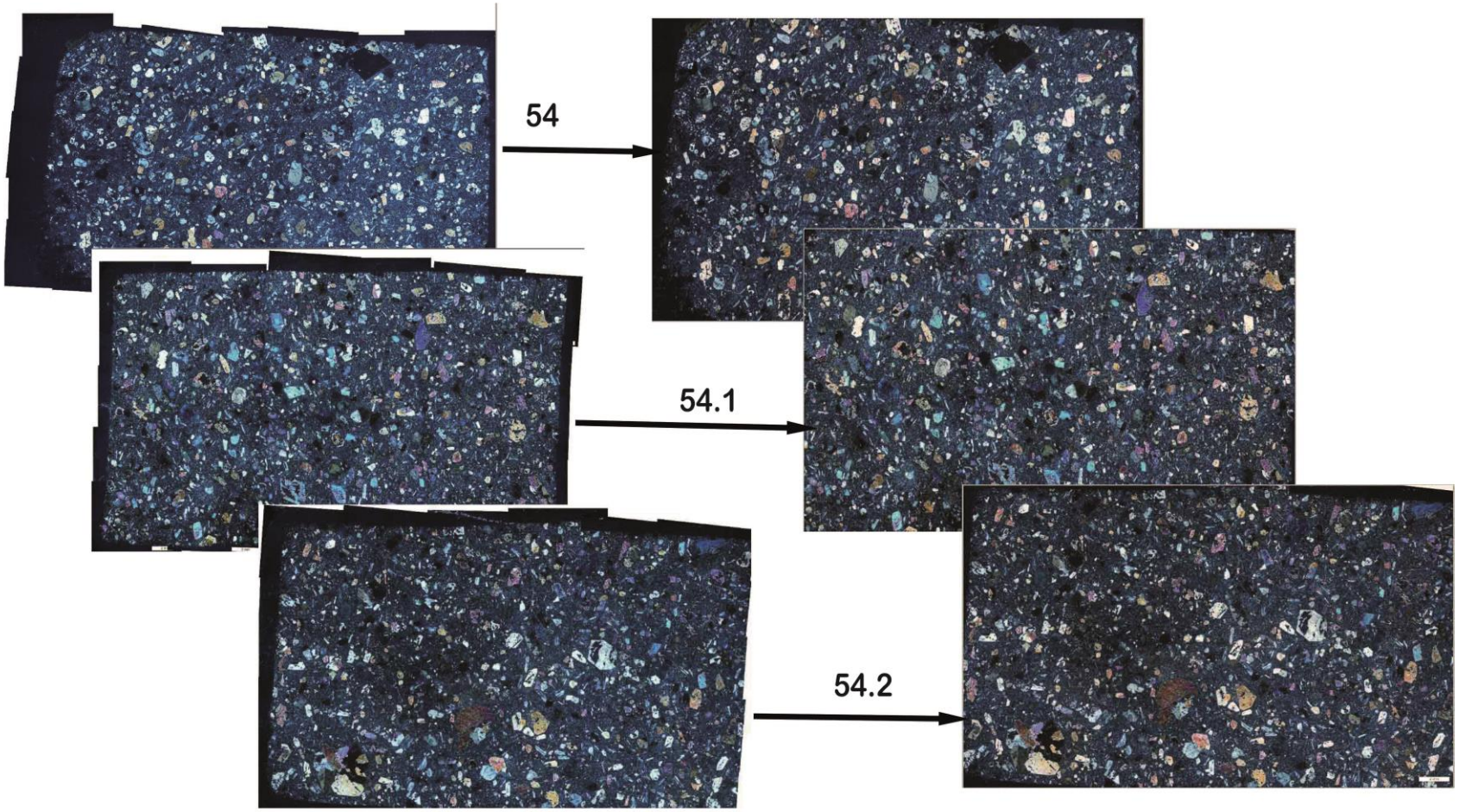
جدول ۴-۱- مشخصات نمونه‌های سنگی و مختصات جغرافیایی محل برداشت آنها بر اساس UTM.

شماره نمونه	موقعیت جغرافیایی		نام سنگ شناسی	محل نمونه گیری	سن نمونه
	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی			
۱۰ AB	۴۴۴۴۴۷,۲۸	۴۰۳۰۵۶۴,۶۸	الیوین بازالت	عباس‌آباد	ائوسن
۲۶AB	۴۷۸۹۹۱,۸۶	۴۰۳۰۲۴۱,۷۶	الیوین بازالت	کاهک	
۲۸ AB	۴۷۹۰۲۱,۶۲	۴۰۳۰۱۸۹,۹۲	الیوین بازالت	کاهک	
۴۱AB	۴۰۴۰۵۰,۵۳	۴۰۳۰۱۴۱,۸۰	الیوین بازالت	کاهک	
۴۳AB	۴۰۴۳۸۰,۷۹	۴۰۳۰۱۳۸,۱۵	الیوین بازالت	میاندشت	
۴۶AB	۴۰۴۴۱۴,۰۷	۴۰۲۷۴۰۵,۰۰	الیون بازالت	میاندشت	
۴۹AB	۴۳۳۴۴۱,۶۸	۴۰۲۷۴۰۵,۰۰	تراکی آندزیت	عباس آباد	
۵۴AB	۴۳۴۵۸۲,۲۱	۴۰۲۶۲۱۴,۹۰	تراکی بازالت	عباس آباد	

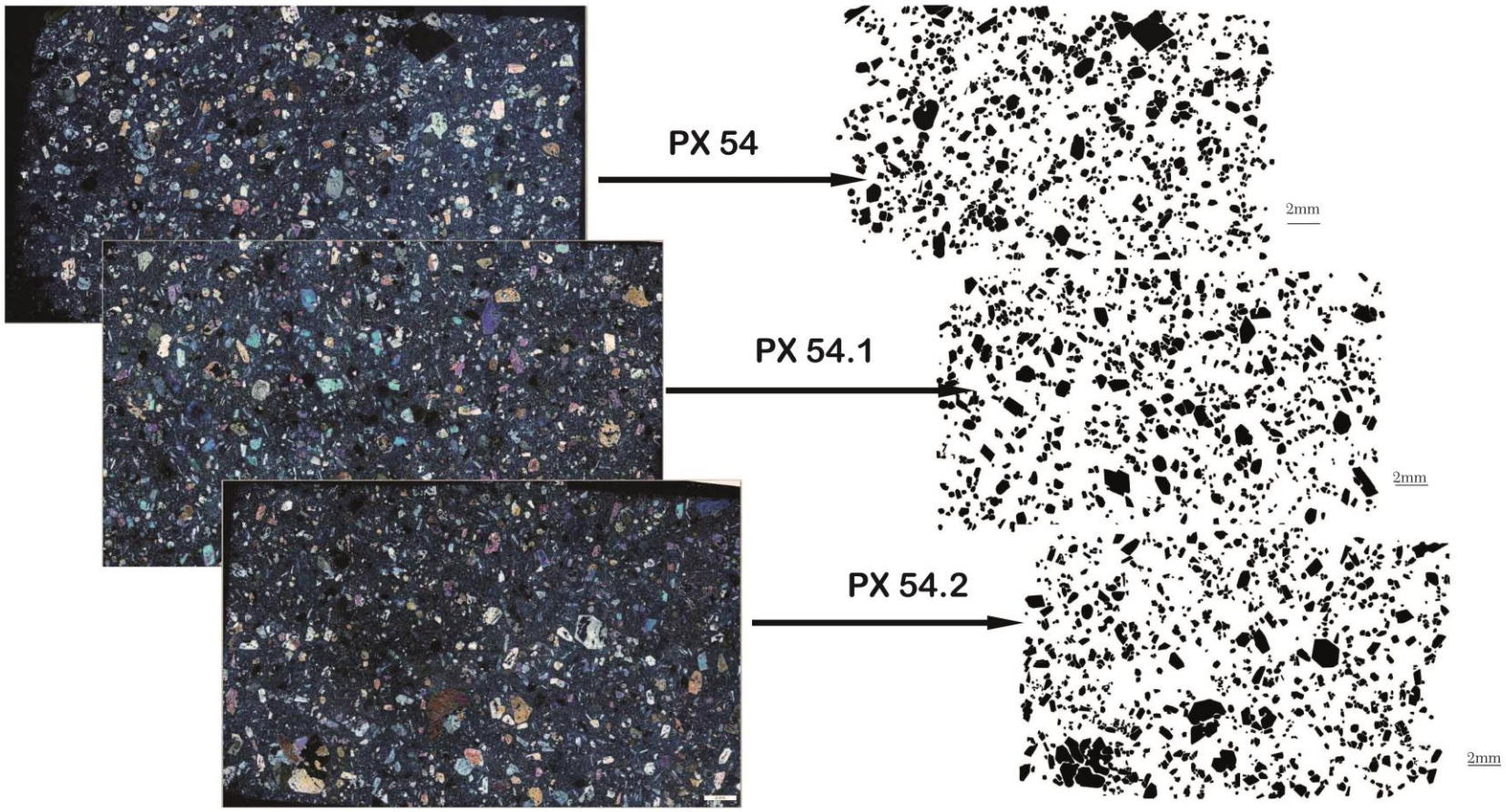
سـپس حاشیه‌های بلور مورد نظر که در این جا پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند، با روش دستی، در نرم‌افزار Illustrator به صـورت باینری (تصـاویر سـیاه و سفید) مشخص و بلورهای به هم چسبیده از یکدیگر جدا شـدند (شکل ۴-۳، ۴-۴). چگونگی ترسیم حاشیه بلور به همراه نمایش بافت اصلی و تصویر رسم شده به صورت دیجیتالی در شکل‌های (۴-۵) نمایش داده شده است. لازم به ذکر است، نوع نرم‌افزار مورد استفاده بـه خود فرد بســـتگی دارد و بـا هر نرم‌افزار دیگری غیر از illustrator از قبیـل Adobe Photoshop، CorelDraw و غیره نیز قـابـل اجراســـت. پس از اتمـام کـار، عکس‌ها را با فرمت tif ذخیره کرده و برای پردازش تصـاویر از نرم‌افزارهای تخصـصـی تحلیل‌گر تصاویر همانند image j و CSDcorrection استفاده می‌شود. پارامترهایی چون مساحت، محیط، محور بزرگ، محورکوچک، طول، عرض و... بلورهای متقاطع با کمک نرم افزار image j محاسـبه و برآورد عینی از شکل واقعی بلور ارائه می‌دهند. با استفاده از داده‌های به دست آمده از نرم‌افزار image j برای تبدیل داده‌های حاصل از دو بعد مقاطع نازک به مقادیر واقعی سه بعدی، از نرم افزار تخصصی CSDcorrection استفاده می‌شود. بهترین بیضی منطبق با بلور به عنوان مدل

انتخابی در نظر گرفته می‌شود. عدد گردشدگی برای بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن از بین اعداد صفر یا یک تعیین و فرض می‌شود نمونه مورد نظر هیچ گونه فابریکی نداشته باشد. سپس، رگرسیون حجم، تقاطع و شیب از طریق نرم‌افزار CSDcorrection محاسبه می‌شود (هیگینز، ۲۰۰۲، ۲۰۰۶؛ هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷؛ بروگر و همر، ۲۰۱۰). در نرم‌افزار CSD، بهترین خطی که از داده‌ها عبور می‌کند[1]، نشان می‌دهد داده‌ها با در نظر گرفتن خطا در هر نقطه تا چه حد با یک خط مستقیم تطابق دارند که با علامت اختصاری (Q) مشخص می‌شود (هیگینز، ۲۰۰۶). مقادیر Q بزرگتر از ۰/۱ نشان‌دهنده تطابق قابل توجه ولی مقادیر بزرگتر از ۰/۰۱ نیز قابل قبول هستند. همچنین بازه‌هایی با کمتر از ۵ بلور از داده‌های لیست شده از CSD حذف می‌شوند زیرا آنها دقت لازم را ندارند (هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷). حد پائین CSD، کوچکترین بلوری است که می‌تواند اندازه‌گیری شود و به معنای کوچکترین بلور موجود در سنگ نیست. اندازه بلورها باید بزرگ‌تر از ضخامت استاندارد یک مقطع نازک باشند. به عبارت دیگر اندازه بلورها باید بیشتر از ۰/۰۳ میلی‌متر باشد. اگر بلورها کوچک‌تر از این حد باشند، اندازه گیری نمی‌شوند (هیگینز، ۲۰۰۶؛ هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷). حد بالای اندازه در روش CSD، تعداد دانه‌های بزرگی است که در بزرگترین بازه اندازه موجود هستند. داده‌های توزیع اندازه بلور روی یک نمودار ($Ln(n)(mm^{-4})$) (تراکم جمعیت) در مقابل اندازه ($L(mm)$) برابر با بزرگترین بعد، رسم می‌شوند. در این پژوهش سعی شده است، اندازه‌گیری‌های دو بعدی از مقاطع انجام و سپس با استفاده از مدلسازی عددی، شکل سه بعدی بلورها برآورد و در پایان با بهره گیری از نرم‌افزار CSDcorrection، زمان رشد و هسته‌بندی بلورها تعیین شود.

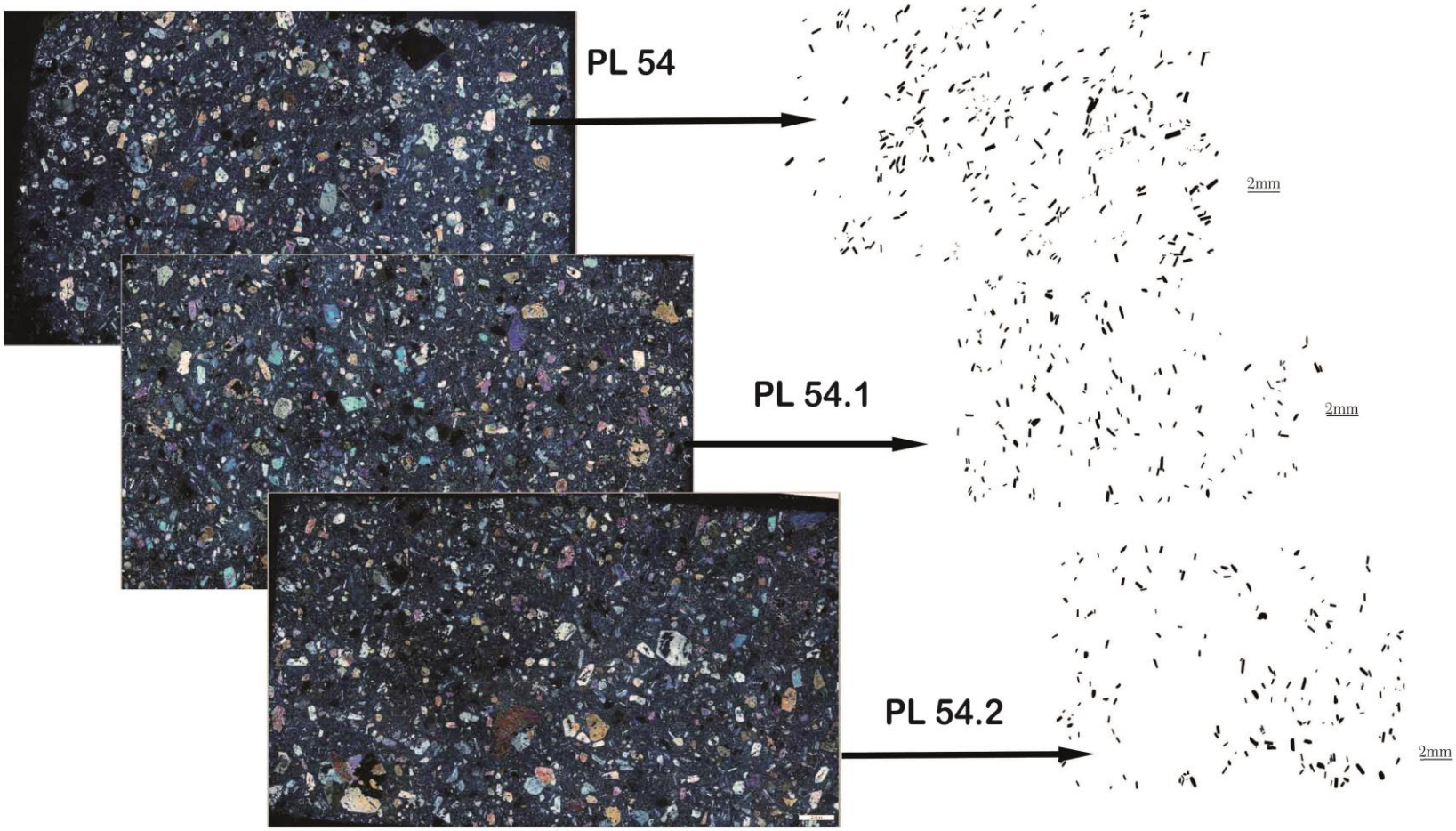
1. Goodness of fit



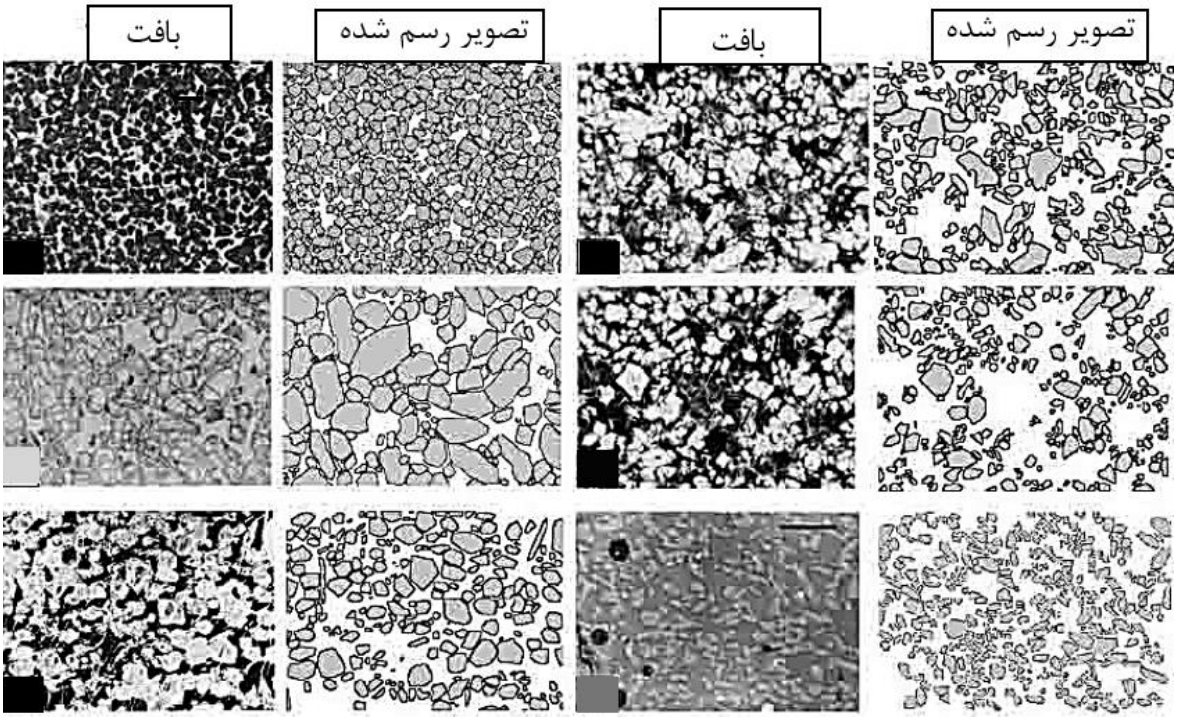
شکل ۴-۲- تصویری از موزائیک‌کردن عکس‌های گرفته شده از مقاطع میکروسکوپی تهیه شده، توسط نرم‌افزار Adobe Photoshop .
(طول تصویر برای هر سه مقطع برابر با ۳۵ میلی‌متر است).



شکل۴-۳- تصویری از حاشیه‌یابی بلورهای پیروکسن با استفاده از نرم‌افزار Illustrator و تهیه تصویر باینری (سیاه و سفید) جهت فراخوانی آن در نرم‌افزار Image j برای پردازش تصویر. (طول تصویر برای هر سه مقطع برابر با ۳۵ میلی‌متر است).



شکل۴-۴- تصویری از حاشیه‌یابی بلورهای پلاژیوکلاز با استفاده از نرم‌افزار Illustrator و تهیه تصویر باینری (سیاه و سفید) جهت فراخوانی آن در نرم‌افزار Image j برای پردازش تصویر (طول تصویر برای هر سه مقطع برابر با ۳۵ میلی‌متر است).

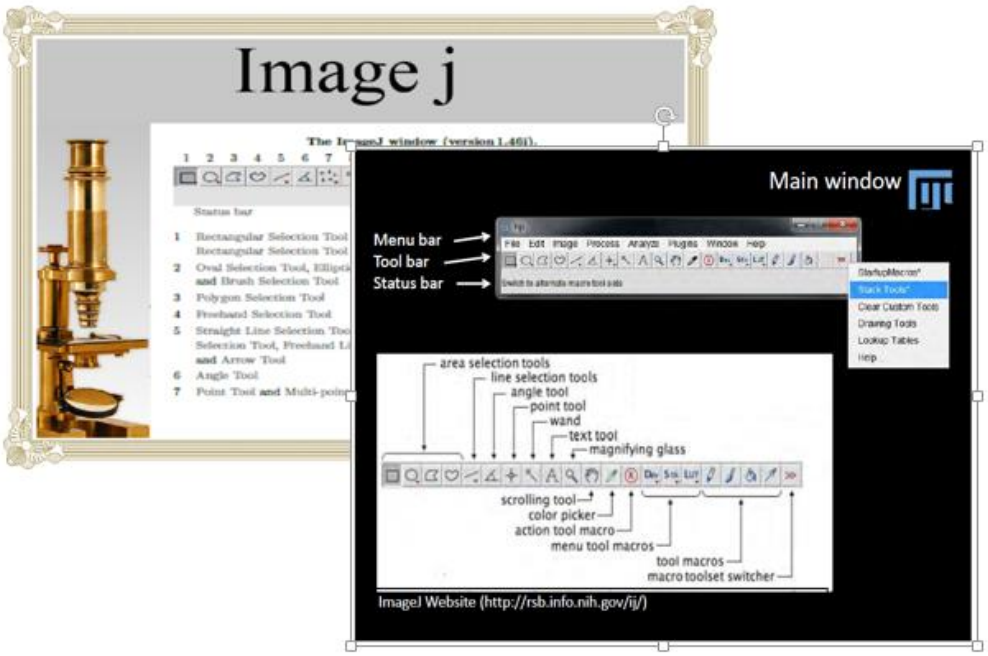


شکل۴-۵- تصویری از چگونگی ترسیم حاشیه بلور، نمایش بافت اصلی و اصلاح‌شده به صورت دیجیتالی (تصویر برگرفته شده از جرام و همکاران، ۲۰۰۳).

۴-۵- معرفی نرم‌افزارهای تخصصی image j و CSDcorrection

نرم افزار image j، یک برنامه پردازش‌گر و تحلیل‌گر تصاویر است. با استفاده از این نرم افزار امکان سه بعدی سازی بلورها فراهم می‌شود. این نرم افزار، قادر به نمایش، ویرایش، تحلیل، پردازش، ذخیره و پرینت‌گرفتن از تصاویر ۸-۱۶-۳۲ بیتی است. این نرم‌افزار می‌تواند تصاویر زیادی را با فرمت‌های مختلف TIFF, GIF, JPEG, BMP, DICOM, FIT بخواند. مقادیر پیکسل‌ها و مساحت محدوده تعیین شده را به صورت آماری محاسبه کند. همچنین می‌تواند فواصل و زوایا را اندازه بگیرد. تنظیمات فاصله برای محاسبه کردن اندازه‌گیری‌های واقعی ابعاد در واحدهایی چون میلی‌متر با استفاده از این نرم‌افزار امکان پذیر است. تصاویر می‌توانند تا ۳۲ برابر زوم شوند. در این برنامه پارامترهایی چون طول، عرض، محیط، مساحت کل، مساحت جزء، محور کوچک، محور بلند، موقعیت مرکز بلور، زاویه و ....) تعیین

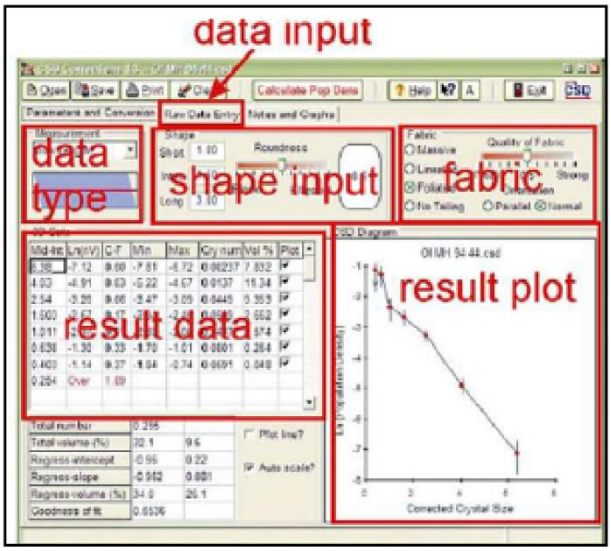
می‌شـــود. مســـاحت بلورهای متقاطع، همزمان با اندازه‌گیری طول و عرض بلورها اندازه گیری می‌شـــوند. مســـاحت کل بلور، از طریق اندازه‌گیری طول و عرض مقطع نازک با اســـتفاده از نرم‌افزار image j قابل محاسبه است. داده‌های حاصل از دو بعد مقطع نازک را که از طریق نرم‌افزار Image j به دست آمده است، می‌توان با استفاده از نرم‌افزار CSDcorrection به مقادیر سه بعدی واقعی تبدیل کرد (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۶- تصویری از نرم‌افزار Image j به همراه معرفی ابزارهای آن.

در نرم‌افزار CSDcorrection، بخش‌هایی برای تعیین شکل انتخابی[1]، تنظیم گردشدگی[2]، تعیین فابریک[3]، نتایج تخمین‌هایی از فابریک نمونه، گردشدگی دانه و در نظر گرفتن مدل‌های فرضی برای بلور نیاز دارد. فاکتور گردشدگی، از صفر برای مدل متوازی الاضلاع به یک برای مدل بیضی سه محوری تغییر می‌کند. فرض می‌شود که شکل همه بلورهای موجود دریک نمونه یکسان است وهیچ فابریکی ندارند (شکل ۴-۷).

1. Data input
2. Shape input
3. Fabric



شکل ۴-۷- تصویری از نرم‌افزارCSDcorrection به همراه معرفی هر کدام از بخش‌های تشکیل دهنده آن (تصویر برگرفته از جرام و همکاران، ۲۰۰۹).

۴-۶- تعیین مدت زمان رشد و هسته بندی

مهمترین پارامتری که ایجاد بافت‌های آذرین را کنترل می‌کند، زمان است (زیگ و مارش، ۲۰۰۱). از طریق اندازه‌گیری اندازه بلور، می‌توان سرعت و مدت زمان رشد بلور را تخمین زد. اگر هسته‌بندی بلورها نسبت به زمان متفاوت باشد، بازه متنوعی از اندازه بلورها را در سنگ شاهد خواهیم بود. اگر نمودار تراکم جمعیت بلورها را در برابر اندازه بلورها بر حسب میلی‌متر رسم کنیم، ازطریق شیب این خط منفی، سرعت رشد بلورها را می‌توان محاسبه کرد. محل تلاقی این نمودار با محور تراکم جمعیت (محور عمودی)، تراکم هسته بندی را به دست خواهد داد. خطی که این دو شاخص را به یکدیگر متصل می‌سازد، توزیع اندازه بلور نامیده می‌شود (رحیم‌زاده، ۱۳۸۸). این پارامتر از رابطه زیر قابل محاسبه است.

$$n = n_0 \exp(-L/Gt)$$ فرمول (۴-۱)

که در آن n تراکم جمعیت، L انداه بلور، G نرخ رشد و t مدت زمان اقامت ماگما در محفظه ماگمایی است. بروگر و همر (۲۰۱۰)، معتقدند که محاسبه زمان اقامت ماگما، به ارزیابی‌های دقیق از نرخ رشد بلور

احتیاج دارد. اگر فرض شود که بلورهای پلاژیوکلاز، حاصل سردشدگی آرام در یک محفظه ماگمایی باشند، صرف نظر از ترکیب ماگما، نرخ‌های رشد آرامتر در طیفی از $۱۰^{-۸}$ تا $۱۰^{-۱۰}$ میلی‌متر بر ثانیه استفاده می‌شوند. اگربلورها احتمالاً از کاهش سریع فشار و محلول‌های آبی حاصل شوند، نرخ رشد این بلورها بین $۱۰^{-۶}$ تا $۱۰^{-۸}$ میلی‌متر بر ثانیه ارزیابی می‌شود. معمولترین نرخ (سرعت) رشد محاسبه شده برای بلورهای پلاژیوکلاز در یک ماگمای آندزیتی در حال صعود، برابر با $۱۰^{-۷}$ میلی‌متر بر ثانیه است. لنتز و مک‌کوئین (۲۰۰۰) و ساماکین و همکاران (۲۰۰۱)، برای بلورهای پیروکسن نرخ رشدی برابر با $۱۰^{-۵}$ میلی‌متر بر ثانیه در نظر گرفته‌اند. بروگر و همر (۲۰۱۰)، معتقدند که میانگین سرعت رشد بلور در سری‌های کاهش فشار سریع تقریباً پنج برابر بیشتر از سرعت رشد بلور در سری‌های کاهش فشار آرام است. زیرا سرعت رشد بلور به سرعت کاهش فشار بستگی دارد. کاشمن (۱۹۹۰، ۱۹۹۳)، هیگینز (۲۰۰۶) و هیگینز و چاندراسخارام (۲۰۰۷)، برای بلورهای پلاژیوکلاز با زمان سردشدگی ۳ سال، نرخ رشدی برابر با $۱۰^{-۹}$ میلی متر بر ثانیه و برای زمان سردشدگی ۳۰۰ سال نیز نرخ رشدی برابر با $۱۰^{-۱۰}$ میلی متر بر ثانیه برآورد کرده‌اند. این نتیجه گیری سبب شد که پژوهشگران بیشماری، نرخ رشد ثابتی را برای محاسبه مقیاس زمانی ماگما، شبیه زمان‌های اقامت ماگما یا بلور در محفظه ماگمایی، زمان‌های رخداد اختلاط ماگمایی و نرخ‌های سردشدن جریان‌های گدازه یا نفوذی‌های سطحی به کار برند. این ساده کردن فرض‌ها اجازه می‌دهد که سرعت هسته بندی، مدت زمان اقامت ماگما در محفظه ماگمایی به طور مستقیم از تقاطع با محور عرض‌ها (Y) و شیب، به ترتیب، از یک نمودار Ln(n) در مقابل اندازه بلور L استخراج شود (بروگر و همر، ۲۰۱۰). مارش (۱۹۸۸)، در رابطه با نرخ هسته بندی بر این اعتقاد هستند که هر چه نرخ (سرعت) هسته‌بندی کوچکتر باشد، زمان تبلور طولاتی‌تر است. برای نرخ هسته بندی معادل با $J = ۱۰^{-۳}$-$۱۰^{-۶}$ cms^{-1} ، زمانی در حدود تقریباً ۱۰ سال نیاز است. نرخ هسته‌بندی از رابطه (۴-۲) قابل محاسبه است (کاشمن و مارش، ۱۹۸۸؛ هیگینز، ۲۰۰۶؛ دریسکول، ۲۰۰۷).

$J = n_0 G$ فرمول (۴-۲)

که در آن G برابر با نرخ رشد بلور و n_0 تراکم هسته‌بندی بلورها در نقطه‌ای است که L به صفر میل می‌کند.

برای محاسبه شیب از فرمول (۴-۳) استفاده می‌شود.

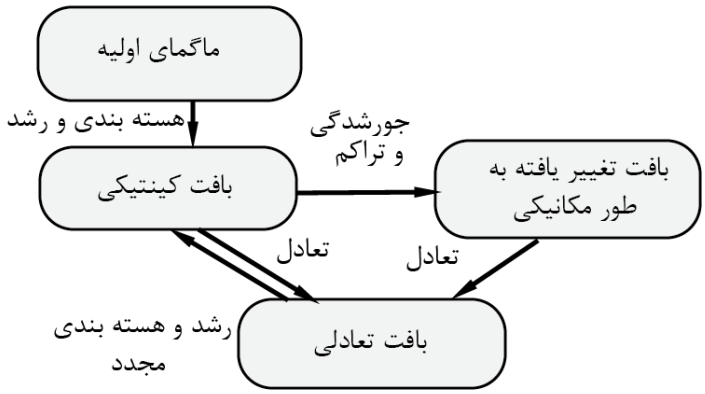
$Slope= -1/GT$ فرمول (۴-۳)

در این پژوهش، برای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در نمونه سنگ‌های بازالتی و آندزیتی منطقه عباس‌آباد، نرخ رشدی برابر با 10^{-10} mms^{-1} و برای بلورهای پیروکسن نرخ رشدی برابر با 10^{-5} mms^{-1} در نظر گرفته شده است.

۴-۷- فرایندهای فیزیکی کنترل کننده بافت سنگ‌ها

آرایش هندسی دانه‌ها، بلورها، حباب‌ها و شیشه در یک سنگ، در هر دو مواد سخت و سست، بافت نامیده می‌شود. سرعت سردشدگی، ترکیب مایع، ته‌نشینی یا شناوری بلورها و سرعت هسته‌بندی و رشد بلورها از جمله مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار در ایجاد تنوع‌های بافتی در سنگ‌های آتشفشانی هستند. سردشدگی آرام، بافت‌های درشت بلور ایجاد می‌کند. زیرا زمان کافی برای رشد بلور وجود دارد، در حالی که سنگ‌های دانه‌ریز زمانی شکل می‌گیرند که سردشدگی سریع، فرصت کمی را برای رشد بلور فراهم می‌کند (بست، ۲۰۰۳). بافت سنگ‌های آذرین توسط درجه و سرعت سردشدگی، محتوی سیال، نرخ رشد و هسته‌بندی کنترل می‌شوند. یانگ (۲۰۱۲)، موک و همکاران (۲۰۰۵)، هیگینز، ۲۰۰۶ و دریسکول و همکاران (۲۰۰۷)، معتقدند که بافت‌ها اطلاعات اساسی از تاریخچه تبلور سنگ‌های آذرین و سرگذشت تحولات واقع شده در سنگ را بر روی خود ثبت می‌کنند. از این رو معمولاً برای مطالعه کمّی بافت، تهیه مقاطعی از جهت‌های مختلف سنگ و بررسی پارامترهای بافت در سه بعد (توزیع اندازه، شکل و توزیع

مکانی بلورها) لازم است. در بیشتر سنگ‌های آذرین، بافت نهایی حاصل ترکیبی از فرایندهای تعادلی و کینتیکی هستند (هیگینز، ۲۰۰۶). در سال‌های اخیر اندازه‌گیری کمّی بافت‌ها به عنوان یکی از ابزارهای تعیین خاستگاه سنگ‌ها، اهمیت فراوانی یافته است، زیرا فرایندهای سنگ‌شناسی مهمی از جمله هسته‌بندی، رشد بلورها و درشت‌شدگی بافتی وجود دارند که با استفاده از بررسی‌های شیمیایی و ایزوتوپی قابل شناسایی و بررسی نیستند و ترکیب شیمیایی کلی سنگ را در (سیستم‌های بسته) تغییر نمی‌دهند (هیگینز و روبرگ،۲۰۰۷). فرایندهای فیزیکی کنترل کننده بافت سنگ‌ها را می‌توان به سه دسته اصلی فرایندهای کینتیکی، مکانیکی و تعادلی تقسیم کرد (شکل ۴-۸).



شکل۴-۸- تشکیل بافت‌های آذرین- نقش فرایندهای کینتیکی، مکانیکی و تعادلی در ایجاد آنها (برگرفته از هیگینز، ۲۰۰۶).

فرایندهای کینتیکی شامل، هسته‌بندی و رشد بلورها هستند. فرایندهای مکانیکی شامل ته نشست ثقلی، جورشدگی، پالایش فشارشی یا تراکم، اختلاط ماگمایی، جریان‌های همرفتی و افت فشار و فرایندهای تعادلی شامل درشت‌شدگی بافتی هستند. در روند تحولات ماگمایی، هر کدام از این فرایندها به تنهایی یا همراه با فرایندهای دیگر باعث به وجود آمدن بافت خاصی می‌شوند (هیگینز، ۲۰۰۶). عوامل کینتیکی و تعادلی در سنگ‌های دگرگونی نیز حائز اهمیت هستند، اما در سنگ‌های آذرین نقش اساسی‌تری را ایفا

می‌کنند. هیگینز (۲۰۰۶)، معتقد است که در طول تبلور، نرخ هسته‌بندی تابع زمان j(t) و نرخ رشد تابعی از زمان و اندازه بلور G(t,L) است یا به عبارتی، سرعت رشد بلور با مدت زمان اقامت ماگما در محفظه ماگمایی نسبت مستقیم دارد. مطالعه بافت سنگ‌ها، بر مبنای سه اصل: تبلور، اندازه و شکل بلورها استوار است. در ادامه بحث، سعی می‌شود به هر کدام از این اصول به طور جداگانه پرداخته شود.

۴-۷-۱- تبلور

درجه تبلور یک سنگ، به سرعت سردشدن، ترکیب و گرانروی ماگمای اولیه بستگی دارد و بیان کننده نسبت مقدار بلورها به شیشه است. سرعت سرد شدن، بیانگر آن است که هر چه ماگما سریع‌تر سرد شود، مقدار شیشه در سنگ بیشتر است و بالعکس. سرد شدن تدریجی ماگما به بلورها اجازه رشد داده و سبب افزایش مقدار بلورها در سنگ می‌شود. ترکیب و گرانروی ماگمای اولیه نیز به این امر اشاره دارد که هر چه ماگما اسیدی‌تر بوده و از گرانروی بیشتری برخوردار باشد، امکان تشکیل بلور در آن کمتر است. گرانروی زیاد، مانع از حرکت یونها شده، در نتیجه بلور کمی تشکیل می‌شود (بست، ۲۰۰۳). گیل (۲۰۱۰)، معتقد است که تبلور یک سنگ آذرین، ممکن است در چندین درجه رخ دهد که هر کدام توسط درجات مختلفی از سرعت سردشدگی مشخص می‌شوند. تاریخچه چند مرحله‌ای سردشدگی را می‌توان از حدود مختلف اندازه اولیه، متوسط و نهایی بلورهای شکل گرفته (بافت پورفیری) استنباط کرد. بست (۲۰۰۳)، معتقد است که اندازه بزرگ مگافنوکریست‌های پتاسیم فلدسپار، به سرعت بالای رشد (G) و نرخ پایین هسته‌بندی بستگی دارد. تشکیل یک بلور جدید با سه فرایند هسته‌بندی[1]، انتشار[2] و رشد[3] در ارتباط است. هر سه فرایند دارای سرعت‌های متفاوتی هستند که بسته به شرایط موجود تغییر می‌کند. پائین بودن

1. Nucleation
2. Diffusion
3. Growth

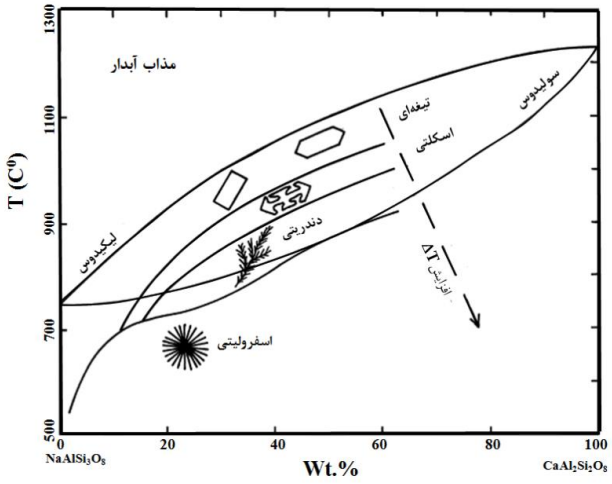
سـرعت هر یک از این فرایندها در چگونگی پیشـرفت تبلور تأثیر می‌گذارد (شـلی، ۱۹۹۳). در ادامه بحث سعی می‌شود به جزئیات هسته بندی، انتشار و رشد بپردازیم.

الف- هسته بندی: به اعتقاد گیل (۲۰۱۰)، هسته بندی شامل شکل گیری اولیه بلورهای جنینی کوچک بر روی چیزی است که رشد می‌تواند بر روی آن اتفاق بیافتد. برای پیشرفت عمل هسته بندی، باید شرایط مناسبی برای تبلور فاز پایدار وجود داشته باشد. از جمله این شرایط می‌توان به فوق اشباع شدن محلول‌ها، سـرد شـدن مواد مذاب در زیر نقطه سـولیدوس و یا افزایش دما در حین دگرگونی پیشـرونده اشاره کرد. معمولاً شـــروع تبلور از یـک مـاده محلول یا مذاب کمی به طول می‌انجامد. یعنی تا موقعی که محیط به حالت فوق اشـباعی نرسـیده اسـت و یا دمای آن به زیر دمای سـولیدوس نرسـیده اسـت، بلوری ته‌نشین نمی‌شـود. هیگینز (۲۰۰۶)، معتقد است که هسته‌بندی به دو دسته همگن[۱] و ناهمگن[۲] قابل تقسیم بندی است. تشکیل یک هسته از یک ماده مذاب یا محلول، در اثر سرد شدن در زیر سولیدوس[۳] و یا حالت فوق اشـباعی را هسته‌بندی همگن می‌گویند. هسته‌بندی ناهمگن، روی سطح دانه‌های میزبان موجود، حباب‌ها یا روی سـاختار ناقص درون بلورها رخ می‌دهد. شعاع بحرانی در هسته‌بندی ناهمگن نسبت به هسته‌بندی همگن کمتر است. ممکن است هسته‌بندی ناهمگن، باعث تسریع فرایند هسته‌بندی شود که در ایجاد این فرایند، عوامل دیگری از قبیل وجود یک ذره بلور قدیمی یا یک ناخالصی دخیل است (شلی، ۱۹۹۳؛ بست، ۲۰۰۳؛ هیگینز، ۲۰۰۶). هسـته‌بندی ناهمگن، بافت‌های افیتیک و سـاب افیتیک در سـنگ‌های بازالتی را ایجاد می‌کنند. تعداد هسته در حجم سنگ، چگالی یا تراکم هسته‌بندی نامیده می‌شود (بست، ۲۰۰۳). با افزایش سـرعت سـرد شدگی، نرخ هسته‌بندی به سرعت افزایش می‌یابد و به اوج می‌رسد و سپس کاهش می‌یابد. توزیع نسبتاً یکسان اندازه‌های بلور، نشان‌دهنده هسته‌بندی و رشد مداوم تحت شرایط کاهش

4. homogeneous
5. Heterogeneous
6. Solidus

ثابت دما است. این مسئله سبب پائین‌آمدن سرعت رشد می‌شود (شلی، ۱۹۹۳).

ب- انتشـــار: بلورها در صورتی رشد می‌کنند که یونهای مناسب بتوانند به سمت بلور حرکت کنند و به آن متصل شوند. معمولاً عمل انتشار در محلول‌ها به آسانی صورت می‌گیرد و در بلورها بسیار کند است. در محلول‌های سـیلیکاتی و شیشه، سرعت انتشار بستگی به بار و شعاع یونی دارد. به این صورت که عناصری که شـعاع یونی بزرگ و بار زیادی دارند، نسـبتاً کند منتشر می‌شوند. اگر سرعت انتشار، پایین‌تر از سرعت رشد باشد یک حالت اسکلتی، دندریتی یا اسکلتی و H مانند پدید می‌آید، زیرا برای رشد یک بلور منظم و پایدار، همیشـه مواد مورد نیاز در دسـترس نیسـت و از این رو بلور برای دسـتیابی به ماده مورد نظر یک حالت غیر تعادلی پیدا می‌کند (شکل ۴-۹) (شلی، ۱۹۹۳؛ بست، ۲۰۰۳).



شکل۴-۹- تصویری نمادین از رشد بلورها در مذاب که به آهنگ سردشدگی بستگی دارد (بست، ۲۰۰۳).

ج-رشد بلور: رشد بلور بستگی به تشکیل هسته و انتشار عناصر مناسب به محل رشد دارد. پایدارترین اشکال بلوری، اشکالی با سطوح ساده همانند فنوکریست‌ها، هستند. این اشکال متعادل و پایدار، در صورتی به وجود می‌آیند که سـرعت انتشار سریع‌تر از سرعت رشد باشد. این حالت در ماگماهای با گرانروی پایین که به آهستگی سرد می‌شوند، اتفاق می‌افتد. در صورتی که با افزایش سردشدگی، گرانروی ماگما افزایش و

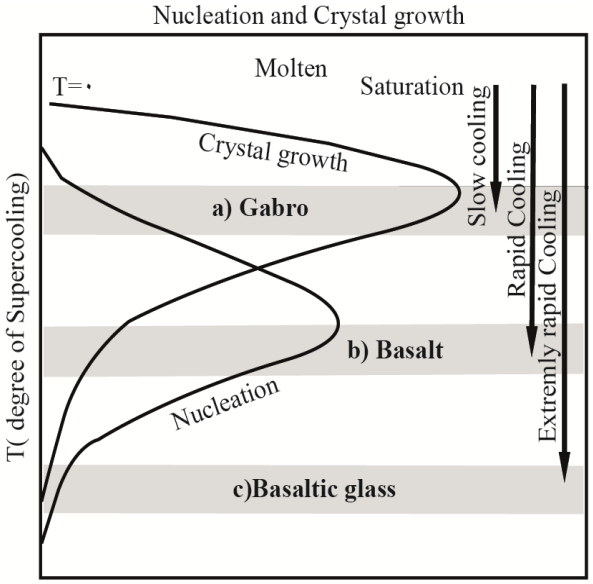
سرعت انتشار کاهش یابد، ممکن است سرعت هسته‌بندی و رشد افزایش یافته و در نتیجه بافت‌های غیرتعادلی (اسکلتی، دندریتی و اسفرولیتی) به وجود آیند (شلی، ۱۹۹۳). کاشمن (۱۹۹۳)، نشان داد که رابطه‌ای مستقیم بین رشد بلورها با سرد شدن ماگما وجود دارد: سردشدگی سریع‌تر، رشد سریع‌تر بلورها را شامل می شوند. گیل (۲۰۱۰)، معتقد است که رشد بلور شامل ته نشست مواد اضافی بر روی هسته و بلورهایی است که در محفظه ماگمایی موجود هستند. هسته‌بندی و رشد هر دو به چندین درجه سردشدگی احتیاج دارند (معمولاً چندین ده درجه سانتیگراد) (شکل ۴-۱۰).

۱- سرد شدگی آرام: درجات پایینی از سردشدگی تولید می‌کند. در این نقطه سرعت رشد بلور بالا هست اما تولید بلورهای جدید به صفر یا نرخ هسته‌بندی پایین محدود می‌شود. بنابراین هر بلور بر روی چندین بلور متمرکز می‌شود، که بافت‌های‌دانه درشت را ایجاد می‌کند.

۲- سرد شدگی سریع: به درجات بالاتر سردشدگی منجر می‌شود، که برای هسته‌بندی کردن مطلوب است. اما سرعت رشد بلور پایین‌تر است. بنابراین، تعداد زیادی از بلورهای کوچک شکل می‌گیرند و بافت ریز بلور تشکیل می‌شود.

۳ - سرد شدگی فوق‌العاده سریع (نظیر انعقاد در اثر تماس با آب) : درجه سردشدن باید به اندازه‌ی کافی باشد تا هم هسته‌بندی و نرخ رشد بلور را کاهش دهد. بنابراین هیچ بلوری تشکیل نمی‌شود و مذاب با حالت نامنظم به شکل شیشه منجمد شود. سرعت رشد بلور، تغییر در اندازه بلور با زمان است. وی همچنین معتقد است که تأمین مواد بلوری برای رشد، به چندین فاکتور بستگی دارد: اختلاف شیمیایی بین بلور و محیط تبلور آن و سرعت انتقال اتم‌ها. در بیشتر وضعیت‌های پیچیده انتقال یا جابه جایی اتم‌ها، توسط عوامل متعددی به شرح ذیل کنترل می‌شود: ۱- حالت فیزیکی ماده میزبان: جامد یا مایع. انتشار در یک فاز سیال سریع‌تر است تا در یک فاز جامد. ۲- ترکیب ماده میزبان. ترکیب کلی به عنوان گرانروی بیان می‌شود. اتم‌ها به کندی در مواد مختلف حرکت می‌کنند. هر چند همه اتم‌ها با سرعتی مشابه حرکت

نمی‌کنند: معمولاً، یون‌های کوچک سریع‌تر از اتم‌های بزرگ حرکت می‌کنند. افزودن آب به ماگما، گرانروی را کاهش و نرخ انتشار همه اجزاء را افزایش می‌دهد. ۳- دمای سیستم: این عامل به شدت مهم است. دمای بالاتر نرخ انتشار را افزایش می‌دهد. هر چند، فشار تاثیر کوچکی در انتشار مواد دارد.



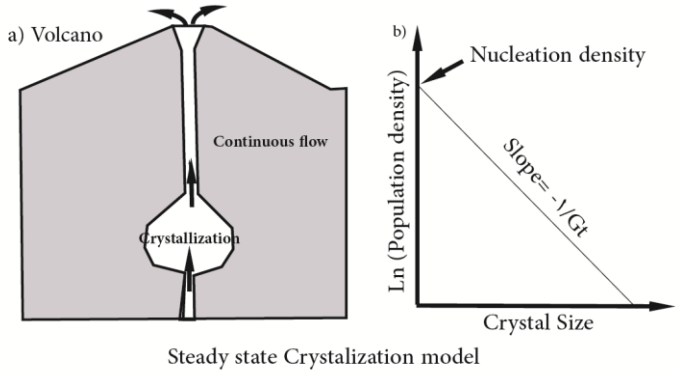
شکل ۴-۱۰- نمودار نرخ‌های رشد و هسته‌بندی بلور به عنوان تابعی از سردشدگی در زیر دمای سولیدوس (دوتی، ۱۹۸۰، بر اساس داده‌های وینکلر). سه محدوده اختیاری از سرعت سردشدگی نشان داده شده است که اندازه‌های بلوری کوچک، درشت و شیشه‌های فاقد بلور ایجاد می‌کنند.

۴-۷-۱-۱- مدل‌های تبلور در محفظه‌های ماگمایی

مارش (۱۹۸۸، ۱۹۹۸)، دو مدل توزیع اندازه بلور (CSD) را برای تفسیر در پترولوژی آذرین پیشنهاد کرد: ۱- مدل سیستم باز (پایدار) ۲- مدل سیستم بسته (متعادل). هر دو مدل از معادلات مارش (۱۹۸۸)، برای توزیع اندازه بلورها در سیستم های زمین شناسی مختلف استخراج شده است و نشان می‌دهد که چطور ممکن است از این اطلاعات به دست آمده از چگالی‌های فراوانی (تراکم جمعیت) برای تعیین سرعت‌های رشد بلور و هسته‌بندی استفاده شود.

الف- مدل سیستم باز

در مدل سیستم باز، مخزن ماگمایی به عنوان یک راکتور در نظر گرفته می‌شود. ماگما با بلور یا بدون بلور، از پائین در مخزن ماگمایی وارد می‌شـــود و تبلور بخشـــی در مخزن رخ می‌دهد. به همان اندازه ماگمای ورودی، ماگما از بخش بالایی فوران یافته و خارج می‌شود (شکل ۴-۱۱).



شکل ۴-۱۱- الف) در مدل سیستم باز، مخزن ماگمایی به عنوان یک راکتور در نظر گرفته می‌شود. ماگما با بلور یا بدون بلور، از پائین در مخزن ماگمایی وارد می‌شود و تبلور بخشی در مخزن رخ می‌دهد. به همان اندازه ماگمای ورودی، ماگما از بخش بالایی فوران یافته و خارج می‌شود. ب) CSD یک فاز در محفظه ماگمایی باز یک خط مستقیم را روی نمودار Ln(n) در مقابل اندازه بلور نشان می‌دهد.

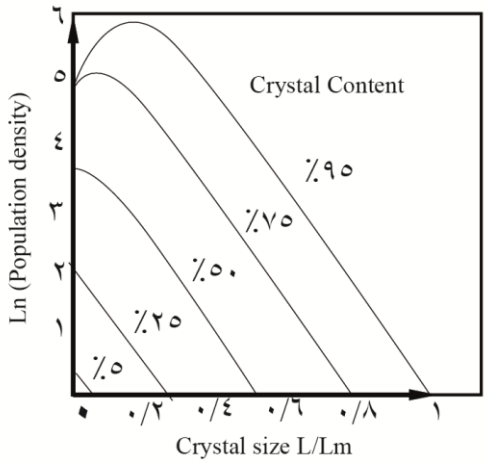
تبلور پیوســـته در چنین مخزنی منجر به رابطه‌ای خطی یا نیمه لگاریتمی در نمودار CSD می‌شـــود. این معادله به صورت معادله زیر بیان می‌شود:

فرمول(۴-۴) $$n = n_0 \exp(-L/Gt)$$

که در آن n برابر با تراکم جمعیت و معادل با تعداد بلورهای با اندازه مشخص در واحد حجم است و n_0 برابر با تراکم هســـته بندی اســـت و از محل تلاقی محور اندازه بلور با محور Ln تراکم جمعیت، به دســـت می‌آید، L اندازه دانه و t زمان توقف ماگما و G نرخ رشـــد اســـت (هیگینز، ۲۰۰۶؛ دریســـکول و همکاران، ۲۰۰۷).

ب- مدل بسته یا تعادلی

تبلور در سیستم بسته، به گونه‌ای صورت می‌گیرد که بلوری وارد یا خارج نمی‌شود. حجم ماگمای در حال تبلور به تدریج کاهش می‌یابد و هیچ بلوری از دست نمی‌رود. بنابراین سیستم بسته نمی‌تواند به صورت یک سیستم باز (حالت پایدار) توصیف شود. حجم ماگمای فعال به تناسب زمان کاهش می‌یابد. محتوی بالای بلوری CSD برای بلورهای کوچک خطی نیست. در چنین سیستمی شکل CSD مطابق با شکل (۴-۱۲) خواهد بود (هیگینز، ۲۰۰۶).



شکل ۴-۱۲- فرایند تبلور بلوری غیریکنواخت در سیستم بسته (برگرفته از هیگینز، ۲۰۰۶).

بست (۲۰۰۳)، معتقد است که در سیستم بسته، انرژی، همانند گرما، می‌تواند از طریق مرز سیستم جریان یابد، اما مواد نمی‌توانند انتقال یابند. ترکیب سیستم، دقیقاً ثابت باقی می‌ماند. زیرا جابه جایی مواد از طریق مرزها آرام است. هیگینز (۲۰۰۶)، مارش (۱۹۸۸)، تغییرات توزیع اندازه بلورها را در تعدادی از سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی بررسی کردند و دریافتند که در هیچ یک از این سیستم‌های ماگمایی، توزیع اندازه بلورها به صورت خاص و مشخص رفتارهای سیستم باز و بسته را منعکس نمی‌کنند. در واقع

هر سیستم طبیعی، ویژگی‌هایی از هر دو مدل را منعکس می‌کنند.

۴-۷-۲- اندازه بلور

در بیشتر مواد طبیعی، اندازه بلورها متغیر است و توسط شرایط فیزیکی و شیمیایی کنترل می‌شوند (هیگینز، ۱۹۹۶). اندازه بلورهای یک سنگ تحت تأثیر سرعت سرد شدن، ترکیب ماگما، گرانروی ماگما، تعداد هسته‌های بلورین و نحوه حرکت ماگما قرار دارد. به علت این که تعداد هسته‌های بلورین در یک سنگ دانه ریز، زیاد و در یک سنگ دانه درشت، کم است، و رشد بلورها فقط در صورت وجود هسته امکان پذیر است، بنابراین هسته‌بندی محدود سبب افزایش رشد بلورها می‌شود. از طرف دیگر، سرعت هسته‌بندی و در نتیجه ریز بلور بودن بافت سنگ، خود تابعی از سرعت سرد شدن ماگما و نیز حضور آب در محیط است. افزایش سرعت هسته‌بندی با افزایش سرعت سرد شدن ماگما نسبت مستقیم داشته و با حضور آب در محیط نسبت عکس دارد. یعنی هر چه مقدار آب ماگما بیشتر باشد، سرعت هسته‌بندی کاهش می‌یابد. زیرا آب به عنوان مانعی در جهت اتصال بین تتراهدرهای سیلیس عمل می‌کند. گرانروی پایین ماگما نیز تا حد زیادی مانع از سرعت هسته‌بندی می‌شود. آب و مواد فرار نیز باعث پایین آمدن گرانروی و در نتیجه باعث حرکت یون‌ها می‌شوند و رشد بیشتر و بزرگتر شدن بلورها را سبب می‌شوند. بر طبق اصل بلوغ بافتی استوالد[1]، درشت‌شدگی[2] فرایندی است که به موجب آن بلورهای کوچک به طور همزمان حل می‌شوند و باعث رشد بلورهای بزرگ‌تر می‌شوند، بنابراین انرژی سطحی کل کاهش می‌یابد. این حالت زمانی رخ می دهد که دمای سیستم نزدیک به دمای لیکیدوس کانی حفظ می‌شود. تحت این شرایط، نرخ هسته‌بندی صفر است، اما نرخ رشد قابل توجه است. به عبارتی دیگر، درشت‌شدگی شامل یک افزایش کلی در میانگین اندازه بلورها در سیستم است (وورهی، ۱۹۹۲؛ بست، ۲۰۰۳؛ هیگینز، ۲۰۰۶).

1. Ostwald ripening
2. Coarsening

هر چه سرعت رشد نسبت به سرعت هسته‌بندی بیشتر باشد، تعداد کمی هسته تشکیل شده و اندازه بلورها بزرگتر می‌شوند. این فرایند در فشار و دمایی تقریباً ثابت رخ می‌دهد. کینتیک نرخ رشد، متناسب با اندازه بلور است و معمول‌ترین شیوه بیان اثر کینتیکی، سرعت سردشدگی است. همچنین تبلور در اعماق بیشتر بیانگر این است که سردشدگی بیشتر و نرخ رشد بلورها پایین‌تر است (هیگینز، ۲۰۰۶؛ هیگینز و چاندراسخارام، ۲۰۰۷).

۴-۷-۳- شکل بلورها

شکل بلورها توسط خواص بلورشناسی و ماهیت رشد هر کانی تعیین می‌شود. زمانی که بلورهای موجود در یک سنگ آذرین، دارای اشکالی ایده‌آل باشند، گفته می‌شود که حالت خودشکل دارند. بلورهای خود شکل نسبتاً غیرمعمول هستند. اغلب بلورهای آذرین در یک افروشه‌ی بلور- مایع رشد می‌کنند و ماهیت رشد آنها توسط بلورهای مجاور تعیین می‌گردد. زمانی که آنها در شکل ایده‌آل خود رشد کنند اما صرفاً برخی از سطوح بلوری آنها به خوبی رشد یابد، بلور حاصل را نیمه شکل‌دار یا ساب‌هدرال گویند. بلورهای بسیار نامنظم که هیچ نشانه‌ای از شکل بلوری ایده‌آل ندارند را غیر خودشکل گویند. اغلب بلورهای موجود در سنگ‌های آذرین دانه درشت، نیمه خود شکل تا غیر خود شکل هستند، اما بیشتر فنوکریست‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی معمولاً خودشکل هستند که احتمالاً بیانگر تمایل زیاد این بلورها به تشکیل شدن در آغاز تاریخچه تبلور ماگماست (بلت و همکاران، ۲۰۰۶)*. هیگینز(۲۰۰۶)، هیگینز و چاندراسخارام (۲۰۰۷)، معتقدند که عوامل کینتیکی و دینامیکی مختلفی در تعیین شکل بلورها موثرند که از آنها می‌توان به درجه سردشدگی ماگما، درجه فوق اشباعی ماگما، ساختار بلور، نرخ یا سرعت انتشار و درشت‌شدگی بافتی اشاره کرد.

*این کتاب تحت عنوان پترولوژی سنگ‌های آذرین توسط قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) به فارسی ترجمه شده است.

شکل واقعی دانه‌ها با تغییر در شرایط مذاب و میزان افت دما، تغییر خواهد کرد. افزایش سردشدگی منجر به خارج شـدن بلورها از حالت تعادل و تغییر شکل آنها می‌شود. افزایش درجه سرد شدگی ماگما همراه با کاهش سـرعت انتشـار، تغییر شـکل بلورها از حالت‌های ائوهدرال به اشـکال اسـکلتی و پر مانند را سـبب می‌شـود (شـلی، ۱۹۹۳؛ بسـت، ۲۰۰۳). کاستو (۱۹۹۹)، معتقد است که بلورهای تخته‌ای، رشد آرامی را پشت سر گذاشته‌اند، در حالی که اشکالی همانند اسفرولیتی، دندریتی و دم چلچله‌ای بیانگر رشد سریع در محیط تبلور هسـتند. شـکل بلور با محیط رشد و اندازه بلور تغییر می‌کند. به اعتقاد بست (۲۰۰۳)، شکل بلورها با تغییرات دما در طول زمان تغییر می‌یابد به طوری که در آهنگ‌های سردشدن با $\Delta T/\Delta t$ کمتر از ۱۰ درجه سـانتی‌گراد بر سـاعت، بلورها به شـکل تیغه‌ای خودشـکل خواهد شـد. این حالت، بیشـتر در سـنگ‌های آتشـفشـانی که به آهستگی سرد می‌شوند و سنگ‌های درونی فانریتیک (درشت بلور) مشاهده می‌گردد. برای $\Delta T/\Delta t$ تقریباً برابر با ۱۰ درجه سانتی‌گراد بر ساعت، بلورها به اشکال میان‌تهی، اسکلتی و H شـکل دیده می‌شوند. برای ΔT و $\Delta T/\Delta t$ های بالاتراز ۱۰ درجه سانتی‌گراد برساعت ، بلورها به اشکال دندریتی، شـاخه‌ای و پر مانند تبدیل می‌شـوند. برای $\Delta T/\Delta t$ برابر با ۱۰۰ درجه سـانتی‌گراد برسـاعت، بلورهای رشـته‌ای و سـوزنی به شـکل بافت اسفرولیتی تشکیل می‌شود. در این رابطه Δt تغییرات زمانی و ΔT تغییرات دمایی است.

۴-۸- مدلسازی شکل بلور

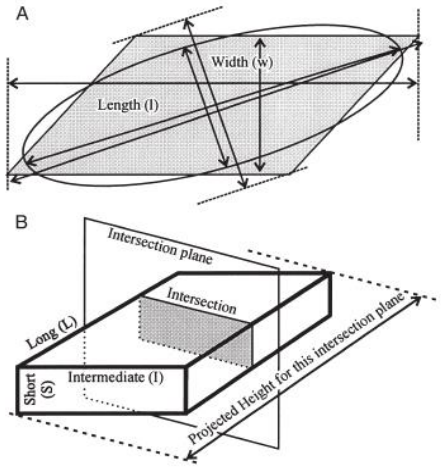
یکی از روش‌های بررسـی بافت سـنگ‌های آذرین در کنار بررسـی‌های کیفی، اندازه‌گیری ابعاد بلورها به صورت کمّی است. هیگینز (۲۰۰۶)، معتقد است که شکل بلور، مشخصه بلور است و می‌تواند به طور دقیق با اسـتفاده از روش‌های سـه بعدی بررسـی شود. روش سه بعدی، بهترین راه برای بررسی توسعه وجوه در مواد و اشـکال پیچیده شبیه دندریت‌هاست. توزیع اندازه بلورها در سه بعد از اندازه‌گیری بلورهای متقاطع

موجود در دو بعد مقطع نازک حاصل می شود. مطالعه ابعاد بلور، تاریخ طولانی دارد و توسط نیکلاس استنو در سال ۱۹۶۸ مورد توجه قرار گرفت. نسبت ابعاد، سه پارامتر دارد: بعدکوچک (S)، بعد متوسط (I) و بعد بزرگ (L). هیگینز (۱۹۹۴، ۲۰۰۰، ۲۰۰۲، ۲۰۰۶، ۲۰۱۱) و همچنین روبرگ و هیگینز (۲۰۰۳، ۲۰۰۷) معتقدند که با استفاده از پارامترهایی چون نسبت عرض به طول دو بعد بلور متقاطع (w/l)، شکل آنها را می‌توان ارزیابی کرد. با این فرض که سنگ فاقد جهت‌یابی ترجیحی است. برای به دست آوردن نسبت ابعاد در یک سنگ توده‌ای (فاقد جهت یابی ترجیحی)، نیاز به مدل‌هایی برای اشکال بلوری است. در این پژوهش، از بین مدل‌های تعریف شده در نرم‌افزار CSDcorrection (چهارگوش، بیضی، متوازی الاضلاع)، بهترین بیضی منطبق با بلور به عنوان مدل انتخابی برای بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در نظر گرفته شد. مدل بیضی نیز سه پارامتر، همانند نسبت ابعاد بلورها دارد: محورکوچک (کوتاه) : محور متوسط (متوسط) : محور بزرگ (بلند) دارد (شکل ۴-۱۳). برای سهولت در محاسبات، نسبت ابعاد یاد شده به دو نسبت S/I و I/L تقسیم می‌شود. اگر شکل دانه‌ها محدب باشد، نسبت ابعاد، به طور آماری از نسبت عرض به طول بلورهای متقاطع (w/l) و محاسبات آماری تخمین زده می‌شود. اما اگر بلور دارای اشکال مقعر یا دندریتی باشد، برای این منظور، می‌توان از روش سه بعدی شبیه توموگرافی اشعه x یا مقطع‌گیری متوالی کمک گرفت. توموگرافی اشعه ایکس برای کانی‌هایی با تراکم جمعیت کم استفاده می‌شود (هیگینز، ۲۰۰۰). هیگینز (۱۹۹۴)، معتقد است باید تلفیقی از روش‌های محاسباتی و مشاهدات میکروسکوپی به کار گرفته شود تا منجر به ارزیابی دقیق‌تری از شکل بلورها در نمونه‌های مورد بررسی شود. تحلیل آماری اشکال و اندازه‌های بلور در مقاطع نازک می‌تواند برای تشخیص ابعاد بلور و اندازه واقعی‌شان استفاده شود. مدلسازی شکل بلور، تلفیقی از علم آمار و زمین‌شناسی است. آمار، علمی است که در مورد جمع‌آوری، تنظیم، تجزیه و تحلیل و تفسیر مشاهدات بحث می‌کند. از اصطلاحات آماری حائز اهمیت در این مبحث می‌توان به میانگین، مد و انحراف معیار اشاره کرد (زهره بخش و عبدالله زاده، ۱۳۷۳).

الف- میانگین یا معدل: در یک جامعه آماری، از تقسیم مجموع داده‌ها بر تعداد داده‌ها، به دست می‌آید.

ب- انحراف معیار: به عنوان واحدی برای اندازه‌گیری و بیان مقدار انحراف هر داده از میانگین داده‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد.

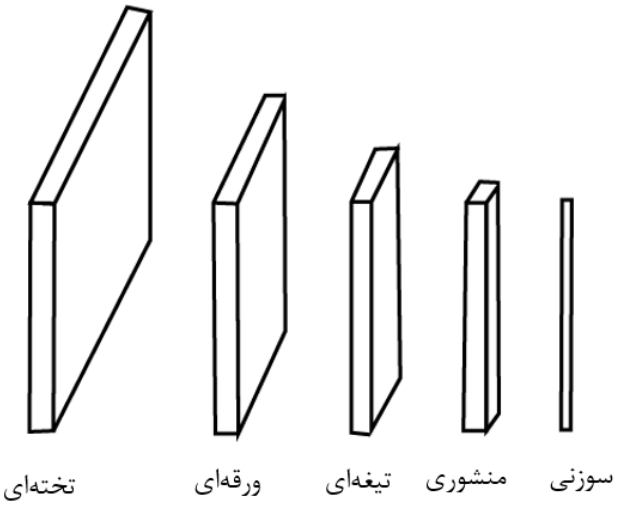
ج- نما یا مد: در یک مجموعه داده‌های آماری، مد داده‌ای است که بیش از سایر داده‌ها ظاهر شده باشد. به عبارتی دیگر، مد داده‌ای است که فراوانی آن بیش از سایر داده‌ها باشد.



شکل۴-۱۳- A) تصویری از مدل بیضی و متوازی الاضلاع به همراه نمایش سه بعد بلور (برگرفته از هیگینز ۲۰۰۰ و ۲۰۰۶).

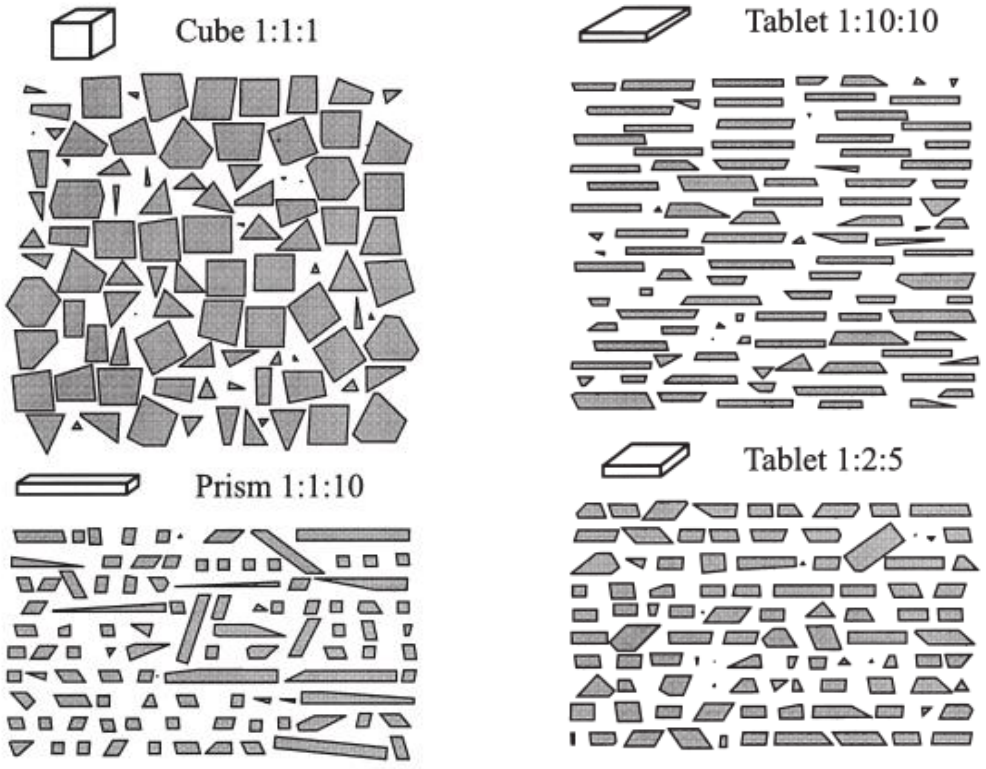
هیگینز (۱۹۹۴)، معتقد است که در بیشتر مواد طبیعی، اندازه بلورها متغیر است. متغیر بودن نسبت محور کوتاه به متوسط (S/I)، به عنوان بازتابی از تغییر شرایط تبلور با گذر زمان در راستای رسیدن به تعادل و همچنین افزایش تحرک و جنبش ماگما در هنگام فوران است. هیگینز (۱۹۹۴، ۲۰۰۰ و ۲۰۰۶)؛ جرام و مارتین (۲۰۰۸)، مورگان و جرام (۲۰۰۶)، برای اشکال کوبیک، تخته‌ای و منشوری برای بعد کوچک، مقدار عددی یک را در نظر گرفتند که مقداری ثابت است (S=1). ابعاد متوسط و بزرگ متغیر و برای اشکال مختلف، متفاوتند. برای اشکال کوبیک ابعاد ۱: ۱: ۱، اشکال منشوری ابعاد ۳: ۱: ۱ و ۱۰: ۱: ۱، اشکال

تختـه‌ای ۱۰: ۱۰: ۱، ۵: ۲: ۱ و ۱۰: ۵: ۱ را می‌توان مثال زد (شـــکل ۴-۱۴، ۴-۱۵) (هیگینز، ۱۹۹۴، ۲۰۰۰، ۲۰۰۶؛ مورگان و جرام، ۲۰۰۶). برای بلورهایی با مدل فرضـی بیضی، نسبت ابعاد حقیقی بلور S/I (بعد کوچک به بعد متوسـط) می‌تواند از مد محور کوچک به محور بزرگ بلور متقاطع، تعیین شـود. برای بیضـی‌ها، نسبت محور کوچک به محور بزرگ بلور متقاطع، نسبتی برابر با نسبت w/l بلور متقاطع با شکل فرضی متوازی الاضلاع دارد. برای مدل متوازی الضلاع یا بیضی، نسبت ابعاد (S/I) در اندازه واقعی معادل با مد نسـبت‌های عرض به طول (w/l) بلورهای متقاطع، در مقطع نازک است (S برابر با بعد کوچک و I نیز برابر با بعد بزرگ اسـت). محاسبه نسبت ابعاد (I/L) بلور در اندازه واقعی کمی مشکل است. در این صورت می‌توان از شاخص‌های آماری همانند (مد[1]، میانگین[2] و انحراف معیار[3]) کمک گرفت. برای این منظور از دو روش هیگینز (فرمول ۴-۵) و گریـدو (۴-۶) اســـتفـاده شـــد. در این دو روش بـه نرم افزار Image j و CSDcorrection نیـاز اســـت (شـــکـل۴-۱۶، ۴-۱۷، ۴-۱۸ و ۴-۱۹) (هیگینز، ۱۹۹۴، ۲۰۰۶؛ جرام و همکاران، ۲۰۰۹).



شکل ۴-۱۴- تصویری از اشکال بلوری مختلف (برگرفته از مکنزی و همکاران، ۱۹۸۸).

1. Mode
2.Mean
3. standard deviation



شکل ۴-۱۵- تصویری از بلورهای متقاطع به صورت اشکال معمول هندسی: تصاویر سه بعدی چهارگوش، دارای ابعادی مشابه است. برای مکعب‌ها، طول و عرض بلور متقاطع نزدیک به طول واقعی جسم است. برای منشورها، محتمل‌ترین تقاطع‌ها عمود برمحور بلند منشورهاست. از این رو معمول‌ترین شکل بلور متقاطع تقریباً به شکل مربع است. برای بلورهای تخته‌ای، معمول‌ترین شکل بلور متقاطع شکلی چهارگوش است با عرضی نزدیک به بعد کوچک و طولی نزدیک به بعد متوسط (هیگینز، ۲۰۰۰).

۴-۸-۱-روش هیگینز

در این روش هیگینز (۱۹۹۴) پیشـــنهاد نمود که با تحلیل آماری شـــکل و اندازه بلورها در مقاطع نازک، می‌توان ابعاد و اندازه واقعی بلور را تعیین کرد. مقدار S در تمام روش‌هایی که برای به دست آوردن نسبت ابعاد اسـتفاده می‌شـود، مقداری ثابت و برابر با یک است. نسبت ابعاد واقعی بلور (S/I) معادل با مد نسبت عرض به طول بلورهای متقاطع در مقطع نازک (w/l) اسـت. عرض بلور متقاطع برابر با بعد کوچک و طول بلور متقاطع برابر با بعد متوسط است. برای محاسبه نسبت ابعاد بلورهای متقاطع (w/l)، از نرم افزار

image j استفاده شد. برای به دست آوردن اندازه واقعی نسبت ابعاد I/L نیز از فرمول زیر استفاده می‌شود:

$$I/L = 0/5 + (\text{mean } w/l - \text{mode } w/l) / \text{standarddeviation } w/l$$ فرمول (۴-۵)

معادله هیگینز برای اشکال تقریباً هم بعد، نتایج دقیقی ارائه نمی‌دهد (هیگینز، ۱۹۹۴، ۲۰۰۰، ۲۰۰۶، ۲۰۱۱). در نرم افزار CSDcorrection، پیکی که در نمودار فراوانی در برابر نسبت عرض به طول بلورها نمایش داده می‌شود، مقدار مد را مشخص می‌سازد. هیگینز (۱۹۹۴)، معتقد است که بلورهای به شکل منشوری (S=I)، پیک پهن و بلورهای به شکل تخته‌ای، پیک‌هایی تیز (I=L) ایجاد می‌کنند. سایر پارامترهای ذکر شده در فرمول (۴-۵) نیز با استفاده از نرم‌افزار اکسل قابل محاسبه هستند.

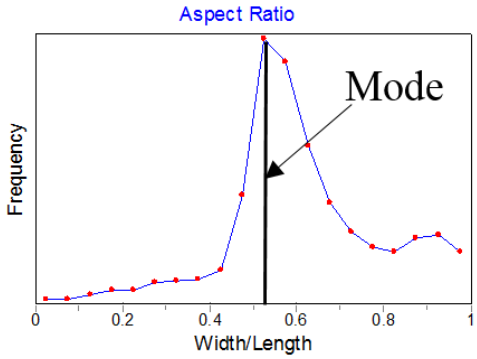
۴-۸-۲-روش گریدو

گریدو و همکاران (۲۰۰۱)، مدلسازی مشابه مدل متوازی الضلاع، انجام دادند و یک ارتباط بین میانگین نسبت عرض به طول بلورهای متقاطع (w/l)، مد نسبت عرض به طول بلورهای متقاطع (w/l) و نسبت ابعاد متوسط به بزرگ بلور (I/L)، پیدا کردند و برای دستیابی به نسبت ابعاد I/L معادله زیر را ارائه دادند (برگرفته از هیگینز، ۲۰۰۶):

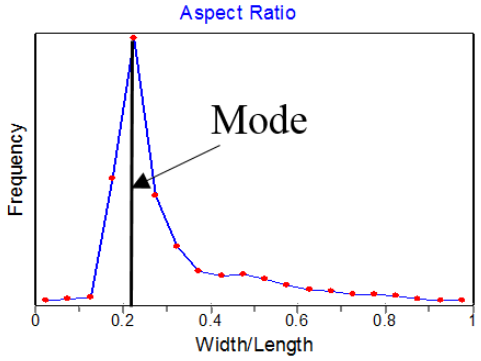
$$I/L = (\text{mean } w/l + 1.09(\text{mode } w/l)^2 - 1.49(\text{mode } w/l) + 0.056) / 0.126$$ فرمول (۴-۶)

هیگینز (۱۹۹۴، ۲۰۰۰، ۲۰۰۲، ۲۰۰۶)، معتقد است که شکل بلورها جذابیت خودش را دارد و با عناوینی ساده چون: نسبت ابعاد و درجه گردشدگی، مشخص می‌شوند. درجه گردشدگی بلورها، از زاویه‌دار به بیضی متغیر است. فاکتور گرد شدگی نیز بین عدد یک برای بیضی و صفر برای بلورهای زاویه‌دار تعیین شده است. در این پژوهش برای به دست آوردن نسبت ابعاد بلورهای پلاژیوکلاز از روش هیگینز و گریدو و برای بلورهای پیروکسن از روش گریدو استفاده و نمودار زینگ برای نمایش شکل بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن سنگ‌های منطقه ترسیم شد. نتایج محاسبات در فصل پنجم آورده شده است. نمودار زینگ،

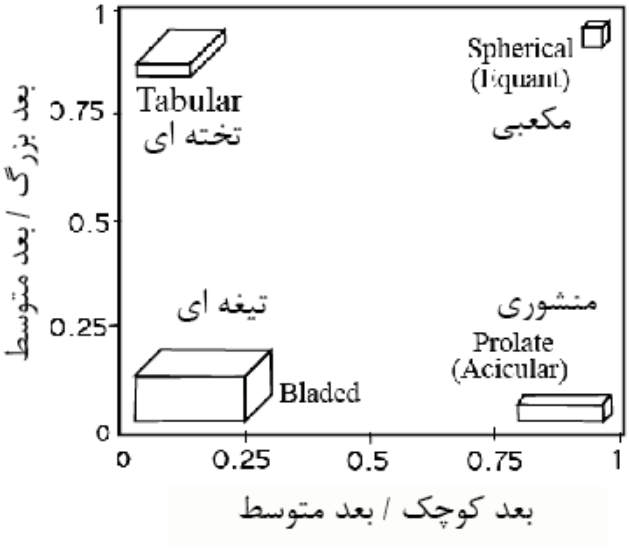
برای تعیین شـکل بلورها کاربرد دارد. محور افقی آن را نسـبت بعد کوتاه به بعد متوسط بلور و محور قائم آن را نسبت بعد متوسط به بعد قائم بلور تشکیل می‌دهند. دارای چهار شکل پیش فرض (تخته‌ای، تیغه‌ای، منشـوری و مکعبی) در چهار گوشه نمودار است. بر اساس این که داده‌ها در چه محدوده‌ای از نمودار قرار گیرند، شکل بلورها تعیین می‌شود (گولدا، ۲۰۰۶).



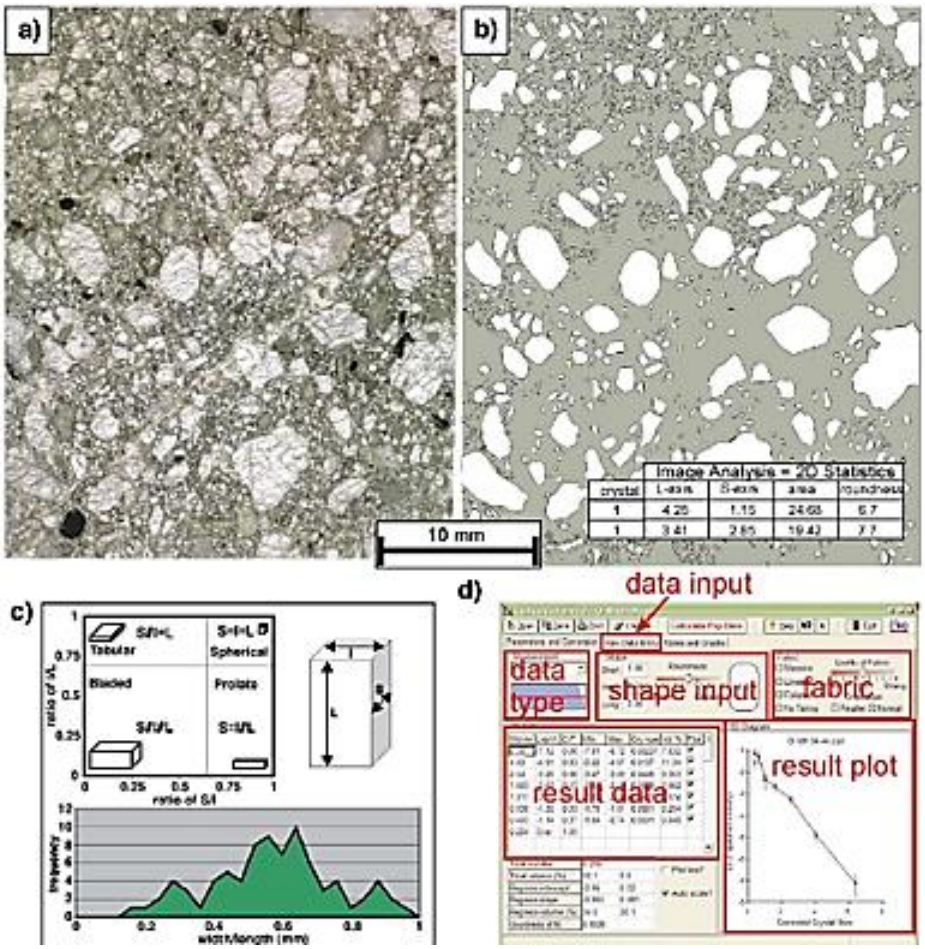
شکل ۴-۱۶- تصویری از نمودار نسبت عرض به طول بلورهای متقاطع در مقابل فراوانی برای بلورهای پیروکسن سنگ الیوین بازالتی موجود در منطقه عباس‌آباد با استفاده از نرم‌افزار CSDcorrection.



شکل ۴-۱۷- تصویری از نمودار نسبت عرض به طول بلورهای متقاطع در مقابل فراوانی برای بلورهای پلاژیوکلاز سنگ الیوین بازالتی موجود در منطقه عباس‌آباد با استفاده از نرم‌افزار CSDcorrection.



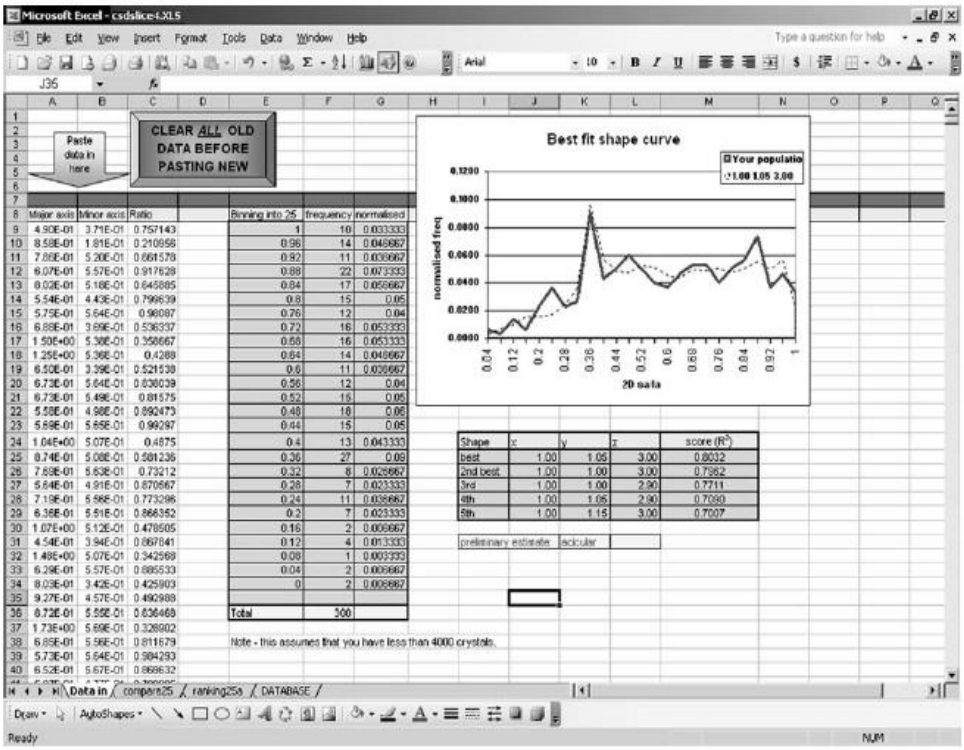
شکل۴-۱۸-تصویری از نمودار زینگ (برگرفته از گولدا، ۲۰۰۶).



شکل ۴-۱۹- تصویری از تعیین توزیع اندازه بلور از مقطع نازک. B) تصاویر باینری به دست آمده از مقطع نازکC) محاسبه میانگین شکل بلورها با استفاده از داده های دو بعدی به دست آمده از نرم افزار Image j و انتقال داده‌ها به نرم افزارCSDcorrection. D) استفاده از نمودار زینگ برای دست‌یابی به شکل بلور (برای تعیین بلورهایی با اشکال کوبیک، منشوری، تیغه‌ای و تخته‌ای)، نسبت ابعاد S/I در مقابل نسبت ابعاد I/L قرار می‌گیرند (تصویر برگرفته از جرام و همکاران، ۲۰۰۹).

۴-۸-۳- روش مورگان و جرام

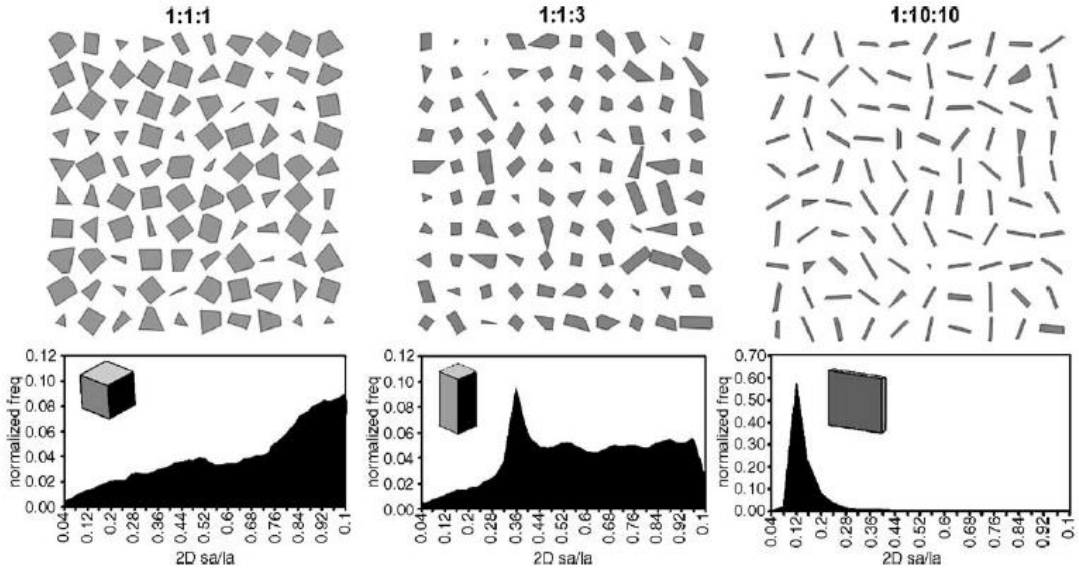
روش دیگری که برای به دست آوردن نسبت ابعاد I/L می‌توان پیشنهاد کرد، استفاده از روش مورگان و جرام است. مورگان و جرام (۲۰۰۶)، معتقدند که توسط یک مجموعه داده گرد آمده در برنامه اکسل، حاصل خروجی نرم‌افزار CSDslice، می‌توان به تعیین نسبت بلورها اقدام کرد (شکل ۴-۲۰).



شکل ۴-۲۰- تصویری از داده‌های گردآوری شده در نرم افزار CSDslice و خروجی حاصل از آن (تصویر برگرفته از مورگان و جرام، ۲۰۰۶).

در این روش، توزیع نسبت عرض به طول بلورهای متقاطع، در یک مقطع نازک را با توزیع مدل‌هایی که از قبل فراهم شـده‌اند، مقایسه کرده و سپس نسبت S:I:L به دست می‌آید. در بانک داده‌های یاد شده، ۷۰۳ شـکل مختلف به صـورت نسـبت ابعاد S:I:L وجود دارد. با وارد کردن اندازه گیری‌هایی که از نمونه‌های دوبعدی به دست آمده (طول و عرض بلورها) در برنامه CSDslice و مقایسه با شکل‌های موجود، ۵ منحنی که بیشترین تطابق را با منحنی واقعی فراوانی در برابر نسبت عرض به طول بلورها دارند به عنوان خروجی به دست می‌آید. درنهایت، ۵ نسبت ابعاد بر اساس رگرسیون حداقل مربعات بین نسبت‌های S/I در نمونه و نسـبت‌های موجود در بانک داده‌ها، انتخاب می‌گردد که یکی از آنها با توجه به سـایر اطلاعات موجود به عنوان شـکل ظاهری و نماینده‌ای از شـکل بلور انتخاب می‌شـود (شـکل ۴-۲۱) (مورگان و جرام، ۲۰۰۶؛ بروگر و همر، ۲۰۱۰) . از آنجا که دستیابی به نرم‌افزار CSDslice امکان پذیر نشد، در این پژوهش، تنها دو

روش اول برای به دست آوردن نسبت ابعاد (I/L) بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن مورد استفاده قرار گرفت. بنابراین به این روش تنها اشاره شده است. در صورتی که دستیابی به نسبت ابعاد متوسط به بزرگ بلور از دو روش هیگینز و گریدو امکان‌پذیر نباشد، از روش مورگان و جرام می‌توان کمک گرفت. استفاده از هر یک از سه روش ذکرشده برای دستیابی به نتیجه بهتر، اختیاری است.



شکل ۴-۲۱- تصویری نمادین از ارزیابی شکل سه بعدی بلورها با استفاده از مقاطع دو بعدی با استفاده از نرم‌افزار CSDslice (تصویر برگرفته از مورگان و جرام، ۲۰۰۶).

۴-۹- تغییرات و توزیع اندازه دانه با استفاده از سهم حجمی فاز

زمان رشد و سرعت هسته‌بندی، رابطه مستقیمی با درصد حجمی دارند. به عبارتی دیگر، هر چه سرعت هسته‌بندی کاهش و مدت زمان لازم برای رشد بلور افزایش یابد، بلورها فضای بیشتری از حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. محاسبه سهم حجمی به سه روش امکان پذیر است:

روش اول: سهم حجمی فاز در سنگ، با نسبت مساحت فاز در هر مقطع نازک برابر است (هیگینز، ۲۰۰۶). سهم حجمی فاز از تقسیم مساحت بلورهای متقاطع فاز مورد مطالعه (پلاژیوکلاز و پیروکسن) بر مساحت کل اندازه‌گیری شده قابل محاسبه است (هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۳).

روش دوم: سهم حجمی هر فاز را می‌توان از محاسبات مربوط به توزیع اندازه بلورها (CSD) برآورد نمود (هیگینز، ۲۰۰۶).

روش سوم: سهم حجمی فاز را می توان با استفاده ازمحاسبات ریاضی که به صورت فرمول زیر خلاصه شده است، محاسبه کرد. در این روش، سهم حجمی بلورها با انتگرال‌گیری از حجم تمامی بلورها، از طریق رابطه زیر قابل محاسبه است (هیگینز، ۲۰۰۲، هیگینز، ۲۰۰۶).

$$V = \sigma \int_0^\infty n_v'(\mathrm{L})\,\mathrm{L}^3\,dL$$ فرمول (۴-۷)

که در آن σ برابر است با فاکتور شکل بلور مورد نظر. $n_v'(L)$ برابر است با تراکم جمعیت بلور مورد نظر در بازه اندازه مربوطه، L^3 اندازه بزرگ‌ترین بعد بلور است. فاکتور شکل σ به صورت رابطه زیر تعریف می شود:

$$\sigma = \left[1 - \Omega\,(1 - \pi/6)\right] IS / L^2$$ فرمول (۴-۸)

که Ω فاکتور گردشدگی است، که از صفر برای متوازی الاضلاع به یک برای بیضی سه محوری تغییر می‌کند (هیگینز، ۲۰۰۰). ترکیب فرمول‌های (۴-۷) و (۴-۸)، فرمول (۴-۹) را نتیجه می‌دهد.

$$V = 6\,\sigma\,n_v\,(0)\,c^4$$ فرمول (۴-۹)

در صورتی که نمودارهای CSD، روندی مستقیم را نشان دهند، برای به دست آوردن سهم حجمی هر یک از فازهای مورد مطالعه (پلاژیوکلاز و پیروکسن)، از این فرمول استفاده می‌شود.

فصل پنجم

تحلیل داده‌ها و تفسیر نمودارها

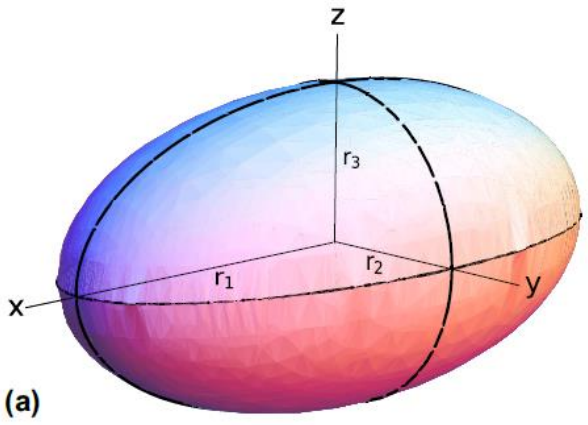
۵-۱- مقدمه

در این فصل به بررسی و تفسیر توزیع کمّی اندازه بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازالتی و آندزیتی منطقه عباس‌آباد و نتایج حاصل از مدلسازی شکل بلور و ارزیابی سهم حجمی فازهای مورد مطالعه در مقطع نازک خواهیم پرداخت.

۵-۲- نتایج توزیع اندازه بلورهای پلاژیوکلاز

پردازش و تحلیل توزیع اندازه بلورهای پلاژیوکلاز بر روی ۷ نمونه از ۲۰ نمونه مورد مطالعه، که بلورهای قابل تشخیص و متمایزی دارند، صورت گرفت. واحد اندازه گیری شده برای بلورها mm و برای مقیاس چگالی تجمعی mm^{-4} است. تصویر مقاطع میکروسکوپی نمونه سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه مورد مطالعه که هر کدام در سه بعد تهیه شده، به همراه تصاویر باینری (سیاه و سفید) بلورهای مورد مطالعه (پلاژیوکلاز) و نمودارهایCSD ترسیم شده برای هر یک از آنها با استفاده از نرم افزار CSDcorrection به طور جداگانه در ادامه مبحث آورده شده‌اند (شکل‌های۵-۲، ۵-۳، ۵-۴، ۵-۵، ۵-۶، ۵-۷، ۵-۸). باید یادآور شد که برای به دست آوردن نمودار مناسب برای هر نمونه، واحد و مقیاس در نرم افزار تحلیل‌گر تصویر image j تعیین شد، که در نتیجه نواحی اندازه‌گیری متفاوت برای عکس‌های مقاطع مختلف به دست آمد. چرایی انتخاب بلورهای پلاژیوکلاز به دلیل فراوانی مودال بالا و سرعت تبلور نسبتاً پایین آنهاست و این اجازه را به آنها می‌دهد که تاریخچه فرایندهای پیچیده ماگمایی همانند اختلاط ماگمایی را در خود ثبت کنند. نمودارهای CSD کلیه نمونه‌های انتخابی بر اساس این که دارای روند خطی و یا دارای شکستگی و انحنا باشند، به دو گروه مجزا تفکیک شدند. مدت زمان اقامت ماگما در محفظه ماگمایی و سرعت هسته بندی نیز بر اساس شیب کم و زیاد هر یک از نمودارهای توزیع اندازه بلور مربوط به جهات مختلف نمونه‌های سنگی انتخاب شده و همچنین بر اساس این که در کدام گروه (نمودارهای با روند خطی یا

شکستگی و انحنا) قرار گرفته باشد، به طور جداگانه محاسبه و نتیجه آن در جدول‌های (۵-۸، ۵-۹ و ۵-۱۰ و ۵-۱۱) ذکر شـده است. میزان گردشدگی برای نمونه‌های مختلف، متفاوت و دارای ترکیبی بین مدل بیضی و متوازی الاضلاع است. نرخ رشد درشت بلورهای پلاژیوکلاز، ثابت و مقدار آن برابر با $۱۰^{-۱۰}$ و برای میکرولیت‌ها برابر با $۱۰^{-۸}$در نظر گرفته شد. برای میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های آندزیتی نیز نرخ رشد $۱۰^{-۷}$ در نظر گرفته شد (بروگر و همر، ۲۰۱۰). نسبت ابعاد شکل فرضی (بهترین بیضی منطبق با بلور) برای بلورهای پلاژیوکلاز در هر یک از مقاطع تهیه شده در جهات مختلف از نمونه سنگ انتخابی، نیز توسـط نرم‌افزار CSDcorrection به دسـت آمد که نشـان‌دهنده محور کوچک، متوسـط و بزرگ بهترین بیضـی منطبق با بلور است (شکل ۵-۱). مساحت کل ذکرشده برای هر شکل نیز توسط اندازه‌گیری دوبعد مقاطع نازک و توسـط نرم‌افزار image j به طور جداگانه ارزیابی شـد. در توضیحات مربوط به هر شکل که در ادامه می‌آید، میانگین ابعاد شکل انتخابی برای بلورهای پلاژیوکلاز، مدت زمان اقامت ماگما در محفظه ماگمایی و سـرعت هسته‌بندی مربوط به هر نمونه سنگی انتخابی محاسبه شد. سرعت هسته‌بندی بلورها، براسـاس فرمول (۴-۲)، ذکر شـده در مبحث (۴-۶) که در فصل گذشته در ارتباط با آن توضیح داده شد، محاسبه شد. کیفیت CSDها به طور اساسی به اندازه نمونه (تعداد کل بلورها) بستگی دارد (گولدا، ۲۰۰۶).



شکل ۵-۱- تصویری از بهترین بیضی منطبق با بلور به عنوان مدل انتخابی و نمایش هر یک از محورهای آن (محور کوچک، متوسط و بزرگ).

این مقادیر با یافته های موک و جرام (۲۰۰۵)، سازگار است که نشان می‌دهد نمونه هایی با بیشتر از تقریباً ۲۰۰ بلور برای اندازه گیری دقیق یک CSD ســـه بعدی از داده‌های دو بعدی مورد نیاز می‌باشـــد. تعداد بلورهای هر یک مقاطع تهیه شـده از جهات مختلف نمونه سنگ انتخابی نیز در پایان توضیحات هر شکل در جدول مربوط به آن محاسبه شده است.

۵-۲-۱- نمونه سنگ الیوین بازالتی (AB ۱۰)

در مقاطع تهیه شده از سنگ الیوین‌بازالتی منطقه عباس‌آباد در سه بعد، با شماره های ۱۰، ۱-۱۰، ۲-۱۰ به ترتیب از سـمت راسـت به چپ تعداد ۲۰۳، ۲۰۸، ۱۵۸ بلور پلاژیوکلاز در مسـاحتی به وسعت (mm^2) ۷۱۶/۴۵۹، ۷۴۰/۱۴۴، ۷۷۵/۶۷۱ اندازه‌گیری شدند. ابعاد بلورهای پلاژیوکلاز در مقاطع ۱۰، ۱-۱۰، ۲-۱۰ با اسـتفاده از نرم افزار CSDcorrection برابر با ۳/۳۳: ۳/۳۳: ۱ و ۱:۴:۴ و ۱:۴:۴ ارزیابی شـد. با توجه به مشـاهدات، برای تمامی مقاطع تهیه شـده از نمونه سـنگ تراکی بازالتی، گردشـدگی برابر با ۰/۳ در نظر گرفته شـد، که ترکیبی بین مدل بیضـی و متوازی الاضـلاع اسـت. نرخ رشـد $۱۰^{-۱۰}$، برای درشت بلورهای پلاژیوکلاز و نرخ رشد $۱۰^{-۸}$ برای میکرولیت‌های پلاژیوکلاز لحاظ گردید. میانگین مدت زمان اقامت بلور و نرخ هســـتـه بندی بلورهای پلاژیوکلاز به ترتیب برای نمودارهای توزیع اندازه بلور با شـــیب زیاد برابر با ۱/۰۸ ســـال و $۱/۱\times۱۰^{-۸}$ mms^{-1} و برای CSDهای با شـــیب کم نیز به ترتیب برابر با ۱۱۸/۰۱ ســـال و $۰/۵۸\times۱۰^{-۱۰}$ mms^{-1} برآورد شـد. مقدار (Q)[1] و تراکم جمعیت بلورهای پلاژیوکلاز برای هر یک از مقاطع نمونـه ســـنـگ الیوین بازالتی با شـــماره‌های ۱۰، ۱-۱۰، ۲-۱۰ به ترتیب برابر با ۰/۰۵-۰/۰۴- ۰/۰۴ و $۱۰/۸۲ mm^{-۴}$-، ۵/۱۵-و ۱۱/۶- توسـط نرم‌افزار (CSDcorrection) ارزیابی شـد. میانگین نسـبت ابعاد شـــکل انتخابی برای بلورهای پلاژیوکلاز هر ســـه مقطع نمونه ســـنگ الیوین بازالتی نیز برابر با نســـبت

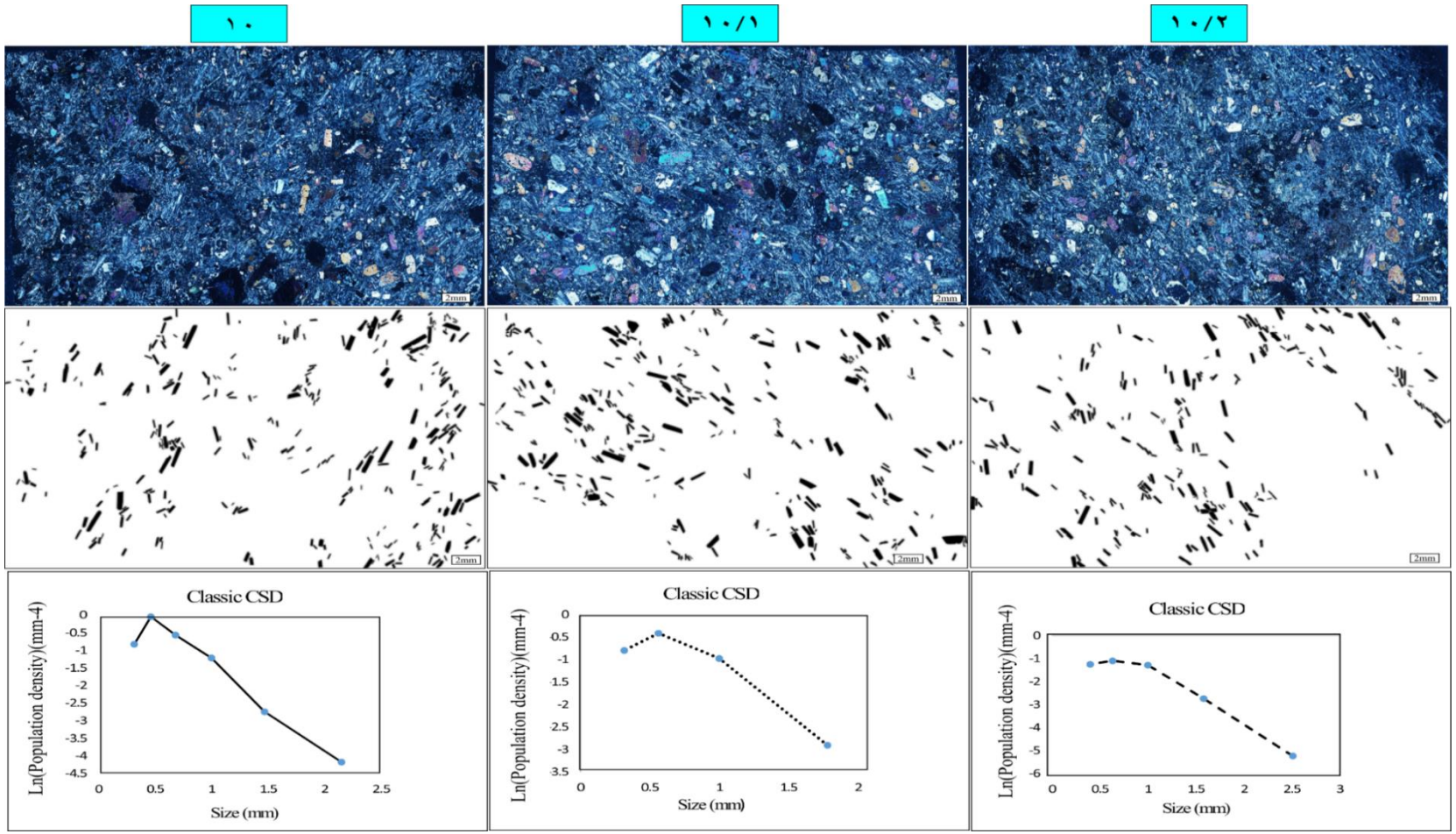
1.Goodness of fit

۳/۷۷: ۳/۷۷: ۱ به دســت آمد. تعداد بلورهای پلاژیوکلاز موجود در هر بازه در جدول (۵-۱) آورده شــده اســت. نمودارهای CSD هر ســه مقطع دارای انحنا و شـکسـتگی هسـتند. تصویرهای تهیه شده از مقاطع مربوط به این نمونه سـنگ در جهات مختلف به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD مربوط به هریک از آنها در (شکل۵-۲) آورده شده است.

جدول ۵-۱- تعداد بلورهای پلاژیوکلاز موجود در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۱۰.

۱۰PL	بازه	-۰/۳۱۶ ۰/۱۷۸	-۰/۵۶۲ ۰/۳۱۶	-۱/۰۰ ۰/۵۶۲	-۱/۷۸ ۱/۰۰	-۳/۱۶ ۱/۷۸		
	تعداد بلور	۲۱	۶۳	۸۲	۳۰	۷		
۱۰-۱PL	بازه	-۱/۰۰ ۰/۰۵۶۲	-۰/۱۷۸ ۱/۰۰	-۰/۳۱۶ ۰/۱۷۸	-۰/۵۶۲ ۰/۳۱۶	-۱/۰۰ ۰/۵۶۲	-۱/۷۸ ۱/۰۰	-۳/۱۶ ۱/۷۸
	تعداد بلور	۱	۰	۲۰	۵۶	۸۸	۳۹	۴
۱۰-۲PL	بازه	-۱/۰۰ ۰/۰۵۶۲	-۰/۱۷۸ ۱/۰۰	-۰/۳۱۶ ۰/۱۷۸	-۰/۵۶۲ ۰/۳۱۶	-۱/۰۰ ۰/۵۶۲	-۱/۷۸ ۱/۰۰	-۳/۱۶ ۱/۷۸
	تعداد بلور	۱	۰	۱۰	۳۲	۷۲	۳۷	۶

هر ســه نمودارCSD بلورهای پلاژیوکلاز رسـم شده برای مقاطع ۱۰، ۱-۱۰ و ۲-۱۰، مربوط به این نمونه سـنگ الیوین بازالتی، تقعری به سـمت پایین، در سـمت چپ نمودار (در جهت اندازه‌های کوچک بلورها) نشان می‌دهند. این حالت در نمودارهای CSD، نشان‌دهنده درشت‌شدگی بلور است (شکل۵-۲) (گزینه ت در شکل ۵-۱۵ و گزینه ح در شکل ۵-۱۸). لنتز و مک‌کوئین (۲۰۰۰)، تقعر به سمت پایین در نمودارهای CSD را ناشـی از دو علت می‌دانند: ۱-توقف هسـته‌بندی و تداوم رشـد بلورها که در این صورت، بلورهای کوچـک‌تر در جهـت بـازه‌هـای حـاوی بلورهـای بزرگتر حرکـت می‌کنند. ۲- جذب بلورهای کوچک برای متعادل کردن رشد بلورهای بزرگ موجود (گزینه دو در شکل ۵-۱۶).



شکل ۵-۲- تصاویر میکروسکوپی تهیه شده از مقاطع نمونه سنگ الیوین بازالتی در سه بعد (۱۰، ۱۰/۱ و ۱۰/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها. تمامی عکس‌ها دارای مقیاس ۲ میلی‌متر می‌باشند و با عدسی ۲/۵ میکروسکوپ تهیه شده‌اند.

۵-۲-۲- نمونه سنگ الیوین بازالتی (AB ۲۸)

در مقاطع تهیه شده از سنگ الیوین بازالتی منطقه کاهک در سه بعد با شماره های ۲۸، ۱-۲۸، ۲-۲۸ به ترتیب از سمت راست به چپ، تعداد ۲۲۵، ۱۶۹، ۱۰۴ بلورهای پلاژیوکلاز در مساحتی به وسعت (mm^2)۶۹۸/۶۹۶، ۶۹۸/۶۹۶، ۶۹۸/۶۹۶ اندازه‌گیری شدند. برای تمامی مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ الیوین بازالتی، گردشدگی برابر با ۰/۳ در نظر گرفته شد، که ترکیبی بین مدل بیضی و متوازی الاضلاع است. نرخ رشد 10^{-10}، برای درشت بلورهای پلاژیوکلاز و نرخ رشد 10^{-8} برای میکرولیت‌ها لحاظ گردید. نسبت ابعاد شکل انتخابی برای بلورهای پلاژیوکلاز هر یک از مقاطع به ترتیب برابر با ۴: ۴: ۱؛ ۴: ۴: ۱ و ۲/۸۵: ۲/۸۵: ۱ توسط نرم افزار CSDcorrection ارزیابی شد. میانگین مدت زمان اقامت بلور و نرخ هسته بندی بلورهای پلاژیوکلاز به ترتیب برای نمودارهای توزیع اندازه بلور با شیب زیاد برابر با $9/4\times10^{-1}$ سال و $1/11\times10^{-8}$ mms^{-1} و برای CSDهای با شیب کم نیز به ترتیب برابر با ۱۰۳/۰۶ سال و $8/1\times10^{-11}$ mms^{-1} برآورد شد. مقدار (Q) و تراکم جمعیت بلورهای پلاژیوکلاز برای هر یک از مقاطع نمونه سنگ الیوین‌بازالتی با شماره‌های ۲۸، ۱-۲۸، ۲-۲۸ به ترتیب برابر با ۰/۰۸-۰/۰۴- ۰/۰۴ و mm^{-4} ۷/۴۴-، ۵/۹۹-و ۸/۸۳- توسط نرم‌افزار (CSDcorrection) ارزیابی شد. میانگین نسبت ابعاد شکل انتخابی برای بلورهای پلاژیوکلاز هر سه مقطع نمونه سنگ الیوین بازالتی نیز برابر با نسبت ۳/۶۱: ۳/۶۱: ۱ به دست آمد. تعداد بلورهای موجود در هر بازه در جدول (۵-۲) آورده شده است. نمودارهای CSD هر سه مقطع دارای انحنا و شکستگی هستند. تصویرهای تهیه شده از مقاطع مربوطه به این نمونه سنگ در جهات مختلف به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD مربوط به هریک از آنها در (شکل۵-۳) آورده شده است.

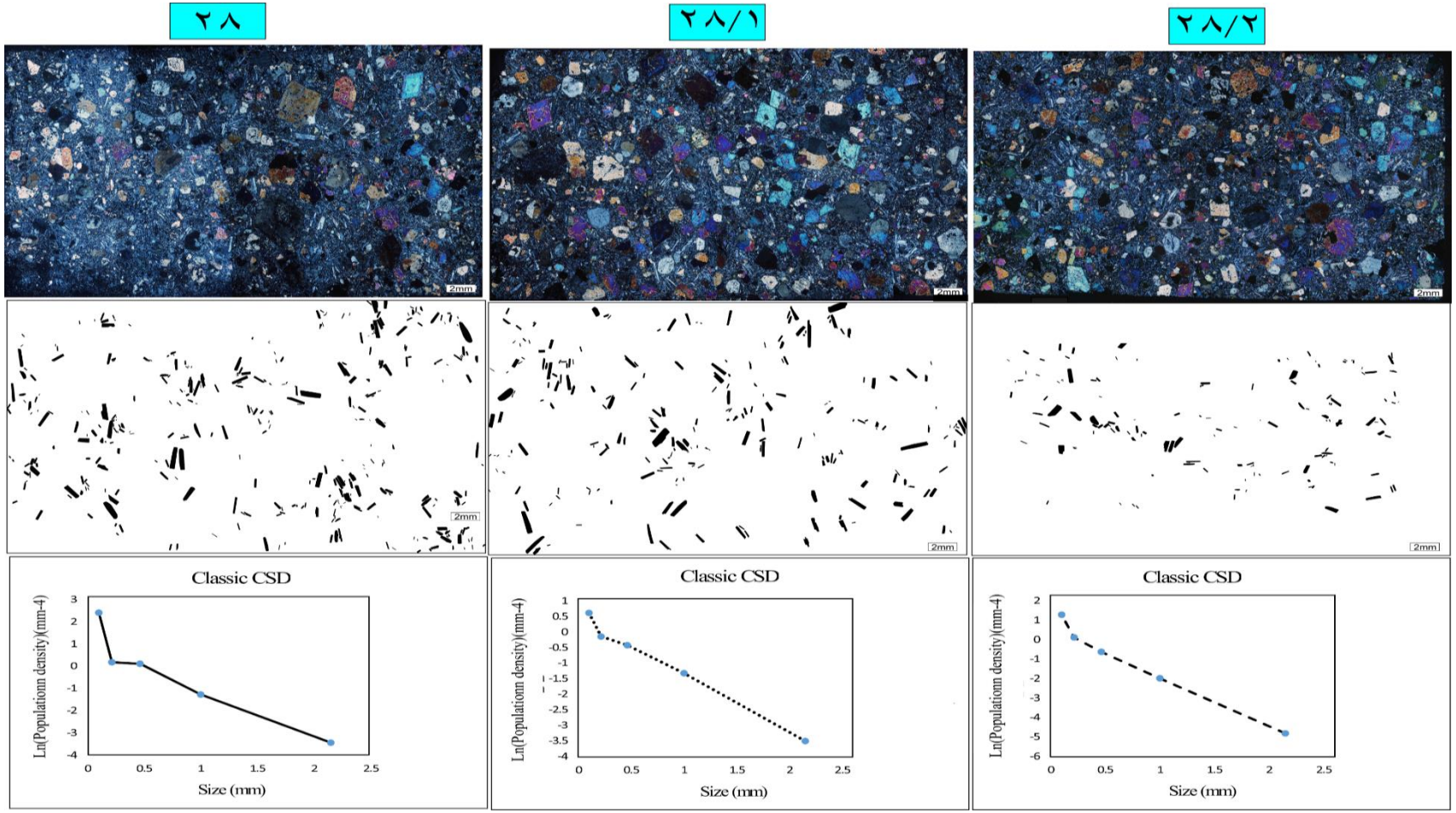
جدول ۵-۲- تعداد بلورهای پلاژیوکلاز موجود در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده در نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۲۸.

	۱-۲/۱۵	-۱ ۰/۴۶۴	-۰/۴۶۴ ۰/۲۱۵	-۰/۲۱۵ ۰/۱	-۰/۱ ۰/۰۴۶	**بازه**	۲۸PL
	۳۶	۷۱	۶۶	۲۳	۲۹	تعداد بلور	
-۴/۶۴ ۲/۱۵	۱-۲/۱۵	-۱ ۰/۴۶۴	-۰/۴۶۴ ۰/۲۱۵	-۰/۲۱۵ ۰/۱۰	-۰/۱ ۰/۰۴۶	بازه	۲۸-۱PL
۲	۳۴	۶۸	۴۲	۱۷	۶	تعداد بلور	
	۱-۲/۱۵	-۱ ۰/۴۶۴	-۰/۴۶۴ ۰/۲۱۵	-۰/۲۱۵ ۰/۱۰	-۰/۱ ۰/۰۴۶	بازه	۲۸-۲PL
	۹	۳۴	۳۲	۱۸	۱۱	تعداد بلور	

هر سه نمودارCSD رسم شده برای بلورهای پلاژیوکلاز مقاطع ۲۸، ۱-۲۸ و ۲-۲۸، مربوط به این نمونه سنگ الیوین بازالتی، در سمت چپ نمودار، تقعری به سمت بالا را (در جهت اندازه‌های کوچک بلورها) نشان می‌دهند (شکل ۵-۳). هیگینز و روبرگ (۲۰۰۷) و واندرزوان و همکاران (۲۰۱۳)، معتقدند که این حالت نشان‌دهنده افزایش تبلور (افزایش سرعت سردشدگی، خروج گازها و مواد فرار یا تغییر ترکیب شیمیایی ماگما)، تجمع بلورهای کوچک، تفریق و یا اختلاط جمعیت‌های بلوری است (گزینه ث در شکل ۵-۱۵، گزینه‌های ب، پ، ت، ث و خ در شکل ۵-۱۸).

۵-۲-۳- نمونه سنگ الیوین بازالتی (AB ۴۱)

در مقاطع تهیه شده از سنگ الیوین بازالتی منطقه میاندشت در سه بعد با شماره های ۴۱، ۱-۴۱، ۲-۴۱ به ترتیب از سمت راست به چپ، تعداد ۲۳۰، ۱۹۰، ۴۷۵ بلور در مساحتی به اندازه (mm^2) ۷۳۴/۲۲۳، ۶۹۱/۶۱۳، ۶۶۵/۶۷۸ شمارش شد. نسبت ابعاد شکل انتخابی برای بلورهای پلاژیوکلاز مقاطع ۴۱، ۱-۴۱ و ۲-۴۱ با استفاده از نرم‌افزار CSDcorrection برابر با ۲/۲۲: ۲/۲۲: ۱ و ۲/۸۵: ۲/۸۵: ۱ و ۲/۸۵: ۲/۸۵: ۱ ارزیابی شد.



شکل ۵-۳- تصاویر میکروسکوپی تهیه شده از مقاطع نمونه سنگ تراکی بازالتی در سه بعد (۲۸، ۲۸/۱ و ۲۸/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها.
تمامی عکس‌ها دارای مقیاس ۲ میلی‌متر می‌باشند و با عدسی ۲/۵ میکروسکوپ تهیه شده‌اند.

میـانگین مدت زمان اقامت بلور و نرخ هســـته‌بندی بلورهای پلاژیوکلاز به ترتیب برای نمودارهای توزیع اندازه بلور با شـیب زیاد برابر با $۴/۸ \times ۱۰^{-۱}$ سال و $۳/۳۲ \times ۱۰^{-۸}$ mms^{-1} و برایCSD های با شیب کم نیز به ترتیب برابر با ۵۶/۸۶ ســـال و $۱/۳۸ \times ۱۰^{-۱۰}$ mms^{-1} برآورد شـــد. مقدار (Q) و تراکم جمعیت بلورهای پلاژیوکلاز برای هر یک از مقاطع نمونه ســـنگ الیوین بازالتی با شـــماره‌های ۴۱، ۱-۴۱، ۲-۴۱ به ترتیب برابر با ۰/۰۶-۰/۰۸- ۰/۰۱ و $mm^{-۴}$ ۹/۵۳-، ۷/۱۸- و ۵/۲۹- توســط نرم‌افزار (CSDcorrection) ارزیابی شـد. میانگین نسبت ابعاد شکل انتخابی برای بلورهای پلاژیوکلاز هر سه مقطع نمونه سنگ الیوین بازالتی نیز برابر با نســـبت ۲/۶۴: ۲/۶۴: ۱ به دســـت آمد. تعداد بلورهای پلاژیوکلاز موجود در هر بازه در جدول (۵-۳) آورده شده است. نمودارهای CSD هر سه مقطع دارای انحنا و شکستگی هستند. هر سه نمودار در بازه اندازه‌ی (mm ۰/۱۵-۰/۱) فاقد بلور بوده و ناپیوستگی نشان می‌دهند. تصویرهای تهیه شده از مقاطع مربوط به این نمونه ســنگ در جهات مختلف به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD مربوط به هریک از آنها در (شکل۵-۴) آورده شده است.

جدول ۵-۳- تعداد بلورهای پلاژیوکلاز در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده در نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۴۱.

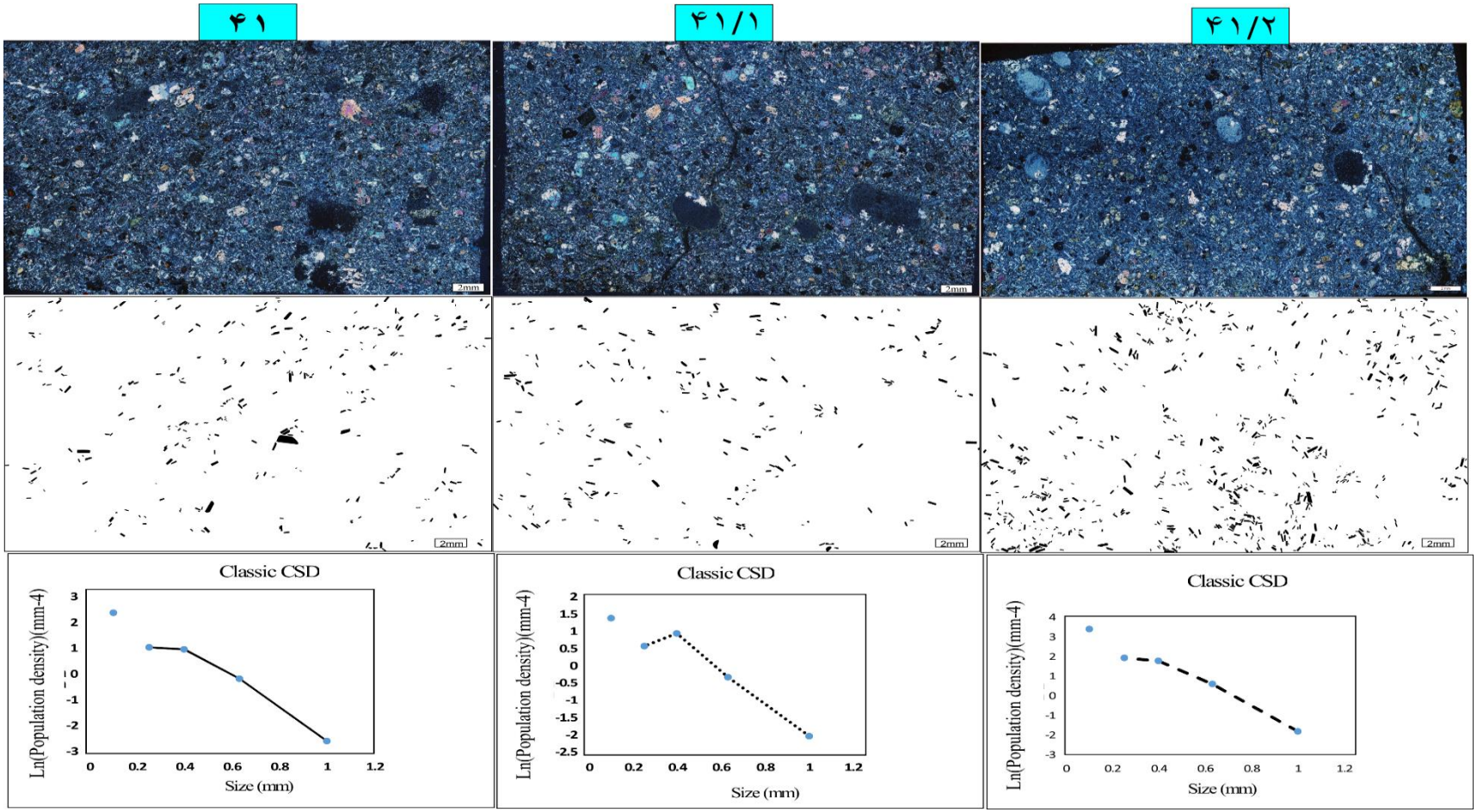
۴۱PL	**بازه**	-۰/۱۰ ۰/۰۶۳۱	-۰/۱۵۸ ۰/۱۰۰	-۰/۲۵۱ ۰/۱۵۸	-۰/۳۹۸ ۰/۲۵۱	-۰/۶۳۱ ۰/۳۹۸	۱ ۰/۰۶۳۱-	-۱/۵۸ ۱
	تعداد	۲۰	۰	۴۶	۸۴	۶۳	۱۴	۳
۴۱-۱PL	باره	-۰/۱۰ ۰/۰۶۳۱	-۰/۱۵۸ ۰/۱۰	-۰/۲۵۱ ۰/۱۵۸	-۰/۳۹۸ ۰/۲۵۱	-۰/۰۶۳۱ ۰/۳۹۸	۰/۶۳۱-۱	-۱/۵۸ ۱
	تعداد	۷	۰	۳۰	۷۷	۵۲	۲۳	۱
۴۱-۲PL	باره	-۰/۱۰ ۰/۰۶۳۱	-۰/۱۵۸ ۰/۱۰	-۰/۲۵۱ ۰/۱۵۸	-۰/۳۹۸ ۰/۲۵۱	-۰/۶۳۱ ۰/۳۹۸	۰/۶۳۱-۱	-۱/۵۸ ۱
	تعداد	۵۱	۰	۹۵	۱۷۲	۱۲۶	۲۸	۳

هر سه نمودار CSD رسم شده برای بلورهای پلاژیوکلاز مقاطع ۴۱، ۱-۴۱ و ۲-۴۱ مربوط به این نمونه سنگ الیوین بازالتی، در سمت چپ نمودار، تقعری به سمت پایین را (در جهت اندازه‌های کوچک بلورها)

نشـان می‌دهند (شـکل ۵-۴). این حالت نشـان‌دهنده درشـت‌شـدگی و یا به عبارتی دیگر، بیانگر توقف هسـته‌بندی همراه با رشـد متوالی بلورها اسـت (لنتز و مک‌کوئین، ۲۰۰۰؛ هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷ و واندرزوان، ۲۰۱۳).

۵-۲-۴- نمونه سنگ الیوین بازالتی (AB ۴۳)

در مقاطع تهیه شده از سنگ الیوین بازالتی منطقه میاندشت، در سه بعد با شماره های ۴۳، ۱-۴۳، ۲-۴۳ به ترتیب از سـمت راسـت به چپ تعداد ۳۳۲، ۱۵۶، ۲۹۲ بلورهای پلاژیوکلاز در مسـاحتی به وسـعت (mm^2)۶۹۸/۶۹۶، ۶۹۸/۶۹۶، ۶۹۸/۶۹۶ شـمارش شد. مساحت کل ناحیه اندازه گیری شده با استفاده از نرم‌افزار image j برای هرکدام از مقاطع به ترتیبی که در بالا ذکر شـد محاسـبه گردید. نسبت ابعاد برای مقاطع ۴۳، ۱-۴۳، ۲-۴۳ با استفاده از نرم‌افزار CSDcorrection برابر با ۴: ۴: ۱، ۴: ۴: ۱ و ۳/۳۳: ۳/۳۳: ۱ ارزیابی شـد. برای تمامی مقاطع، عدد گردشـدگی برابر با ۰/۳ در نظر گرفته شـد. برای درشـت بلورهای پلاژیوکلاز، نرخ رشـد $۱۰^{-۱۰}$ و برای میکرولیت‌های پلاژیوکلاز نرخ رشد $۱۰^{-۸}$ لحاظ گردید. میانگین مدت زمان اقامت بلور و نرخ هسته‌بندی بلورهای پلاژیوکلاز به ترتیب برای نمودارهای توزیع اندازه بلور با شیب زیاد برابر با ۱/۱۱ سال و $۱/۲۳\times۱۰^{-۸}$ mms^{-1} و برای CSDهای با شیب کم نیز به ترتیب برابر با ۱۱۵/۸۵ سـال و $۱/۱۰\times۱۰^{-۱۰}$ mms^{-1} برآورد شـد. مقدار (Q) و تراکم جمعیت بلورهای پلاژیوکلاز برای هر یک از مقاطع نمونه سنگ الیوین بازالتی با شماره‌های ۴۳، ۱-۴۳، ۲-۴۳ به ترتیب برابر با ۰/۰۲-۰/۰۸- ۰/۰۵ و ۴/۹۲ mm$^{-۴}$-، ۷/۷۸-و ۵/۴۹- توسط نرم‌افزار (CSDcorrection) ارزیابی شد. میانگین نسبت ابعاد شکل انتخـابی برای بلورهـای پلاژیوکلاز هر سـه مقطع نمونـه سـنـگ الیوین بـازالتی نیز برابر بـا نسـبـت ۳/۷۷: ۳/۷۷: ۱ به دسـت آمد. تعداد بلورهای پلاژیوکلاز موجود در هر بازه در جدول (۵-۴) آورده شـده است. نمودارهای CSD هر سه مقطع دارای انحنا و شکستگی هستند.



شکل ۵-۴- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ الیوین بازالتی در سه بعد (۴۱، ۴۱/۱ و ۴۱/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها. تمامی عکس‌ها دارای مقیاس ۲ میلی‌متر می‌باشند و با عدسی ۲/۵ میکروسکوپ تهیه شده‌اند.

تصـویرهای تهیه شـده از مقاطع مربوط به این نمونه سـنگ در جهات مختلف به همراه تصـاویر باینری و نمودارهای CSD مربوط به هریک از آنها در (شکل۵-۵) آورده شده است.

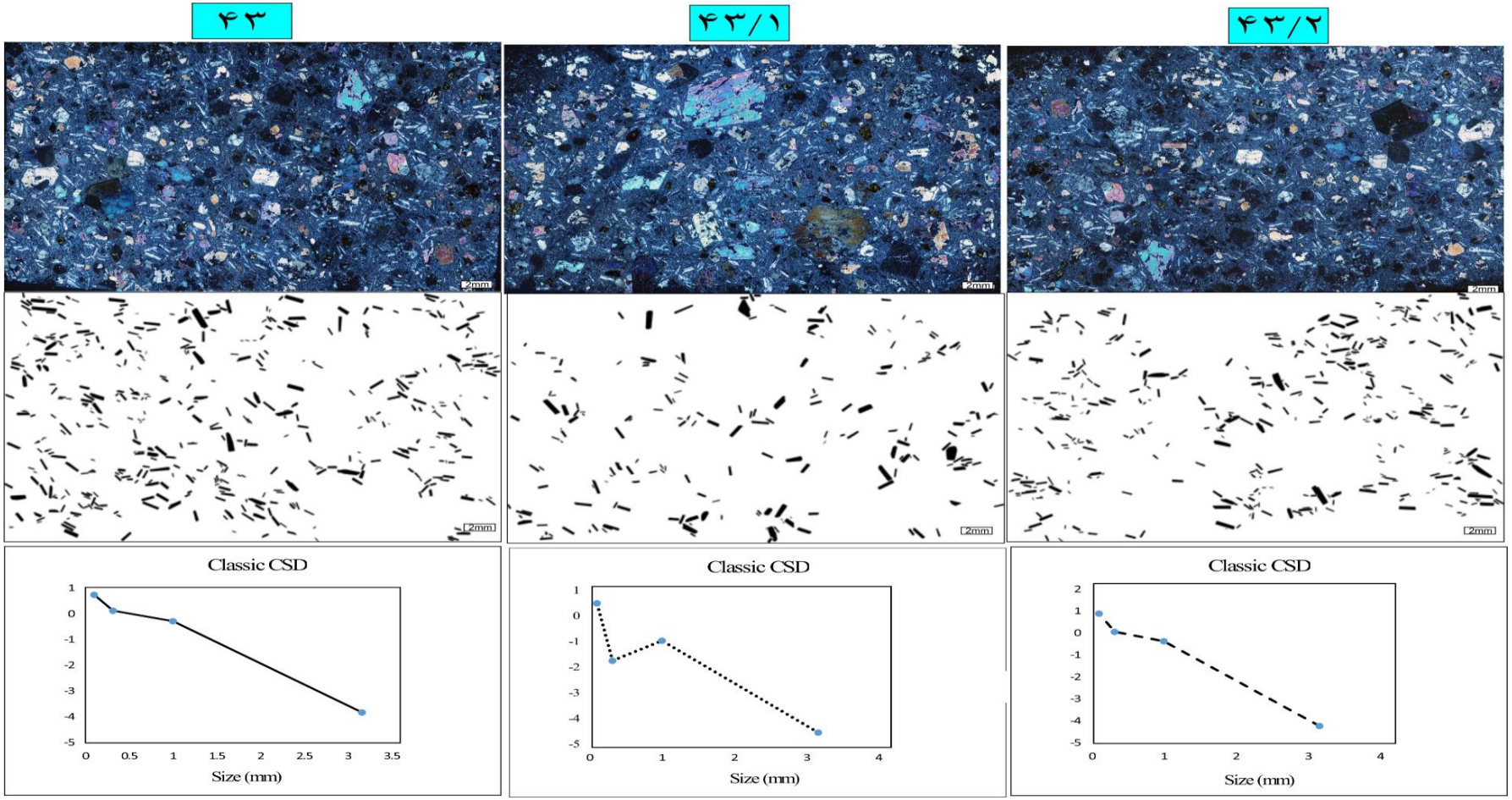
جدول ۵-۴- تعداد بلورهای پلاژیوکلاز در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۴۳.

۴۳PL	بازه	۰/۰۳۱۶-۰/۱	۰/۱-۰/۳۱۶	۰/۳۱۶-۱	۱-۳/۱۶
	تعداد بلور	۹	۵۰	۲۱۳	۶۰
۴۳-۱PL	بازه	۰/۰۳۱۶-۰/۱	۰/۱۰-۰/۳۱۶	۰/۳۱۶-۱	۱-۳/۱۶
	تعداد بلور	۵	۱۵	۱۰۷	۲۹
۴۳-۲PL	بازه	۰/۰۳۱۶-۰/۱	۰/۱-۰/۳۱۶	۰/۳۱۶-۱	۱/۰۰-۳/۱۶
	تعداد بلور	۱۰	۴۸	۱۹۴	۴۰

هر سـه نمودارCSD رسـم شـده برای بلورهای پلاژیوکلاز مقاطع ۴۳، ۱-۴۳ و ۲-۴۳ مربوط به این نمونه سـنگ الیوین بازالتی، در سـمت راست نمودار، تقعری به سمت بالا را (در جهت اندازه‌های کوچک بلورها) نشـان می‌دهند(شکل ۵-۵). تقعر به سمت بالا، نشان‌دهنده تفریق، انباشت، افزایش تبلور، تجمع بلورهای کوچک و یا اختلاط ماگمایی و جمعیت‌های بلوری است (گزینه ث در شکل ۵-۱۵، گزینه سه در شکل ۵-۱۶ و گزینه‌های ب، پ، ت، ث و خ در شـکل ۵-۱۸). میزان شـکستگی در مقطع ۱-۴۳ بیش از دو مقطع دیگر اسـت. لنتز و مـک‌کوئین (۲۰۰۰)، معتقـدنـد تجمع یـا افزایش دانـه‌های بزرگ یا به عبارتی دیگر ته‌نشینی یا جدایش بلور در طول تبلور تفریقی، چنین حالتی را ایجاد می‌کند.

۵-۲-۵- نمونه سنگ الیوین بازالتی (AB ۴۶)

در مقاطع تهیه شده از سنگ الیوین بازالتی منطقه میاندشت، با شماره های ۴۶، ۱-۴۶، ۲-۴۶ به ترتیب از سـمت راسـت به چپ تعداد ۲۲۲، ۲۴۶، ۳۱۶ بلور پلاژیوکلاز در مسـاحتی به اندازه (mm^2)۷۳۴/۲۲۳، ۶۵۹/۷۸۶، ۷۱۴/۶۶۷ شمارش شد.



شکل ۵-۵- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ الیوین بازالتی در سه بعد (۴۳، ۴۳/۱ و ۴۳/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها. تمامی عکس‌ها دارای مقیاس ۲ میلی‌متر می‌باشند و با عدسی ۲/۵ میکروسکوپ تهیه شده‌اند.

مساحت کل ناحیه اندازه‌گیری شده با استفاده از نرم افزار image j برای هرکدام از مقاطع به ترتیبی که در بالا ذکر شد محاسبه گردید. نسبت ابعاد برای مقاطع ۴۶، ۱-۴۶، ۲-۴۶ با استفاده از نرم افزار CSDcorrection برابر با ۴: ۴: ۱ و ۵: ۵: ۱ و ۵: ۵: ۱ ارزیابی شد. گردشدگی بر اساس مشاهدات چشمی، برای هر سه مقطع برابر با ۰/۵ در نظر گرفته شد. میانگین مدت زمان اقامت بلور و نرخ هسته بندی بلورهای پلاژیوکلاز به ترتیب برای نمودارهای توزیع اندازه بلور دو مقطع ۱-۴۶ و ۴۶ با شیب زیاد برابر با ۱/۰۵ سال، mms^{-1} $۱/۴\times۱۰^{-۸}$ و برای CSDهای با شیب کم نیز به ترتیب برابر با ۱۰۷/۹۴ سال و mms^{-1} $۱/۳۳\times۱۰^{-۱۰}$ برآورد شد. همچنین برای مقطع شماره ۲-۴۶ با روند خطی، مدت زمان اقامت و نرخ هسته بندی بلورهای پلاژیوکلاز برابر با ۱۲۲/۹۰ سال و mms^{-1} $۱/۸۰\times۱۰^{-۱۰}$ محاسبه شد. جمعیت بلورهای پلایوکلاز و مقدار (Q) برای هر یک از مقاطع نمونه سنگ الیوین بازالتی با شماره‌های ۴۶، ۱-۴۶، ۲-۴۶ نیز به ترتیب برابر با $mm^{-۴}$ ۵/۵۹-، ۴/۷۹- و ۶/۴- و ۰/۰۵-۰/۰۹- ۰/۰۸ توسط نرم افزار (CSDcorrection) ارزیابی شد. میانگین نسبت ابعاد شکل انتخابی برای بلورهای پلاژیوکلاز هر سه مقطع نمونه سنگ الیوین بازالتی نیز برابر با نسبت ۴/۶: ۴/۶: ۱ به دست آمد. تعداد بلورهای پلاژیوکلاز موجود در هر بازه در جدول (۵-۵) آورده شده است. نمودارهای CSD دو مقطع ۱-۴۶ و ۴۶ شکستگی و نمودار CSD مقطع ۲-۴۶ روندی خطی را نشان می‌دهند.

جدول ۵-۵- تعداد بلورهای پلاژیوکلاز در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده در نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۴۶.

۴۶PL	بازه	-۰/۱۰۰ ۰/۰۵۶	-۰/۱۷۸ ۰/۱۰۰	-۰/۳۱۶ ۰/۱۷۸	-۰/۵۶۲ ۰/۳۱۶	-۱ ۰/۵۶۲	-۱/۷۸ ۱	
	تعداد بلور	۵	۰	۴۱	۵۹	۸۷	۳۰	
۴۶-۱PL	بازه	-۰/۱۰۰ ۰/۰۵۶	-۰/۱۷۸ ۰/۱۰۰	-۰/۳۱۶ ۰/۱۷۸	-۰/۵۶۲ ۰/۳۱۶	-۱ ۰/۵۶۲	-۱/۷۸ ۱	-۳/۱۶ ۱/۷۸
	تعدا بلور	۳	۰	۲۱	۶۳	۱۱۴	۴۴	۱
۴۶-۲PL	بازه	-۰/۱۰۰ ۰/۰۵۶	-۰/۱۷۸ ۰/۱۰۰	-۰/۳۱۶ ۰/۱۷۸	-۰/۵۶۲ ۰/۳۱۶	-۱ ۰/۵۶۲	-۱/۷۸ ۱	-۳/۱۶ ۱/۷۸
	تعداد بلور	۱۵	۰	۵۶	۹۱	۱۱۴	۳۹	۱

تصـویرهای تهیه شـده از مقاطع مربوطه به این نمونه سـنگ در جهات مختلف به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD مربوط به هریک از آنها در (شـکل۵-۶) آورده شـده اسـت. نمودار CSD رسم شده برای مقطع ۴۶، از این نمونه سـنگ الیوین بازالتی، تقعری به سمت پایین، در سمت چپ نمودار نشان می‌دهد. از آنجا که در بازه اندازه (۰/۱-۰/۱۷ mm) هیچ بلوری یافت نشده است، این نمودار، در این بازه ناپیوستگی نشان می‌دهد (هیگینز، ۲۰۰۶).

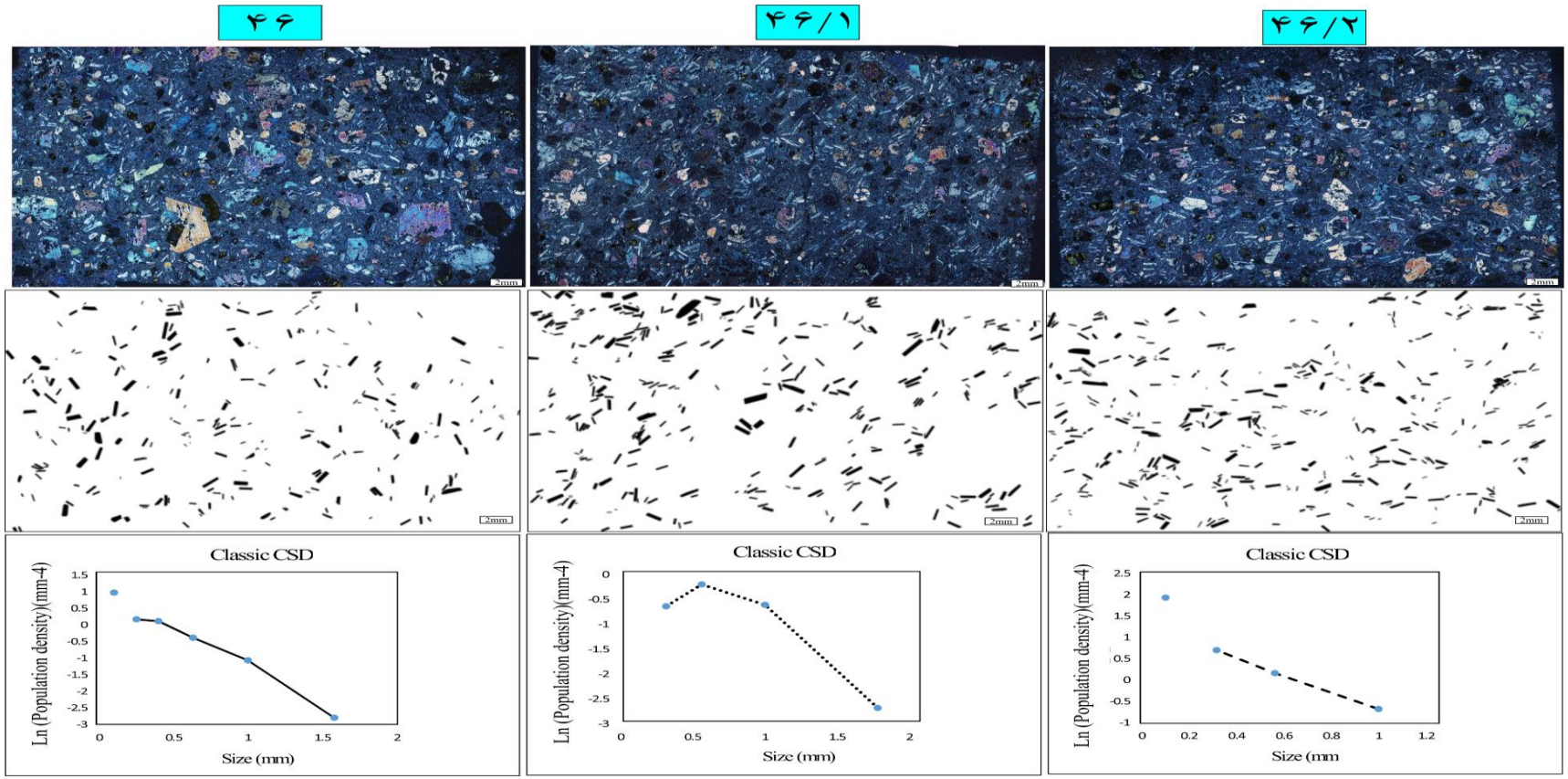
نمودار CSD رسم شده برای مقطع ۱-۴۶، از این نمونه سنگ الیوین بازالتی، تقعری به سمت پایین، در سمت چپ نمودار نشان می‌دهد. میزان تقعر در این نمودار نسبت به مقطع ۴۶ بیشتر است.

نمودار CSD رسم شده برای مقطع ۲-۴۶، از این نمونه سنگ الیوین بازالتی، روند خطی را نشان می‌دهد. این نمودار در بازه (۰/۱-۰/۱۷ mm) فاقد بلور بوده، بنابراین در این نمودار ناپیوستگی داریم.

نمودارهای با تقعر به سـمت پایین نشـان‌دهنده درشـت‌شدگی بلور است (شکل ۵-۶) (هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷؛ وان‌درزوان، ۲۰۱۳). لنتز و مک‌کوئین (۲۰۰۰)، معتقدند که این تقعر به سمت پایین ممکن است دو علت داشـته باشد: ۱-اگر توقف کامل هسته بندی با رشدی متوالی همراه باشد، در این صورت بلورهای کوچک‌تر در جهت بازه‌های حاوی بلورهای بزرگتر حرکت می‌کنند. ۲- ممکن است به دلیل جذب بلورهای کوچک، برای متعادل کردن رشد بلورهای بزرگ‌تر موجود باشد.

۵-۲-۶- نمونه سنگ تراکی آندزیتی (AB ۴۹)

در مقاطع تهیه شده از سنگ تراکی آندزیتی منطقه عباس‌آباد در سه بعد با شماره های ۴۹، ۱-۴۹، ۲-۴۹ به ترتیب از سمت راست به چپ تعداد ۳۲۰، ۴۴۶، ۵۵۴ بلورهای پلاژیوکلاز در مساحتی به اندازه (mm^2) ۷۵۴/۹۴۷، ۷۶۹/۷۵۰، ۶۹۷/۳۷۷ شـمارش شد. مساحت کل ناحیه اندازه‌گیری شده با استفاده از نرم‌افزار image j برای هرکدام از مقاطع به ترتیبی که در بالا ذکر شد محاسبه گردید.



شکل۵-۶- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ الیوین بازالتی در سه بعد (۴۶، ۴۶/۱ و ۴۶/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها. تمامی عکس‌ها دارای مقیاس دو میلی‌متر می‌باشند و با عدسی ۲/۵ میکروسکوپ تهیه شده‌اند.

نسبت ابعاد برای مقاطع ۴۹، ۱-۴۹، ۲-۴۹ با استفاده از نرم افزار CSDcorrection برابر با ۱:۴:۴، ۱:۵:۵ و ۲/۸۵: ۲/۸۵: ۱ ارزیابی شد. عدد گردشدگی برای هر سه مقطع ۴۹ برابر با ۰/۵ در نظر گرفته شد. برای درشت بلورهای پلاژیوکلاز نیز نرخ رشد 10^{-10} و برای میکرولیت‌ها 10^{-7} لحاظ گردید. نمودارهای CSD برای دو مقطع ۱-۴۹ و ۲-۴۹ دارای انحنا و شکستگی و نمودار CSD برای مقطع شماره ۴۹ دارای روند خطی است. میانگین مدت زمان اقامت بلور و نرخ هسته بندی بلورهای پلاژیوکلاز به ترتیب برای نمودارهای توزیع اندازه بلور با شیب زیاد برای دو مقطع ۱-۴۹ و ۲-۴۹ برابر با $10^{-1}\times$ ۱ سال و $2/01\times10^{-7}$ mms^{-1} و برای CSDهای با شیب کم نیز به ترتیب برابر با ۱۰۹/۵۲ سال و $1/98\times10^{-10}$ mms^{-1} برآورد شد. همچنین مدت زمان اقامت بلور و نرخ هسته بندی بلورهای پلاژیوکلاز برای مقطع شماره ۴۹ با روندی خطی به ترتیب برابر با ۱۰۶/۰۵ سال و $10^{-10}\times$ ۱/۵۴ mms^{-1} محاسبه شد. میانگین نسبت ابعاد شکل انتخابی برای بلورهای پلاژیوکلاز هر سه مقطع نمونه سنگ تراکی‌آندزیتی نیز برابر با نسبت ۳/۹۵: ۳/۹۵: ۱ به دست آمد. تراکم جمعیت بلورهای پلاژیوکلاز برای هر یک از مقاطع نمونه سنگ تراکی آندزیتی با شماره‌های ۴۹، ۱-۴۹، ۲-۴۹ نیز به ترتیب برابر با ۱۰/۸ mm^{-4}-، ۱۰/۰۳- و ۹/۶۱- ارزیابی شد. میانگین نسبت ابعاد شکل انتخابی برای بلورهای پلاژیوکلاز هر سه مقطع نمونه سنگ تراکی‌آندزیتی نیز برابر با نسبت ۳/۹۵: ۳/۹۵: ۱ به دست آمد. مقدار (Q) برابر با ۰/۱-۰/۰۹-۰/۵۵ به ترتیب برای هر یک از مقاطع ۴۹، ۱-۴۹ و ۲-۴۹ توسط نرم‌افزار (CSDcorrection) ارزیابی شد. تعداد بلورهای پلاژیوکلاز موجود در هر بازه در جدول (۵-۶) آورده شده است. تصویرهای تهیه شده از مقاطع مربوطه به این نمونه سنگ در جهات مختلف به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD مربوط به هریک از آنها در (شکل۵-۷) آورده شده است. هر سه نمودار CSD رسم شده برای بلورهای پلاژیوکلاز مقاطع ۴۹، ۱-۴۹ و ۲-۴۹، مربوط به این نمونه سنگ تراکی آندزیتی، دارای تقعری جزئی به سمت پایین، در سمت چپ نمودار هستند.

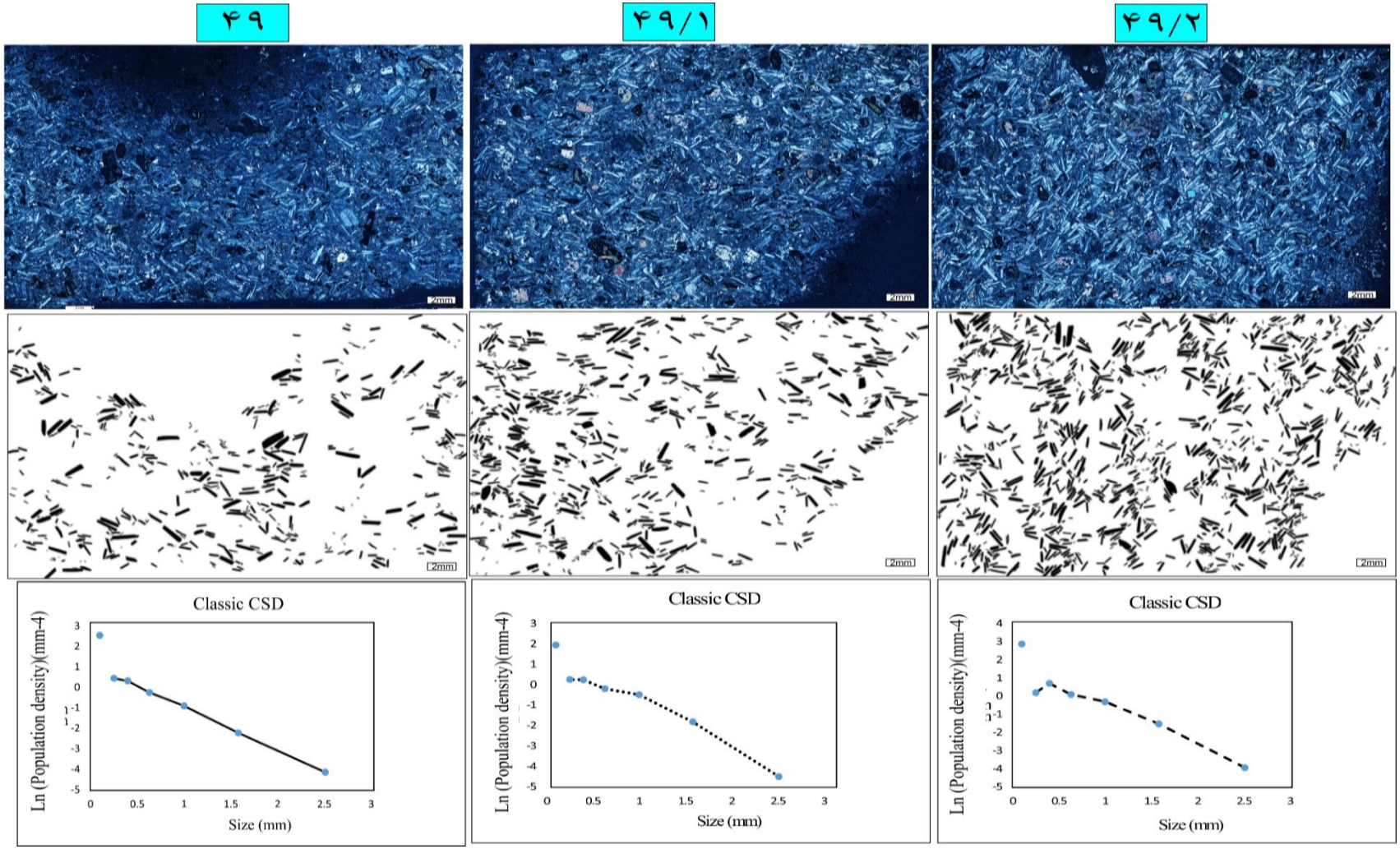
جدول ۵-۶- تعداد بلورهای پلاژیوکلاز در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های تراکی‌آندزیتی با شماره نمونه ۴۹.

۴۹PL	بازه	-۰/۱ ۰/۰۶۳۱	-۰/۱۵۸ ۰/۱	-۰/۲۵۱ ۰/۱۵۸	-۰/۳۹۸ ۰/۲۵۱	-۰/۶۳۱ ۰/۳۹۸	-۱ ۰/۶۳۱	-۱/۵۸ ۱	-۲/۵۱ ۱/۵۸	
	تعداد بلور	۲۴	۰	۲۷	۵۰	۶۶	۸۱	۵۳	۱۹	
۴۹-۱PL	بازه	-۰/۱ ۰/۰۶۳۱	-۰/۱۵۸ ۰/۱	-۰/۲۵۱ ۰/۱۵۸	-۰/۳۹۸ ۰/۲۵۱	-۰/۶۳۱ ۰/۳۹۸	-۱ ۰/۶۳۱	-۱/۵۸ ۱	-۲/۵۱ ۱/۵۸	
	تعداد بلور	۱۸	۰	۳۳	۶۰	۸۷	۱۳۹	۹۱	۱۸	
۴۹-۲PL	بازه	-۰/۱ ۰/۰۶۳۱	-۰/۱۵۸ ۰/۱	-۱/۲۵۱ ۰/۱۵۸	-۰/۰۳۹۸ ۰/۲۵۱	-۰/۰۶۳۱ ۰/۳۹۸	-۱ ۰/۰۶۳۱	-۱/۵۸ ۱	-۲/۵۱ ۱/۵۸	-۳/۹۸ ۲/۵۱
	تعداد بلور	۳۷	۰	۳۹	۸۵	۱۰۵	۱۵۱	۱۰۸	۲۷	۲

این حالت نشان‌دهنده درشت‌شدگی (هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷؛ واندرزوان، ۲۰۱۳) و یا به عبارتی دیگر بیانگر توقف هسته‌بندی همراه با رشد متوالی بلور است (لنتز و مک‌کوئین،۲۰۰۰). هر سه نمودار در بازه‌ی (۰/۱-۰/۱۵) فاقد بلور هستند (شکل ۵-۷). ناپیوستگی در نمودارها به علت فقدان بلور در بازه ذکر شده است. میزان تقعر در مقطع ۴۹ کم است و می‌توان روند آن را خطی در نظر گرفت. روند خطی در سمت راست هر سه نمودار، نشان‌دهنده رشد و هسته بندی متوالی بلورها، فرایند تفریق (جدایش بلور در طول تبلور تفریقی) و انباشت بلور است (گزینه پ در شکل ۵-۱۵ و گزینه دو در شکل ۵-۱۶).

۵-۲-۷- نمونه سنگ تراکی بازالتی (AB ۵۴)

در مقاطع تهیه شده از سنگ تراکی‌بازالتی در سه بعد با شماره های ۵۴، ۱-۵۴، ۲-۵۴ به ترتیب از سمت راست به چپ تعداد ۲۵۰، ۱۷۲، ۱۵۹ بلور پلاژیوکلاز در مساحتی به وسعت (mm^2)۶۹۸/۶۹۶، ۷۳۴/۲۲۳، ۷۹۲/۱۱۵ شمارش شد. نسبت ابعاد برای مقاطع ۵۴، ۱-۵۴، ۲-۵۴ با استفاده از نرم‌افزار CSDcorrection برابر با ۲/۸۵، ۲/۸۵، ۱ و ۴: ۴: ۱ و ۴: ۴: ۱ ارزیابی شد. برای تمامی مقاطع گردشدگی برابر با ۰/۵ در نظر گرفته شد. برای درشت بلورهای پلاژیوکلاز نیز نرخ رشد $۱۰^{-۱۰}$ و برای میکرولیت‌ها نیز $۱۰^{-۸}$ لحاظ گردید.



شکل ۵-۷- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ تراکی‌آندزیتی در سه بعد (۴۹، ۴۹/۱ و ۴۹/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها. تمامی عکس‌ها دارای مقیاس ۲ میلی‌متر می‌باشند و با عدسی ۲/۵ میکروسکوپ تهیه شده‌اند.

میانگین مدت زمان اقامت بلور و نرخ هســـته بندی بلورهای پلاژیوکلاز به ترتیب برای نمودارهای توزیع اندازه بلور با شـیب زیاد برابر با $۷/۸ \times ۱۰^{-۱}$ سال و $۱/۷۷ \times ۱۰^{-۸}$ mms^{-1} و برای CSDهای با شیب کم نیز به ترتیب برابر با ۸۶/۲۰ سـال و $۱/۴۸ \times ۱۰^{-۱۰}$ mms^{-1} برآورد شد. تراکم جمعیت بلورهای پلاژیوکلاز برای هر یک از مقاطع نمونه سنگ تراکی بازالتی با شماره‌های ۵۴، ۱-۵۴، ۲-۵۴ نیز به ترتیب برابر با $mm^{-۴}$ ۷/۳۷-، ۷/۶۸- و ۸/۱۴- محاســـبه شـــد. مقدار (Q) برابر با ۰/۸۸-۰/۷۹- ۰/۲۲-به ترتیب برای هر یک از مقاطع ۵۴، ۱-۵۴ و ۲-۵۴ توسـط نرم افزار (CSDcorrection) ارزیابی شـد. میانگین نسـبت ابعاد شـکل انتخابی برای بلورهای پلاژیوکلاز هر سه مقطع نمونه سنگ تراکی بازالتی نیز برابر با نسبت ۳/۶۱: ۳/۶۱: ۱ به دسـت آمد. تعداد بلورهای پلاژیوکلاز موجود در هر بازه در جدول (۵-۷) آورده شـده است. نمودارهای CSD هر سـه مقطع دارای انحنا و شـکستگی هستند. تصویرهای تهیه شده از مقاطع مربوط به این نمونه سـنگ در جهات مختلف به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD مربوط به هریک از آنها در (شکل۵-۸) آورده شده است.

جدول ۵-۷- تعداد بلورهای پلاژیوکلاز در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های تراکی بازالتی با شماره نمونه ۵۴.

۵۴PL	بازه	-۰/۱ ۰/۰۳۱۶	-۰/۳۱۶ ۰/۱	-۱ ۰/۳۱۶	-۳/۱۶ ۱	-۱۰ ۳/۱۶	-۳۱/۶ ۱۰	-۱۰۰ ۳۱/۶
	تعداد بلور	۱۱	۴۰	۱۸۹	۹	۰	۰	۱
۵۴-۱PL	بازه	-۰/۱ ۰/۰۳۱۶	-۰/۳۱۶ ۰/۱۰۰	-۱ ۰/۳۱۶	-۳/۱۶ ۱			
	تعداد بلور	۹	۳۴	۱۲۴	۵			
۵۴-۲PL	بازه	-۰/۱ ۰/۰۳۱۶	-۰/۳۱۶ ۰/۱۰۰	-۱/۰۰ ۰/۳۱۶	-۳/۱۶ ۱/۰۰			
	تعداد بلور	۶	۲۵	۱۱۸	۱۰			

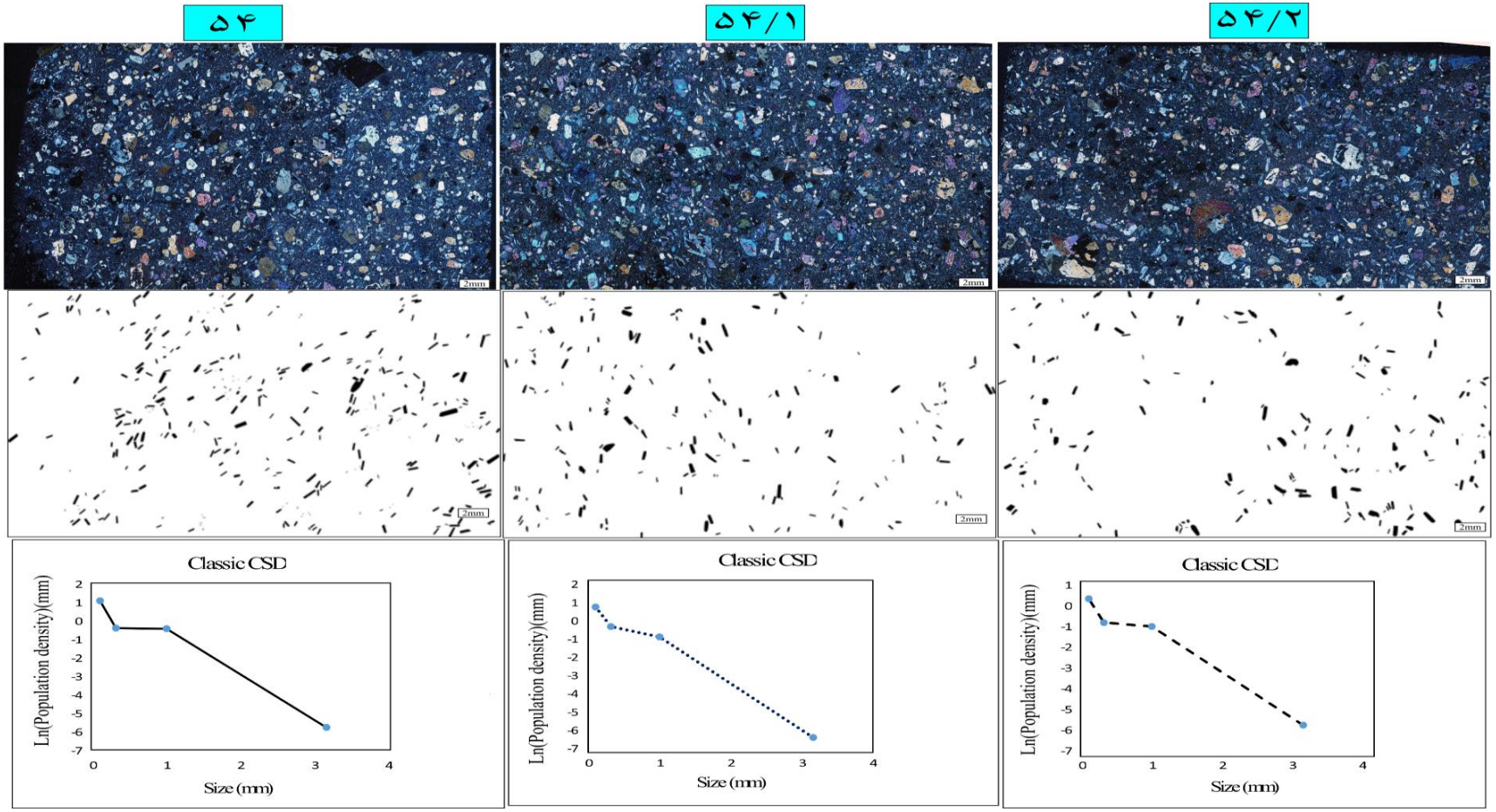
هر سـه نمودار CSD رسـم شده برای بلورهای پلاژیوکلاز مقاطع ۵۴، ۱-۵۴ و ۲-۵۴ مربوط به این نمونه سـنگ الیوین بازالتی، در سـمت راسـت نمودار، تقعری به سـمت بالا را (در جهت بلورهایی با اندازه‌های

کوچک) نشـان می‌دهند (شکل ۵-۸). تقعر به سمت بالا، نشان‌دهنده جدایش بلور در طول تبلور تفریقی، انباشـت، افزایش تبلور، تجمع بلورهای کوچک و یا اختلاط ماگمایی و جمعیت‌های بلوری است (گزینه ث در شکل ۵-۱۵، گزینه سه در شکل ۵-۱۶ و گزینه‌های ب، پ، ت، ث و خ در شکل ۵-۱۸).

نمودارهای رسم شده برای نمونه‌های ۲-۴۶ و ۴۹ به صورت خطی است. نمودارهای رسم شده برای نمونه های ۴۳، ۱-۴۳، ۲-۴۳، ۵۴، ۱-۵۴، ۲-۵۴، ۲۸، ۱-۲۸، ۲-۲۸ دارای تقعر به سـمت بالا هسـتند. میزان تقعر در نمونه ۱-۴۳ از سایر نمودارها بیشتر است. نمودارهای۱۰، ۱-۱۰، ۲-۱۰، ۴۱، ۱-۴۱، ۲-۴۱، ۴۶ ، ۱-۴۶، ۱-۴۹ و ۲-۴۹ دارای تقعر به سمت پایین در سمت چپ نمودار هستند.

جدول ۵-۸- محاسبه شیب، تقاطع و نرخ هسته بندی برای هر یک از نمودارهای CSD رسم شده برای بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های آندزیتی و بازالتی که دارای شکستگی هستند.

زمـان رشـد (yr)	سـرعت هسته بندی برا ی خط بـا شـیـب کم mms^{-1}	تقاطع CSD برای خط بـا شیب کم	خـط دارای شیب کم	زمـان رشد(yr)	سرعت هسته بندی برای خط با شـیب زیاد mms^{-1}	تـقـاطـع CSD برای خط با شیب زیاد	خـط دارای شـیـب زیاد	نمونه
۱۰۹/۷۲	۰/۹۳×۱۰-۱۰	۰/۹۳	-۲/۸۹	۱/۰۵	۱/۲۴×۱۰-۸	۱/۲۴	-۳	۱۰AB
۱۱۱/۶۵	-۲/۸۴×۱۰-۱۰	-۲/۸۴	-۲/۸۴	۱/۰۶	۱/۲۱×۱۰-۸	۱/۲۱	-۲/۹۹	۱۰-۱ AB
۱۳۲/۶۷	۰/۱۵×۱۰-۱۰	۰/۱۵	-۲/۳۹	۱/۱۳	۰/۸۵×۱۰-۸	۰/۸۵	-۲/۸۰	۱۰- ۲AB
۱۰۶/۰۵	۱/۰۵×۱۰-۱۰	۱/۰۵	-۲/۹۹	۰/۸۷	۱/۶۹×۱۰-۸	۱/۶۹	-۳/۶۱	۲۸AB
۱۱۷/۴۴	۰/۶۶×۱۰-۱۰	۰/۶۶	-۲/۷۰	۱/۱۵	۰/۶۹×۱۰-۸	۰/۶۹	-۲/۷۴	۲۸-۱ AB
۸۵/۷۰	۰/۷۲×۱۰-۱۰	۰/۷۲	-۳/۷۰	۰/۸۰	۰/۹۵×۱۰-۸	۰/۹۵	-۳/۹۶	۲۸-۲ AB
۵۲/۰۶	۲/۷۷×۱۰-۱۰	۲/۷۷	-۶/۰۹	۰/۴۷	۳/۱۶×۱۰-۸	۳/۱۶	-۶/۶۸	۴۱AB
۶۹/۲۳	۱/۸۶×۱۰-۱۰	۱/۸۶	-۴/۵۸	۰/۵۴	۲/۷۰×۱۰-۸	۲/۷۰	-۵/۸۰	۴۱-۱AB
۴۹/۳۱	۳/۷۵×۱۰-۱۰	۳/۷۵	-۶/۴۳	۰/۴۵	۴/۱۱×۱۰-۸	۴/۱۱	-۶/۹۹	۴۱-۲AB
۱۱۹/۶۵	۱/۲۹×۱۰-۱۰	۱/۲۹	-۲/۶۵	۱/۱۵	۱/۴۱×۱۰-۸	۱/۴۱	-۲/۷۵	۴۳AB
۱۱۷/۴۴	۰/۶۷×۱۰-۱۰	۰/۶۷	-۲/۷۰	۱/۱۳	۰/۷۸×۱۰-۸	۰/۷۸	-۲/۷۹	۴۳-۱AB
۱۱۰/۴۸	۱/۳۵×۱۰-۱۰	۱/۳۵	-۲/۸۷	۱/۰۶	۱/۵۰×۱۰-۸	۱/۵۰	-۲/۹۹	۴۳-۲AB
۱۰۵/۳۴	۱/۲۳×۱۰-۱۰	۱/۲۳	-۳/۰۱	۱/۰۳	۱/۲۷×۱۰-۸	۱/۲۷	-۳/۰۵	۴۶AB
۱۱۰/۴۸	۱/۴۳×۱۰-۱۰	۱/۴۳	-۲/۸۷	۱/۰۷	۱/۵۳×۱۰-۸	۱/۵۳	-۲/۹۴	۴۶-۱AB
۱۱۴/۰۶	۱/۷۰×۱۰-۱۰	۱/۷۰	-۲/۷۸	۰/۱۱	۱/۷۳×۱۰-۷	۱/۷۳	-۲/۷۹	۴۹-۱AB
۱۰۴/۹۹	۲/۲۶×۱۰-۱۰	۲/۲۶	-۳/۰۲	۰/۱۰	۲/۳۰×۱۰-۷	۲/۳۰	-۳/۰۳	۴۹-۲ AB
۸۷/۸۳	۱/۷۴×۱۰-۱۰	۱/۷۴	-۳/۶۱	۰/۷۹	۲/۰۶×۱۰-۸	۲/۰۶	-۴	۵۴AB
۸۹/۰۷	۱/۲۴×۱۰-۱۰	۱/۲۴	-۳/۵۶	۰/۷۷	۱/۶۷×۱۰-۸	۱/۶۷	-۴/۱۱	۵۴-۱AB
۸۱/۷۲	۱/۴۶×۱۰-۱۰	۱/۴۶	-۳/۸۸	۰/۷۸	۱/۶۰×۱۰-۸	۱/۶۰	-۴/۰۳	۵۴-۲ AB



شکل۵-۸- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ تراکی بازالتی در سه بعد (۵۴، ۵۴/۱ و ۵۴/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آن‌ها. تمامی عکس‌ها دارای مقیاس ۲ میلی‌متر می‌باشند و با عدسی ۲/۵ میکروسکوپ تهیه شده‌اند.

جدول ۵-۹- محاسبه میانگین زمان رشد و سرعت هسته بندی برای هر یک از نمودارهای CSD رسم شده برای بلورهای پلاژیوکلاز، در نمونه‌های آندزیت-بازالتی که دارای شکستگی هستند.

نمونه	میانگین سنی خط دارای شیب زیاد (yr)	میانگین هسته بندی برای خط با شیب زیاد (mms-1)	میانگین سنی خط دارای شیب کم (yr)	میانگین هسته بندی برای خط با شیب کم (mms-1)
۱۰AB	۱/۰۸	$۱/۱\times۱۰^{-۸}$	۱۱۸/۰۱	$۰/۵۸\times۱۰^{-۱۰}$
۲۸AB	۰/۹۴	$۱/۱۱\times۱۰^{-۸}$	۱۰۳/۰۶	$۰/۸۱\times۱۰^{-۱۰}$
۴۱AB	۰/۴۸	$۳/۳۲\times۱۰^{-۸}$	۵۶/۸۶	$۱/۳۸\times۱۰^{-۱۰}$
۴۳AB	۱/۱۱	$۱/۲۳\times۱۰^{-۸}$	۱۱۵/۸۵	$۱/۱۰\times۱۰^{-۱۰}$
۴۶AB	۱/۰۵	$۱/۴\times۱۰^{-۸}$	۱۰۷/۹۴	$۱/۳۳\times۱۰^{-۱۰}$
۴۹AB	۰/۱۰	$۲/۰۱\times۱۰^{-۷}$	۱۰۹/۵۲	$۱/۹۸\times۱۰^{-۱۰}$
۵۴AB	۰/۷۸	$۱/۷۷\times۱۰^{-۸}$	۸۶/۲۰	$۱/۴۸\times۱۰^{-۱۰}$

جدول ۵-۱۰- محاسبه شیب و تقاطع بلورهای پلاژیوکلاز برای هریک از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ‌های آندزیت-بازالتی که CSD آنها مستقیم هستند.

نمونه	شیب CSD	تقاطع CSD mms-1	سرعت هسته بندی mms-1	زمان رشد(yr)
۴۶-۲AB	-۲/۵۸	۱/۸۰	$۱/۸۰\times۱۰^{-۱۰}$	۱۲۲/۹۰
۴۹AB	-۲/۹۹	۱/۵۴	$۱/۵۴\times۱۰^{-۱۰}$	۱۰۶/۰۵

۵-۳- نتایج توزیع اندازه بلورهای پیروکسن

آنالیز توزیع اندازه بلورهای پیروکسن بر روی ۶ نمونه از ۲۰ نمونه مورد مطالعه که بلورهای پیروکسن به تعداد کافی دارند، صورت گرفت. واحد اندازه گیری شده برای بلورها به mm و برای مقیاس چگالی تجمعی $mm^{-۴}$ است. روند کار مشابه آنالیز توزیع اندازه بلورهای پلاژیوکلاز است. با این تفاوت که نرخ رشد بلورهای پیروکسن مطابق با آنچه که در مبحث نرخ رشد و هسته بندی ذکر شد، برابر با $۱۰^{-۵}$ در نظر گرفته شد. تصویر مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های مورد مطالعه که هر کدام در سه بعد تهیه شده نیز به همراه تصاویر باینری (سیاه و سفید) بلور مورد مطالعه (پیروکسن) و نمودارهای CSD ترسیم شده برای هر یک از آنها توسط نرم‌افزار CSDCorrection برای نمونه سنگ‌های آندزیتی و بازالتی به طور جداگانه برای

هر سنگ در ادامه مبحث آورده شده است (شکل‌های ۵-۹، ۵-۱۰، ۵-۱۱، ۵-۱۲، ۵-۱۳و ۵-۱۴). مدت زمان اقامت ماگما در محفظه ماگمایی و سرعت هسته بندی بلورهای پیروکسن نیز بر اساس شیب کم و زیاد نمودارهای CSD و همچنین بر اساس این که در کدام یک از گروه‌های CSD، با روند خطی یا شکستگی قرار گرفته باشد، به طور جداگانه محاسبه و در جدول‌های (۵-۱۷) آورده شده است. شکل فرضی برای بلورهای پیروکسن موجود در هر یک از مقاطع به تصویر کشیده شده، مدل بهترین بیضی منطبق با بلور در نظر گرفته شد. میانگین زمان رشد و هسته بندی بلورهای پیروکسن برای نمودارهای دارای روند خطی یا انحنا نیز به طور جداگانه محاسبه و نتایج در جدول (۵-۱۸) ذکر شده است.مقدار (Q) نیز برای هر یک از مقاطع به طور مجزا توسط نرم افزار (CSDcorrection) محاسبه شد.

۵-۳-۱-نمونه سنگ الیوین بازالتی (AB ۱۰)

در مقاطع تهیه شده از سنگ الیوین‌بازالتی منطقه عباس‌آباد در سه جهت با شماره های ۱۰، ۱-۱۰، ۲-۱۰ به ترتیب از سمت راست به چپ، تعداد ۱۹۸، ۳۰۲، ۱۵۹ بلورهای پیروکسن در مساحتی به وسعت (mm^2) ۷۰۳/۱۴، ۷۴۶/۰۶، ۷۵۷/۹۰ شمارش شد. نسبت ابعاد شکل فرضی، برای بلورهای پیروکسن موجود در مقاطع ۱۰، ۱-۱۰، ۲-۱۰ با استفاده از نرم افزار CSDcorrection برابر با ۱/۶۶: ۱/۶۶: ۱ و ۲: ۲: ۱ و ۱/۸۱: ۱/۸۱: ۱ ارزیابی شد. گردشدگی برای هر سه مقطع برابر با ۰/۵ در نظر گرفته شد. برای درشت بلورهای پیروکسن، نرخ رشد برابر با 10^{-5} لحاظ گردید. میانگین مدت زمان اقامت بلور و نرخ هسته بندی بلورهای پیروکسن به ترتیب برای نمودارهای توزیع اندازه بلور با شیب زیاد برابر با $1/18\times10^{-3}$ سال و $8/13\times10^{-6}$ mms^{-1} و برای CSDهای با شیب کم نیز به ترتیب برابر با $1/21\times10^{-3}$ سال و $7/86\times10^{-6}$ mms^{-1} برآورد شد. تراکم جمعیت بلورهای پیروکسن، برای هر یک از مقاطع نمونه سنگ الیوین بازالتی با شماره‌های ۱۰، ۱-۱۰، ۲-۱۰ نیز به ترتیب برابر با mm^{-4} ۱۸/۴-، ۱۱/۱۵-و ۱۵/۷۶-

ارزیابی شـــد. مقدار (Q) برابر با ۰/۰۲-۰/۰۴- ۰/۱۵ به ترتیب برای هر یک از مقاطع ۱۰، ۱-۱۰ و ۲-۱۰ توسط نرم‌افزار (CSDcorrection) ارزیابی شد. میانگین نسبت ابعاد شکل انتخابی برای بلورهای پیروکسن هر سـه مقطع نمونه سـنگ الیوین بازالتی نیز برابر با نسـبت ۱/۸۲: ۱/۸۲: ۱ به دست آمد. تعداد بلورهای پیروکسـن موجود در هر بازه در جدول (۵-۱۱) آورده شـده اسـت. نمودارهای CSD هر سه مقطع دارای انحنا و شـکستگی هستند. تصویرهای تهیه شده از مقاطع مربوطه به نمونه سنگ الیوین بازالتی در جهات مختلف به همراه تصـاویر باینری و نمودارهای CSD مربوط به هریک از آنها در (شـکل۵-۹) آورده شـده است.

جدول ۵-۱۱- تعداد بلورهای پیروکسن در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۱۰.

۱۰Px	بازه	-۰/۱۰۰ ۰/۰۶۸۱	-۰/۱۴۷ ۰/۱۰۰	-۰/۲۱۵ ۰/۱۴۷	-۰/۳۱۶ ۰/۲۱۵	-۰/۴۶۴ ۰/۳۱۶	-۰/۶۸۱ ۰/۴۶۴	-۱/۰۰ ۰/۶۸۱	-۱/۴۷ ۱/۰۰	-۲/۱۵ ۱/۴۷	-۳/۱۶ ۲/۱۵
	تعداد بلور	۵	۰	۲۲	۲۶	۴۹	۴۰	۳۰	۱۵	۶	۵
۱۰-۱Px	بازه	-۰/۱۰۰ ۰/۰۶۸۱	-۰/۱۴۷ ۰/۱۰۰	-۰/۲۱۵ ۰/۱۴۷	-۰/۳۱۶ ۰/۲۱۵	-۰/۴۶۴ ۰/۳۱۶	-۰/۶۸۱ ۰/۴۶۴	-۱/۰۰ ۰/۶۸۱	-۱/۴۷ ۱/۰۰	-۲/۱۵ ۱/۴۷	-۳/۱۶ ۲/۱۵
	تعداد بلور	۶	۰	۳۳	۳۶	۴۵	۵۹	۵۴	۲۹	۳۳	۷
۱۰-۲Px	بازه	-۰/۲۵۱ ۰/۱۵۸	-۰/۳۹۸ ۰/۲۵۱	-۰/۶۳۱ ۰/۳۹۸	-۱/۰۰ ۰/۶۳۱	-۱/۵۸ ۱/۰۰	-۲/۵۱ ۱/۵۸	-۳/۹۸ ۲/۵۱			
	تعداد بلور	۱۳	۲۴	۳۸	۴۸	۲۹	۱۰	۳			

هر دو نمودار CSD رسـم شـده برای بلورهای پیروکسـن مقاطع ۱۰ و ۱-۱۰ مربوط به این نمونه سـنگ تراکی بازالتی، تقعری به سـمت بالا، در سـمت راسـت نمودار (در جهت اندازه‌های کوچک و بزرگ) نشان می‌دهند (شـکل ۵-۹). تقعر به سـمت بالا، نشـان‌دهنده تفریق، انباشـت، افزایش تبلور، تجمع بلورهای کوچک و یا اختلاط ماگمایی و جمعیت‌های بلوری اسـت (گزینه ت در شـکل ۵-۱۵، گزینه سـه در شکل ۵-۱۶ و گزینه‌های ب، پ، ت، ث و خ در شکل ۵-۱۸) (لنتز و مک‌کوئین، ۲۰۰۰؛ هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷ و واندرزوان، ۲۰۱۳). نمودار CSD رسـم شـده برای مقطع شماره ۲-۱۰، در سمت چپ نمودار، تقعری به سـمت پایین را نشـان می‌دهد (شکل ۵-۹). این حالت نشان‌دهنده درشت‌شدگی است (لنتز و مک‌کوئین،

۲۰۰۰؛ هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷؛ واندرزوان، ۲۰۱۳). لنتز و مک‌کوئین (۲۰۰۰)، معتقدند درشت‌شدگی توسط دو فرایند ایجاد می‌شود :۱- اگر توقف کامل هسته‌بندی با رشدی مداوم همراه باشد که در این صورت، بلورهای کوچک‌تر در جهت بازه‌های حاوی بلورهای بزرگ‌تر حرکت می‌کنند. ۲- ممکن است به دلیل جذب بلورهای کوچک برای متعادل کردن رشد بلورهای بزرگ‌تر موجود باشد.

۵-۳-۲- نمونه سنگ الیوین بازالتی (AB ۲۶)

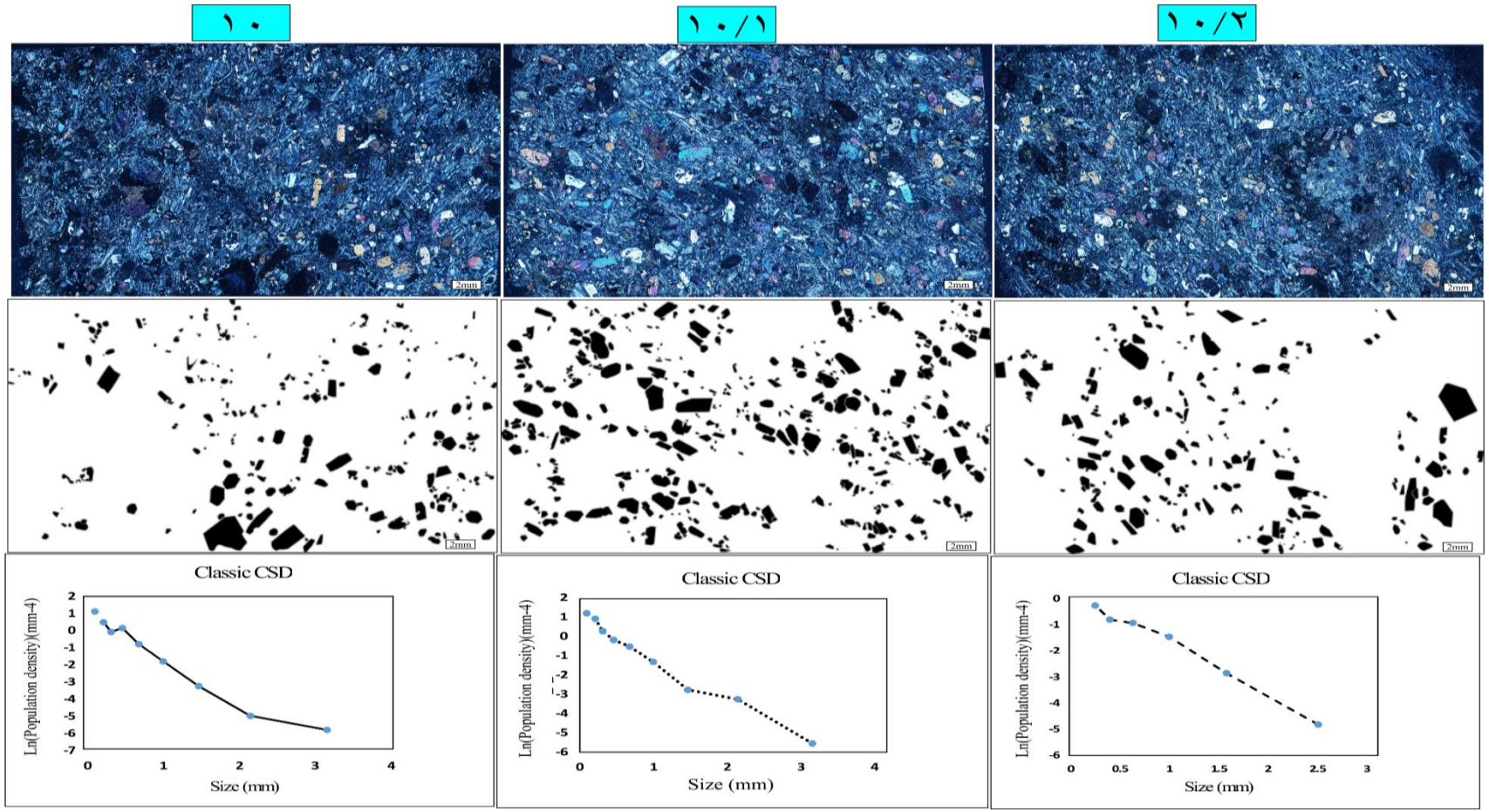
در مقاطع تهیه شده از سنگ الیوین‌بازالتی منطقه کاهک در سه بعد با شماره های ۲۶، ۱-۲۶، ۲-۲۶ به ترتیب از سمت راست به چپ تعداد ۱۸۰، ۲۰۴، ۱۷۵ بلور پیروکسن در مساحتی به وسعت (mm^2)۷۳۱/۲۶۲۶، ۸۶۱/۵۲۷، ۷۴۶/۰۶۵ شمارش شد. نسبت ابعاد شکل فرضی (بهترین بیضی منطبق با بلور) برای بلورهای پیروکسن موجود در مقاطع ۲۶، ۱-۲۶، ۲-۲۶ با استفاده از نرم‌افزار CSDcorrection برابر با ۱/۵۳: ۱/۵۳: ۱ ، ۱/۶۶: ۱/۶۶: ۱ و ۱/۵۳: ۱/۵۳: ۱ ارزیابی شد. برای تمامی مقاطع گرد شدگی بلورهای پیروکسن برابر با ۰/۵ در نظر گرفته شد. برای درشت بلورهای پیروکسن نیز نرخ رشد $۱۰^{-۵}$ لحاظ گردید. میانگین مدت زمان اقامت بلور و نرخ هسته بندی بلورهای پیروکسن به ترتیب برای نمودارهای توزیع اندازه بلور با شیب زیاد برابر با $۱۰^{-۳}\times$ ۱/۳۳ سال و mms^{-1} $۴/۵۶\times۱۰^{-۶}$ و برای CSDهای با شیب کم نیز به ترتیب برابر با $۱/۳۴\times۱۰^{-۳}$ سال و mms^{-1} $۸/۹\times۱۰^{-۶}$ برآورد شد. تراکم جمعیت و مقدار (Q) بلورهای پیروکسن برای هر یک از مقاطع نمونه سنگ الیوین بازالتی با شماره‌های ۲۶، ۱-۲۶، ۲-۲۶ نیز به ترتیب برابر با $mm^{-۴}$ ۱۸/۴۵-، ۲۰/۴۳- ۲۰/۶- و ۰/۰۷-۰/۰۲- ۰/۰۷ توسط نرم افزار (CSDcorrection) ارزیابی شد. میانگین نسبت ابعاد شکل انتخابی برای بلورهای پیروکسن هر سه مقطع نمونه سنگ الیوین بازالتی نیز برابر با نسبت ۱/۵۷: ۱/۵۷: ۱ به دست آمد. مقدار (Q) برابر با ۰/۳-۰/۰۲- ۰/۶۷ به ترتیب برای هر یک از مقاطع ۲۶، ۱-۲۶ و ۲-۲۶ توسط نرم افزار (CSDcorrection) ارزیابی شد. تصویرهای تهیه شده

از مقاطع مربوطه به نمونه ســـنگ الیوین بازالتی در جهات مختلف به همراه تصـــاویر باینری و نمودارهای CSD مربوط به هریک از آنها در (شـکل۵-۱۰) آورده شـده اسـت. نمودارهای CSD هر سـه مقطع دارای شکستگی و انحنا هستند. تعداد بلورهای پیروکسن موجود در هر بازه در جدول (۵-۱۲) آورده شده است. تصـــویرهای تهیه شـــده از مقاطع مربوطه به این نمونه ســـنگ الیوین بازالتی در جهات مختلف به همراه تصـاویر باینری و نمودارهای CSD مربوط به هریک از آنها در (شـکل۵-۱۰) آورده شده است. نمودارهای CSD هر سه مقطع دارای شکستگی و انحنا هستند.

جدول ۵-۱۲- تعداد بلورهای پیروکسن در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۲۶.

۲۶PX	بازه	-۰/۱۰۰ ۰/۰۶۳۱	-۰/۱۵۸ ۰/۱۰۰	-۰/۲۵۱ ۰/۱۵۸	-۰/۳۹۸ ۰/۲۵۱	-۰/۶۳۱ ۰/۳۹۸	-۱/۰۰ ۰/۶۳۱	-۱/۵۸ ۱/۰۰	-۲/۵۱ ۱/۵۸	-۳/۹۸ ۲/۵۱	-۶/۳۱ ۳/۹۸
	تعداد بلور	۱	۰	۱۶	۳۳	۴۱	۳۲	۳۱	۱۷	۷	۱
۲۶-۱PX	بازه	-۰/۱۰۰ ۰/۰۵۶۲	-۰/۱۷۸ ۰/۱۰۰	-۰/۳۱۶ ۰/۱۷۸	-۰/۵۶۲ ۰/۳۱۶	-۱/۰۰ ۰/۵۶۲	-۱/۷۸ ۱/۰۰	-۳/۱۶ ۱/۷۸	-۵/۶۲ ۳/۱۶		
	تعداد بلور	۷	۰	۴۲	۵۶	۴۸	۳۹	۱۰	۲		
۲۶-۲PX	بازه	-۰/۱۰۰ ۰/۰۵۶۲	-۰/۱۷۸ ۰/۱۰۰	-۰/۳۱۶ ۰/۱۷۸	-۰/۵۶۲ ۰/۳۱۶	-۱/۰۰ ۰/۵۶۲	-۱/۷۸ ۱/۰۰	-۳/۱۶ ۱/۷۸	-۵/۶۲ ۳/۱۶		
	تعداد بلور	۱	۰	۳۲	۴۷	۴۳	۳۳	۱۸	۱		

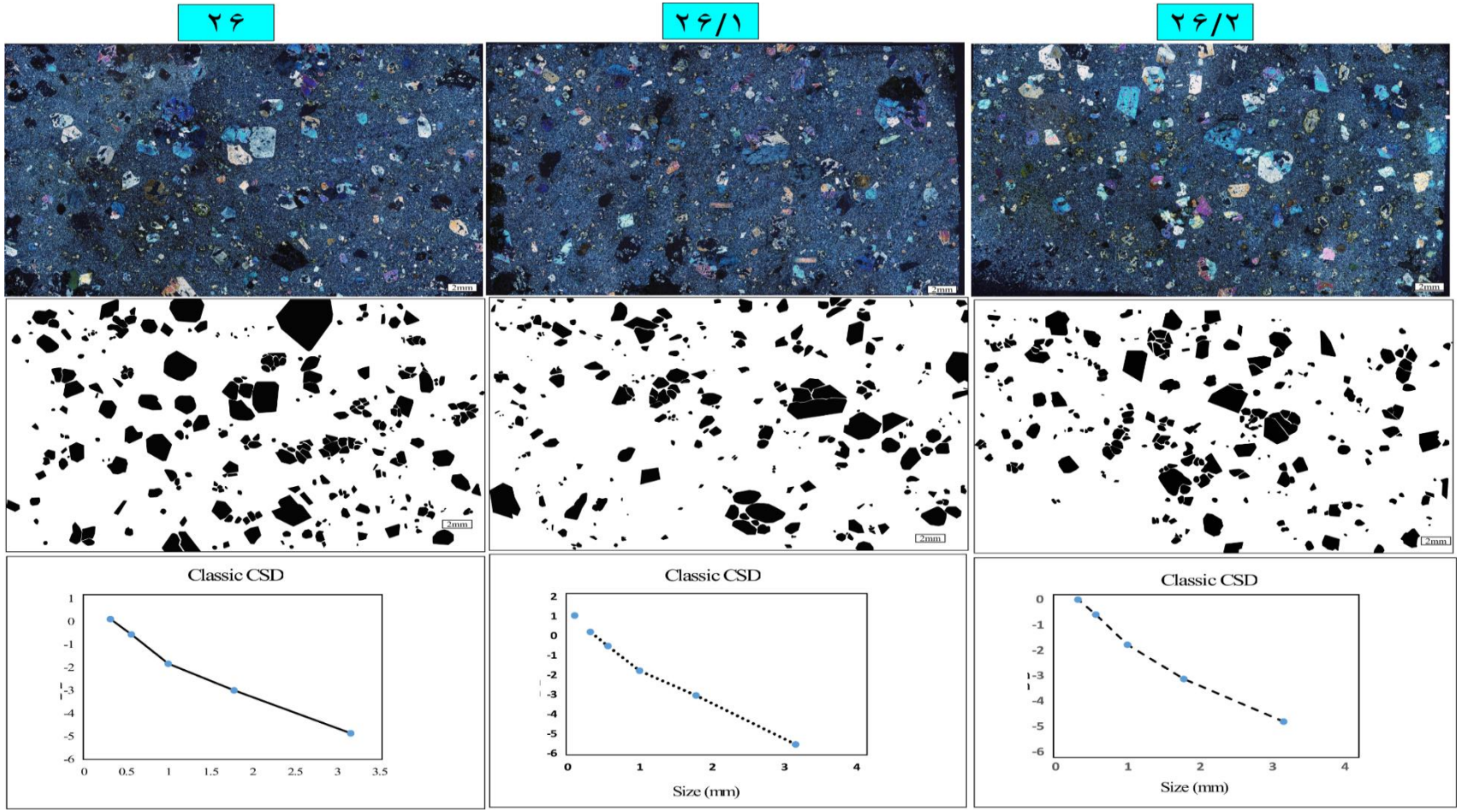
هر سـه نمودارCSD بلورهای پیروکسـن رسـم شـده برای مقاطع ۲۶، ۱-۲۶ و ۲-۲۶ مربوط به این نمونه سـنگ الیوین بازالتی، در سـمت راست نمودار، تقعری به سمت بالا را (در جهت اندازه‌های کوچک بلورها) نشان می‌دهند (شکل ۵-۱۰). تقعر به سمت بالا، نشان‌دهنده تفریق، انباشت، افزایش تبلور، تجمع بلورهای کوچک و یا اختلاط ماگمایی و جمعیت‌های بلوری است (گزینه ت در شکل ۵-۱۵، گزینه سه در شکل ۵-۱۶ و گزینه‌های ب، پ، ت، ث و خ در شکل ۵-۱۸) (لنتز و مک‌کوئین، ۲۰۰۰؛ هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷ و واندرزوان، ۲۰۱۳).



شکل ۵-۹- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ الیوین بازالتی در سه بعد (۱۰، ۱۰/۱و ۱۰/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها.
تمامی عکس‌ها دارای مقیاس ۲ میلی‌متر می‌باشند و با عدسی ۲/۵ میکروسکوپ تهیه شده‌اند.

۵-۳-۳- نمونه سنگ تراکی بازالتی (AB ۲۸)

در مقاطع تهیه شده از سنگ تراکی‌بازالتی منطقه کاهک در سه بعد با شماره های ۲۸، ۱-۲۸، ۲-۲۸ به ترتیب از سمت راست به چپ تعداد ۲۲۷، ۲۵۸، ۲۶۶ بلور پیروکسن در مساحتی به وسعت (mm^2) ۶۸۰/۹۳۲، ۷۲۸/۳۰۱، ۷۲۲/۳۸۰ شمارش شد. مساحت کل ناحیه اندازه‌گیری شده با استفاده از نرم افزار image j برای هرکدام از مقاطع به ترتیبی که در بالا ذکر شد محاسبه گردید. نسبت ابعاد شکل فرضی برای بلورهای پیروکسن مقاطع ۲۸، ۱-۲۸، ۲-۲۸ با استفاده از نرم افزار CSDcorrection برابر با ۱/۳۳: ۱/۳۳: ۱ و ۱/۶۶: ۱/۶۶: و : ۱/۵۳: ۱:۱/۵۳ ارزیابی شد. برای مقاطع ۲۸، ۱-۲۸، ۲-۲۸ عدد گردشدگی برای هر سه مقطع برابر با ۰/۵ در نظر گرفته شد. برای بلورهای پیروکسن نیز نرخ رشد 10^{-5} لحاظ گردید (لنتز و مک‌کوئین، ۲۰۰۰). میانگین مدت زمان اقامت بلور و نرخ هسته بندی بلورهای پیروکسن به ترتیب برای نمودارهای توزیع اندازه بلور با شیب زیاد برابر با $10^{-3}\times$ ۱/۵۶ سال و $4/3\times10^{-6}$ mms^{-1} و برای CSDهای با شیب کم نیز به ترتیب برابر با $1/60\times10^{-3}$ سال و $2/96\times10^{-6}$ mms^{-1} برآورد شد. تراکم جمعیت برای بلورهای پیروکسن هر یک از مقاطع نمونه سنگ تراکی بازالتی با شماره‌های ۲۸، ۱-۲۸، ۲-۲۸ نیز به ترتیب برابر با mm^{-4} ۱۵/۰۲-، ۱۴/۱۵-و ۱۵/۰۱- ارزیابی شد. مقدار (Q) برابر با ۰/۰۳-۰/۱۷-۰/۸۴ به ترتیب برای هر یک از مقاطع ۲۸، ۱-۲۸ و ۲-۲۸ توسط نرم افزار (CSDcorrection) ارزیابی شد. میانگین نسبت ابعاد شکل انتخابی برای بلورهای پیروکسن هر سه مقطع نمونه سنگ تراکی بازالتی نیز برابر با نسبت ۱/۵۰: ۱/۵۰: ۱ به دست آمد. تعداد بلورهای پیروکسن موجود در هر بازه در جدول (۵-۱۳) آورده شده است. تصویرهای تهیه شده از مقاطع مربوطه به نمونه سنگ الیوین بازالتی در جهات مختلف به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD مربوط به هریک از آنها در (شکل۵-۱۱) آورده شده است. نمودارهای CSD هر سه مقطع دارای شکستگی و انحنا هستند.



شکل ۵-۱۰- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ الیوین بازالتی در سه بعد (۲۶، ۲۶/۱ و ۲۶/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها.
تمامی عکس‌ها دارای مقیاس ۲ میلی‌متر می‌باشند و با عدسی ۲/۵ میکروسکوپ تهیه شده‌اند.

جدول ۵-۱۳- تعداد بلورهای پیروکسن در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۲۸.

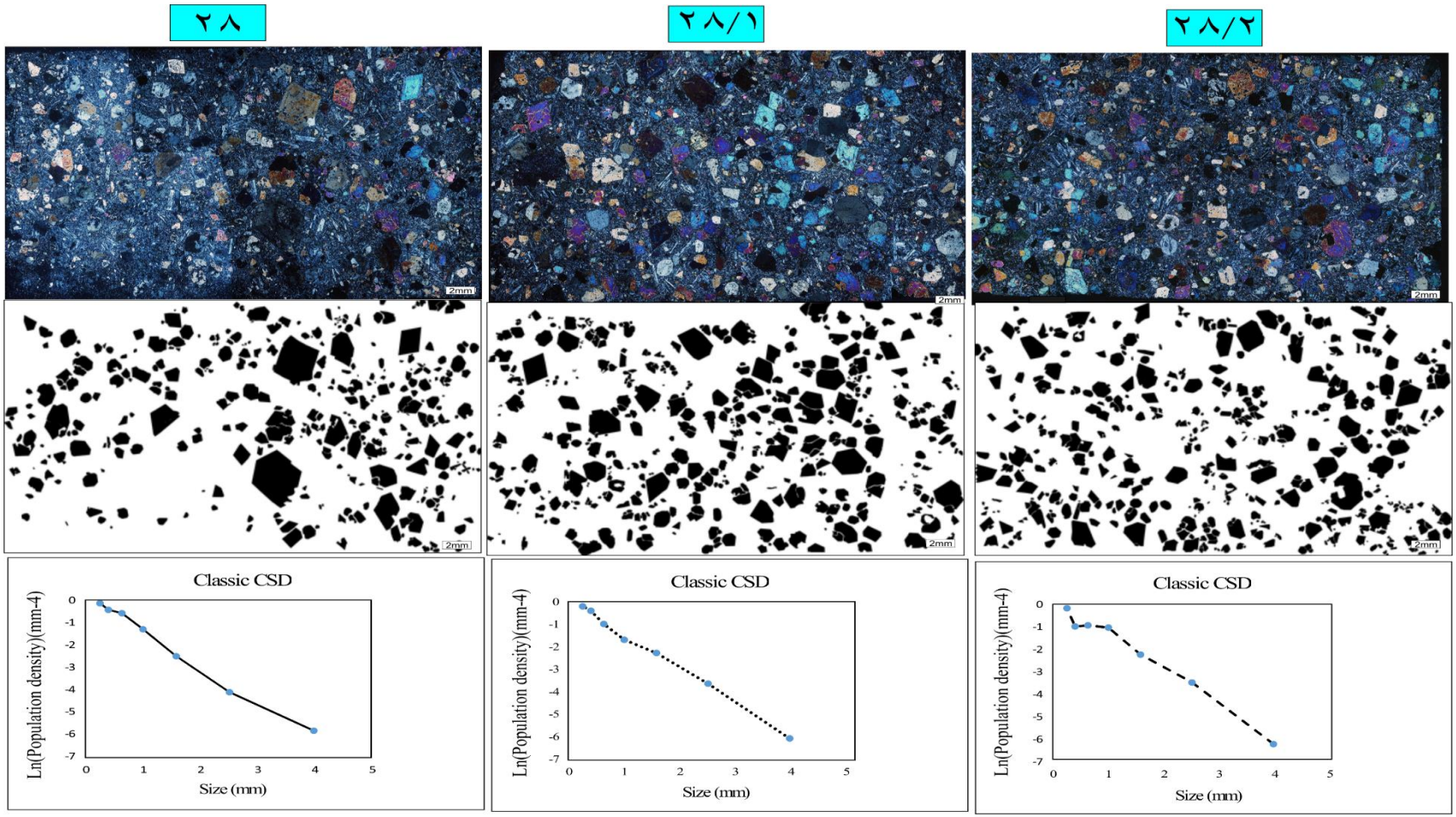
۲۸PX	شماره نمونه	-۰/۱۰ ۰/۰۶۸	-۰/۱۴۷ ۰/۱۰	-۰/۲۱۵ ۰/۱۴۷	-۰/۳۱۶ ۰/۲۱۵	-۰/۴۶۴ ۰/۳۱۶	-۰/۶۸۱ ۰/۴۶۴	-۱ ۰/۶۸۱	-۱/۴۷ ۱	-۰/۱۵ ۱/۴۷	-۳/۱۶ ۲/۱۵	-۴/۶۴ ۳/۱۶
		۳	۰	۱۸	۱۸	۳۰	۴۶	۴۵	۳۴	۲۰	۹	۴
۲۸-۱PX	شماره نمونه	-۰/۱ ۰/۰۶۳۱	-۰/۱۵۸ ۰/۱۰۰	-۰۲۵۱ ۰/۱۵۸	-۰/۳۹۸ ۰/۲۵۱	-۰/۶۳۱ ۰/۳۹۸	-۱ ۰/۶۳۱	-۱/۵۸ ۱	-۲/۵۱ ۱/۵۸	-۳/۹۸ ۲/۵۱	-۶/۳۱ ۳/۹۸	
		۲	۰	۲۱	۳۵	۴۳	۵۰	۶۱	۳۷	۸	۱	
۲۸-۲PX	شماره نمونه	-۰/۱۰۰ ۰/۰۶۳۱	-۰/۱۵۸ ۰/۱۰۰	-۰/۲۵۱ ۰/۱۵۸	-۰/۳۹۸ ۰/۲۵۱	-۰/۶۳۱ ۰/۳۹۸	-۱ ۰/۰۶۳۱	-۱/۵۸ ۱	-۲/۵۱ ۱/۵۸	-۳/۹۸ ۲/۵۱	-۶/۳۱ ۳/۹۸	
		۴	۰	۱۹	۲۴	۴۴	۷۶	۵۵	۳۷	۶	۱	

نمودارهای CSD بلورهای پیروکسن رسم شده برای مقاطع ۲۸ و ۱-۲۸ این نمونه سنگ الیوین بازالتی، تقعری به سمت بالا در سمت راست نمودار نشان می‌دهند (شکل ۵-۱۱). این حالت نشان‌دهنده جدایش و ته‌نشینی بلورها در طول تبلور تفریقی و یا اختلاط ماگمایی و جمعیت‌های بلوری است. این حالت با (گزینه ث در شکل ۵-۱۵، گزینه سه در شکل ۵-۱۶ و گزینه‌های ت و ث در شکل ۵-۱۸) مطابقت دارد (لنتز و مک‌کوئین، ۲۰۰۰؛ هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷ و واندرزوان و همکاران، ۲۰۱۳).

نمودار CSD بلورهای پیروکسن رسم شده برای مقطع ۲-۲۸ این نمونه سنگ الیوین بازالتی، در سمت چپ نمودار، تقعری به سمت پایین را (درجهت اندازه‌های کوچک بلورها) نشان می‌دهد. این حالت نشان‌دهنده درشت‌شدگی بلورهاست (گزینه ت در شکل ۵-۱۵، گزینه سه در شکل ۵-۱۶ و گزینه‌های ج و ح در شکل ۵-۱۸) (لنتز و مک‌کوئین، ۲۰۰۰؛ هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷ و واندرزوان و همکاران، ۲۰۱۳). در سمت راست این نمودار نیز تقعری به سمت بالا به میزانی جزئی دیده می‌شودکه این حالت را نیز می‌توان به اختلاط جمعیت‌های بلوری و یا ته‌نشینی بلورها در طول تفریق نسبت داد (لنتز و مک‌کوئین، ۲۰۰۰؛ هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷؛ وان درزوان ۲۰۱۳) (شکل ۵-۱۱).

۵-۳-۴- نمونه سنگ الیوین بازالتی (AB ۴۳)

در مقاطع تهیه شـده از سنگ الیوین بازالتی منطقه میاندشت در سه بعد با شماره‌های ۴۳، ۱-۴۳، ۲-۴۳ به ترتیب از سـمت راسـت به چپ تعداد ۱۶۷، ۱۷۱، ۱۸۳ بلور پیروکسـن در مساحتی به وسعت (mm^2) ۶۹۸/۶۹۶، ۶۹۸/۶۹۶، ۶۹۸/۶۹۶ شمارش شد. مساحت کل ناحیه اندازه گیری شده با استفاده از نرم افزار image j برای هرکدام از مقاطع به ترتیبی که در بالا ذکر شـد محاسـبه گردید. نسـبت ابعاد برای مقاطع ۴۳، ۱-۴۳، ۲-۴۳ با اسـتفاده از نرم افزار CSDcorrection برابر با ۱/۵۳: ۱/۵۳: ۱ و ۱/۴۲: ۱/۴۲: ۱ و ۱/۵۳: ۱:۱/۵۳ ارزیابی شـد. برای تمامی مقاطع گرد شـدگی برابر با ۰/۵ در نظر گرفته شـد. برای درشـت بلورهـای پیروکسـن نیز نرخ رشـد برابر بـا $۱۰^{-۵}$ لحـاظ گردیـد. میـانگین مدت زمان اقامت بلور و نرخ هسـته‌بندی بلورهای پیروکسـن به ترتیب برای نمودارهای توزیع اندازه بلور با شـیب زیاد برابر با $۱۰^{-۳}\times$ ۱/۶۱ سـال و mms^{-1} $۱۰^{-۶}\times$۵/۱- و برای CSDهای با شـیب کم نیز به ترتیب برابر با $۱۰^{-۳}\times$۱/۶۷ سـال و mms^{-1} $۱۰^{-۶}\times$۱/۸۶- برآورد شـد. تراکم جمعیت بلورهای پیروکسن برای هر یک از مقاطع نمونه سـنگ الیوین بازالتی با شـماره‌های ۴۳، ۱-۴۳، ۲-۴۳ نیز به ترتیب برابر با $mm^{-۴}$ ۱۸/۲۱-، ۱۰/۴۹-و ۱۷/۴۴- محاسبه شد. مقدار (Q) برابر با ۰/۱۳-۰/۰۹- ۰/۰۲ به ترتیب برای هر یک از مقاطع ۴۳، ۱-۴۳ و ۲-۴۳ توسـط نرم افزار (CSDcorrection) ارزیابی شـد. میانگین نسبت ابعاد شکل انتخابی برای بلورهای پیروکسـن هر سه مقطع نمونه سنگ الیوین بازالتی نیز برابر با نسبت ۱/۴۹: ۱/۴۹: ۱ به دست آمد. تعداد بلورهای پیروکسـن موجود در هر بازه در جدول (۵-۱۴) آورده شده است. تصویرهای تهیه شده از مقاطع مربوطه به این نمونه سنگ در جهات مختلف به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD مربوط به هریک از آنها در (شکل۵-۱۲) آورده شده است. نمودارهای CSD هر سه مقطع دارای شکستگی هستند.



شکل ۵-۱۱- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ تراکی‌بازالتی در سه بعد (۲۸، ۲۸/۱ و ۲۸/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها.
تمامی عکس‌ها دارای مقیاس ۲ میلی‌متر می باشند و با عدسی ۲/۵ میکروسکوپ تهیه شده‌اند.

جدول ۵-۱۴- تعداد بلورهای پیروکسن در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۴۳.

PX ۴۳	بازه	-۰/۱۰۰ ۰/۰۵۶	-۰/۱۷۸ ۰/۱۰۰	-۰/۳۱۶ ۰/۱۷۸	-۰/۵۶۲ ۰/۳۱۶	-۱ ۰/۵۶۲	-۱/۷۸ ۱	-۳/۱۶ ۱/۷۸	-۵/۶۲ ۳/۱۶	-۱۰ ۵/۶۲	
	تعداد بلور	۲	۰	۲۰	۳۶	۵۶	۳۳	۱۴	۵	۰	
PX ۴۳-۱	بازه	-۰/۳۱۶ ۰/۱۷۸	-۰/۵۶۲ ۰/۳۱۶	-۱ ۰/۵۶۲	۱-۱/۷۸	-۳/۱۶ ۱/۷۸	-۵/۶۲ ۳/۱۶	-۱۰ ۵/۶۲			
	تعداد بلور	۲۱	۳۲	۴۷	۴۸	۲۰	۲	۱			
PX۴۳-۲	بازه	-۰/۱۰ ۰/۰۶۳۱	-۰/۱۵۸ ۰/۱	-۰/۲۵۱ ۰/۱۵۸	-۰/۳۹۸ ۰/۲۵۱	-۰/۶۳۱ ۰/۳۹۸	-۱ ۰/۶۳۱	-۱/۵۸ ۱	-۲/۵۱ ۱/۵۸	-۳/۹۸ ۲/۵۱	-۶/۳۱ ۳/۹۸
	تعداد بلور	۱	۰	۱۳	۲۶	۳۸	۵۱	۳۷	۱۰	۵	۲

نمودار CSD بلورهای پیروکسن رسم شده برای مقطع ۴۳ مربوط به این نمونه سنگ الیوین بازالتی، در سمت راست نمودار، تقعری به سمت بالا را نشان می‌دهد (شکل ۵-۱۲). این روند نمودار نشان‌دهنده ته‌نشینی بلورها در طول تبلور تفریقی است (لنتز و مک‌کوئین، ۲۰۰۰؛ واندرزوان، ۲۰۱۳).

نمودار رسم شده برای مقطع ۱-۴۳ مربوط به این نمونه سنگ الیوین بازالتی، تقعری به سمت بالا در سمت چپ نمودار (در جهت بلورهایی با اندازه‌های کوچک) نشان می‌دهد. این حالت می‌تواند نشان‌دهنده اختلاط جمعیت‌های بلوری باشد است (هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷؛ وان درزوان ۲۰۱۳). این حالت همچنین می‌تواند نشان‌دهنده افزایش تبلور در نتیجه افزایش سرعت سردشدگی، خروج گازها و مواد فرار و تغییر ترکیب شیمیایی ماگما نیز باشد (گزینه‌های ب، پ، ت، ث و خ در شکل ۵-۱۸) (واندرزوان، ۲۰۱۳).

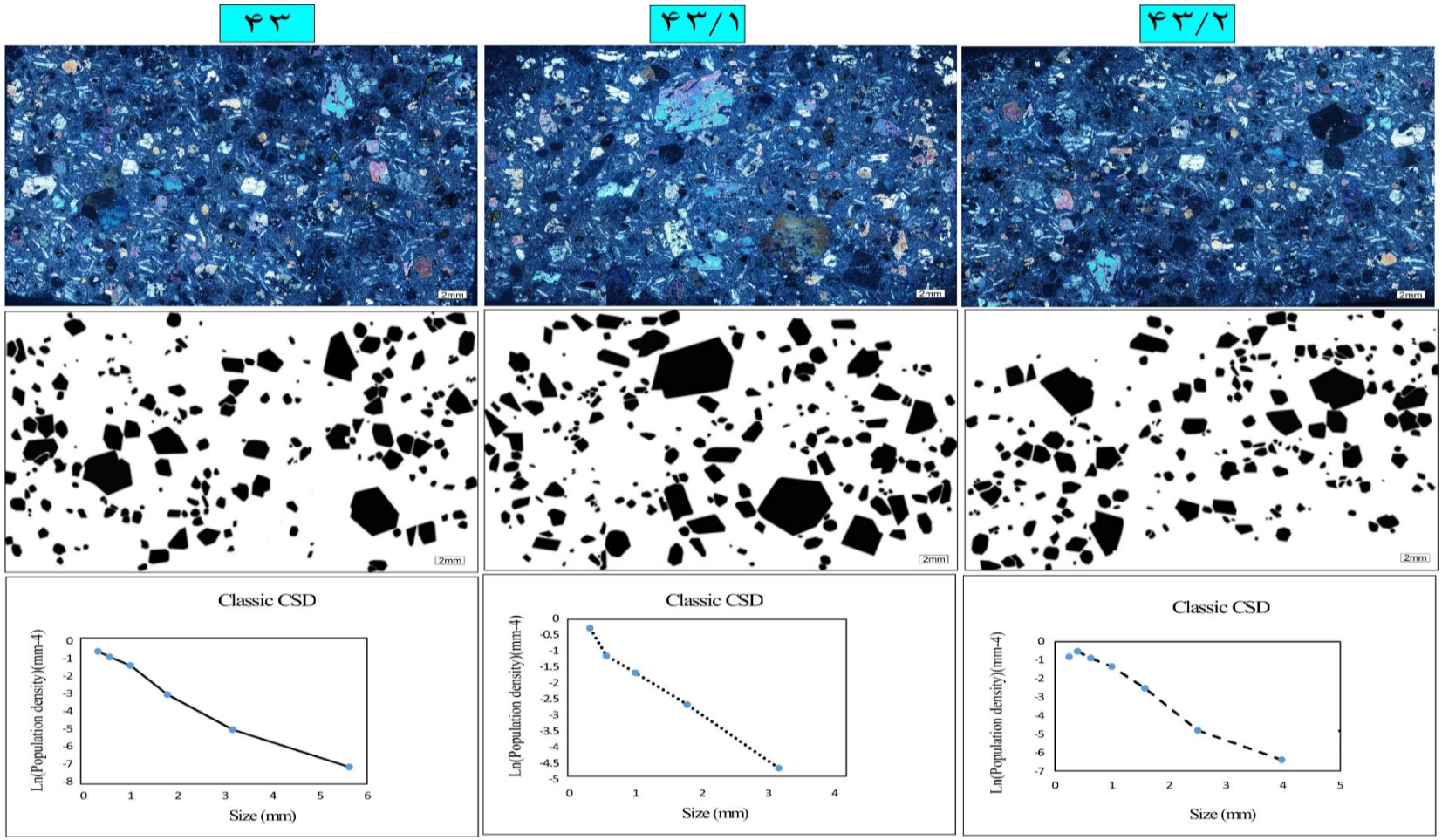
نمودار CSD بلورهای پیروکسن رسم شده برای مقطع ۲-۴۳ مربوط به این نمونه سنگ الیوین بازالتی، در سمت راست نمودار تقعری به سمت بالا را نشان می‌دهد. این روند نمودار نشان‌دهنده جدایش بلورها در طول تبلور تفریقی است (لنتز و همکاران، ۲۰۰۰؛ واندرزوان، ۲۰۱۳). تقعر به سمت پایین، درسمت چپ نمودار نیز نشان‌دهنده درشت‌شدگی است (هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷؛ واندرزوان ۲۰۱۳).

۵-۳-۵- نمونه سنگ الیوین بازالتی (AB ۴۶)

در مقاطع تهیه شـده از سنگ الیوین بازالتی منطقه میاندشت، در سه بعد با شماره‌های ۴۶، ۱-۴۶، ۲-۴۶ به ترتیب از سـمت راسـت به چپ تعداد ۱۷۸، ۱۶۱، ۱۷۷ بلور پیروکسـن در مسـاحتی به وسـعت (mm^2)۷۳۴/۲۲۳، ۶۵۹/۷۸۶، ۷۱۴/۶۶۷ شـمارش شـد. مساحت کل ناحیه اندازه‌گیری شده با استفاده از نرم افزار image j برای هرکدام از مقاطع به ترتیبی که در بالا ذکر شـد محاسبه گردید. نسبت ابعاد شکل فرضـی برای بلورهای پیروکسن مقاطع ۴۶، ۱-۴۶، ۲-۴۶ با استفاده از نرم افزار CSDcorrection برابر با ۲: ۲: ۱ و ۱/۵۳: ۱/۵۳: ۱ و ۱/۸۱: ۱/۸۱: ۱ ارزیابی شد. گردشدگی برای هر سه مقطع برابر با ۰/۵ در نظر گرفته شد. برای بلورهای پیروکسن نیز نرخ رشد $۱۰^{-۵}$ لحاظ گردید. میانگین مدت زمان اقامت بلور و نرخ هسـته بندی بلورهای پیروکسـن به ترتیب برای نمودارهای توزیع اندازه بلور با شـیب زیاد برابر با $۱۰^{-۳}\times$ ۱/۸۲ سال و $۱/۹۳\times۱۰^{-۶}$ mms^{-1}- و برای CSDهای با شیب کم نیز به ترتیب برابر با $۲/۰۱\times۱۰^{-۳}$ سال و $۵/۵۰\times۱۰^{-۶}$ mms^{-1}- برآورد شـد. تراکم جمعیت بلورهای پیروکسـن، برای هر یک از مقاطع نمونه سنگ الیوین بازالتی با شـماره‌های ۴۶، ۱-۴۶، ۲-۴۶ نیز به ترتیب برابر با $۱۱/۰۳ mm^{-۴}$-، ۱۸/۳۹- و ۱۱/۷۲- ارزیابی شد. تعداد بلورهای پیروکسن موجود در هر بازه در جدول (۵-۱۵) آورده شده است.

جدول ۵-۱۵- تعداد بلورهای پیروکسن در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی با شماره نمونه ۴۶.

۴۶ PX	بازه	-۰/۱۰۰ ۰/۰۵۶۲	-۰/۱۷۸ ۰/۱۰۰	-۰/۳۱۶ ۰/۱۷۸	-۰/۰۵۶۲ ۰/۳۱۶	-۱ ۰/۵۶۲	-۱/۷۸ ۱	-۳/۱۶ ۱/۷۸	-۵/۶۲ ۳/۱۶
	تعداد بلور	۳	۰	۱۴	۳۳	۶۲	۳۴	۲۷	۵
۴۶-۱ PX	بازه	-۰/۱۰۰ ۰/۰۵۶۲	-۰/۱۷۸ ۰/۱۰۰	-۰/۳۱۶ ۰/۱۷۸	-۰/۵۶۲ ۰/۳۱۶	-۱ ۰/۵۶۲	-۱/۷۸ ۱	-۳/۱۶ ۱/۷۸	
	تعداد بلور	۴	۰	۲۱	۳۴	۴۲	۵۶	۴	
۴۶-۲PX	بازه	-۰/۱۰۰ ۰/۰۵۶۲	-۰/۱۷۸ ۰/۱۰۰	-۰/۳۱۶ ۰/۱۷۸	-۰/۵۶۲ ۰/۳۱۶	-۱ ۰/۵۶۲	-۱/۷۸ ۱	-۳/۱۶ ۱/۷۸	-۵/۶۲ ۳/۱۶
	تعداد بلور	۲	۰	۱۷	۳۸	۴۵	۴۹	۲۳	۳



شکل ۵-۱۲- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ الیوین بازالتی در سه بعد (۴۳، ۴۳/۱ و ۴۳/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها. تمامی عکس‌ها دارای مقیاس ۲ میلی‌متر می‌باشند و با عدسی ۲/۵ میکروسکوپ تهیه شده‌اند.

مقدار (Q) برابر با ۰/۱۱-۰/۰۳- ۰/۰۴به ترتیب برای هر یک از مقاطع ۴۶، ۱-۴۶ و ۲-۴۶ توسط نرم افزار (CSDcorrection) ارزیابی شـد. میانگین نسبت ابعاد شکل انتخابی برای بلورهای پیروکسن هر سه مقطع نمونه سـنگ الیوین بازالتی نیز برابر با نسـبت ۱/۷۸: ۱/۷۸: ۱ دسـت آمد. نمودارهای CSD هر سه مقطع دارای انحنا و شـکسـتگی هسـتند. تصـویرهای تهیه شـده از مقاطع مربوطه به این نمونه سنگ در جهات مختلف به همراه تصـاویر باینری و نمودارهای CSD مربوط به هریک از آنها در (شـکل۵-۱۳) آورده شده است.

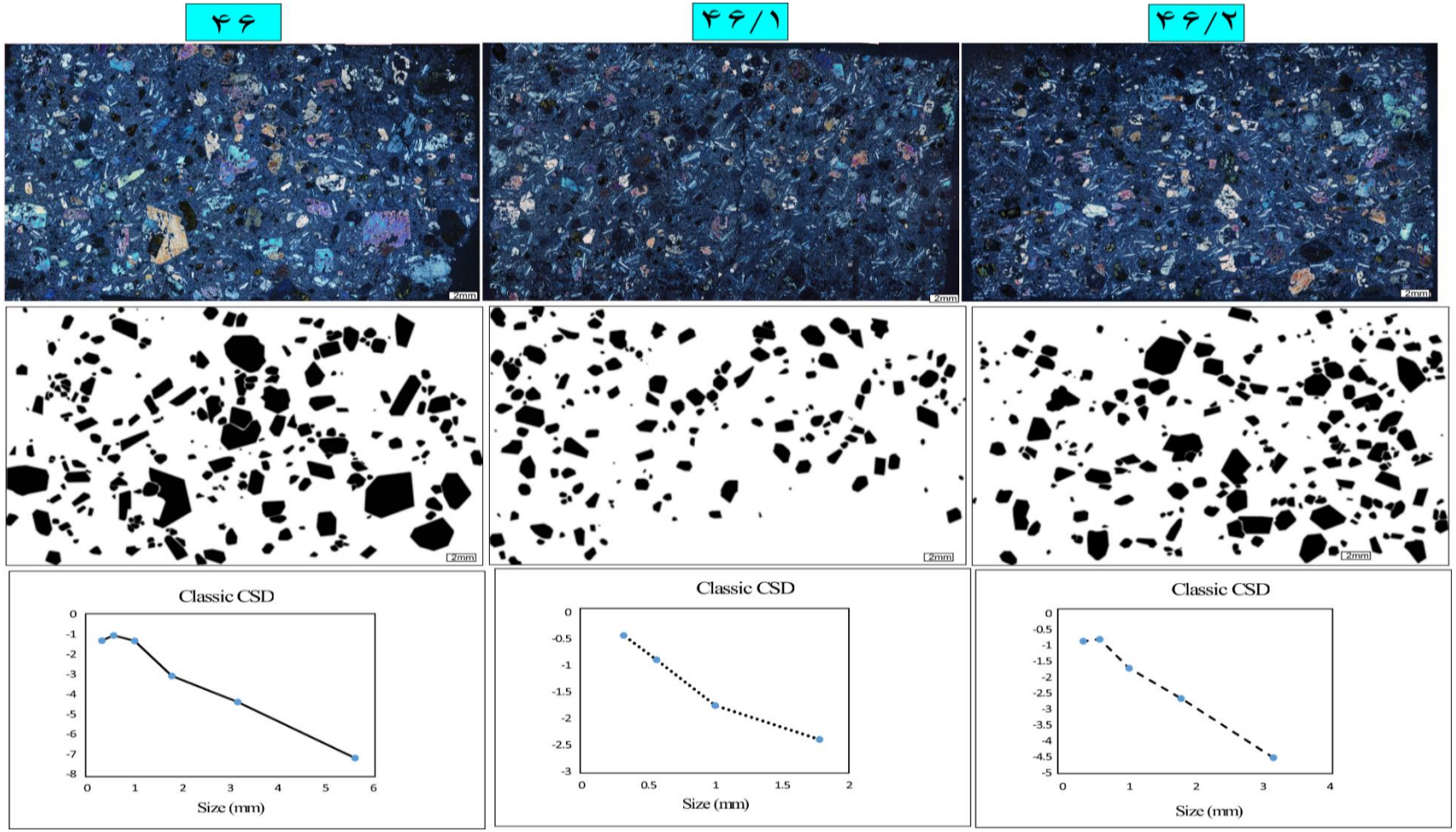
نمودار CSD رسـم شـده برای مقطع ۴۶ مربوط به این نمونه سـنگ الیوین بازالتی، دارای روند خطی در سـمت راست می‌باشد که نشان‌دهنده رشد و هسته بندی متوالی بلورهاست (لنتز ومک‌کوئین، ۲۰۰۰). در سـمت چپ نمودار نیز تقعری به سـمت پایین نشان می‌دهد که بیانگر درشت‌شدگی بلورها است (لنتز و و همکـاران، ۲۰۰۰؛ هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷؛ واندرزوان، ۲۰۱۳) (شـــکل ۵-۱۳). به طور کلی، روند نمودار ترکیبی از اختلاط جمعیت‌های بلوری و درشت‌شدگی است.

نمودار CSD رسـم شـده برای مقطع ۱-۴۶ مربوط به این نمونه سـنگ الیوین بازالتی، شـکسـتگی نشـان می‌دهد. این شـکسـتگی در روند نمودارممکن اسـت، نشـان‌دهنده افزایش تبلور، توسـط افزایش سـرعت سردشدگی و یا خروج گازها و مواد فرار باشد (واندرزوان، ۲۰۱۳). این حالت، همچنین می‌تواند نشان‌دهنده اختلاط جمعیت‌های بلوری و یا اختلاط ماگمایی نیز باشد (هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷؛ واندرزوان، ۲۰۱۳).

نمودار CSD رسم شده برای مقطع ۲-۴۶ مربوط به این نمونه سنگ الیوین بازالتی، در سمت راست، روند خطی و درسـمت چپ، تقعر به سمت پایین از خود نشان می‌دهد. روند خطی نمودار، نشان دهنده رشد و هسته بندی متوالی بلورها و تقعر به سمت چپ، نشان‌دهنده درشت‌شدگی است (لنتز و همکاران، ۲۰۰۰؛ هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۳؛ وان درزوان ۲۰۱۳). تقعر کم به ســمت پایین، نشــان‌دهنده تعداد کم بلورهای جذب شده است.

۵-۳-۶- نمونه سنگ تراکی بازالتی (AB ۵۴)

در مقاطع تهیه شده از سنگ تراکی‌بازالتی منطقه عباس‌آباد در سه بعد با شماره های ۵۴، ۱-۵۴، ۲-۵۴ به ترتیب از سمت راست به چپ تعداد ۵۸۱، ۵۸۶، ۵۸۳ بلور پیروکسن در مساحتی به وسعت (mm^2) ۷۱۰/۵۳۸، ۷۱۹/۴۲۰، ۸۱۶/۴۸۸ شمارش شد. نسبت ابعاد برای مقاطع ۵۴، ۱-۵۴، ۲-۵۴ با استفاده از نرم افزار CSDcorrection برابر با ۱/۶۶: ۱/۶۶: ۱ و ۱/۶۶: ۱/۶۶: ۱ و۱/۶۶: ۱/۶۶: ۱ ارزیابی شد. برای تمامی مقاطع گرد شدگی بلورهای پیروکسن برابر با ۰/۵ در نظر گرفته شد. برای درشت بلورهای پیروکسن نیز نرخ رشد 10^{-5} لحاظ گردید. میانگین مدت زمان اقامت بلور و نرخ هسته بندی بلورهای پیروکسن به ترتیب برای نمودارهای توزیع اندازه بلور با شیب زیاد برابر با $10^{-4}\times$ ۹/۷۳ سال و mms^{-1} $10^{-5}\times$ ۲/۲۳ و برای CSDهای با شیب کم نیز به ترتیب برابر با $10^{-3}\times$ ۱/۰۲ سال و mms^{-1} $10^{-5}\times$ ۲ برآورد شد. تراکم جمعیت برای هر یک از مقاطع نمونه سنگ تراکی بازالتی با شماره‌های ۵۴، ۱-۵۴، ۲-۵۴ نیز به ترتیب برابر با mm^{-4} ۱۱/۸۳-، ۱۰/۳۷-و ۱۱/۸۴- ارزیابی شد. مقدار (Q) برابر با ۰/۰۱-۰/۰۳- ۰/۰۴ به ترتیب برای هر یک از مقاطع ۴۶، ۱-۴۶ و ۲-۴۶ توسط نرم افزار (CSDcorrection) ارزیابی شد. میانگین نسبت ابعاد شکل انتخابی برای بلورهای پیروکسن هر سه مقطع نمونه سنگ تراکی بازالتی نیز برابر با نسبت ۱/۶۶: ۱/۶۶: ۱ به دست آمد. تعداد بلورهای پیروکسن موجود در هر بازه نیز در جدول (۵-۱۶) آورده شده است. تصویرهای تهیه شده از مقاطع مربوطه به این نمونه سنگ در جهات مختلف به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD مربوط به هریک از آنها در (شکل۵-۱۴) آورده شده است. نمودارهای CSD هر سه مقطع دارای انحنا و شکستگی هستند.



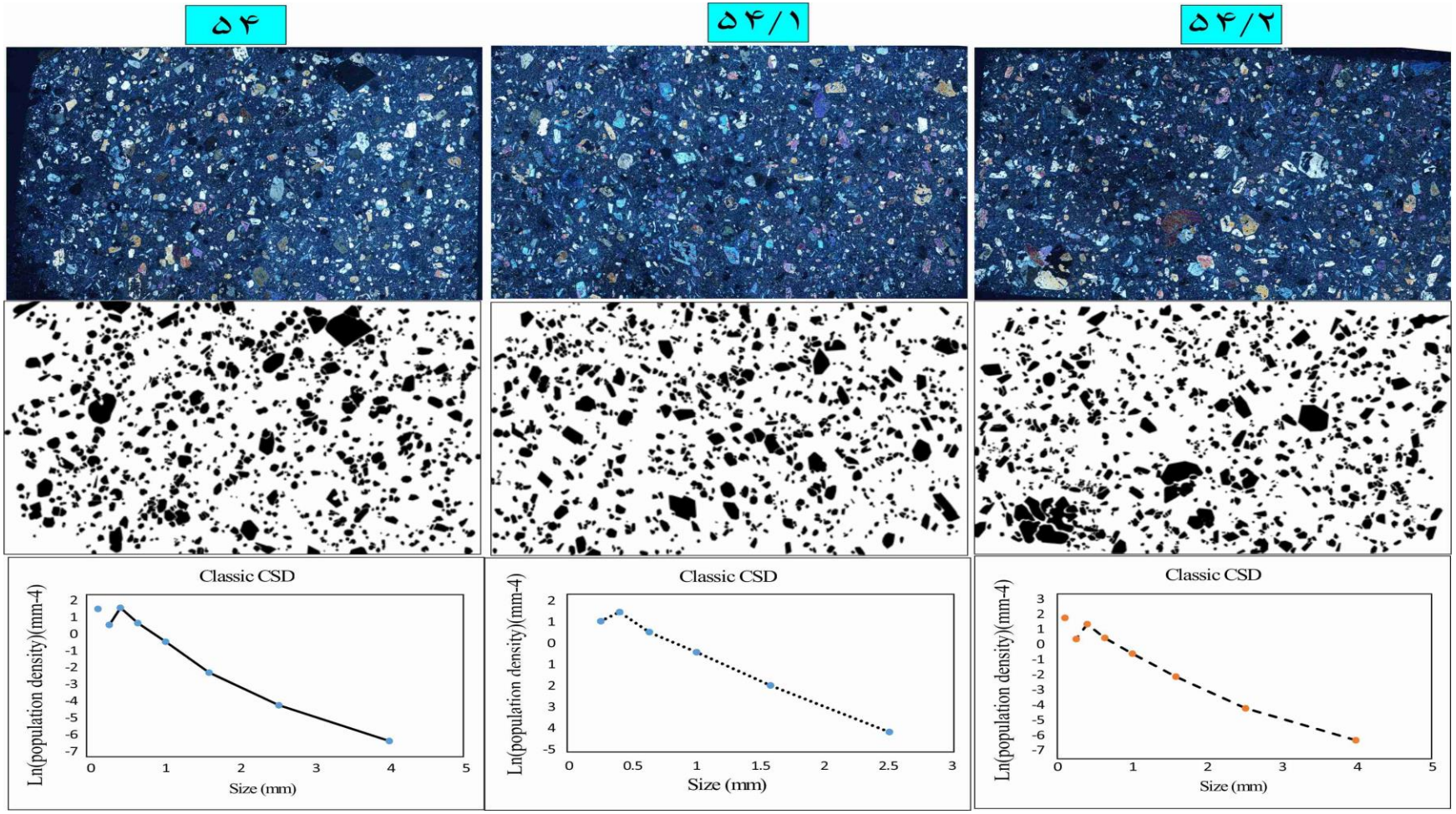
شکل ۵-۱۳- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ الیوین بازالتی در سه بعد (۴۶، ۴۶/۱ و ۴۶/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها.
تمامی عکس‌ها دارای مقیاس ۲ میلی‌متر می‌باشند و با عدسی ۲/۵ میکروسکوپ تهیه شده‌اند.

جدول ۵-۱۶- تعداد بلورهای پیروکسن در هر بازه از مساحت اندازه‌گیری شده نمونه سنگ‌های تراکی بازالتی با شماره نمونه ۵۴.

۵۴Px	بازه	-۰/۱ ۰/۰۵۶۲	-۰/۱۷۸ ۰/۱۰۰	-۰/۳۱۶ ۰/۱۷۸	-۰/۵۶۲ ۰/۳۱۶	۰/۵۶۲-۱	-۱/۷۸ ۱	-۳/۱۶ ۱/۷۸	-۵/۶۲ ۳/۱۶	
	تعداد بلور	۸	۰	۱۴۵	۱۹۴	۱۶۳	۵۶	۱۳	۲	
۵۴-۱Px	بازه	-۰/۱ ۰/۰۶۳۱	-۰/۱۵۸ ۰/۱	-۰/۲۵۱ ۰/۱۵۸	-۰/۳۹۸ ۰/۲۵۱	-۰/۶۳۱ ۰/۳۹۸	-۱ ۰/۶۳۱	-۱/۵۸ ۱	-۲/۵۱ ۱/۵۸	-۳/۹۸ ۲/۵۱
	تعداد بلور	۴	۰	۶۸	۱۵۵	۱۴۴	۱۳۰	۶۵	۱۸	۲
۵۴-۲Px	بازه	-۰/۱ ۰/۰۵۶	-۰/۱۷۸ ۰/۱	-۰/۳۱۶ ۰/۱۷۸	-۰/۵۶۲ ۰/۳۱۶	۰/۵۶۲-۱	-۱/۷۸ ۱	-۳/۱۶ ۱/۷۸	-۵/۶۲ ۳/۱۶	
	تعداد بلور	۱۲	۰	۱۲۹	۱۹۲	۱۵۸	۷۸	۱۲	۲	

نمودارهای CSD بلورهای پیروکسن رسم شده برای مقاطع ۵۴، ۱-۵۴ و ۲-۵۴ مربوط به این نمونه سنگ تراکی بازالتی، تقعری به سمت بالا، در راست نمودار نشان می‌دهند (شکل ۵-۱۴). این حالت نشان‌دهنده فرایند تفریق (کاهش بلورهای بزرگ به علت ته‌نشینی بلورها در طول تبلور تفریقی) و یا انباشت بلورها، افزایش تبلور، اختلاط جمعیت‌های بلوری و یا ماگمایی است (گزینه ث در شکل ۵-۱۵، گزینه سه در شکل ۵-۱۶ و گزینه‌های ب، پ، ت، ث و خ در شکل ۵-۱۸).

نمودارهای رسم شده برای نمونه های ۱۰، ۱-۱۰، ۲۶، ۱-۲۶، ۲-۲۶، ۲۸، ۱-۲۸، ۴۳، ۲-۴۳، ۱-۴۳، ۱-۴۶، ۵۴، ۱-۵۴ و ۲-۵۴ دارای تقعر به سمت بالا است. نمودار رسم شده برای نمونه های ۲-۲۸، ۴۶، ۲-۱۰و ۲-۴۶ دارای تقعر به سمت پایین است.



شکل ۵-۱۴- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع تهیه شده از نمونه سنگ تراکی بازالتی در سه بعد (۵۴، ۵۴/۱و ۵۴/۲) به همراه تصاویر باینری و نمودارهای CSD ترسیم شده از آنها. تمامی عکس‌ها دارای مقیاس ۲ میلی‌متر می‌باشند و با عدسی ۲/۵ میکروسکوپ تهیه شده‌اند.

جدول ۵-۱۷- محاسبه شیب، تقاطع و سرعت هسته‌بندی برای هر یک از نمودارهای CSD رسم شده برای بلورهای پیروکسن در نمونه‌های آندزیت-بازالتی که دارای شکستگی و انحنا هستند.

نمونه	خط دارای شیب زیاد	تقاطع CSD برای خط با شیب زیاد	سرعت هسته بندی برای خط با شیب زیاد mms^{-1}	زمان رشد(yr)	خط دارای شیب کم	تقاطع CSD برای خط با شیب کم	سرعت هسته بندی برا ی خط با شیب کم mms^{-1}	زمان رشد (yr)
AB ۱۰	-۲/۹۴	۰/۹۳	۰/۹۳×۱۰$^{-۵}$	۱/۰۷×۱۰$^{-۳}$	-۲/۹۰	۰/۹۴	۰/۹۴×۱۰$^{-۵}$	۱/۰۹×۱۰$^{-۳}$
AB۱۰-۱	-۲/۵۲	۱/۰۵	۱/۰۵×۱۰$^{-۵}$	۱/۲۵×۱۰$^{-۳}$	-۲/۴۴	۱/۰۲	۱/۰۲×۱۰$^{-۵}$	۱/۳×۱۰$^{-۳}$
AB ۱۰-۲	-۲/۵۹	۰/۴۶	۰/۴۶×۱۰$^{-۵}$	۱/۲۲×۱۰$^{-۳}$	-۲/۵۳	۰/۴۰	۰/۴۰×۱۰$^{-۵}$	۱/۲۵×۱۰$^{-۳}$
AB ۲۶	-۲/۳۱	۰/۴۲	۰/۴۲×۱۰$^{-۵}$	۱/۳۷×۱۰$^{-۳}$	-۲/۱۸	۰/۲۵	۰/۲۵×۱۰$^{-۵}$	۱/۴۵×۱۰$^{-۳}$
AB۲۶-۱	-۲/۷۴	۰/۷۵	۰/۷۵×۱۰$^{-۵}$	۱/۱۵×۱۰$^{-۳}$	-۲/۷۲	۱/۰۲	۱/۰۲×۱۰$^{-۵}$	۱/۱۶×۱۰$^{-۳}$
AB ۲۶-۲	-۲/۲۳	۱/۴۲	۱/۴۲×۱۰$^{-۵}$	۱/۴۲×۱۰$^{-۳}$	-۲/۱۵	۰/۲۰	۰/۲۰×۱۰$^{-۵}$	۱/۴۷×۱۰$^{-۳}$
AB ۲۸	-۲/۱۰	۰/۳۳	۰/۳۳×۱۰$^{-۵}$	۱/۵۰×۱۰$^{-۳}$	-۲/۰۳	۰/۲۰	۰/۲۰×۱۰$^{-۵}$	۱/۵۶×۱۰$^{-۳}$
AB۲۸-۱	-۲/۰۲	۰/۴۸	۰/۴۸×۱۰$^{-۵}$	۱/۵۶×۱۰$^{-۳}$	-۱/۹۹	۰/۳۸	۰/۳۸×۱۰$^{-۵}$	۱/۵۹×۱۰$^{-۳}$
AB ۲۸-۲	-۱/۹۸	۰/۴۲	۰/۴۲×۱۰$^{-۵}$	۱/۶۰×۱۰$^{-۳}$	-۱/۹۲	۰/۳۱	۰/۳۱×۱۰$^{-۵}$	۱/۶۵×۱۰$^{-۳}$
AB ۴۳	-۱/۸۱	-۰/۱۳	-۰/۱۳×۱۰$^{-۵}$	۱/۷۵×۱۰$^{-۳}$	-۱/۷۳	-۰/۲۸	-۰/۲۸×۱۰$^{-۵}$	۱/۸۳×۱۰$^{-۳}$
AB ۴۳-۱	-۱/۹۱	-۰/۱۱	-۰/۱۱×۱۰$^{-۵}$	۱/۶۶×۱۰$^{-۳}$	-۱/۹۰	-۰/۱۱	-۰/۱۱×۱۰$^{-۵}$	۱/۶۶×۱۰$^{-۳}$
AB ۴۳-۲	-۲/۲۳	-۰/۲۷	-۰/۲۷×۱۰$^{-۵}$	۱/۴۲×۱۰$^{-۳}$	-۲/۰۷	-۰/۱۷	-۰/۱۷×۱۰$^{-۵}$	۱/۵۳×۱۰$^{-۳}$
AB ۴۶	-۱/۷۱	-۰/۱۶	-۰/۱۶×۱۰$^{-۵}$	۱/۸۵×۱۰$^{-۳}$	-۱/۵۷	-۰/۷۰	-۰/۷۰×۱۰$^{-۵}$	۲/۰۲×۱۰$^{-۳}$
AB ۴۶-۱	-۱/۶۸	-۰/۱۵	-۰/۱۵×۱۰$^{-۵}$	۱/۸۸×۱۰$^{-۳}$	-۱/۴۷	-۰/۴۶	-۰/۴۶×۱۰$^{-۵}$	۲/۱۵×۱۰$^{-۳}$
AB ۴۶-۲	-۱/۸۱	-۰/۲۷	-۰/۲۷×۱۰$^{-۵}$	۱/۷۵×۱۰$^{-۳}$	-۱/۶۹	-۰/۴۹	-۰/۴۹×۱۰$^{-۵}$	۱/۸۷×۱۰$^{-۳}$
AB۵۴	-۳/۴۲	۲/۴۲	۲/۴۲×۱۰$^{-۵}$	۹/۲۷×۱۰$^{-۴}$	-۳/۳۳	۲/۲۱	۲/۲۱×۱۰$^{-۵}$	۹/۵۲×۱۰$^{-۴}$
AB ۵۴-۱	-۳/۲۹	۲/۲۹	۲/۲۹×۱۰$^{-۵}$	۹/۶۴×۱۰$^{-۴}$	-۳/۱۱	۲/۰۵	۲/۰۵×۱۰$^{-۵}$	۱/۰۲×۱۰$^{-۳}$
AB۵۴- ۲	-۳/۰۶	۲	۲×۱۰$^{-۵}$	۱/۰۳×۱۰$^{-۳}$	-۲/۸۸	۱/۷۴	۱/۷۴×۱۰$^{-۵}$	۱/۱۰×۱۰$^{-۳}$

جدول ۵-۱۸- محاسبه میانگین زمان رشد و سرعت هسته بندی برای هر یک از نمودارهای CSD رسم شده برای بلورهای پیروکسن، در نمونه‌های آندزیت-بازالتی که دارای شکستگی هستند.

نمونه	میانگین سنی خط دارای شیب زیاد (yr)	میانگین سرعت هسته بندی برای خط با شیب زیاد (mms^{-1})	میانگین سنی خط دارای شیب کم ()	میانگین سرعت هسته بندی برای خط با شیب کم
AB ۱۰	۱/۱۸×۱۰-۳	۰/۸۱×۱۰-۵	۱/۲۱×۱۰-۳	۰/۷۸×۱۰-۵
AB ۲۶	۱/۳۳×۱۰-۳	۰/۴۵×۱۰-۵	۱/۳۴×۱۰-۳	۰/۸۹×۱۰-۵
AB ۲۸	۱/۵۶×۱۰-۳	۰/۴۳×۱۰-۵	۱/۶×۱۰-۳	۰/۲۹×۱۰-۵
AB ۴۳	۱/۶۱×۱۰-۳	-۰/۵۱×۱۰-۵	۱/۶۷×۱۰-۳	-۰/۱۸×۱۰-۵
AB ۴۶	۱/۸۲×۱۰-۳	-۰/۱۹×۱۰-۵	۲/۰۱×۱۰-۳	-۰/۵۵×۱۰-۵
AB ۵۴	۹/۷۳×۱۰-۴	۲/۲۳×۱۰-۵	۱/۰۲×۱۰-۳	۲×۱۰-۵

نتایج محاسبات

بر اساس شیب نمودار توزیع پراکندگی، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های الیوین بازالتی AB ۱۰، تراکی آندزیتی AB ۴۹ و تراکی بازالتی AB ۵۴ منطقه عباس‌آباد در طیف زمانی ۸۶/۲۰ تا ۱۱۸/۰۱ سال در آشیانه ماگمایی رشد کرده‌اند و دارای نرخ هسته بندی از $۱/۴۸ \times ۱۰^{-۱۰}$ تا $۰/۵۸ \times ۱۰^{-۱۰}$ میلی‌متر بر ثانیه می‌باشند. فنوکریست‌های پیروکسن موجود در نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی AB ۱۰ و تراکی بازالتی AB ۵۴ منطقه عباس‌آباد نیز در بازه سنی برابر با $۱/۲۱ \times ۱۰^{-۳}$ الی $۱/۰۲ \times ۱۰^{-۳}$ سال در آشیانه ماگمایی رشد کرده‌اند و دارای سرعت هسته بندی برابر با $۰/۷۸ \times ۱۰^{-۵}$ الی ۲×۱۰^{-۵} میلی‌متر بر ثانیه هستند.

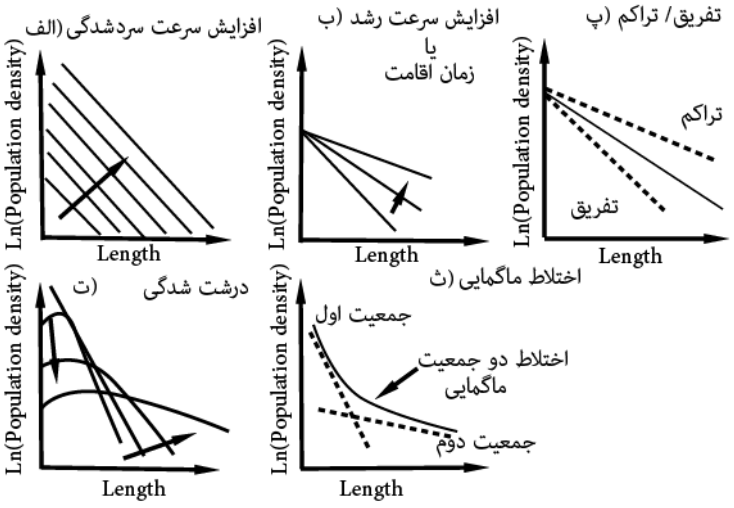
۲- بر اساس شیب نمودار توزیع پراکندگی، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های الیوین بازالتی AB ۲۸ منطقه کاهک در طیف زمانی ۱۰۳/۰۶ سال در آشیانه ماگمایی رشد کرده‌اند و دارای نرخ هسته‌بندی از $۰/۸۱ \times ۱۰^{-۱۰}$ میلی‌متر بر ثانیه می‌باشند. فنوکریست‌های پیروکسن موجود در نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی AB ۲۶ و AB ۲۸ منطقه کاهک نیز در بازه سنی برابر با $۱/۳۴ \times ۱۰^{-۳}$ الی $۱/۶ \times ۱۰^{-۳}$ سال در آشیانه ماگمایی رشد کرده‌اند و دارای سرعت هسته‌بندی برابر با $۰/۸۹ \times ۱۰^{-۵}$ الی $۰/۲۹ \times ۱۰^{-۵}$ میلی‌متر بر ثانیه هستند.

۳- بر اساس شیب نمودار توزیع پراکندگی، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های الیوین بازالتی AB ۴۳ و AB ۴۶ منطقه میاندشت در طیف زمانی ۱۱۵/۸۵ تا ۱۱۵/۴۲سال در آشیانه ماگمایی رشد کرده‌اند و دارای نرخ هسته‌بندی برابر با $۱/۱۰ \times ۱۰^{-۱۰}$ تا $۱/۵۶ \times ۱۰^{-۱۰}$ میلی متر بر ثانیه می‌باشند. فنوکریست‌های پیروکسن موجود در نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی AB ۴۳ و AB ۴۶ منطقه میاندشت نیز در بازه‌ی سنی برابر با $۱/۶۷ \times ۱۰^{-۳}$ الی $۲/۰۱ \times ۱۰^{-۳}$ سال در آشیانه ماگمایی رشد کرده‌اند و دارای سرعت هسته بندی برابر با $-۰/۱۸ \times ۱۰^{-۵}$ الی $-۰/۵۵ \times ۱۰^{-۵}$ میلی‌متر بر ثانیه هستند.

۵- ۴- تفسیر منحنی‌های CSD

در مطالعات CSD، تفسیر شکل نمودارها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. شکستگی یا انحنا در نمودارهای CSD، به فرایندهایی چون تجمع و از بین رفتن بلور، تراکم، اختلاط جمعیت‌های بلوری و هسته‌بندی نهایی بلور توسط فرایند بازپخت یا بلوغ بافتی استوالد نسبت داده می‌شود (هیگینز، ۲۰۰۶؛ یانگ،۲۰۱۲). با استفاده از تفسیر نمودارهای CSD توسط هیگینز و روبرگ (۲۰۰۷)، لنتز و مک‌کوئین (۲۰۰۰) و واندرزوان (۲۰۱۳)، می‌توان نمودارهای توزیع اندازه بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن هر یک از مقاطع نمونه سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس آباد را تفسیر کرد. تأثیر هر یک از فرایندهای پترولوژیکی بر روی روند نمودارهای توزیع اندازه بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در شکل‌های (۵-۳۷، ۵-۳۸و ۳۹-۵) به تصویر کشیده شده‌اند.

۵-۴-۱- تفسیر نمودارهای CSD از دیدگاه لنتز و مک‌کوئین (۲۰۰۰)، هیگینز و روبرگ (۲۰۰۷).



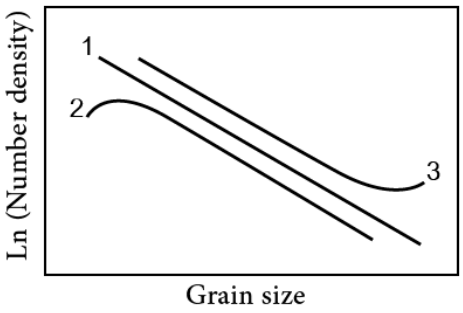
شکل۵-۱۵- مثال هایی از فرایندهایی که می توانند شکل CSD را تحت تاثیر قرار دهند (هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷). الف) افزایش سردشدگی. ب) افزایش در زمان اقامت یا نرخ رشد. پ) تجمع و تفریق بلورها. ت) درشت شدگی. ث) اختلاط ماگمایی.

در شکل ۵-۱۵ الف- با افزایش سرعت سردشدگی، نمودارهای CSD شامل دسته‌ای از خطوط مستقیم با شیب یکسان، اما با محل تقاطع‌هایی متفاوت خواهند بود که تراکم هسته‌بندی را نشان می‌دهند. در صورتی که محل تقاطع بالا و بازه فاقد بلورهای بزرگ باشد، بیانگر آن است که هسته بندی از نرخ رشد مهم‌تر است و علت آن را به افزایش سرعت سردشدگی نسبت می‌دهند. لنتز و مک‌کوئین (۲۰۰۰)، معتقدند که هسته بندی و رشد متوالی بلور، یک نمودار CSD با روند خطی و شیبی منفی ایجاد خواهد کرد و تداعی‌گر شرایط یکنواخت حاکم بر محیط تبلور است (خط شماره یک در شکل ۵-۱۶). شکل ۵-۱۵ب- در شرایطی که سرعت رشد تغییری نداشته باشد یا به عبارتی یکسان باشد، زمان تبلور طولانی‌تر، رشد بیشتر بلورها را سبب خواهد شد. در نتیجه شیب CSD تغییر یافته، اما محل تقاطع نمودارها ثابت می‌ماند. شکل ۵-۱۵پ- فرایندهای تفریق[1] و انباشت[2] بلورها را نشان می‌دهد که هر یک از این فرایندها می‌تواند شیب CSD را تغییر دهند. هر دو روش تحلیلی و آماری نشان می‌دهند که انباشت بلورها شیب کمتری را ایجاد می‌کند، زیرا بلورهای بزرگ‌تر سریع‌تر از بلورهای کوچک‌تر سقوط می‌کنند. ماگمای تفریق یافته‌تر نیز شیب تندتری را ایجاد می‌کند و علت آن را به خروج بلورهای بزرگ‌تر نسبت می‌دهند. هیگینز (۲۰۰۶)، معتقد است که انباشت فرایند جدایش بلورها از ماگما است. به عبارتی دیگر، انباشت فرایند جدایش بلورها و مایع در پاسخ به اختلاف چگالی است. شکل ۵-۱۵ت- درشت‌شدگی یا بلوغ بافتی استوالد نیز از دیگر فرایندهایی است که باعث تغییر در نمودارهای CSD می‌شود. درشت‌شدگی در پترولوژی سنگ‌های آذرین، فرایندی است که بلورهای کوچک جذب می‌شوند تا بلورهای بزرگ‌تر رشد کنند، بنابراین انرژی سطحی کل کاهش می‌یابد. این حالت، زمانی رخ می‌دهد که ماگما نزدیک به دمای لیکیدوس خود برای یک دوره طولانی حفظ شود (هیگینز، ۲۰۰۶؛ هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷). به عبارتی دیگر، درشت‌شدگی بافتی، بیانگر کاهش کل انرژی سطحی، توسط انحلال بلورهای کوچک‌تر از شعاع بحرانی و رشد همزمان بلورهای بزرگ‌تر است

1.Fractionation
2. Accumulation

(هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷). درشت‌شدگی، معمولاً با سرعت سردشدگی خیلی پایین رابطه مستقیم دارد (هیگینز، ۲۰۰۶؛ هگینز و روبرگ، ۲۰۰۷، بروگر و همر، ۲۰۱۰). سردشدگی سریع‌تر، رشد سریع‌تر بلورها را شامل می‌شود (بروگر و همر، ۲۰۱۰). درشت‌شدگی در سیستم‌های رقیق در جایی که همگی بلورها فوراً با یکدیگر ارتباط برقرار می‌کنند، رخ می‌دهد (هیگینز، ۲۰۰۶). ماده از بلورهای کوچک‌تر از اندازه بحرانی به وسیله انتشار به بلورهای بزرگ‌تر انتقال می‌یابد، بنابراین درشت‌شدگی در شرایطی رخ می‌دهد که یک فاز سیال مانند مذاب موجود باشد. اگر چه در صورت عدم وجود سیال، امکان انتشار در میان بدنه دانه‌ها یا در امتداد مرز بین دانه‌ای نیز وجود دارد. در ساده‌ترین مدل‌های درشت‌شدگی، فرض می‌شود که سیستم بسته است و با محیط اطراف تبادل ماده و انرژی ندارد. حالتی که، همه موادی که از بلورهای کوچک حل می‌شود در بلورهای بزرگ ته نشین خواهد شد و از این رو نسبت حجمی فاز ثابت است. هر چند، انتقال مواد از طریق فاز مایع است و این فاز می‌تواند به درون یا بیرون یک سنگ مهاجرت کند. ممکن است فرایند درشت‌شدگی، در سیستم باز نیز رخ دهد. فرایندهای سیستم باز، می‌توانند به افزایش در فراوانی حجمی یک فاز منجر شوند (هیگینز، ۲۰۰۶). درشت‌شدگی به نام های مختلف (اشباع شدگی بافتی، بازپخت، بلوغ بافتی استوالد و رشد رقابتی) نیز نامگذاری شده است (مارش، ۱۹۸۸؛ هیگینز، ۲۰۰۶). در پترولوژی سنگ‌های دگرگونی از این واژه برای تبلور دوباره، کاهش مساحت مرزی دانه‌ها و مهاجرت مرز دانه‌ای استفاده می‌شود (وورهی،۱۹۹۲؛ هیگینز، ۱۹۹۶، ۲۰۰۶؛ هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷). لنتز و مک‌کوئین (۲۰۰۰)، معتقدند که تقعر به سمت پایین در جهت کوچکترین اندازه‌های بازه (درشت‌شدگی)، ممکن است توسط دو فرایند ایجاد شود: الف-اگر توقف کامل هسته بندی با رشدی متوالی همراه باشد که در این صورت، بلورهای کوچک‌تر در جهت بازه‌های حاوی بلورهای بزرگتر حرکت می‌کنند. ب-ممکن است به دلیل جذب بلورهای کوچک برای متعادل‌کردن رشد بلورهای بزرگ‌تر موجود، باشد (خط شماره ۲ در شکل

۵-۱۶). برای درشت‌شدگی دو مدل فرض شده است: ۱- مدل CN [1] ، ۲- مدل LSW [2]. در روش LSW فرض می‌شود سیستم رقیق و فعل و انفعالی بین بلورها نباشد که در این صورت همگی بلورها به طور مستقیم و فوری با یک سیال یکنواخت ارتباط برقرار می‌کنند. در این مدل نسبت به مدل CN بلورهای کوچک‌تر از شعاع بحرانی بیشتر جذب می‌شوند. در مدل CN بلورها با یکدیگر و با سیال ارتباط برقرار می‌کنند (شکل ۵-۱۷) (هیگینز، ۲۰۰۶). شکل ۵-۱۵ث- اختلاط یافتن دو ماگما با CSD های خطی، یک منحنی با انحنایی به سمت بالا ایجاد خواهد کرد. درجه انحنا به تفاوت در شیب CSD بین دو ماگما بستگی دارد (هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۷).

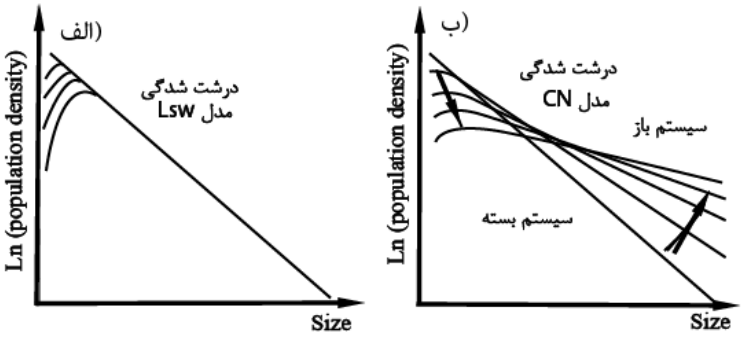


شکل ۵-۱۶- مثال هایی از فرایندهایی که می‌توانند شکل CSD را تحت تاثیر قرار دهند (لنتز و مک-کوئین، ۲۰۰۰): ۱- رشد و هسته بندی متوالی بلورها. ۲- تهی شدگی از بلورهای کوچک شاید به دلیل درشت شدگی یا توقف هسته بندی همراه با رشدی متوالی. ۳- فراوانی بلورهای بزرگ شاید به دلیل تجمع یا افزایش فنوکریست‌ها .

لنتز و مک‌کوئین (۲۰۰۰)، هچنین معتقدند که چرخش به سمت بالا در جهت بزرگ‌ترین اندازه‌های بازه، ممکن است به دلیل تجمع یا افزایش بلورهای بزرگ یا به عبارتی دیگر به علت ته‌نشینی یا جدایش بلور در طول تبلور تفریقی باشد (خط شماره ۳ در شکل ۵-۱۶). آیتی و مهدوری (۱۳۸۹)، معتقدند که اختلاط فیزیکی دو ماگمای متفاوت و یا اختلاط دو جمعیت بلوری با CSD مستقیم و صاف و نیز رخداد چند مرحله‌ای تبلور در طول صعود ماگما، می‌تواند CSDهایی منحنی شکل ایجاد

1. Communicating Neighbours
2. Lifshitz–Slyozov–Wagner

نمـایـد. .به عبارت دیگر اقامت‌های متعدد ماگما در محفظه ماگمایی، می‌تواند باعث ایجاد چند مرحله تبلور و نهایتاً باعث ایجاد CSDهای منحنی شکل شود. حتی وجود دو دوره متفاوت تبلور، برای ایجاد چنین CSDهایی کافی اســت. شــیب نمودارهای CSD، با اندازه بلور نســبت عکس دارد. شــیب زیاد، اندازه کوچک بلور و شــیب کم، بیانگر اندازه بزرگ بلورهاســت. حمزه‌ای و همکاران (۱۳۹۱)، معتقدند که اگر میزان رشــد و هســته بندی برابر باشــد، CSD افقی و بدون شیب است و هر چه تفاوت بیشتر باشــد، میزان شیب بیشتر است. آنها همچنین معتقدند که وجود شکستگی و انحنا در نمودارها، حاکی از تغییرات مــاگمــایی اســـت که می‌تواند به دلیل ورود یک ماگمای جدید به مخزن ماگمایی در حال تبلور رخ داده باشد. ورود ماگمای جدید بدون بلور به مخزن ماگمایی، می‌تواند باعث فوق اشباع شدن، افزایش دما و یا رشد اولیه و هسته بندی ماگما شود. برای درک بهتر انواع نمودارهای توزیع اندازه بلور می توان به (شکل ۵-۱۸) مراجعه کرد.



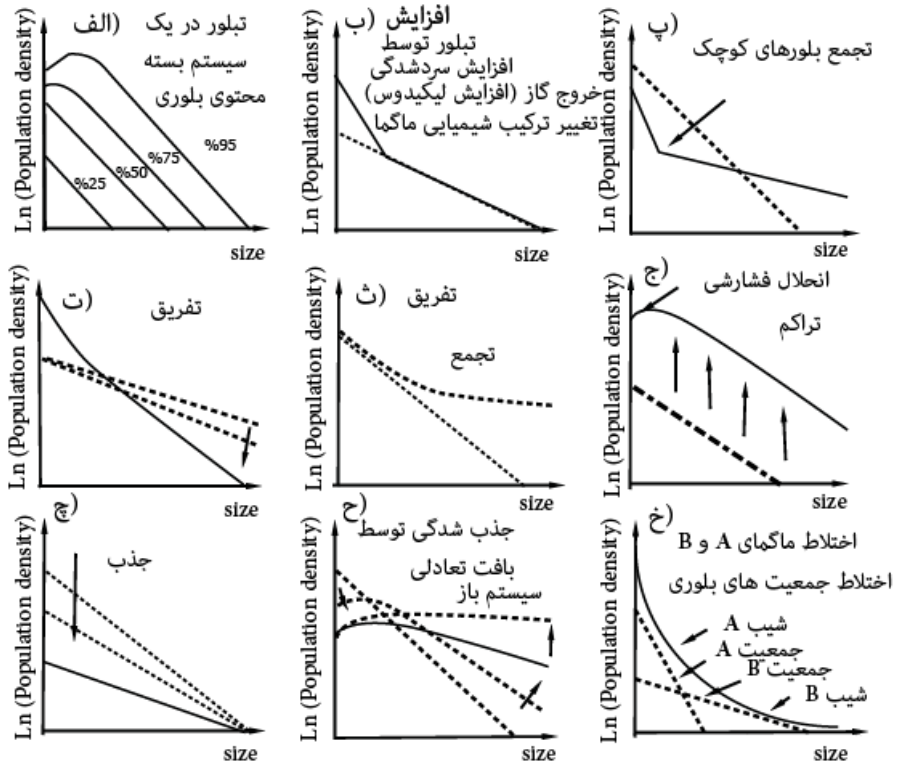
شکل ۵-۱۷- تصویرهایی از مدل درشت شدگی: الف) مدل LSW . ب) مدل CN (برگرفته از هیگینز ۲۰۰۶).

۵-۴-۱-۱- ادغام نمودارهای CSD به دســت آمده از بررســی کمّی بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه های سنگی آندزیتی و بازالتی منطقه عباس‌آباد و تفسیر آنها.

الف- تفسیر نمودارهای CSD با تقعر به سمت پایین در نمونه سنگ‌های AB ۱۰، AB ۴۱ و AB ۴۶، AB ۴۹.

در نمونه ســنگ های AB ۱۰، AB ۴۱، AB ۴۶ روند خطی در ســمت راســت هر ســه نمودار نشــان‌دهنده رشــد و هسته بندی متوالی بلورهاست و تداعی‌گر شرایط یکنواخت حاکم در محیط

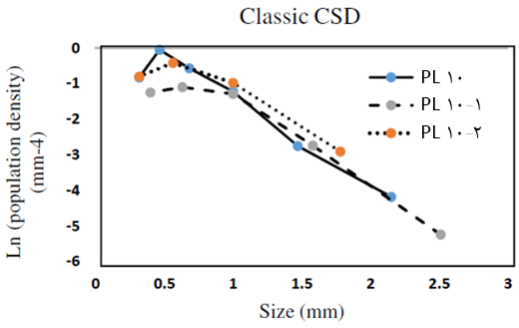
تبلور است (لنتز و مک‌کوئین ، ۲۰۰۰). تقعر به سمت پایین در سمت چپ نمودارهای CSD، نشان‌دهنده فرایند درشت‌شدگی است (گزینه ت در شکل ۵-۱۵، گزینه دو در شکل ۵-۱۶و گزینه ح در شکل ۵-۱۸) (شکل‌های ۵-۱۹، ۵-۲۰، ۵-۲۱و ۵-۲۲).



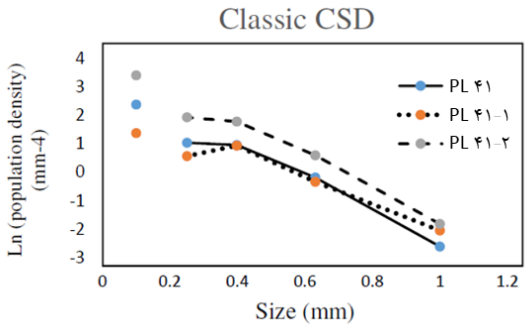
شکل ۵-۱۸- تصویرهایی از انواع نمودارهای CSD که فرایندهای معمول ماگمایی را نشان می‌دهند (برگرفته از واندرزوان و همکاران، ۲۰۱۳).

درشت‌شدگی ناشی از دو علت می‌تواند باشد: ۱-توقف کامل هسته‌بندی با رشدی متوالی، که در این صورت بلورهای کوچک‌تر در جهت بازه‌های حاوی بلورهای بزرگ‌تر حرکت می‌کنند. ۲-ممکن است به دلیل جذب بلورهای کوچک برای متعادل‌کردن رشد بلورهای بزرگ‌تر موجود درسنگ باشد (لنتز و مک‌کوئین ، ۲۰۰۰). هیگینز (۲۰۰۶)، دو مدل برای درشت‌شدگی بلورها درنظر گرفته است. مدل LSW و CN (شکل ۵-۱۷). با توجه به روند نمودارهای CSD مشاهده شده در نمونه سنگ‌های AB ۱۰، AB ۴۱ و AB ۴۶، مدل درشت‌شدگی از مدل CN پیروی می‌کند (شکل ۵-۱۹، ۵-۲۰ و ۵-۲۱). در مدل CN بلورها با یکدیگر و با سیالات از طریق انتشار، تبادل ماده و انرژی دارند و رشد بلور

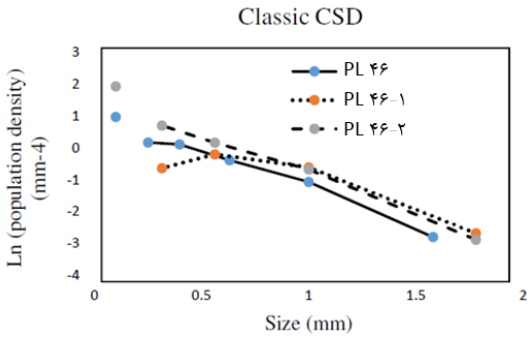
را کنترل می‌کنند. تقعر به سمت پایین در نمونه سنگ AB ۴۱، AB ۴۶ و AB ۱۰ نشان‌دهنده انحلال فشارشی نیز می‌تواند باشد (گزینه ج در شکل ۵-۱۸). هیگینز (۲۰۰۶)، معتقد است که نمودارهای CSD حاصل شده توسط انحلال فشارشی مشابه با نمودارهای CSD حاصل شده توسط درشت‌شدگی هستند. انحلال فشارشی، همانند درشت‌شدگی تمایل به حداقل رساندن انرژی کل سیستم دارد، هر چند، دو فرایند به طور دقیق برابر نیستند. در این مدل بلورهای با اندازه مختلف، می‌توانند توسط انحلال فشارشی حل شوند. مدل انحلال فشارشی از فرایندهای مکانیکی محسوب شده و در این فرایند آرایش مجدد بلورها، باعث خروج سیالات موجود در منافذ بلورها می‌شود. تقعر به سمت بالا در سمت راست نمودار CSD نمونه سنگ AB ۱۰ نشان‌دهنده فرایند جدایش یا کاهش تعداد بلورهای بزرگ در طول تبلور تفریقی است (گزینه سه در شکل ۵-۱۶؛ گزینه ت و ث در شکل ۵-۱۸). تقعر کم به سمت پایین در سمت چپ نمودارهای CSD نمونه سنگ AB ۴۹ نشان‌دهنده تعداد کم بلورهای کوچک جذب شده و در نتیجه درشت‌شدگی جزئی بلور است (شکل ۵-۲۲).



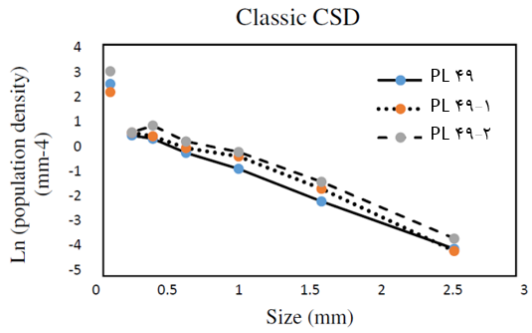
شکل ۵-۱۹- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۱۰ برای بلورهای **پلاژیوکلاز**، که نشان-دهنده ترکیبی از فرایندهای درشت‌شدگی (توقف هسته بندی و تداوم رشد) و تفریق یا تجمع بلورهاست.مدل درشت‌شدگی از مدل CNپیروی می‌کند.



شکل ۵-۲۰-تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB ۴۱ برای بلورهای **پلاژیوکلاز**، که نشان-دهنده درشت‌شدگی بلورهای پلاژیوکلاز به علت توقف هسته بندی و تداوم رشد و یا جذب بلورهای کوچک برای متعادل کردن رشد بلورهای بزرگ‌تر است.



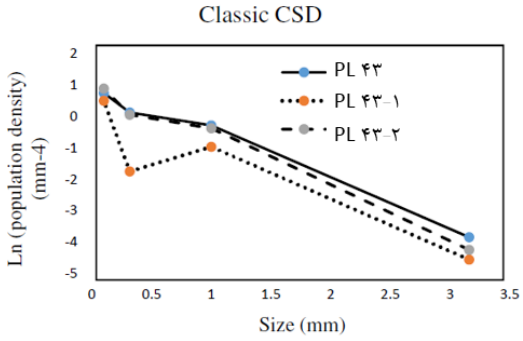
شکل ۵-۲۱- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB ۴۶ برای بلورهای پلاژیوکلاز، که نشان‌دهنده درشت‌شدگی بلورها است. درشت‌شدگی از مدل CN پیروی می‌کند.



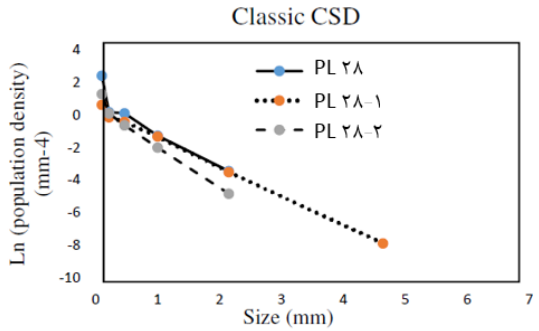
شکل ۵-۲۲- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB ۴۹ برای بلورهای پلاژیوکلاز، که نشان‌دهنده ترکیبی از فرایندهای درشت‌شدگی (به صورت جزئی) و تفریق است.

ب- تفسیر نمودارهای CSD با تقعر به سمت بالا در نمونه سنگ‌های AB ۴۳ و AB ۵۴ و AB ۲۸.

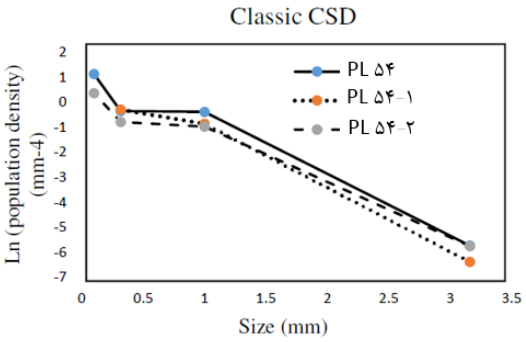
تقعر به سمت بالا در سمت چپ نمودارهای CSD نمونه سنگ‌های AB ۲۸، AB ۴۳ وAB ۵۴ نشان‌دهنده اختلاط جمعیت‌های بلوری، تجمع بلورهای کوچک، همچنین افزایش تبلور بلورهای پلاژیوکلاز در نتیجه افزایش سرعت سردشدگی، خروج گازها و مواد فرار و یا تغییر ترکیب شیمیایی ماگما است و با (گزینه ث در شکل ۵- ۱۵ و گزینه‌های ب، پ و خ در شکل ۵-۱۸) مطابقت دارند (شکل‌های ۵-۲۳، ۵-۲۴ و ۵-۲۵). روند خطی در سمت راست نمودارهای AB ۲۸، AB ۴۳ و AB ۵۴ نشان‌دهنده فرایند تفریق (جدایش بلورهای پلاژیوکلاز در طول تبلور تفریقی)، انباشت و افزایش سرعت سردشدگی (گزینه‌های الف، پ در شکل ۵-۱۵) است. لنتز و مک‌کوئین (۲۰۰۰)، معتقدند که روند خطی در نمودارهای CSD نشان‌دهنده رشد و هسته‌بندی متوالی بلورها و شرایط یکنواخت حاکم بر محیط تبلور است (گزینه یک در شکل ۵-۱۶) (شکل‌های ۵-۲۳، ۵-۲۴ و ۵-۲۵).



شکل ۵-۲۳- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB ۴۳ برای بلورهای **پلاژیوکلاز**، که نشان‌دهنده اختلاط جمعیت های بلوری، افزایش سرعت سردشدگی و تفریق است.



شکل ۵-۲۴- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB ۲۸ برای بلورهای **پلاژیوکلاز**، که نشان‌دهنده اختلاط جمعیت های بلوری، افزایش سرعت سردشدگی و تفریق است.



شکل ۵-۲۵- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB ۵۴ برای بلورهای **پلاژیوکلاز**، که نشان‌دهنده اختلاط جمعیت‌های بلوری، افزایش سرعت سردشدگی و تفریق است.

۵-۴-۱-۲- ادغام نمودارهای CSD به دست آمده از بررسی کمّی بلورهای پیروکسن در نمونه های سنگی آندزیتی و بازالتی منطقه عباس‌آباد.

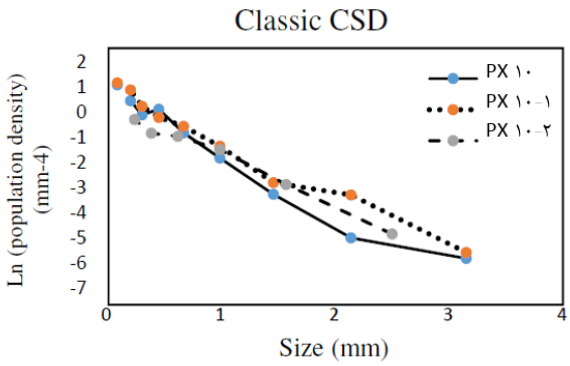
الف- تفسیر نمودارهای CSD با تقعر به سمت بالا در نمونه سنگ‌های AB ۱۰، AB ۲۶، AB ۲۸، AB ۴۳، AB ۴۶ و AB ۵۴.

در نمودارهای CSD حاصل از بررسی کمّی بلورهای پیروکسن در نمونه سنگ‌های AB ۱۰، AB ۲۸، AB ۴۳ ، AB ۲۶ و AB ۵۴ تقعر به سمت بالا در سمت راست نمودارها با (گزینه ث در شکل۵-۱۵، و گزینه‌های ب، پ، ت، ث و خ در شکل ۵-۱۸) مطابقت دارد (شکل‌های ۵-۲۶، ۵-۲۷، ۵-۲۸، ۵-۲۹ و ۵-۳۱). لنتز و مک‌کوئین(۲۰۰۰)، معتقدند که چرخش به سمت بالا در جهت بزرگ‌ترین اندازه‌های

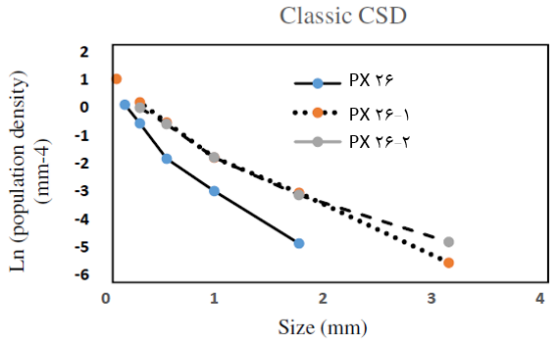
بـازه، ممکن اســـت به دلیل تجمع یا افزایش بلورهای بزرگ یا به عبارتی دیگر به علت ته‌نشـــینی یا جدایش بلورها در طول تبلور تفریقی باشـد (گزینه سـه در شکل ۵-۱۶). تقعر به سمت بالا در (شکل ۵-۳۰) را می‌توان به اختلاط جمعیت‌های بلوری نیز نسبت داد .

ب- تفسـیر نمودارهای CSD با تقعر به سمت پایین در نمونه سنگ‌های AB ۲۸، AB ۴۳، AB ۴۶ .

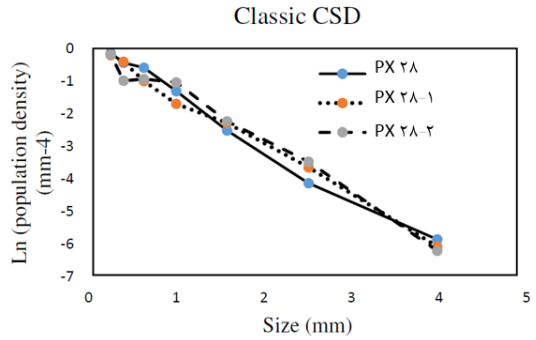
شکل‌های (۵-۲۶، ۵-۲۸، ۵-۲۹، ۵-۳۰) در سمت چپ نمودار، دارای تقعر به سمت پایین هستند که نشـان‌دهنده درشـت‌شـدگی است (گزینه ت در شکل ۵-۱۵، گزینه دو در شکل ۵-۱۶ و گزینه ح در شکل ۵-۱۸). درشت‌شدگی در این شکل‌ها از مدل CN پیروی می‌کند و با (گزینه ب در شکل ۵-۱۷) مطابقت دارد. میزان تقعر در (شکل۵-۳۱) نسبت به سایر شکل‌ها بیشتر است.



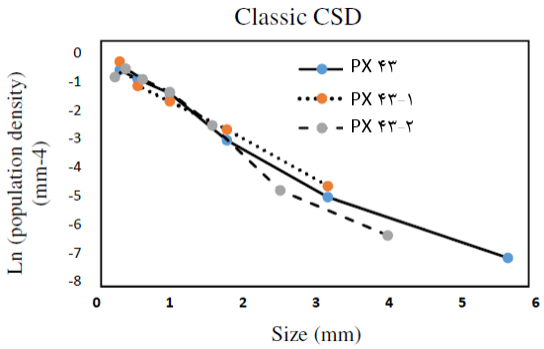
شکل ۵-۲۶- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB ۱۰ برای بلورهای پیروکسن، که نشان‌دهنده کاهش بلورهای بزرگ توسط ته‌نشینی بلور در طول تبلور تفریقی می‌باشد. علاوه بر این تقعر به سمت پایین در سمت چپ نمودار درشت شدگی را نیز نشان می‌دهد.



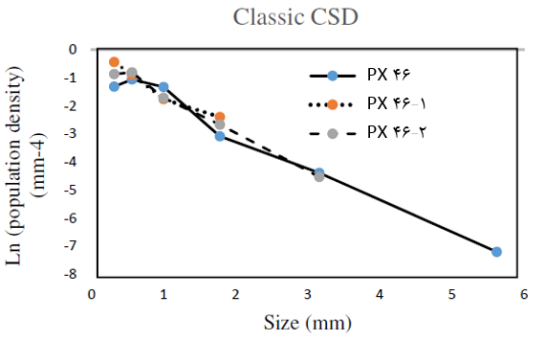
شکل ۵-۲۷- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۲۶ برای بلورهای **پیروکسن**، که نشان‌دهنده کاهش بلورهای بزرگ توسط ته‌نشینی بلور در طول تبلور تفریقی می‌باشد.



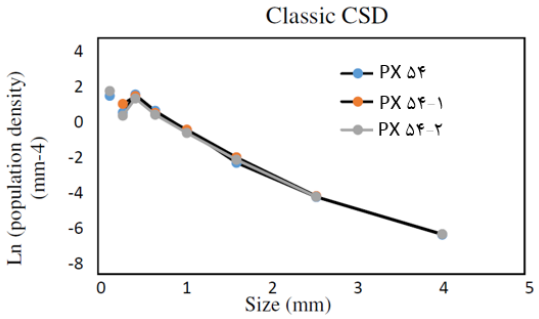
شکل ۵-۲۸- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۲۸ برای بلورهای پیروکسن، که نشان‌دهنده کاهش بلورهای بزرگ توسط ته‌نشینی بلور در طول تبلور تفریقی می‌باشد. شواهدی از درشت‌شدگی نیز به چشم می خورد. مدل درشت‌شدگی از مدل CN پیروی می‌کند.



شکل ۵-۲۹- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۴۳ برای بلورهای **پیروکسن**، که نشان‌دهنده کاهش بلورهای بزرگ توسط ته‌نشینی بلور در طول تبلور تفریقی می‌باشد.



شکل ۵-۳۰- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۴۶ برای بلورهای پیروکسن، که نشان‌دهنده درشت‌شدگی با پیروی از مدل CN و اختلاط جمعیت‌های بلوری است.



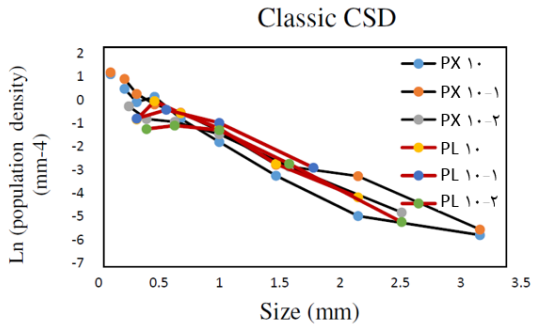
شکل ۵-۳۱- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۵۴ برای بلورهای **پیروکسن**، که نشان‌دهنده فرایند تفریق است.

۵-۴-۱-۳- ادغـام نمودارهای CSD به دسـت آمده از بررسـی کمّی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در نمونه‌های سنگی آندزیتی و بازالتی منطقه عباس‌آباد و تفسیر آنها.

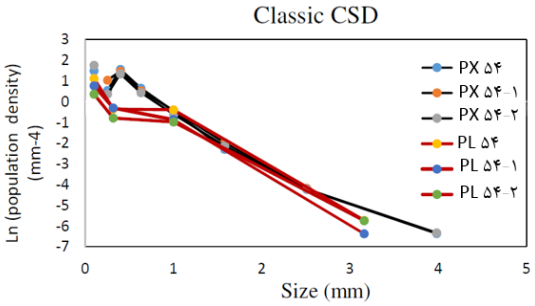
الف-تفسـیر نمودارهای CSD بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در نمونه سنگ‌های AB ۱۰، AB ۵۴، AB ۴۳ و AB ۴۶ و AB ۲۸.

تلفیق نمودارهـای CSD بلورهای پلاژیوکلاز (نمودارهایی به رنگ قرمز) و پیروکسـن (نمودارهایی به رنگ سـیاه)، تأیید کننده این امر هستند که بلورهای پیروکسن به علت دارا بودن چگالی بالاتر نسبت

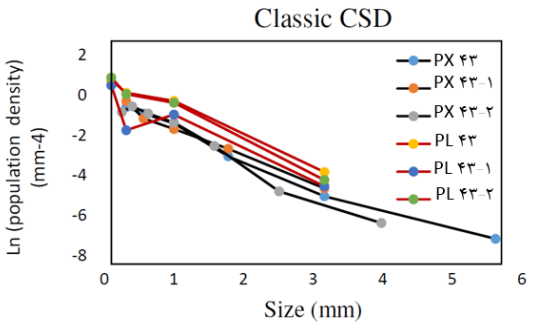
به بلورهای پلاژیوکلاز، زودتر ته‌نشست کرده‌اند. تقعر به سمت بالا در سمت راست نمودارهای CSD بلورهای پیروکسن، همگی این امر را تأیید می‌کنند (شکل‌های ۵-۳۲، ۵-۳۳، ۵-۳۴، ۵-۳۵ و ۵-۳۶). بلورهای پلاژیوکلاز نیز پس از جدایش از بلورهای پیروکسن به رشد و هسته بندی خود به صورت متوالی ادامه داده‌اند. روند خطی در سمت راست نمودارهای CSD پلاژیوکلازها نیز بازگوکننده این امر هستند (شکل ۵-۳۲، ۵-۳۳، ۵-۳۴، ۵-۳۵ و ۵-۳۶).



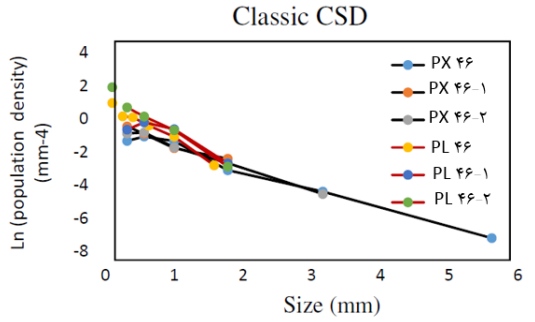
شکل ۵-۳۲- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۱۰ برای بلورهای **پیروکسن و پلاژیوکلاز**، که نشان‌دهنده تفریق و درشت‌شدگی است.



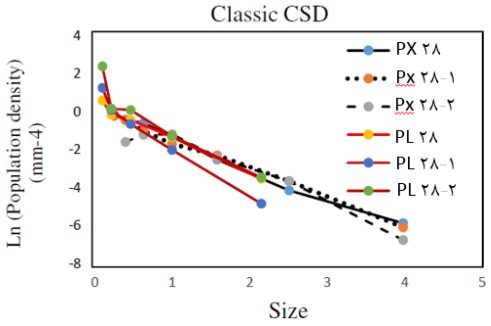
شکل ۵-۳۳- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۵۴ برای بلورهای **پیروکسن و پلاژیوکلاز**، که نشان‌دهنده تفریق و اختلاط جمعیت‌های بلوری است.



شکل ۵-۳۴- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۴۳ برای بلورهای **پیروکسن و پلاژیوکلاز**، که نشان‌دهنده تفریق، درشت‌شدگی و اختلاط جمعیت-های بلوری است.



شکل ۵-۳۵- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۴۶ برای بلورهای **پیروکسن و پلاژیوکلاز**، که نشان‌دهنده درشت‌شدگی و تفریق است.



شکل ۵-۳۶- تلفیق تمامی نمودارهای CSD حاصل از مقاطع تهیه شده در سه جهت نمونه سنگ الیوین بازالتی AB۲۸ برای بلورهای **پیروکسن و پلاژیوکلاز**، که نشان‌دهنده تفریق بلورهای پیروکسن و رشد و هسته بندی متوالی بلورهای پلاژیوکلاز است.

نمودارهای CSD پلاژیوکلازها در مقایسه با نمودارهای CSD پیروکسن‌ها، همگی بیانگر این نکته هستند که بلورهای پلاژیوکلاز دارای نرخ هسته بندی بالاتری نسبت به بلورهای پیروکسن بوده و در نتیجه اندازه کوچک‌تری نسبت به آنها دارند. نرخ هسته بندی در بلورهای پیروکسن کمتر و بلورها اندازه بزرگ‌تری را نشان می‌دهند. نمودارهای CSD بلورهای پلاژیوکلاز، بازه‌هایی با اندازه (۳/۱۶ mm تا ۰/۰۳) و نمودارهای CSD بلورهای پیروکسن بازه‌هایی با اندازه (۵/۶۲ mm تا ۰/۰۶) را نشان می‌دهند.

۵-۴-۱-۴- ادغام کلیه نمودارهای CSD به دست آمده از بررسی کمّی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در نمونه‌های سنگی آندزیتی و بازالتی منطقه عباس‌آباد و تفسیر آنها.

الف- تفسیر کلیه نمودارهای CSD بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در نمونه سنگ‌های AB ۱۰، AB ۴۳، AB ۴۶ AB ۵۴، AB ۲۸ ، AB ۲۶، AB ۴۱.

کلیه روندهای نمودارهای CSD بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن، بازگوکننده رخداد فرایندهای پترولوژیکی (درشت‌شدگی، اختلاط جمعیت‌های بلوری، تفریق و انباشت بلورها) در سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس‌آباد است. وجود اختلاط و آلایش در سنگ‌های آذرین مزبور در بررسی‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی نیز به تأیید رسیده است (بادامه، ۱۳۸۲؛ موسوی، ۱۳۸۸؛الهیاری، ۱۳۸۹؛ رضوی، ۱۳۹۱؛ قاسمی و رضایی، ۲۰۱۴). در تأیید نتایج حاصل از روش CSD شواهد دیگری مانند

بافت گلومروپورفیری، میکرولیتی پورفیری، پورفیری در کنار بافت‌های عدم تعادل مشاهده شده است. در ماگماهای بازالتی و آندزیتی منطقه عباس آباد، بلورهای پیروکسن فاز ابتدایی تبلور را تشکیل داده و هسته بندی کم اما سرعت رشد بالایی داشته‌اند، بنابراین شکل چند وجهی و درشت پدید آورده‌اند. حال آن که پلاژیوکلازها در فاز دوم تبلور ایجاد شده‌اند. پیدایش کانی‌هایی با تعداد فراوان و اندازه کوچک نشانه سرد شدن سریع و هسته‌بندی فراوان است. این شواهد نشان می‌دهند که سیستم ماگمایی فعال در منطقه، احتمالاً یک سیستم باز بوده که در آن ماگماها در حین فوران یا توقف در محفظه ماگمایی مجدداً مورد هجوم ماگمای جدید قرار گرفته‌اند. از نظر ژو و همکاران (۲۰۰۹)، بافت گلومروپورفیری نتیجه تجمع فنوکریست‌هاست و شامل سه مرحله می‌باشد. مرحله اول: تشکیل فنوکریست‌ها در خلال جایگیری و توقف طولانی مدت ماگمای بازالتی اولیه در محفظه ماگمایی عمیق در پوسته میانی، در مراحل اولیه تبلور است. در این مرحله، فنوکریست‌هایی نظیر کلینوپیروکسن (اوژیت)، پلاژیوکلاز و به میزان کمتر، الیوین متبلور می‌شوند. مرحله دوم (مرحله اختلاط): تزریق تصادفی و مکرر مذاب تازه به درون آشیانه ماگمایی در حال تبلور و ایجاد مذاب‌های مختلط می‌باشد. در این حالت مقداری از ماگماهای حاصل از اختلاط در بین فنوکریست‌های تجمع یافته به دام می‌افتد. آشیانه ماگمایی مذکور ممکن است توسط دایک‌های متعددی با آشیانه ماگمایی عمیق‌تر در ارتباط باشد. مرحله سوم: در این مرحله، از طریق سیستم‌های دایکی موجود، یک ماگمای اولیه و چگال، به داخل آشیانه ماگمایی اولیه نفوذ می‌کند و با حرکت صعودی خود موجب آشفتگی مخزن، انتقال مذاب و در نهایت اختلاط مجدد می‌شود. این دایک‌ها تنها به عنوان راهی برای نفوذ ماگمای عمیق‌تر عمل نمی‌کنند، بلکه بر اساس قانون پاسکال، باعث انتقال فشار از آشیانه ماگمایی عمیق‌تر به آشیانه ماگمایی فوقانی (کم عمق‌تر) می‌شوند. این عامل باعث برهم خوردن ترکیب و فشار ماگمای اولیه می‌گردد. با افزایش فشار بر ماگمای موجود در آشیانه ماگمایی فوقانی، اگر ازدیاد فشار بیشتر از مقاومت سنگ‌های میزبان باشد، موجب خردشدن سنگ‌های میزبان می‌شود. در این حالت مذاب توسط گرادیان فشار به درون شکستگی‌ها نفوذ کرده و آنها را پر می کند. سپس این ماگما به سمت

بالا حرکت کرده و در یک آشیانه ماگمایی کم عمق‌تری جایگزین می‌شود. در این زمان با کاهش فشار (در اثر کاهش عمق)، نیروی انبساطی عظیمی بر فنوکریست‌های تجمع یافته اعمال می‌شود و سبب جوشش مذاب و احتمالاً انفجار آن می‌شود. در حالی که تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی را بین مذاب و فنوکریست‌ها ایجاد می‌کند، نیروهای کششی و تنش‌های برشی ایجاد شده باعث قطعه قطعه شدن و برشی شدن بلورهای تجمع یافته در ماگما و تولید تجمعات و لخته‌های گلومروپورفیری می‌شوند. در نهایت، صعود و انجماد سریع مذاب‌های باقی مانده باعث انجماد زمینه و در برگرفتن تجمعات فنوکریستی و گلومروپورفیری قدیمی می‌شود. در بیشتر سنگ‌های آتشفشانی مناطق مختلف، این فرایند را می‌توان عامل اصلی ایجاد بافت گلومروپورفیری دانست (الهیاری، ۱۳۸۹؛ قاسمی و همکاران،۱۳۹۲). پلاژیوکلازها و پیروکسن‌های دارای حاشیه تحلیل رفته و گرد شده نیز نشان دهنده ی کاهش فشار، در نتیجه صعود ماگما به سطح زمین و ناشی از تفاوت ترکیب و تحت اشباع بودن مذاب از فاز جامد تشکیل دهنده‌ی این بلورها می‌باشند. در این حالت، فاز جامدی که به علت اشباع بودن در سیال اولیه متبلور شده، به واسطه‌ی تغییر شرایط و ایجاد شرایط فیزیکوشیمیایی جدید، دچار عدم تعادل و در نتیجه انحلال می‌گردد و خوردگی و گردشدگی در بلور اتفاق می‌افتد (شلی، ۱۹۹۳). این تغییر شرایط در سیال را می‌توان ناشی از تغییرات ناگهانی دما، فشار، فوگاسیته‌ی اکسیژن، فشار بخار آب، هضم سنگ‌های درون‌گیر و یا اختلاط با مایعات درگیر دانست. خوردگی سطوح و کناره‌های بلور نیز نشاندهنده‌ی فرایند عدم تعادل کانی، تحت شرایط فیزیکوشیمیائی جدید است (شلی، ۱۹۹۳). در رابطه با حضور پلاژیوکلاز و پیروکسن‌های نامتعادل در کنار پلاژیوکلاز و پیروکسن‌های متعادل در سنگ‌های ولکانیکی عقاید مختلفی وجود دارد که ممکن است هر کدام در مواردی خاص قابل قبول باشند. از عوامل اصلی ایجادکننده بافت عدم تعادل در این سنگ‌ها، می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

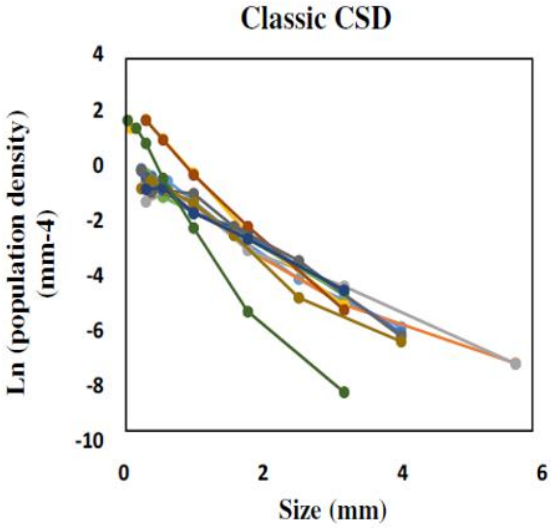
الف- افزایش دما: با ورود ماگمای گرمتر به درون مخزن ماگمایی، افزایش دما منجر به انحلال بلورها می‌شود (شلی، ۱۹۹۳؛ هیگینز، ۲۰۰۶ رضوی، ۱۳۹۱).

ب- تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور: ورود ماگمای جدید به درون یک مخزن در حال تبلور یا هضم و آلایش ماگما با مواد خارجی، باعث تغییر ترکیب شیمیایی و تغییر دمای آن می‌شود که در مجموع بر پایداری ترمودینامیکی فنوکریست‌هایی که در شرایط قبل از آن متبلور شده و پایدار بوده‌اند اثر می‌گذارد. از طرفی، عدم تعادل ترکیبی را می‌توان این گونه شرح داد که در یک مخزن ماگمایی با منطقه بندی حرارتی قائم که لایه‌های سردتر در نقاط فوقانی مخزن قرار دارند و در آنجا پلاژیوکلازهای سدیک‌تر متبلور می‌شوند، این بلورهای تازه تشکیل شده به علت نیروهای کنوکسیونی ناشی از اختلاف حرارتی به کف مخزن فرو رفته و مسلماً، در آنجا با محیطی گرمتر که با آن در حال تعادل نیستند، مواجه می‌شوند و این عدم تعادل می‌تواند به خوردگی شیمیایی بلورها منجر گردد. آلایش ماگما با مواد خارجی نیز باعث تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور و ایجاد بافت غربالی در پلاژیوکلاز می‌گردد.

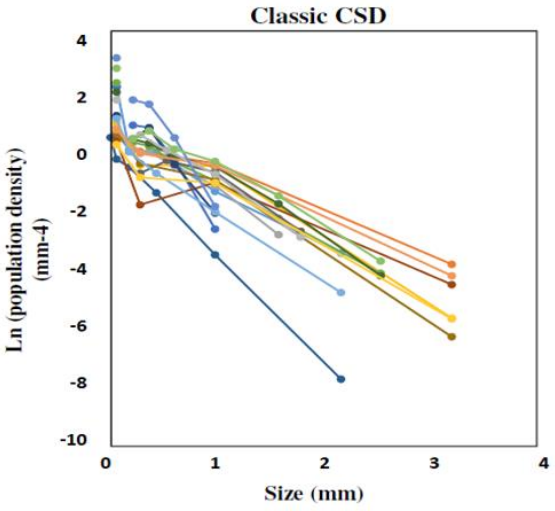
ج-کاهش فشار: ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز حین حرکت سریع ماگما به سمت بالا و در نتیجه کاهش فشار، منجر به ایجاد بافت غربالی در پلاژیوکلاز می‌شود. با کاهش فشار، تمام فازها در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها تحت تاثیر انحلال قرار می‌گیرند.

د- درصد آب ماگما: عامل مهمی است که میزان تأثیر کاهش فشار را در تغییر ترکیب پلاژیوکلاز تحت کنترل دارد. حضور آب، هم زمان با کاهش فشار سبب کاهش گرانروی ماگما و در نتیجه افزایش میزان انتشار و سرعت صعود ماگما به سطح زمین خواهد شد. در این هنگام با افت منحنی سالیدوس و لیکیدوس، بلورها تحت تأثیر فرایند تحلیل‌یافتگی قرار می‌گیرند. اما خروج سریع بخارات در طی فوران ماگما باعث صعود منحنی‌های سالیدوس و لیکیدوس و توقف تحلیل‌یافتگی خواهد شد (رضوی، ۱۳۹۱). گسترش بافت غربالی در کلینوپیروکسن‌های موجود در منطقه مورد مطالعه به شدت گسترش آن در بلورهای پلاژیوکلاز نیست، اما با توجه به خوردگی‌های بلورهای کلینوپیروکسن و تحلیل‌یافتگی حواشی بلور و تبلور ریز بلورهای کلینوپیروکسن در زمینه، می‌توان مهمترین مکانسیم تشکیل بافت غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن را به افت سریع فشار نسبت داد. با وجود این که دلیل قطعی برای اثبات نقش اختلاط ماگمایی در تشکیل چنین بافتی وجود ندارد، نمی‌توان نقش این عامل را به

طور صد درصد انکار نمود. درشت بلورهای پلاژیوکلاز شواهدی از ذخایر ماگمایی در پوسته زمین هستند. هیگینز و چاندراسخارام (۲۰۰۷)، معتقدند که پلاژیوکلازها معمول‌ترین کانی درشت بلور موجود در بازالت‌ها هستند، زیرا آنها تنها کانی هستند که در ماگماهای بازالتی تکامل یافته می‌توانند شناور بمانند (هیگینز و چاندراسخارام، ۲۰۰۷).



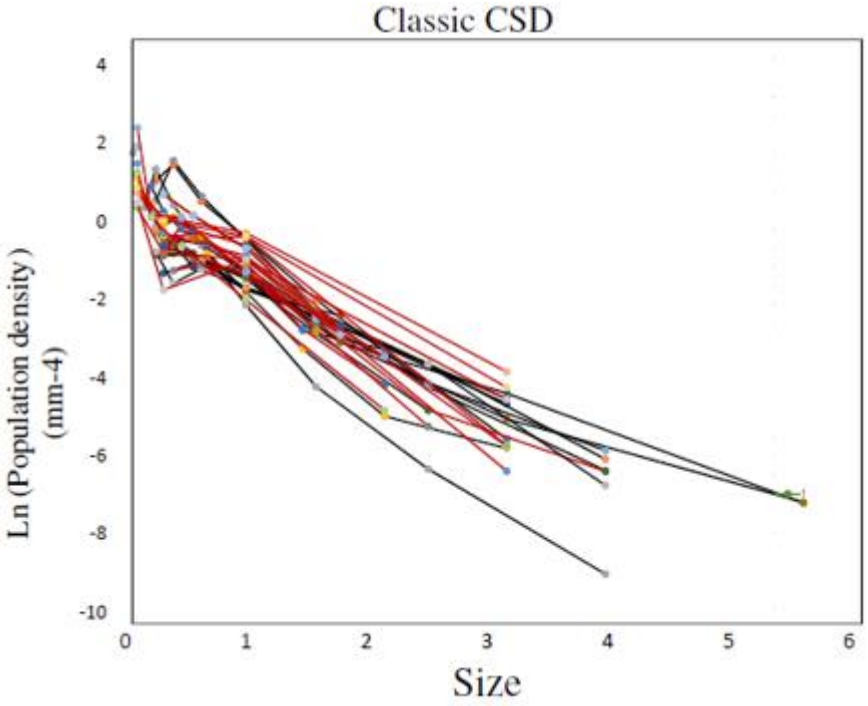
شکل ۵-۳۷- تصویری از کل نمودارهای CSD بلورهای پیروکسن از تمامی نمونه سنگ‌های برداشت شده از منطقه که روند تفریق، تجمع و اختلاط جمعیت‌های بلوری را نشان می دهند (گزینه ث در شکل ۵-۱۵، گزینه سه در شکل ۵-۱۶و گزینه‌های ت و ث در شکل ۵-۱۸).



شکل ۵-۳۸- تصویری از کل نمودارهای CSD بلورهای پلاژیوکلاز از تمامی نمونه سنگ‌های برداشت شده از منطقه مورد مطالعه که مجموعه‌ای از فرایندهای پترولوژیکی انباشت، جدایش، درشت‌شدگی و اختلاط را به تصویر می‌کشد (گزینه‌های پ، ت، ث درشکل ۵-۱۵، گزینه‌های یک، دو و سه در شکل ۵-۱۶، گزینه ب در شکل ۵-۱۷ و گزینه‌های ب، پ، ح و خ در شکل ۵-۱۸).

کاشمن (۱۹۹۰، ۱۹۹۳)، معتقد است که زمان اقامت بلور در محفظه ماگمایی به نرخ رشد انتخاب شده بستگی دارد. وی همچنین معتقد است که نرخ‌های رشد پلاژیوکلاز به طور خاص به ترکیبات مذاب (جز برای گرانروی‌های به شدت پائین مذاب) حساس نیستند، و آنها در 10^{-9} یا 10^{-10} میلی متر بر ثانیه تحت بیشترین شرایط سردشدگی ماگما تقریباً ثابت هستند، زیرا بیشترین تبلور در سیستم‌های آتشفشانی کم عمق و درسرعت سردشدگی بسیار کم رخ می‌دهد (بروگر و همر، ۲۰۱۰).

بر اساس محاسبات انجام شده نمونه‌های ائوسن گرچه از لحاظ ترکیب شیمیایی به هم نزدیک هستند ولی در بازه نسبتاً بزرگی رشد کرده‌اند.



شکل ۵-۳۹- تصویر کلی از نمودارهای CSD بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن از تمامی نمونه سنگ‌های برداشت شده از منطقه مورد مطالعه که مجموعه‌ای از فرایندهای پترولوژیکی انباشت، تفریق، درشت‌شدگی و اختلاط را به تصویر می‌کشد (گزینه‌های ب، پ، ت، ث و خ در شکل ۵-۱۸).

۵-۵- نتایج حاصل از بررسی نسبت حجمی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس آباد.

برای به دست آوردن سهم حجمی (میزان حجم اشغال شده به وسیله مجموع بلورهای پلاژیوکلاز یا پیروکسن رسم شده) هر یک از نمونه‌ها از اطلاعات نرم افزار Image j و Excel استفاده شد و سهم حجمی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در واحدهای مورد نظر با استفاده از روش انتخابی محاسبه شد. در این پژوهش از دو روش اول ذکر شده در مبحث (۴-۹) استفاده شد. نتایج محاسبات برای بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن به ترتیب در جدول (۵-۱۹و ۵-۲۱) و میانگین سهم حجمی برآورد شده برای آنها به ترتیب در جدول (۵-۲۰ و ۵-۲۲) ذکر شده است.

جدول ۵-۱۹- محاسبات سهم حجمی برای بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازالتی – آندزیتی منطقه عباس‌آباد.

سهم حجمی فاز روش (۲)	سهم حجمی فاز روش (۱)	شماره نمونه		سهم حجمی روش (۲)	سهم حجمی فاز (روش ۱)	شماره نمونه	
۱/۶۲	۲/۶۹	۴۱		۳/۸۲	۳/۴۹	۲۸	
۱/۵۳	۲/۵۰	۴۱-۱	۴۱	۳/۴۵	۳/۸۶	۲۸-۱	۲۸
۳/۵۴	۴/۴۰	۴۱-۲		۱/۳۰	۱/۶۲	۲۸-۲	
۳/۵۲	۴/۴۳	۴۶		۶/۰۷	۹/۴۸	۴۳	
۵/۵۳	۶/۲۰	۴۶-۱	۴۶	۳/۴۳	۵/۴۱	۴۳-۱	۴۳
۴/۵۹	۴/۳۲	۴۶-۲		۴/۷۰	۷/۴۰	۴۳-۲	
۲/۸۶	۵/۱۳	۵۴		۷/۲۷	۶/۶۲	۴۹	
۱/۹۷	۲/۷۷	۵۴-۱	۵۴	۱۰/۶۲	۸/۵۸	۴۹-۱	۴۹
۲/۱۳	۲/۳۲	۵۴-۲		۱۶/۲۴	۱۸/۴	۴۹-۲	

بیشـــترین ســـهم حجمی بلورهای پلاژیوکلاز مربوط به نمونه ســـنگ تراکی‌آندزیتی AB ۴۹ منطقه عباس‌آباد با مقداری برابر با ۱۱/۳۷ درصـد است. کمترین سهم حجمی بلورهای پلاژیوکلاز نیز مربوط به نمونه سنگ الیوین‌بازالتی AB ۴۱ منطقه کاهک با مقداری برابر با ۲/۲۳ است.

جدول ۵-۲۰- میانگین سهمم حجمی بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس آباد.

میانگین سهم حجمی فاز روش (۲)	میانگین سهم حجمی فاز (روش ۱)	شماره نمونه	میانگین سهم حجمی فاز روش (۲)	میانگین سهم حجمی فاز (روش ۱)	شماره نمونه
۲/۲۳	۳/۱۹	**۴۱**	۲/۸۵	۲/۹۹	**۲۸**
۴/۵۴	۴/۹۸	**۴۶**	۴/۷۳	۷/۴۳	**۴۳**
۲/۳۲	۳/۴۰	**۵۴**	۱۱/۳۷	۱۱/۲	**۴۹**

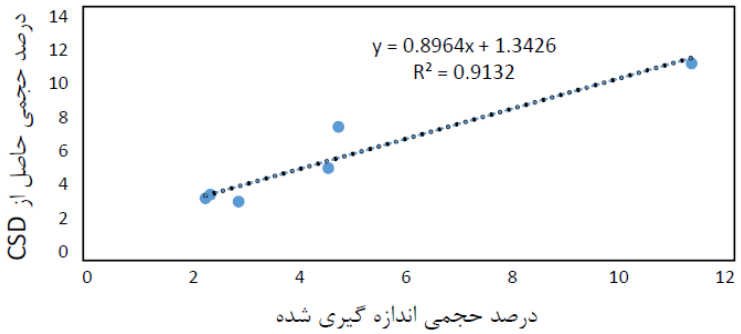
جدول ۵-۲۱- محاسبات سهم حجمی برای بلورهای پیروکسن در سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس آباد.

سهم حجمی فاز روش (۲)	سهم حجمی فاز روش (۱)	شماره نمونه		سهم حجمی فاز روش (۲)	سهم حجمی فاز (روش ۱)	شماره نمونه	
۷/۳۱	۹/۲۱	۱۰	۱۰	۲۰/۵۳	۲۴/۷	۲۸	۲۸
۱۴/۳۷	۱۷/۹		۱۰-۱	۲۵/۱۸	۲۱/۶	۲۸-۱	
۸/۴۰	۹/۱۱		۱۰-۲	۲۳/۰۹	۲۹/۹	۲۸-۲	
۲۰/۳۷	۱۹/۷	۴۶	۴۶	۱۷/۶۴	۲۰/۶	۴۳	۴۳
۱۱/۶۲	۲۸/۷		۴۶-۱	۲۲/۱۵	۲۱/۹	۴۳-۱	
۱۹/۱۵	۱۸/۸		۴۶-۲	۱۷/۰۱	۱۵/۸	۴۳-۲	
۲۱/۱۵	۲۱/۸	۵۴	۵۴	۱۲/۲۸	۹/۲۸	۲۶	۲۶
۱۹/۷۹	۲۲/۱		۵۴-۱	۱۵/۹۲	۱۶/۱	۲۶-۱	
۲۰/۶۷	۲۰/۵		۵۴-۲	۱۲/۶۴	۱۶/۳	۲۶-۲	

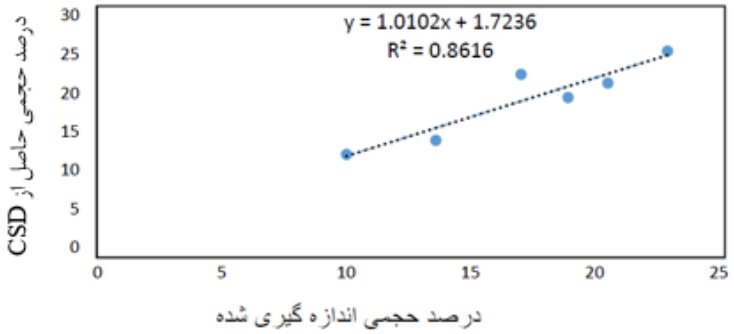
بیشترین سهم حجمی بلورهای پیروکسن، مربوط به نمونه سنگ الیوین بازالتی AB ۲۸ منطقه کاهک با مقداری برابر با ۲۵/۴ درصد است.کمترین سهم حجمی بلورهای پیروکسن نیز مربوط به نمونه سنگ الیوین‌بازالتی AB ۱۰ منطقه عباس‌آباد با مقداری برابر با ۱۰/۰۲ درصد است.

جدول ۵-۲۲- میانگین سهمم حجمی بلورهای پیروکسن در سنگ های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس آباد.

میانگین سهم حجمی فاز روش (۲)	میانگین سهم حجمی فاز (روش ۱)	شماره نمونه	میانگین سهم حجمی فاز روش (۲)	میانگین سهم حجمی فاز (روش ۱)	شماره نمونه
۱۰/۰۲	۱۲/۰۷	**۱۰**	۲۲/۹۳	۲۵/۴	**۲۸**
۱۷/۰۴	۲۲/۴	**۴۶**	۱۸/۹۳	۱۹/۴۳	**۴۳**
۲۰/۵۳	۲۱/۲۶	**۵۴**	۱۳/۶۱	۱۳/۸۹	**۲۶**



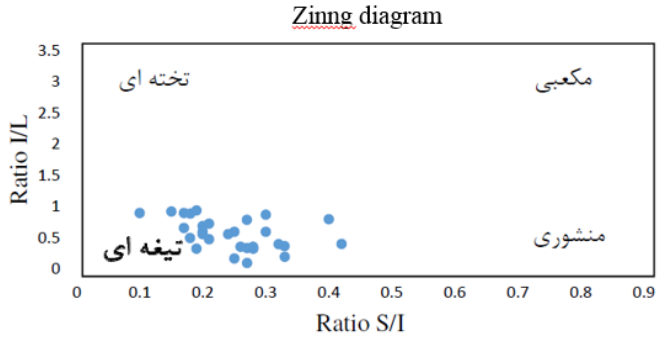
شکل ۵-۴۰- نمودار نسبت سهم حجمی بلورهای پلاژیوکلاز، که به دو روش متفاوت اندازه‌گیری شده است.



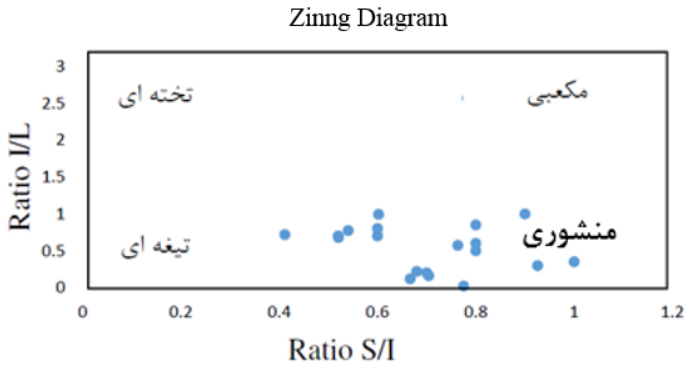
شکل ۵-۴۱- نمودار نسبت سهم حجمی بلورهای پیروکسن، که به دو روش متفاوت اندازه‌گیری شده است.

۵-۶- نتایج حاصل از مدلسازی شکل بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس آباد.

نتایج حاصل از بررسی نسبت ابعاد بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز با استفاده از روش هیگینز و گریدو و همچنین استفاده از نمودار زینگ برای بررسی شکل بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن نشان می‌دهند که بلورهای پیروکسن در محدوده بلورهایی به شکل منشوری و بلورهای پلاژیوکلاز نیز در محدوده‌ی بلورهای تیغه‌ای شکل قرار گرفته‌اند. نتایج محاسبات در نمودار زینگ، برای تعیین شکل بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن به تصویر کشیده شده است (شکل ۵-۴۲ و ۵-۴۳).



شکل ۵-۴۲- تصویری از نمودار زینگ برای نمایش شکل بلورهای پلاژیوکلاز.



شکل ۵-۴۳- تصویری از نمودار زینگ برای نمایش شکل بلورهای پیروکسن.

۵-۷- مدل تبلور

با استفاده از مجموعه مطالعات صحرایی، پتروگرافی و نمودارهای توزیع اندازه بلور، می‌توان چشم‌اندازی در مورد ماگماتیسم و تحولات ماگمایی و ارتباط ماگماتیسم، با رویدادهای زمین شناسی منطقه مورد مطالعه ارائه داد. به طور کلی، تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی سنی ائوسن میانی – بالایی قرار دارند و با توجه به مطالعات صحرایی، سنگ‌های قدیمی‌تر از ائوسن در منطقه مشاهده نمی‌شوند. به طور کلی، تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی سنی ائوسن میانی – بالایی قرار دارند و با توجه به مطالعات صحرایی، سنگ‌های قدیمی‌تر از ائوسن در منطقه مشاهده نمی‌شوند. ماگما به محض تشکیل از سنگی که از آن ذوب حاصل شده جدا می‌گردد. به طرف بالا حرکت می‌کند و در ضمن صعود ماگما دچار تغیرات و تحولاتی می شود که این تغییرات در ترکیب شیمیایی، نحوه تبلور و غیره

تأثیر می‌گذارد. از مهمترین این تغییرات می‌توان به برخورد آب با ماگما، هضم سنگ‌های دیواره در حین صعود، اختلاط با ماگمای دیگر، ذوب پوسته قاره‌ای و غیره را نام برد. جایگیری ماگما در درون سنگ‌هایی با دمای کمتر، موجب سردشدن ماگما و خروج گرما با نرخ (سرعت) ثابتی می‌شود و در این شرایط هسته بندی و رشد بلورها به ویژه پیروکسن و پلاژیوکلاز شروع می شود. هسته بندی بلورها به احتمال زیاد به صورت ناهمگن است که باعث تشکیل انبوهه‌های بلوری می‌شود. محتوای کلی فازهای جامد در این شرایط به صورت خطی افزایش می‌یابد. در پایان این چرخه نمودار CSD به صورت خطی مستقیم با شیب تند است که در اندازه‌های کوچک خاتمه پیدا می‌کند. این چرخه می‌تواند به چند دلیل دچار گسیختگی شود: ۱- تزریق ماگمایی با ترکیب مافیک‌تر به درون مخزن (هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۳). وجود آنکلاو و بافت‌های غیر تعادلی، می‌تواند شاهدی بر این مدعا باشد. ۲- اختلاط در مخزن به دلیل جریان‌های همرفتی. در هر صورت هر یک از عوامل بالا که رخ داده باشد، می‌تواند باعث کاهش درجه سردشدگی شود. با کاهش درجه سردشدگی، پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازهای کوچک‌تر از اندازه بحرانی حل شده و بلورهای بزرگتر به رشد خود ادامه می‌دهند (بر اساس نظریه درشت‌شدگی). در آغاز این مرحله، اندازه بحرانی کوچک است ولی با رسیدن دما به نزدیکی لیکیدوس بلورها، اندازه بحرانی بزرگ‌تر می‌شود و به این ترتیب محدوده اندازه بلورهایی که حل می‌شوند افزایش پیدا می‌کند تا این که در نزدیکی لیکیدوس بافر می‌شوند: ابتدا به وسیله انحلال و بعد به موجب تبلور بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن. در خلال این دوره درشت‌شدگی رخ می‌دهد. این فرایند منجر به ایجاد نمودارهای جدیدی برای CSD می‌شود که شیب ملایم‌تری دارد و دارای تقعر به سمت پایین در اندازه‌های کوچک است (که به معنی فراوانی کم بلورهای کوچک می‌باشد). هنگامی که سیستم دوباره سرد می‌شود و درجه سردشدگی افزایش می‌یابد، درشت شدگی بافتی متوقف و هسته‌بندی شروع می‌شود. چرخه بار دیگر با تجدید هسته بندی و رشد آغاز می‌شود. در این شرایط، نمودار CSD دارای بخشی جدید در سمت چپ نمودار به صورت خطی راست با شیب تند خواهد شد. در بخش سمت راست، نمودار CSD به سمت اندازه‌های بزرگتر توسعه یافته است، چون بلورهای بزرگ‌تر در خلال

درشت‌شدگی بافتی رشد نموده‌اند. ممکن است تکرارهای متناوب این چرخه، به صورت تصاعدی نمودار CSD را به سمت اندازه‌های بزرگ‌تر سوق دهد. این تناوب می‌تواند توجیهی برای منطقه بندی نوسانی درشت بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن باشد (هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۳، هیگینز، ۲۰۰۶). عملکرد گسل‌های منطقه می‌توانسته موجب صعود بخشی از ماگما به قسمت‌های بالاتر شود. در نتیجه جایگیری ماگمای تحول‌یافته در یک مخزن کم عمق‌تر و سردشدن سریع‌تر ماگما، هسته بندی و رشد بلورهای زمینه نیز رخ می‌دهد که تقعر کم در نمودارهای CSD را موجب می‌شوند. فراوانی درشت بلورها کمتر است. این مسئله نشان می دهد که درشت شدگی بافتی به میزان کمتری در تشکیل این دسته از سنگ‌ها موثر بوده است. در ماگماهای باقیمانده در بخش زیرین نیز به واسطه عواملی که گفته شد و به خصوص تغییر در محتوای مواد فرار، باز هم امکان تکرار بیشتر چرخه درشت‌شدگی بافتی و هسته بندی بلورها وجود دارد. سنگ‌هایی که دارای درشت‌ترین بلورها و با فراوانی بیشتر هستند، نتیجه تکرار بیشتر این چرخه هستند (شکل ۵-۴۴).

۵-۴۴- تصویری از مدل تیلور (هیگینز و روبرگ، ۲۰۰۳). تکرار چرخه‌های متناوب رشد، هسته‌بندی و درشت‌شدگی (برگرفته از هیگینز، ۲۰۰۶).

فصل ششم

نتیجه گیری

۶-۱- نتیجه‌گیری

- نوار آتشفشانی رسوبی کاهک – عباس‌آباد، ادامه غربی نوار آتشفشانی ترشیری اطراف سبزوار است که از گدازه‌های بازیک-حدواسط فوران یافته در محیط خشکی و دریایی و نهشته‌های رسوبی محیط خشکی و دریای کم‌عمق باز تشکیل شده است. برونزدهای سنگی منطقه از قدیم به جدید شامل، شیل و ماسه‌سنگ زیرین، برش پیروکلاستیک و توف، الیوین بازالت با میان لایه‌های تراکی بازالت، آهک نومولیت‌دار، تراکی‌آندزی بازالت، تراکی آندزیت، آهک توفی، کنگلومرای چندزادی، توالی شیل و ماسه سنگ بالایی و مارن‌های آهکی ائوسن بالایی به همراه کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلتستون، و پادگانه‌های آبرفتی عهد حاضر هستند. حضور بقایای روزن‌داران در لایه‌های آهکی ائوسن میانی-بالایی حاکی از ته‌نشست رسوبات در حاشیه‌های دریایی کم عمق است. با توجه به فونای تشخیص داده شده، سن توالی مورد مطالعه به ائوسن میانی-بالایی نسبت داده می‌شود.

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی-بالایی این نوار یک طیف تفریقی متشکل از الیوین بازالت، تراکی بازالت، تراکی‌آندزی بازالت و تراکی‌آندزیت را در امتداد خط نزول مایع (تفریق) نشان می‌دهند. بافت غالب در سنگ‌های آتشفشانی منطقه، از نوع پورفیری، میکرولیتی پورفیری، گلومروپورفیری و تراکیتی است. کانی‌های اصلی آنها را درشت بلورهای کلینوپیروکسن (اوژیت)، آمفیبول، الیوین و پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند. درشت بلورهای الیوین ایدنگزیتی‌شده، پلاژیوکلاز و پیروکسن حتی در نمونه‌های دستی آنها قابل مشاهده هستند. از مهمترین ویژگی‌های میکروسکوپی در تمام نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان به وجود ادخال، بافت غربالی، منطقه‌بندی و خلیج‌خوردگی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن اشاره کرد.

- وجود بافت‌های گلومروپورفیری، غربالی، خلیج‌خوردگی و منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس‌آباد، نشانگر نوعی ناپایداری و عدم تعادل در محیط انجماد و تبلور نهایی ماگما است. به عبارتی دیگر، شرایط عادی و روند تبلور معمول

در سیستم ماگماهای فوران یافته در این منطقه، حاکم نبوده است. مجموعه این ناپایداری‌ها بیانگر بروز نوعی اختلاط ماگمایی یا اختلاط جمعیت‌های بلوری است.

- انحلال و ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن بر اثر عواملی نظیر تغییر فشار و دما در طی انجام حرکات کنوکسیونی و یا صعود ماگما و یا تغییر ترکیب شیمیایی آن صورت می‌گیرد.
- منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن، نشان‌دهنده رشد و انحلال بلور است. این حالت، ممکن است توسط تغییر در سرعت سردشدگی یا تغییر ترکیب شیمیایی آن به دلیل پر شدن و خالی شدن دوره‌ای آشیانه ماگمایی و یا اختلاط ماگمایی صورت گرفته است.
- تنوع بافتی موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه، بیانگر شرایط متفاوت تبلور آنها است. میکرولیت‌ها و فنوکریست‌ها اغلب در کنار هم دیده می‌شوند. حضور جمعیت‌های بلوری مختلف، نشان دهنده‌ی دوره‌های متعدد توقف و تبلور در محفظه‌های ماگمایی مختلف در مسیر صعود ماگما به سطح زمین است.

- استفاده از روش توزیع اندازه بلور (Cryastal size distribution)، یکی از معمول‌ترین روش‌ها برای اندازه‌گیری کمّی بافت است که به اختصار به عنوان روش CSD شناخته می‌شود. این روش بر مبنای دو پارامتر تراکم جمعیت و اندازه بلور استوار است. تراکم جمعیت، مقدار کمّی تعداد بلورهای یک کانی در واحد حجم درون یک سری فواصل اندازه تعریف شده است. اندازه بلور نیز معادل با بزرگترین بعد بلور است.

- اندازه بلور، ناشی از توقف و ماندگاری موقتی ماگما در محفظه‌های ماگمایی است. در حقیقت اقامت‌های متعدد در محفظه‌های ماگمایی در طی صعود ماگما به سطح زمین، نشان‌دهنده تبلور و انجماد در شرایط گوناگون است که باعث ایجاد خطوط شکسته متوالی می‌شود که در مجموع، نمودار را منحنی شکل و خمیده می‌کند.

- شیب تند نمودارهای CSD بیانگر نرخ زیاد هسته بندی و توقف کوتاه مدت و شیب کم نیز ناشی از زمان توقف طولانی‌تر و سرعت هسته‌بندی آهسته‌تر بلور در محفظه ماگمایی است. بلورهای

درشت‌تر به ماگمایی تعلق دارند که در عمقی بیشتر و یا در محیطی آرام‌تر سرد شده باشد. بلورهای کوچک‌تر بیانگر سردشدگی در مناطق سطحی‌تر و با سرعت تبلوری بالاتر هستند.

- نتایج حاصل از بررسی کمّی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن سنگ‌های آندزیتی و بازالتی مورد مطالعه و نمودارهای CSD حاصل از آنها نشان می‌دهد که مجموعه‌ای از فرایندهای پترولوژیکی نظیر انباشت، تفریق، درشت‌شدگی و اختلاط در منطقه عباس‌آباد رخ داده است. مجموعه این عوامل در کنار بافت‌های گلومروپورفیری، پورفیری، میکرولیتی پورفیری و بافت‌های عدم تعادل، نشان‌دهنده آن است که سیستم ماگمایی فعال در منطقه، احتمالاً یک سیستم باز بوده که در آن ماگماها در حین فوران یا توقف در محفظه ماگمایی، دوباره مورد هجوم ماگمای جدید قرار گرفته‌اند.

- وجود شکستگی و انحناء در نمودارهای CSD، حاکی از تغییرات ماگمایی است که می‌تواند به دلیل ورود یک ماگمای جدید بدون بلور به مخزن ماگمایی در حال تبلور رخ داده باشد. ورود یک ماگمای جدید بدون بلور به مخزن ماگمایی می‌تواند باعث فوق اشباع‌شدن، افزایش دما و یا رشد اولیه و هسته‌بندی ماگما شود.
- تقعر به سمت بالا در نمودارهای CSD حاصل از بررسی کمّی بلورهای پلاژیوکلاز سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس‌آباد با شماره‌های (AB ۴۳، AB ۵۴ و AB ۲۸)، نشان‌دهنده فرایندهای انباشت، تفریق، افزایش تبلور (افزایش سرعت سردشدگی، خروج گازها و مواد فرار و یا تغییر ترکیب شیمیایی ماگما)، اختلاط جمعیت‌های بلوری و یا اختلاط ماگمایی است.
- انباشت، فرایند جدایش بلورها از ماگما و یا به عبارتی دیگر، جدایش بلورها و مایع در پاسخ به اختلاف چگالی است. انحلال فشارشی، گرانروی، جدایش و تبلور در دیواره مجرا می‌توانند موجب ایجاد این فرایند شوند.
- تفریق، نشان‌دهنده ته‌نشینی و یا جدایش بلورها در طول تبلور تفریقی است.
- تقعر به سمت پایین در نمودارهای CSD حاصل از بررسی کمّی بلورهای پلاژیوکلاز سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس‌آباد با شماره‌های (AB ۱۰، AB ۴۱ و AB ۴۶)، نشان‌دهنده فرایند

درشت‌شدگی است. مدل درشت‌شدگی بلورها از مدل CN تبعیت می‌کند. در این مدل، بلورها با یکدیگر و با سیال، از طریق انتشار، تبادل ماده و انرژی دارند و رشد بلور را کنترل می‌کنند. درشت‌شدگی ممکن است دو علت داشته باشد: (۱) اگر توقف کامل هسته‌بندی با رشدی متوالی همراه باشد، در این صورت بلورهای کوچک‌تر درجهت بازه‌های حاوی بلورهای بزرگ‌تر حرکت می‌کنند. (۲) ممکن است به دلیل جذب بلورهای کوچک برای متعادل کردن رشد بلورهای بزرگ‌تر، موجود باشد. تقعر کم به سمت پایین در نمودارهای CSD نمونه سنگ ۴۹AB نشان‌دهنده تعداد کم بلورهای جذب شده و در نتیجه درشت‌شدگی جزئی بلورها است.

- روند خطی در سمت راست نمودارهای CSD حاصل از بررسی کمّی بلورهای پلاژیوکلاز نمونه سنگ‌های (AB ۲۸، AB ۴۳، AB ۲-۴۶، AB ۴۹ وAB ۵۴)، نشان‌دهنده بروز فرایند تفریق (جدایش بلورهای پلاژیوکلاز در طول تبلور تفریقی)، انباشت، افزایش سرعت سردشدگی و همچنین رشد و هسته‌بندی متوالی بلورها در محفظه ماگمایی است.
- تقعر به سمت بالا در سمت راست نمودارهای CSD حاصل از بررسی کمّی بلورهای پیروکسن سنگ‌های (AB ۱۰، AB ۲۶، AB ۲۸، AB ۴۳، AB ۴۶ و AB ۵۴)، نشان‌دهنده ته‌نشینی بلورها در طول تبلور تفریقی، افزایش تبلور (افزایش سرعت سردشدگی، خروج گازها و مواد فرار و یا تغییر ترکیب شیمیایی ماگما)، اختلاط ماگمایی و یا جمعیت‌های بلوری است.
- تقعر به سمت پایین در سمت چپ نمودارهای CSD حاصل از بررسی بلورهای پیروکسن در سنگ‌های AB ۲۸، AB ۴۳ و AB ۴۶ نشان‌دهنده درشت‌شدگی است. مدل درشت‌شدگی بلورها در این نمونه سنگ از مدل CN تبعیت می‌کند.
- تلفیق نمودارهای CSD بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن، تأیید کننده این امر هستند که بلورهای پیروکسن به علت دارا بودن چگالی بالاتر نسبت به بلورهای پلاژیوکلاز، زودتر ته‌نشست کرده‌اند. تقعر به سمت بالا در سمت راست نمودارهای CSD بلورهای پیروکسن، همگی این امر را تأیید می‌کنند.

- سرعت زیاد سردشدگی ماگماها، ممکن است تحت تأثیر عواملی مانند سرعت زیاد خروج ماگما، ضخامت گدازه‌ها و یا ترکیب شیمیایی ماگما باشد.
- نتایج حاصل از بررسی کمّی بافت‌های سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس‌آباد گویای این مطلب هستند که بافت‌های نمونه‌های سنگی مورد مطالعه حاصل ترکیبی از فرایندهای تعادلی (درشت‌شدگی)، کینتیکی (رشد و هسته بندی) و مکانیکی (تجمع و تفریق) هستند و با نظریه هیگینز (۲۰۰۶)، مبنی بر این که در بیشتر سنگ‌های آذرین، بافت نهایی حاصل ترکیبی از فرایندهای تعادلی و کینتیکی، هستند مطابقت دارند.
- بررسی سهم حجمی بلورهای پلاژیوکلاز، نشان می‌دهد که بیشترین سهم حجمی بلورهای پلاژیوکلاز، مربوط به نمونه سنگ تراکی‌آندزیتی ۴۹AB منطقه عباس‌آباد با مقداری برابر با ۱۱/۳۷ درصد است.کمترین سهم حجمی بلورهای پلاژیوکلاز نیز مربوط به نمونه سنگ الیوین‌بازالتی ۴۱AB منطقه کاهک با مقداری برابر با ۲/۲۳ درصد است.
- بررسی سهم حجمی بلورهای پیروکسن، نشان می‌دهد که بیشترین سهم حجمی بلورهای پیروکسن، مربوط به نمونه سنگ الیوین بازالتی AB ۲۸ منطقه کاهک با مقداری برابر با ۲۵/۴ درصد است. کمترین سهم حجمی بلورهای پیروکسن نیز مربوط به نمونه سنگ الیوین‌بازالتی AB ۱۰ منطقه عباس‌آباد با مقداری برابر با ۱۰/۰۲ درصد است.
- با استفاده از نمودار زینگ (گولدا، ۲۰۰۶)، بلورهای پلاژیوکلاز موجود در منطقه مورد مطالعه، دارای شکل تیغه‌ای و بلورهای پیروکسن به شکل منشوری ارزیابی شدند.
- به منظور محاسبه مدت زمان اقامت ماگما در محفظه ماگمایی، نرخ رشد برای درشت بلورهای پلاژیوکلاز برابر با 10^{-10}، برای ریزبلورهای پلاژیوکلاز برابر با 10^{-8} و برای بلورهای پیروکسن برابر با 10^{-5} در نظرگرفته شد.
- برای بلورهای پلاژیوکلاز بازه‌ی اندازه برابر با (۳/۱۶ mm تا ۰/۰۳) و برای بلورهای پیروکسن نیز بازه‌ی اندازه برابر (۵/۶۲ mm تا ۰/۰۵) به دست آورده شد.

- طبق محاسبات انجام شده بر اساس شیب نمودار توزیع پراکندگی، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های الیوین بازالتی AB ۱۰، تراکی آندزیتی AB ۴۹ و تراکی بازالتی AB ۵۴ منطقه عباس‌آباد در طیف زمانی ۸۶/۲۰ تا ۱۱۸/۰۱ سال در آشیانه ماگمایی رشد کرده‌اند و دارای نرخ هسته بندی از $۱/۴۸ \times ۱۰^{-۱۰}$- تا $۰/۵۸ \times ۱۰^{-۱۰}$ میلی‌متر بر ثانیه بوده‌اند. فنوکریست‌های پیروکسن موجود در نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی AB ۱۰ و تراکی بازالتی AB ۵۴ منطقه عباس‌آباد نیز در بازه‌ی سنی برابر با $۱/۲۱ \times ۱۰^{-۳}$ الی $۱/۰۲ \times ۱۰^{-۳}$ سال در آشیانه ماگمایی رشد کرده‌اند و دارای سرعت هسته بندی برابر با $۰/۷۸ \times ۱۰^{-۵}$ الی ۲×۱۰^{-۵} میلی‌متر بر ثانیه بوده‌اند.
- طبق محاسبات انجام شده بر اساس شیب نمودار توزیع پراکندگی، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های الیوین بازالتی AB ۲۸ منطقه کاهک در طیف زمانی ۱۰۳/۰۶ سال در آشیانه ماگمایی رشد کرده‌اند و دارای نرخ هسته بندی از $۱۰-۱۰ \times ۰/۸۱$ میلی متر بر ثانیه بوده‌اند. فنوکریست‌های پیروکسن موجود در نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی AB ۲۶ و AB ۲۸ منطقه کاهک نیز در بازه‌ی سنی برابر با $۱/۳۴ \times ۱۰^{-۳}$ الی $۱/۶ \times ۱۰^{-۳}$ سال در آشیانه ماگمایی رشد کرده‌اند و دارای سرعت هسته بندی برابر با $۰/۸۹ \times ۱۰^{-۵}$ الی $۰/۲۹ \times ۱۰^{-۵}$ میلی‌متر بر ثانیه بوده‌اند.
- طبق محاسبات انجام شده بر اساس شیب نمودار توزیع پراکندگی، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های الیوین بازالتی AB۴۳ و AB ۴۶ منطقه میاندشت در طیف زمانی ۱۱۵/۸۵ تا ۱۱۵/۴۲سال در آشیانه ماگمایی رشد کرده‌اند و دارای نرخ هسته بندی برابر با $۱/۱۰ \times ۱۰^{-۱۰}$ تا $۱/۵۶ \times ۱۰^{-۱۰}$ میلی‌متر بر ثانیه هستند. فنوکریست‌های پیروکسن موجود در نمونه سنگ‌های الیوین بازالتی AB ۴۳ و AB ۴۶ منطقه میاندشت نیز در بازه‌ی سنی برابر با $۱/۶۷ \times ۱۰^{-۳}$ الی $۲/۰۱ \times ۱۰^{-۳}$ سال در آشیانه ماگمایی رشد کرده‌اند و دارای سرعت هسته بندی برابر با $۰/۱۸- \times ۱۰^{-۵}$ الی $۰/۵۵- \times ۱۰^{-۵}$ میلی‌متر بر ثانیه هستند.

- نتایج حاصل از بررسی‌های صحرایی، بافتی و ژئوشیمیایی صورت گرفته در منطقه نشان‌دهنده ارتباط ماگمایی و ژنتیکی سنگ‌های آذرین منطقه با یکدیگر و منشأ گرفتن آنها از یک ماگمای واحد در امتداد خط نزول مایع است.

منابع

منابع فارسی

- آقانباتی ع، (۱۳۴۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد، **"زمین شناسی منطقه فرومد و عباس آباد"**، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۷۴ صفحه.

- آقانباتی ع، (۱۳۸۳)، **"زمین شناسی ایران"**، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

- آهنگری ا، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد، **" پترولوژی سنگ‌های آذرین شمال روستای دوست بیگلو (شمال غرب مشکین‌شهر-شمال غرب ایران) با نگرشی بر نرخ رشد بلورها و تعیین دانسیته ماگمای تشکیل‌دهنده آنها"** دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی.

- آیتی ف و مهدوری س، (۱۳۸۹) **" بررسی توزیع اندازه بلورها در سنگ‌های آذرین: رهنمودی بر روند تکامل ماگما در اتاقک‌های ماگمایی"**، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال هجدهم، شماره ۳، پاییز ۸۹، صفحه ۴۱۹-۴۳۰.

- افتخارنژاد ج، (۱۹۹۲)، **"نقشه زمین شناسی جاجرم به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰"**، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

- الهیاری س، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد،**"پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک – عباس آباد"**، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

- الهیاری س؛ قاسمی ح؛ صادقیان م و طاهری ع، (۱۳۸۹)، **"زمین شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی و فوقانی شمال و غرب کاهک، شمال شرق شاهرود"**، هفدهمین همایش انجمن بلور شناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه ابوعلی سینا.

- اسکندری ا، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد، **" ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های ماگمایی ترشیری و لیستونیت‌های جنوب خاوری بیرجند "** دانشکده علوم، دانشگاه خوارزمی.

- بادامه ع، (۱۳۸۲)، **"پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی منطقه میاندشت (شرق شاهرود)"**، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه شاهرود، ۱۳۱ صفحه.

- بارویانت و، (۱۹۷۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد، **"زمین شناسی و تکتونیک منطقه غرب عباس آباد"**، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۷۶ صفحه.

- بلت ه، تریسی ر و اونز ب. (۱۳۸۹)، **" پترولوژی سنگ‌های آذرین"**، قاسمی ح،؛ لنکرانی م و همام م، چاپ اول، رضوانی اول ح، ر، مشهد، ۵۵۵ صفحه.

- خسروتهرانی خ، (۱۳۸۴)، **"زمین‌شناسی ایران، مزوزوئیک و سنوزوئیک"** جلد دوم، انتشارات کلیدر، ص ۴۵۵.

- خلعتبری م، (۱۳۸۰)، **"نقشه زمین شناسی عباس آباد به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰"**، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

- درویش زاده ع، (۱۳۸۳)، **"زمین شناسی ایران"**، انتشارات امیرکبیر تهران، ۴۲۳ صفحه.

- رحیم‌زاده ب، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد"**پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شرق قزوین با نگرشی بر امکان وجود پوزولان**"، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی.

- رضوی ر، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد، **"پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ناحیه داورزن- سبزوار"**، دانشکده علوم، دانشگاه شاهرود، ۱۶۸ صفحه.

- زندی‌فر س، (۱۳۸۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد، **" بررسی کانی‌شناسی دگرگونی مجاورتی توده نفوذی حسن‌آباد یزد (جنوب غرب تفت)"**، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

- زندی‌فر س؛ ولی‌زاده م، و؛ برقی م، ع و فرودی جهرمی م، ر. (۱۳۸۸)، **" بررسی پراکندگی اندازه بلورهای (CSD) گارنت در دگرگونی مجاورتی روستای حسن آباد یزد"**، مجله علوم زمین، سال نوزدهم، شماره ۷۳، پاییز ۸۸، صفحه ۱۴۷ تا ۱۵۲.

- زهره‌بخش م، ع و عبدالله‌زاده ی، (۱۳۷۳)، **" مقدمه‌ای بر آمار و احتمالات"** نشر بشارت.

- صادق زاده ش، (۱۳۷۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد، **"پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه شمال شرق میاندشت"**، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۱۴ صفحه.

- قاسمی ح، ا؛ الهیاری سمیرا؛ طاهری ع، ا و صادقیان م، **" موقعیت چینه شناختی و تحلیل بافتی سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی عباس‌آباد، شمال شرق شاهرود"**، پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب‌شناسی، سال بیست و نهم، شماره اول، بهار ۱۳۹۲.

- قاسمی ح، ا، برهمند ب و صادقیان م. (۱۳۹۰)، **" گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شاهرود: شاهدی بر جایگاه پشت کمانی حوضه الیگو- میوسن ایران مرکزی"**، مجله پترولوژی، سال دوم، شماره هفتم، پاییز ۱۳۹۰، صفحه ۹۴-۷۷.

- مسعودی ف؛ قربانی م و رحیم‌زاده، ب، (۱۳۸۸)، **" مطالعه شرایط فیزیکی و تحولات تبلور ماگما در سنگ‌های ولکانیکی شرق قزوین"**، فصلنامه زمین شناسی ایران، سال سوم، شماره یازدهم، پاییز ۱۳۸۸، صفحه ۷۵-۶۷.

- معین وزیری، ح و احمدی ع، (۱۳۷۱)، **"پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین"**، دانشگاه تربیت معلم، ۵۵۵ صفحه.

- منفردی ب، (۱۳۸۸)، " پایان نامه کارشناسی ارشد، **"پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه محمد آباد ابریشم (جنوب جاجرم)"** دانشکده علوم، دانشگاه خوارزمی.

- منفردی ب و مسعودی، ف، (۱۳۸۶)، **" کاربرد روش (CSD) برای تخمین شرایط تشکیل پلاژیوکلازهای منطقه جاجرم"**، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.

- منفردی ب و مسعودی، ف، (۱۳۸۶)،**" کاربرد روش (CSD) برای تعیین سهم حجمی بلورهای پلاژیوکلاز آندزی بازالت‌های منطقه جاجرم.**

- موسوی ا، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد، **"پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه چغندرسر (جنوب غرب عباس آباد) و کانه زائی وابسته به آن"**، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، ۱۴۸ صفحه.

-مهرپرتو م، (۱۳۸۰)، **"نقشه زمین شناسی میامی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰"**، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

-همـام م، (۱۳۸۲)، **" توزیع اندازه بلوری در ســـنگ‌های دگرگونی: مثالی از تاثیر دمای ماورای تعادل در نرخ هســـته بندی و رشد"**، مجله بلورشـناسی و کانی شناسی ایران، سال یازدهم، شماره ۱، بهار و تابستان ۱۳۸۲، صفحه ۶۵ تا ۸۱.

Refrences:

-Armienti p. Innocenti F. Pareschi M.T. Pompilio M. Rocchi S. (1991) "Crystal Population in not Stationary Volcanic Systems: Estimate of Olivin Growth Rate in basalts Lanzarote (Canary Islands)**", Mineralogy and petrology 44**, pp. 181-196.

- Armienti p., Pareschi M. T., Innocenti F, Pompilio M. (1994) "Effect of magma storage and ascent on the Kinetics of Crystal growth", **Contrib Mineral Petrol 115**: pp 402-414.

- Best M.G. (2003) "**Igneous and metamorphic petrology**", pp 717.

- Brugger C. R. and Hammer J. E. (2010) "Crystal size distribution analysis of plagioclase in experimentally decompressed hydrous rhyodacite magma", **Earth and Planetary Science Letters 300**, pp 246-254.

- Blundy J. and Cashman K. (2008) "Petrologic reconstruction of magmatic system variables and processes In:Minerals, Inclusions and Volcanic Processes", Rev. **Mineral Geochem 69**, pp 179–239.

- Bindeman I.N. (2003), Crystal sizes in evolving silicic magma chambers, Geology 31, PP 367–370.

- Cashman K. V. and Ferry J. M. (1988) "Crystal size distribution (CSD) in rocks and kinetics and dynamics of crystallization", **Contrib Mineral Petrol 99**, PP 401-415.

- Cashman K.V. (1992) " Relationship between plagioclase crystallization and cooling rate in basaltic melts", **Contrib Mineral Petrol 113**, pp 126-142.

- Cashman K.V. and Ferry J.M. (1988) " Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization, **Contrib Mineral Petrol 99**, pp 292-305.

- Castro J.M. Cashman K.V. Manga M. (2003) "A technique for measuring 3D crystal size distribution of prismatic microlite in obsidian, American Mineralogist, 88.

- Driscoll B.O. Donaldson C.H. Troll V.R. Jerram D.A. Emeleus H. (2007) "An origin for harrisitic and granular olivine in the rum layered suite, NW Scotland: a crystal size distribution study**", Jurnal of petrology**, 48,2, pp 253-270.

- Gulda G. A. R. (2006) "Crystsl size Distribution Derived from 3D Dataset: Sample size Uncertainities", **Journal of petrology 47**, 6, pp 1245-1254.

- Ghasemi H. and Rezaei Kakhaei M. (2014) "Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan-Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran", **Miner and Petrol**.

-Hersum T.G. and Marsh B.D. (2006) "Igneous microstructure from kinetic models of crystallization", **Journal of Volcanology and Geothermal research**, 154, pp 34-47.

- Higgins M.D. (1994) "Numerical modeling of crystal shapes in thin sections:Estimation of crystal habit and true size. **American mineralogist**, Volume 79, pp 113-119.

-Higgins M.D. (1996) "Magma dynamics beneath kameni volcano, Thera, Greece, as revealed by Crystal size and shape measurments", **Journal of volcanology and geothermal Reserch 70**, pp 37-48.

-Higgins M.D. (2000) "Measurment of crystal size distribution", **American Mineralogist**, 85, pp 1105-1116.

-Higgins M. D. (2002) "A crystal size distribution study of the kiglapit layered mafic intrusion, Labrador, Canada: evidence for textural coarsening, **Contrib Mineral Petrol 144**, pp 314-330.

-Higgins M.D. (2006) "**Quantitative Textural Measurment in Igneous and Metamorphic Petrology**", Cambridge university, United state of America.

-Higgins M.D. (2011) "Quantitative petrological evidence for the origin of k-feldespar megacryst in dasite from Taapaca volcano, chile" **Contrib Mineral Petrol 162**, pp 709-723.

-Higgins M.D. and Chandrasekharam D. (2007) "Nature of sub-volcanic magma chamber, deccan province, india: Evidence from quantitative textural analysis of plagioclase megacrysts in the Giant plagioclase basalts, **Journal of petrology**, 48, 5, pp 885-900.

-Higgins M. D. and Roberge J. (2003) "Crystal Size Distribution of Plagioclase and Amphibol from Soufriere Hills Volcano, Montserrat: Evidence for Dynamic Crystallization- Textural Coarsening Cycles", **Journal of petrology** 44, 8, pp 1401-1411.

-Higgins M.D. and Roberge J. (2007) "Three magmatic components in the 1973 eruption of Eldfell volcano, land: Evidence from plagioclase crystal size distribution (CSD) and geochemistry", **Journal of Volcanology and Geothermal Research 161**, pp 247‑260.

-Jerram D.A. Mock A. Davis G.R. Field Mattew. Brown R.j. (2009) "3D crystal size distributions: A case study on quantifying olivine populations in kimberlites", **Lithos.**

-Jerram D. A. Cheadel, M. J. Philpotts A. R. (2003) "Quantifying the Building Blocks of Igneous rocks: Are Clustered Crystal Frameworks the Foundation**", Journal of petrology**, volume 44, Number 11, pp 2033-2051.

-Jerram D.A. and Higgins M. (2007) " 3D Analysis of rock textures:Quantifying igneous Microstructures".

-Lentz R.C.F. Mcsween Y.H. (2000) "Crystallization of the basaltic Shergottites: Insights from crystal size distribution (CSD) analysis of pyroxenes, **Meteoritics and Planetory science 35**, pp 919-927.

-Marsh B.D. (1988) "Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization", **Contributions to Mineralogy and Petrology 99**, pp 277-291.

-Marsh B. D. (1998) "On the interpretation of Crystal Size Distribution In Magmatic System", **Journal of petrology**, volume 39, Number 4, Pages 553-599.

-Mangan M. T. (1990) "Crystal size distribution systematics and determination of magma storage times: The 1959 eruption of Kilauea volcano, Hawaii", **Journal of volcanology and Geothermal Research 44 ,** pp 295-302.

-Mock A. Jerram D.A. Breitkruz. (2003) "Using quantitative Textural analaysis to understand the emplacement of shallow-level rhyoliths- a case styudy from the halle volcanic complex, Germany" , **Journal of petrology**, volume 44, Number 5, Pages 833-849.

-Mock A and Jerram D.A. (2005) "Crystal Size Distributions (CSD) in Three Dimentions: Insights from the 3D Reconstruction of a Highly porphyritic Rhyolite", **Journal of Petrology**, Volume 46, Number 8, pp 1524-1541.

-Morgan D. and jerram D. (2006) "On estimating Crystal shape for Crystal size distribution analysis", **Journal of Volcanology and Geothermal Research 154**, pp 1-7.

-Nelson S.T. and Montana A. (1992) "Sieve-Texture in volcanic rocks produced by rapid decompression" **American Minealogist**, Volume 77, pp 1242-1249.

-Neuhoff P.S. Fridriksson T and Bird D.K. (2000) "Zeolite Parageneses in the North Atlantic Igneous Province: Implications for Geotectonics and Groundwater Quality of Basaltic Crust", **International Geolog**, volume 42, pp 15-44.

-Samakin A.G. Salova T.P. Arminiti P. (2003) "Kinetics of Clinopyroxene Growth from a Hydrous Hawaiite Melt**" Geochemistry International**, Volume 41, Number 12, pp 1165-1175.

-Vanderzwan F.M., Chadwick P.C., Troll V.R. (2013) "Textural history of recent basaltic-andesites and plutonic inclusion from merapi volcano" **Contrib Mineral Petrol**.

-Vinet N. Higgins M. D. (2010) "Magma Solidification Processes beneath Kilauea Volcano, Hawaii: a Quantitative Textural and Geochemical study of the 1969-1979 Mauna Ulu Lavas", **Journal of petrology**, volume 51, Number 6, pp 1297-1332.

-Xu, X-W, Jiang, N., Yang, K., Zhang, B.L., Liang, G.H., Mao, Q., Li, J.X., Du, S.J., Ma, Y.G., Zhang, Y., Qin, K.Z. (2009) "Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanho area, western Yunnan, China" **Lithos** 113, 595-611.

-Yung Z. F. (2012) "Combining Quantitative Texturl and Geochemical Studies to understand the Solidification Processes of a Granite Porphyry: Shanggusi, East Qinling, China", **Journal of petrology**, Volume 53. Number 9, pp 1807- 1835.

-Zieg M.J. and Marsh. B.D. (2001) "Crystal size distribution and scaling Laws in the Quantification of igneous textures**, Journal of petrology**, volume 43, Number 1, pp 85-101.

Abstract

The study area as a part of Kahak- abbasabad Eocene magmatic belt, is situated in the northeast edge of Central Iran Zone, extended from davarzan in the west of Sabzevar to Mayamey in the east of Shahrood and in the southern part of the Sabzevar ophiolitic belt. Rock Units of the area include an alternation of volcanic rocks with basic (trachybasalt and olivine basalt) to intermediate (trchyandesite, trachyandesitic basalt and andesite) composition and volcano–sedimentary rocks (varieties of tuffs, breccia, agglomerate, sandstone, Shale, conglomerate, nummolitic limestone and tuffuceous limestone) belong to Upper-middle Eocene, and sedimentary rocks of Oligocene and Quaternary. The volcanic rocks of this belt include a continues fractional seri that originated from a common parental basaltic magma. Since the basaltic and andesitic lava flows are of pyroxene porphyry, plagioclase porphyry and pyroxene- plagioclase porphyry, then they are favorite samples for crystal size distribution (CSD) studies. The CSD in these rocks have been investigated for the first time in this study. According to calculations based on slope of CSD diagram, plagioclase phenocrysts of the volcanic rocks have been grown in magmatic chamber in range of 86.20 to 118.01 years with nucleation rates of 1.48×10-10 to 1.56×10-10 mms-1. Also, according to calculations based on slope of CSD diagram, pyroxene phenocrysts of the volcanic rocks have been grown in magmatic chamber in range of 1.02×10-3 to 2.01×10-3 years with nucleation rates of 0.55×10-3 to 2×10-5 mms-1. The crystal size intervals in the studied andesitic and basaltic rocks have been about 0.05 to 5.62 mm and 0.03 to 0.16 mm for pyroxene and plagioclase crystals respectively. Also, volume proportion estimations for each thin section of the basaltic and andesitic rock samples were variable and range from 2.23 to 11.37 volume percents for plagioclase crystals and from 10.02 to 22.93 volume percents for pyroxene crystals. The CSD diagrams resulted from quantitative studies of plagioclase and pyroxene crystals reveal the fractionation and accumulation of crystals, coarsening and mixing of the different crystal populations in the andesitic and basaltic rocks of this area. These Evidence along to petrographic features such as glomeroporphyric, microlitic porphyry, porphyry and disequilibrium textures like zoning, rounding, golf corrosion and sieve textures in the plagioclase and pyroxene crystals indicate that magma mixing or mixing of the different crystal populations and magma fractionation were the effective processes in the formation of the igneous rocks of the area.

Keywords: Basaltic and andesitic rocks, crystal size distribution (CSD), quantitative petrography, Abbasabad, Kahak, Shahrood.

University of shahrood

Faculty of Earth Sciences

Department of Petrologyand Economic Geology

Identifying growing time and nucleation speed of plagioclase and pyroxene in basaltic-andesitic rocks in the Abbas Abad region

Leila Barzegari

Supervisor:

Dr. H.Ghasemi

Advisor:

Dr. M. Rezaei kahkhaei

Sebtemper 2015