

## رشد جهت یافته و دگرشکلی سیلیکات‌های آلومینیم در سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان

لیلی ایزدی کیان<sup>۱\*</sup>، اشرف ترکیان<sup>۱</sup> و زهراطهماسبی<sup>۲</sup>

۱- دانشگاه بوعلی‌سینا، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی

۲- دانشگاه لرستان، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی

نویسنده مسئول: \*l.izadi@basu.ac.ir

دریافت: ۹۳/۵/۱۵ پذیرش: ۹۳/۷/۲۸

### چکیده

آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی همدان حداقل در دو مرحله رشد جهت یافته را نشان می‌دهد. در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای آندالوزیت‌ها در راستای جنوب شرق و در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در راستای شمال شرق بیش‌ترین جهت‌یافتگی را نشان می‌دهند. پورفیروبلاست آندالوزیت همزمان با رشد تحت تاثیر نیروی کشیدگی موازی با لایه‌بندی قرار گرفته و بودین شده است و حتی در بخش‌هایی توسط دگرشکلی‌های غیرهم محور اشکال ساختاری جالب (به عنوان مثال پورفیروکلاست) ایجاد کرده است. در سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان که در نزدیکی توده گرانیتوئید الوند قرار دارند، مکان‌های مناسب برای هسته‌بندی سیلیمانیت بسیار متغیر است. یکی از مکان‌های هسته‌بندی رشد سیلیمانیت در درون آندالوزیت است. سیلیمانیت‌ها اغلب در راستای شکستگی‌های درون بلوری و ماکل آندالوزیت تشکیل شده‌اند. برخی از این سیلیمانیت‌ها تغییر شکل پیدا کرده و چین خورده‌اند. سیلیمانیت‌های تغییر شکل یافته منطقه حاکی از تاثیر میدان واتنش غیرهم محور در این منطقه است. تشکیل سیلیمانیت درون آندالوزیت نشان می‌دهد در زمان دگرشکلی در این منطقه حرارت بالا رفته و حتی بعد از شکل‌گیری سیلیمانیت نیروهای تکتونیکی در منطقه حضور داشته و باعث تغییر شکل آن‌ها گردیده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** رشد جهت یافته، آندالوزیت، سیلیمانیت، دگرشکلی، همدان

### ۱- مقدمه

کیلوبار است [۴]. تاکنون مطالعات پراکنده‌ای در مورد جهت‌یابی رشد سیلیکات‌های آلومینیم صورت گرفته است ولی مطالعه جامعی در مورد جهت‌یابی و دگرشکلی آن‌ها صورت نگرفته است که در این تحقیق بیش‌تر در این مورد بحث خواهد شد.

### ۲- سنگ‌شناسی منطقه

سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان به سه گروه اصلی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، سنگ‌های دگرگونی مجاورتی تقسیم می‌شوند (شکل ۱) [۷ و ۴]. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای خود شامل اسلیت، فیلیت و انواع شیست می‌باشد. این سنگ‌ها اغلب در شرق و جنوب شرق توده الوند گسترش دارند. سنگ‌های دگرگونی مجاورتی که در اثر تزریق توده الوند تشکیل شده‌اند تقریباً در اطراف آن گسترش داشته و شامل انواع هورنفلس‌ها می‌باشند. میگماتیت‌ها نیز در حد فاصل سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و گرانیتوئیدها گسترش دارند. منطقه همدان که توسط سنگ‌های رسوبی دگرگون شده

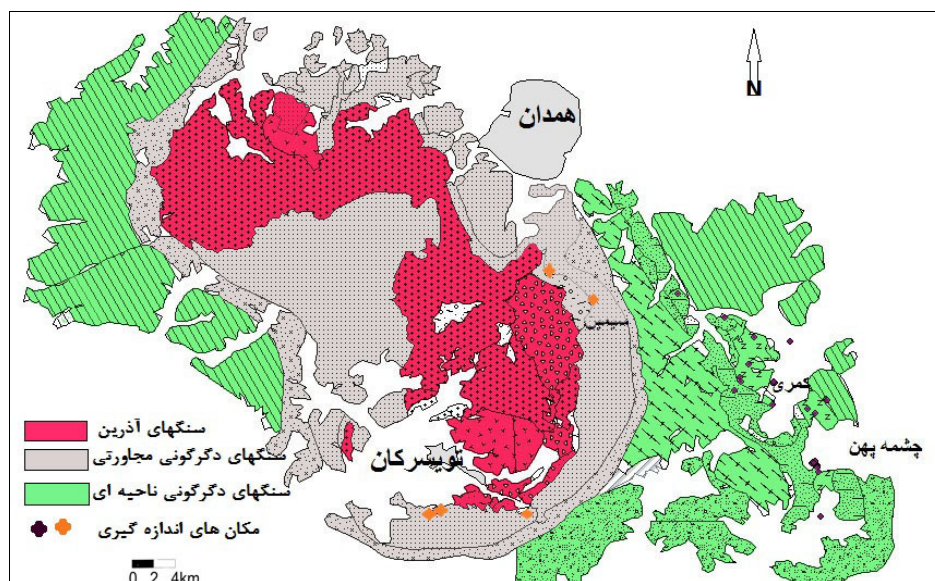
سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان از وقایع دگرگونی ناحیه‌ای و دگرگونی مجاورتی پی‌در پی در اثر نفوذ توده‌های گابرویی، دیوریتی و گرانیتی [۷] و دگرریختی‌های متعدد متأثر شده‌اند و بنابراین مجموعه کانی‌های سازنده آن‌ها در چند نوبت به وجود آمده و تغییر شکل یافته‌اند. توده پلوتونیک الوند شامل سه مجموعه سنگی گابرو، گرانیت و لوکوگرانیت می‌باشد. طبق آخرین تحقیقات سنگ‌های گابرویی و دیوریتی و گرانیتی [۷] و گرانیت‌ها سری ماگمایی کالک‌آلکان با پتاسیم بالا و لوکوگرانیتوئیدها سری با پتاسیم کم را نشان می‌دهند [۱۶]. پورفیروبلاست‌های گارنت، استارولیت، آندالوزیت و کردیریت به صورت همزمان با تکتونیک نسبت به برگوارگی در مراحل مختلف دگرریختی رشد کرده‌اند [۳]. حداقل دو مرحله دگرگونی این حوادث دگرریختی را همراهی می‌کنند و با توجه به بررسی‌های ژئوترموبارومتری محدوده تغییرات دما از حدود ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و تغییرات فشار نیز از ۲ تا ۶

متغیر بوده و از حالت کاملاً افقی تا قائم تغییر می‌کند. جهت میل این چین‌ها از فرم توده الوند تبعیت می‌کند. سطح محوری چین‌های نسل دوم نیز پراکندگی وسیعی را نشان می‌دهد و امتداد برگواری‌ها در اکثر بخش‌ها کمابیش از فرم توده الوند تبعیت می‌کنند. در مرحله سوم دگرریختی، چین‌های ملایم تا باز به همراه برگواره نوع سطح محوری تشکیل شده‌اند. این برگواری در بخش‌هایی از شرق توده الوند برگواری غالب را تشکیل می‌دهد. وجود طرح‌های تداخلی چین‌های نسل اول، دوم و سوم در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی به صورت چین‌خوردگی مجدد نوع سوم، هم محور بودن دگرریختی اول، دوم و سوم را نشان می‌دهد. دگرریختی چهارم ( $D_4$ ) به صورت برگواری کنگره‌ای ( $S_4$ ) و خطواره کنایی ( $L_4$ ) حاصل از رشد سیلیمانیت در منطقه خود را نشان می‌دهد. این خطواره‌ها ( $L_4$ ) در کل منطقه راستای شمال شرق - جنوب غرب را نشان می‌دهند. لازم به ذکر است که خطواره نسل چهارم در هورنفلس‌ها دیده نمی‌شود [۱].

مزوزوئیک پوشیده شده است تحت تاثیر تاریخچه تکتونیک و دگرگونی پیچیده قرار گرفته است. در مطالعات جدید سن دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه همدان قبل از ژوراسیک میانی بوده است [۱۶ و ۴].

### ۳- گامه‌های دگرریختی در منطقه همدان

چهار مرحله دگرریختی شکل‌پذیر در این منطقه شناسایی شده‌اند که در هر مرحله با تشکیل چین، برگواره و خطواره همراه بوده‌اند [۳ و ۱]. در اولین مرحله دگرریختی منطقه ( $D_1$ ) برگواره ( $S_1$ ) و چین‌های نسل اول ( $F_1$ ) در منطقه تشکیل شده است. مرحله دوم دگرریختی بوسیله چین خوردن مجدد سطح محوری چین‌های نسل اول و تشکیل چین‌های نسل دوم ( $F_2$ ) دیده می‌شود. برگواره دوم ( $S_2$ ) نیز از نوع سطح محوری بوده و موازی سطح محوری چین‌های نسل دوم در منطقه شکل گرفته است. این مرحله، دگرریختی غالب بوده و برگواره اصلی منطقه را تشکیل داده است. میل محور چین‌های نسل دوم منطقه



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه و مکان‌های اندازه‌گیری

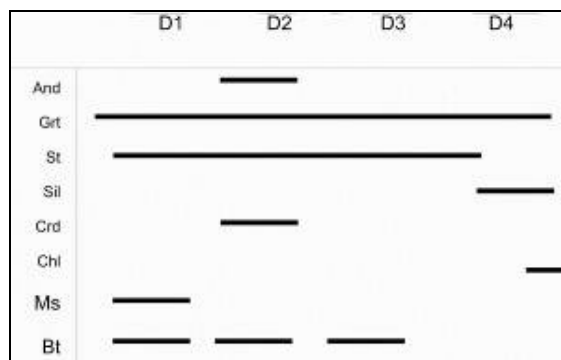
پورفایروبلست‌های مهم منطقه پلی‌مورف‌های سیلیکات آلومینیم (آندالوزیت و سیلیمانیت و کیانیت)، گارنت، کردیریت، استارولیت می‌باشند. آندالوزیت به صورت قبل از دگرشکلی دوم و همزمان با دگرشکلی دوم رشد کرده است. گارنت به صورت قبل یا همزمان با دگرشکلی اول و بعد از آن، همزمان و بعد از دگرشکلی دوم و احتمالاً همزمان با دگرشکلی سوم و بعد از دگرشکلی سوم در

### ۴- ارتباط رشد پورفایروبلست‌ها با دگرریختی‌ها

همانگونه که ذکر شد مطالعه ساختاری در سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان چهار مرحله دگرریختی را نشان می‌دهد که با رخداد‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی همراه بوده است [۱ و ۸]. پورفایروبلست‌های متعددی در این سنگ‌های دگرگونی به صورت قبل، همزمان و بعد از مرحله‌های دگرریختی رشد کرده‌اند [۳ و ۱۰].

فیبرولیت در مرحله چهارم رشد کرده است. کردیریت در اثر هر دو رخداد دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی رشد کرده است. در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و هم‌چنین در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی کردیریت همزمان و بعد از دگرشکلی دوم تشکیل شده است (شکل ۲).

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای رشد کرده است. استارولیت به صورت قبل از دگرشکلی دوم و احتمالاً همزمان با دگرشکلی اول، همزمان با دگرشکلی دوم و بعد از دگرشکلی سوم تشکیل شده است. سیلیمانیت نیز اکثراً در قالب پورفایروبلست‌های آندالوزیت و یا به صورت

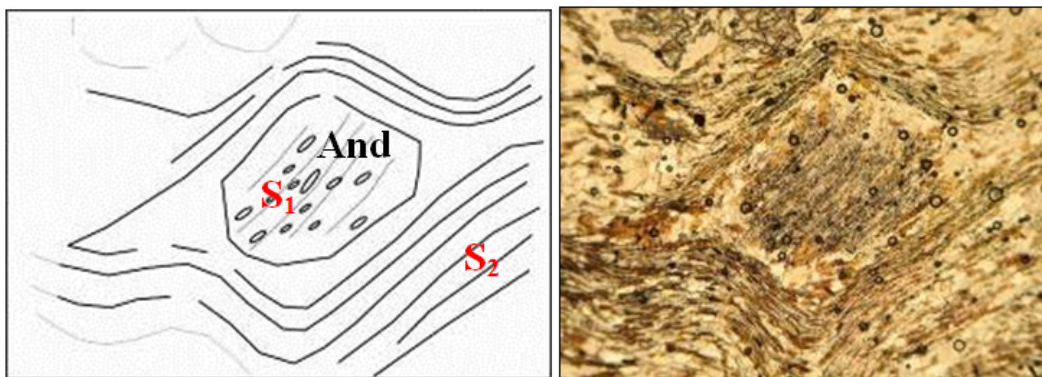


شکل ۲. رابطه رشد پورفایروبلست‌ها و مراحل دگرشکلی در منطقه همدان [۳].

فشاری نامتقارن و متقارن نشان می‌دهند که همزمانی رشد آن‌ها را با دگرریختی دوم نشان می‌دهد. به نظر برخی از محققین [۷ و ۵] زون‌بندی منقطع مشاهده شده در آندالوزیت‌های این منطقه شاید در نتیجه رشد دو مرحله‌ای آندالوزیت، یکی در مرحله دگرگونی ناحیه‌ای و دیگری در اثر دگرگونی مجاورتی باشد (شکل ۵). ولی رشد دو مرحله‌ای هم در آندالوزیت‌های سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و هم در آندالوزیت‌های سنگ‌های دگرگونی مجاورتی قابل مشاهده است. در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی آندالوزیت‌های بدون سایه فشاری مشاهده می‌گردد که برگوارگی دوم را نیز قطع کرده‌اند و بعد از مرحله دوم در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی منطقه تشکیل شده‌اند (شکل ۶).

#### ۴-۱- رشد آندالوزیت

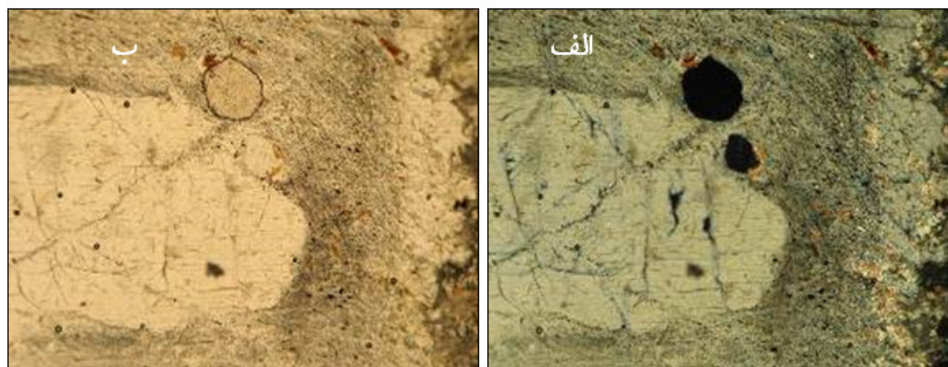
حضور آندالوزیت‌های بین تکتونیک مرحله اول و دوم دگرشکلی در منطقه نشان می‌دهد که رشد بلورهای آندالوزیت همزمان یا بعد از دگرشکلی مرحله اول در منطقه شروع شده است (شکل ۳). برخی از بلورهای آندالوزیت همراه برگوارگی مرحله اول ( $S_1$ ) دگرشکلی نسبت به چین مرحله دوم خوردگی نشان می‌دهند و نسبت به برگوارگی دوم ( $S_2$ ) سایه واکنشی دارند و این موضوع نشان می‌دهد که پورفایروبلست‌های آندالوزیت در دگرریختی اول و قبل از دگرریختی دوم در منطقه رشد داشته‌اند (شکل ۴). به نظر می‌رسد رشد بلورهای آندالوزیت در مرحله دوم دگرشکلی نیز ادامه داشته است. برخی از بلورهای آندالوزیت در مقیاس نمونه دستی و در مقطع عرضی بلور نسبت به برگوارگی مرحله دوم چرخش و سایه



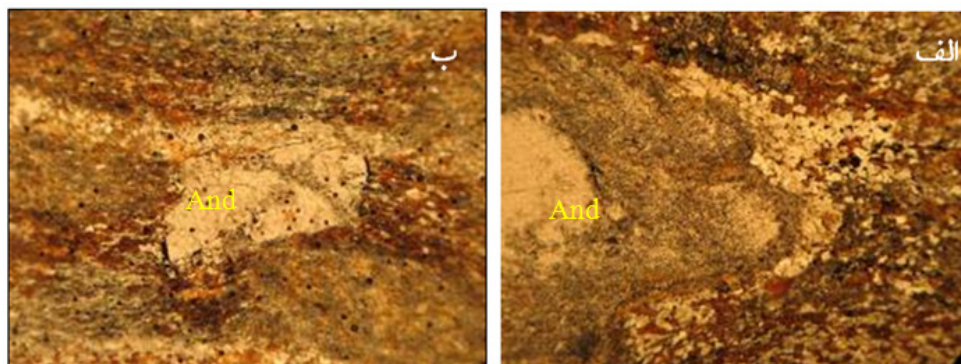
شکل ۳. تصویر نور عادی آندالوزیت با رشد بین تکتونیک که برگوارگی داخلی آن شامل بیوتیت، مسکویت و گرافیت ریز دانه ( $S_1$ ) است و کاملاً برگوارگی خارجی ( $S_2$ ) را قطع می‌کند و شکل شماتیک آن در سمت چپ، بزرگنمایی 10X.



شکل ۴. شرکت بلورهای آندالوزیت همراه برگوارگی مرحله اول ( $S_1$ ) در چین خوردگی مرحله دوم دگرشکلی (نمای کلی مقطع نازک و شکل شماتیک آن).



شکل ۵. الف) رشد دو مرحله‌ای آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای که در مرحله دوم سرعت رشد بالا بوده و گرافیت‌های جهت یافته و گارنت‌های زمینه را در بر گرفته است، ب) تصویر نور PPL.



شکل ۶. الف) رشد دو مرحله‌ای آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی که نسبت به برگوارگی مرحله دوم دگرشکلی سایه فشاری دارد. ب) آندالوزیت با ادخال کربن به صورت بعد از دگرشکلی دوم در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی که برگوارگی مرحله دوم را قطع کرده است و هیچ سایه فشاری و کلاه واکنش ندارد.

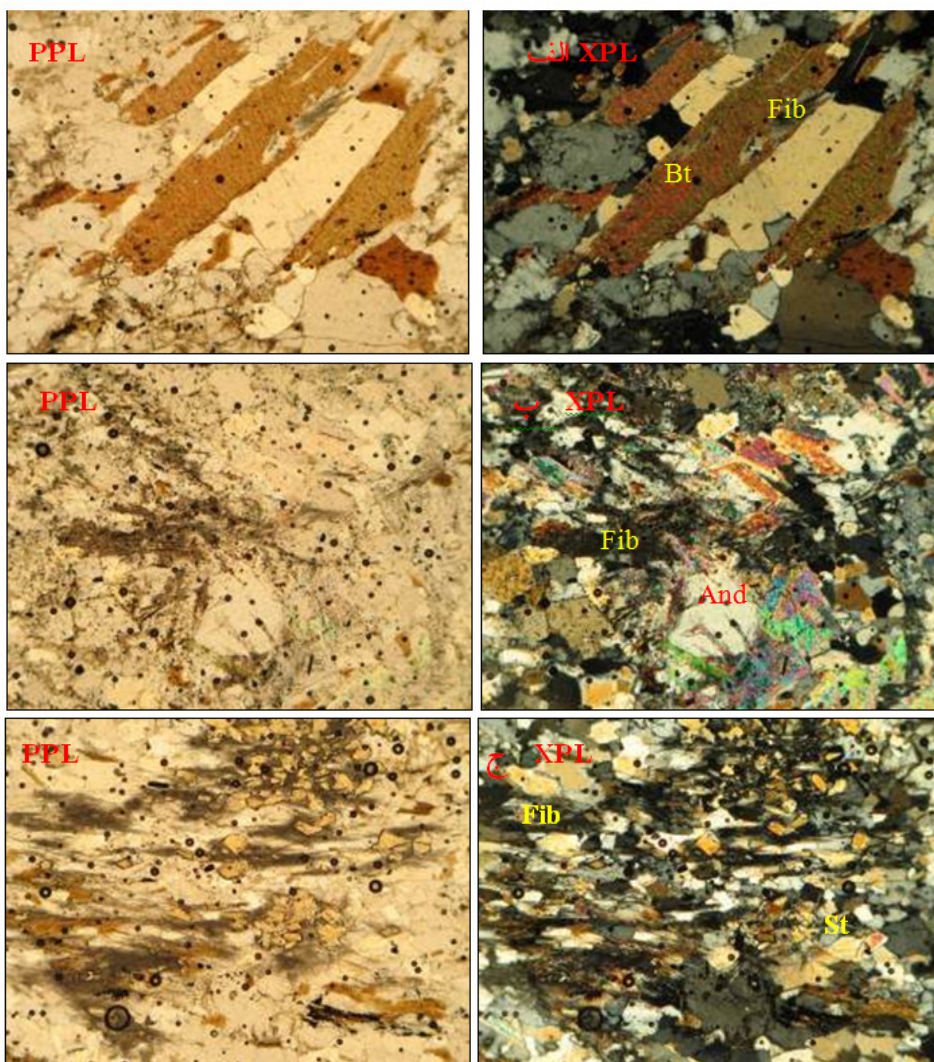
#### ۴-۲- رشد فیبرولیت و سیلیمانیت

آندالوزیت‌ها در مرحله چهارم دگرریختی به عنوان قالب برای سیلیمانیت‌ها عمل کرده (شکل ۷) و برخی از بلورهای سوزنی سیلیمانیت نیز به صورت آزاد رشد کرده‌اند [۳ و ۴] در خیلی از مقاطع سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و ناحیه‌ای نیز فیبرولیت دیده می‌شود.

فیبرولیت‌های منطقه همدان از نظر پتروگرافی در شیب‌ها اغلب از نوع فیبرولیت‌های که در بیوتیت، فلدسپار و سیلیکات آلومینیم و در هورنفلس‌ها از نوع داخل بیوتیت و کردپریت هسته‌بندی کرده‌اند [۱ و ۷] (شکل ۸).



شکل ۷. الف) سیلیمانیت در قالب پورفیروبلاست بودین شده آندالوزیت، ب) سیلیمانیت در قالب پورفیروبلاست چین خورده آندالوزیت



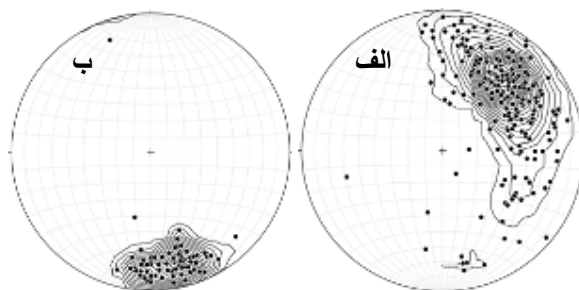
شکل ۸. الف) تصاویر نور عادی و پلاریزه هسته‌بندی فیبرولیت در بیوتیت، ب) هسته‌بندی فیبرولیت در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در آندالوزیت، ج) در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای فیبرولیت و هم‌رشدی آن با استارولیت‌های ریز دیده می‌شود، بزرگنمایی عکس‌ها 10X.

می‌شود. بیش‌ترین مقدار کشیدگی اندازه‌گیری شده (e) بر اساس طول اولیه و ثانویه پورفیروبلاست‌های آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای حداکثر تا مقدار ۱/۹ می‌باشد [۳]. پورفیروبلاست‌های آندالوزیت موجود در آندالوزیت کوردیریت هورنفلس منطقه همدان در اثر نیروی کشش بودین شده‌اند و اندازه آن‌ها بعد از کشیدگی حتی به بیش از ۳۰ سانتی‌متر هم می‌رسد. به خاطر جهت‌های مختلف رشد پورفیروبلاست‌های آندالوزیت دگرشکلی آن‌ها در پاسخ به کشیدگی در مقطع طولی و عرضی متفاوت است. آندالوزیت‌ها در مقطع طولی خود گاهی علاوه بر بودین شدن جابجایی‌های قائم نیز نشان می‌دهند و حتی به اشکال Z و S نیز دیده می‌شوند (شکل ۷ ب).

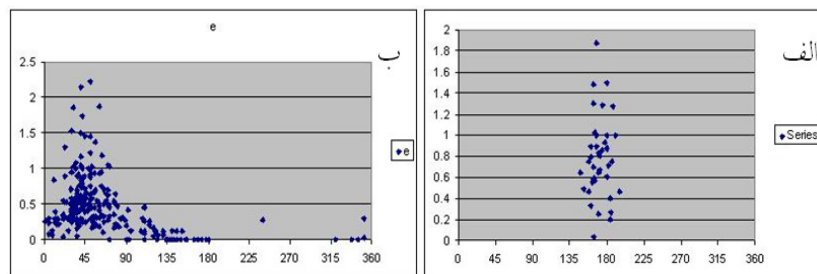
پورفیروبلاست‌هایی که در جهت مقطع عرضی خود در معرض کشیدگی قرار گرفته‌اند به شکل بیضی در آمده و بودین شده‌اند و در قسمت بودین آن‌ها کوارتز و به مقدار کم فلدسپار رشد کرده و یا اینکه بلورهای کوارتز به صورت بال‌هایی از دو طرف مقطع عرضی آندالوزیت رشد کرده است. برخی از پورفیروبلاست‌های آندالوزیت با چرخش قطعات بودین شده خود در پهنه برشی به وضوح کینماتیک پهنه برشی را در خود ثبت کرده‌اند (شکل ۱۱).

##### ۵- رشدجهت یافته آندالوزیت و تغییر شکل آن

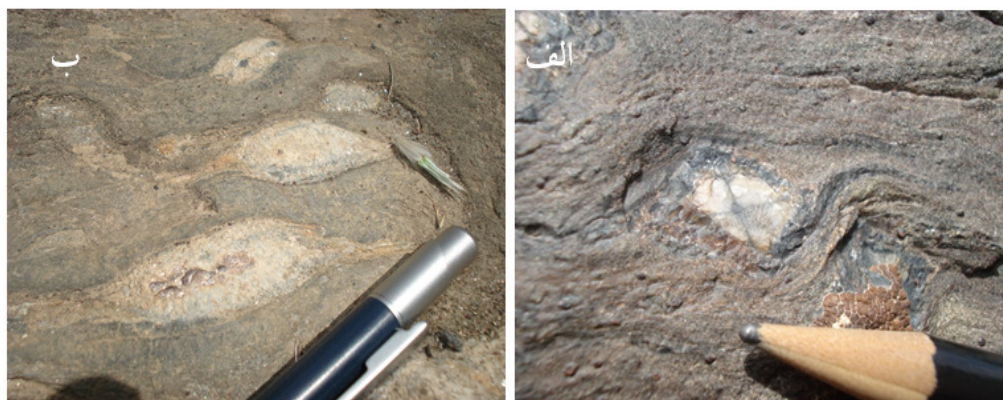
اغلب پورفیروبلاست‌های آندالوزیت در منطقه همدان دارای جهت‌یافتگی هستند. اندازه‌گیری‌های آماری پورفیروبلاست‌های آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای بیش‌ترین جهت کشیدگی کلی آن‌ها را در راستای جنوب شرق (SE) و در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی بیش‌ترین کشیدگی را به سمت شمال شرق (NW) نشان می‌دهد (شکل ۹). زاویه میل آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای کم تا متوسط است و در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی مقدار شیب آن‌ها از حالت افقی تا تقریباً قائم تغییر می‌کند. جهت یافتگی در پورفیروبلاست‌های آندالوزیت حتی در میگماتیت‌ها و هورنفلس‌های جنوب غرب توده الوند نیز دیده می‌شوند ولی کنتور دیاگرام آن‌ها راستای کشیدگی خاصی را نشان نمی‌دهد که احتمالاً به خاطر میگماتیته شدن راستای آن‌ها تغییر کرده است. پورفیروبلاست‌های آندالوزیت اغلب توسط تنش برشی محض و تنش برشی ساده دگرشکل شده است. تنش برشی محض باعث شده این پورفیروبلاست‌ها شکسته و اشکال بودین را ایجاد کنند (شکل ۱۰) و در مناطقی که برش ساده حضور داشته اشکال نامتقارنی از آندالوزیت‌های بودین شده مشاهده



شکل ۹. کنتور دیاگرام جهت یافتگی آندالوزیت‌ها در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی (الف) و ناحیه‌ای (ب). تعداد ۳۳۰



شکل ۱۰. نمودار کشیدگی آندالوزیت‌ها (محور عمودی) در مقابل روند آن‌ها (محور افقی)، الف) نمودار مقدار کشیدگی آندالوزیت‌های سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (ب) نمودار مقدار کشیدگی آندالوزیت‌های سنگ‌های دگرگونی مجاورتی.



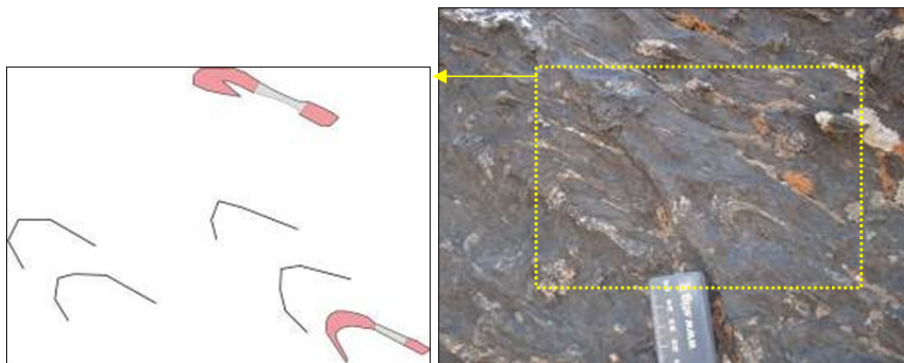
شکل ۱۱. اشکال نامتقارن بلورهای آندالوزیت با حرکت برشی راست بر، الف) آندالوزیت با باله‌های گرافیتی ب) آندالوزیت سرسیسته شده که در انتهای آن بلور سیلیمانیت رشد کرده است.

میانگین آن‌ها N45E است بیش‌ترین کشیدگی را نشان می‌دهند (شکل ۱۰ ا و ۱۲) و بلورهایی که امتداد میانگین آن‌ها حدود ۹۰ درجه با بلورهای بودین شده فاصله دارند هیچ نوع کشیدگی نشان نمی‌دهند. آندالوزیت‌های بودین شده به همراه کوارتزهای موجود در بین قطعات خود با دگرشکلی سوم چین خورده‌اند (شکل ۱۳) و این موضوع نشان می‌دهد که حادثه بودین شدگی قبل از دگرشکلی سوم و احتمالاً همزمان با دگرشکلی دوم در منطقه رخ داده است. علاوه بر موارد فوق رگه‌های کوارتزی دگرشکل شده و چین‌های غلافی در هورنفلس‌ها وجود دگرشکلی غیر هم محور را در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی تایید می‌کنند.

پورفایروبلست‌های آندالوزیت منطقه سیمین و ابرو که امتداد میانگین N45E و میل ۳۰-۴۵ دارند بیش‌ترین کشیدگی را از خود نشان می‌دهند [۲]. مقدار کشیدگی در آندالوزیت‌ها نسبت به امتداد آن‌ها توزیع نرمال داشته و از منحنی گوس تبعیت می‌کند. همانطور که در بالا اشاره شد، رشد بلورهای آندالوزیت در این بخش اتفاقی بوده و آن‌ها جهت‌یابی‌های مختلفی دارند. بلورهایی که امتداد آن‌ها به محور بزرگ بیضوی واتنش نزدیک‌تر بوده است، مقدار کشیدگی بیش‌تری را در خود ثبت کرده‌اند و بلورهایی که هیچ کشیدگی نداشته و سالم مانده‌اند به کوچک‌ترین محور بیضوی واتنش نزدیک‌تر بوده‌اند. همانگونه که در شکل دیده می‌شود بلورهایی که امتداد



شکل ۱۲. الف) آندالوزیت بودین شده بدون رشد کوارتز در بین قطعات و خمیدگی برگواگی مرحله دوم در اطراف آن در آندالوزیت گارنت شیست منطقه ارزانفود، ب) آندالوزیت بودین شده با رشد کوارتز در بین قطعات در سنگ‌ها آندالوزیت کردبیریت هورنفلس منطقه سیمین.



شکل ۱۳. چین خوردگی آندالوزیت بودین شده با چین‌های مرحله سوم دگرشکلی و شکل شماتیک بخشی از آن، منطقه کمرب.

#### ۶- بحث

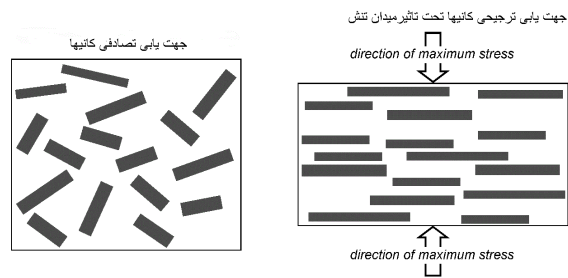
در درجه حرارت کمتر از آن ظاهر می‌شود. گاهی آندالوزیت موجود در زینولیت‌ها و زینوکریست‌های پلیتی از مرز دانه‌ها و سطوح رخ در اثر گرمای سیالات/مذاب‌ها به فیبرولیت و سرانجام سیلیمانیت تغییر می‌یابد [۱۲]. محققان معتقدند فیبرولیت‌ها در منطقه همدان در آخرین مرحله دگرشکلی که حرارت به اوج خود رسیده است، ظاهر شده‌اند [۱۱]. در نتیجه فیبرولیت‌ها نباید هیچ تغییر شکلی داشته باشند، اما در این منطقه شواهد تغییر شکل فیبرولیت در هاله دگرگونی مجاورتی و سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای دیده می‌شود. در مقطع میکروسکوپی آندالوزیت‌هایی با دو مرحله رشد مشاهده می‌شود که در سطوح رخ و شکستگی‌های آن سیلیمانیت فیبری هسته‌بندی کرده است. قابل توجه اینکه سیلیمانیت فیبری که در بخش‌های مرکزی تر بلور آندالوزیت تشکیل شده‌اند (شکل ۱۵ الف و ب) بلورهای صاف و مستقیم هستند، اما سیلیمانیت فیبری که در مرحله دوم رشد آندالوزیت در بخش‌های کناری آندالوزیت تشکیل شده‌اند چین‌خورده‌اند (شکل ۱۶). جهت‌یافتگی سیلیمانیت فیبری و تغییر شکل آن‌ها در منطقه بیان می‌کنند که در زمان حضور دگرشکلی غیرهم محور در برخی مناطق حرارت در زمان دگرشکلی مرحله دوم به قدری بالا رفته است که سیلیمانیت فیبری تشکیل شده است و حتی بعد از شکل‌گیری آن‌ها نیروهای تکتونیکی در منطقه حضور داشته و باعث تغییر شکل آن‌ها شده‌اند (شکل ۱۷). بنابراین در بخش‌هایی سیلیمانیت محصول دگرگونی همزمان با تکتونیک است. روابط ریز ساختاری آندالوزیت-سیلیمانیت افزایش پیشرونده P-T را نشان می‌دهد.

معمولا کانی‌ها هنگام رشد در مکان‌های عمود بر تنش فشاری و به موازات تنش کششی شروع به هسته‌بندی می‌کنند [۱۷ و ۱۴ و ۱۵]. همانطور که در شکل ۹ نمایش داده شد در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای جهت‌یافتگی آندالوزیت و همچنین بیش‌ترین مقدار کشیدگی و تغییر شکل این کانی در جهت جنوب شرق می‌باشد. این جهت عمود بر محور فشارش ناشی از فرورانش است و محور کشش را نشان می‌دهد. در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی جهت‌یافتگی و کشیدگی آندالوزیت‌ها در جهت شمال شرق می‌باشد. این جهت در ارتباط با میدان تنش منطقه‌ای<sup>۱</sup> ناشی از فضا سازی لازم برای نفوذ توده گرانیتوئید الوند است [۳ و ۹]. رشد و جهت‌یافتگی آندالوزیت‌ها در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی منطبق بر محور کشیدگی میدان تنش محلی است. همچنین در برخی مقاطع آندالوزیت در قسمت‌هایی تبدیل به فیبرولیت شده است. رشد سریع یک کانی در اثر یک واکنش در محدوده فراتر از حد معمول پایداری<sup>۲</sup> آن یکی از مکانیسم‌های عمده‌ای است که می‌تواند منجر به تشکیل فیبرولیت شود [۱۳]. این تاخیر در شروع تبلور (یا واکنش فیبرولیت‌زا) می‌تواند تا ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد برسد حتی اگر در قلمرو پایداری آندالوزیت رخ داده باشد. این پدیده که فیبرولیت به جای رشد بر روی کانی آندالوزیت بر روی کانی‌های دیگری نظیر میکاها (بیوتیت و مسکویت) رشد می‌نماید، نشانگر این است که تغییر پلی‌مورف آندالوزیت به فیبرولیت سخت‌تر و کندتر است [۱۳]. در برخی از سنگ‌ها فیبرولیت به عنوان یک فاز مجزا از سیلیمانیت و

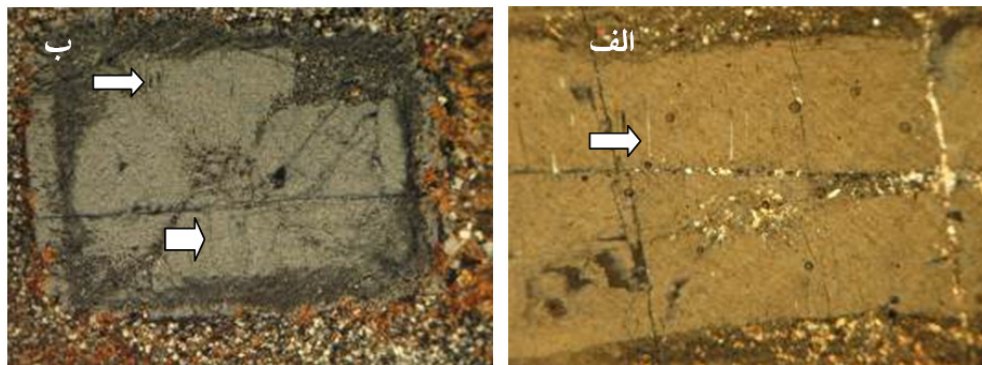
<sup>1</sup> Local Field

<sup>2</sup> Overstepping

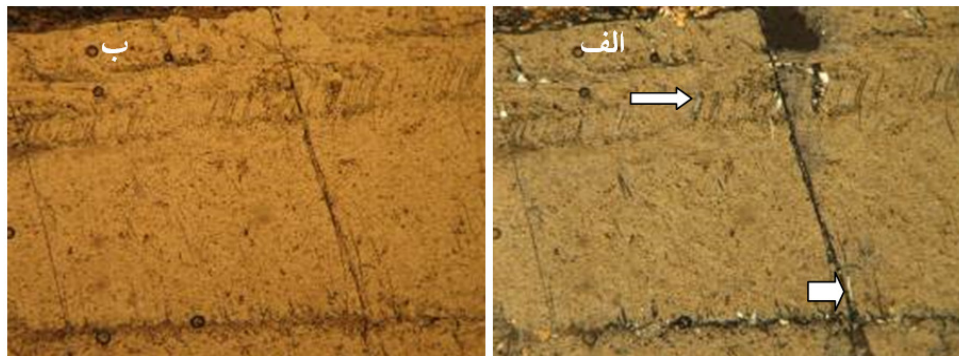




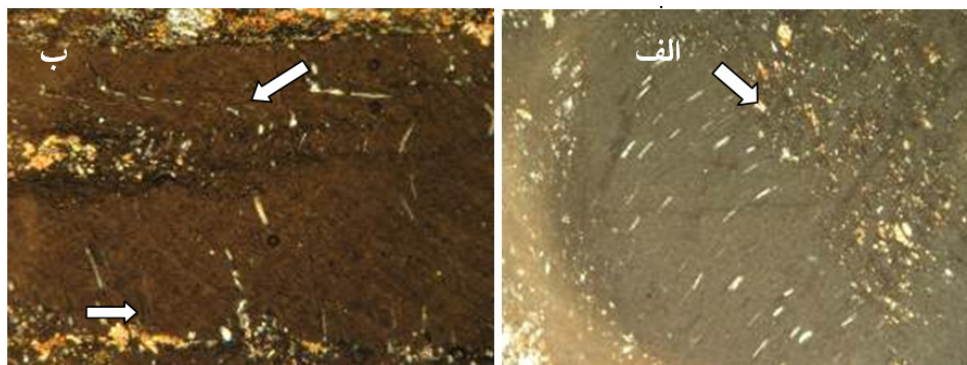
شکل ۱۴. نحوه جهت‌یافتگی کانی‌ها تحت تاثیر میدان تنش، کانی‌ها تمایل دارند در جهت کوچک‌ترین محور تنش رشد کنند.



شکل ۱۵. آرایش سیلیمانیت فیبری موازی شکستگی‌های آندالوزیت، مقطع به موازات محور C بلور، ب) مقطع عمود بر محور C بلور، نوک پیکان به سمت سیلیمانیت فیبری است.



شکل ۱۶. سیلیمانیت‌های فیبری دارای چین‌خوردگی نامتقارن Z مانند، الف) XPL و ب) نورعادی.



شکل ۱۷. ارشد سیلیمانیت فیبری دارای جهت‌یافتگی به موازات شبکه بلوری آندالوزیت در مقطع عمود بر محور C بلور، ب) سیلیمانیت فیبری چین‌خورده در اثر دگرشکلی پیشرونده بودین شده‌اند.

## ۷- نتیجه‌گیری

آندالوزیت از مهم‌ترین و فراوان‌ترین پورفایروبلست‌های منطقه همدان است که هم در سنگ‌های دگرگونی ناحیه-ای و هم دگرگونی مجاورتی تشکیل شده است. آندالوزیت-ها در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و ناحیه‌ای رشد چند مرحله‌ای را نشان می‌دهند. آندالوزیت‌های سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در راستای جنوب‌شرق و آندالوزیت سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در راستای شمال‌شرق بیش‌ترین جهت‌یافتگی را دارند. بودیناژ آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی از جمله دگرشکلی‌های رایج این کانی می‌باشد. بیش‌ترین کشیدگی در آندالوزیت‌های سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در راستای جنوب‌شرق و در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در راستای شمال‌شرق می‌باشد. جهت‌یافتگی آندالوزیت و بیش‌ترین مقدار کشیدگی این کانی در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای با جهت محور کشش که عمود بر محور فشارش ناشی از فرورانش است کاملاً قابل توجه است. جهت‌یافتگی و کشیدگی آندالوزیت‌های سنگ‌های دگرگونی مجاورتی نیز در ارتباط با میدان تنش منطقه‌ای هنگام نفوذ توده گرانیتوئید الوند است. هم‌چنین فیبرولیت و سیلیمانیت‌ها در منطقه همدان تنها در مرحله چهارم دگرشکلی تشکیل نشده‌اند، بلکه در مناطق خاصی همچون پهنه‌های برشی که دما برای تشکیل این کانی‌ها مناسب بوده تشکیل شده است. حتی بعد از شکل‌گیری سیلیمانیت‌های فیبری تغییر شکل در منطقه ادامه داشته و باعث تغییر شکل آن‌ها در میدان تنش غیر هم‌محور شده است.

## منابع

- [۱] ایزدی‌کیان، ل. علوی، س. ا.، محجل، م.، سپاهی، ع. ا. (۱۳۸۸) تحلیل ساختاری سنگ‌های دگرگونی کوهستان الوند. رساله دکتری. دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
- [۲] ایزدی‌کیان، ل.، علوی، س. ا.، محجل، م. (۱۳۸۹) تحلیل ساختاری پهنه برشی سیمین - دره مرادبیک، جنوب همدان، فصلنامه علوم زمین، ۴۷-۷۵۳۹.
- [۳] ایزدی‌کیان، ل.، علوی، س. ا.، محجل، م.، سپاهی، ع. ا.، حسینی‌دوست، س. ج. (۱۳۹۲) زمان‌سنجی رشد پورفایروبلست‌ها و ارتباط آن با گام‌های دگرریختی در سنگ‌های دگرگون منطقه همدان، مجله پترولوژی، سال چهارم، شماره سیزدهم، ۱-۱۸.
- [۴] ایزدی‌کیان، ل.، علوی، س. ا.، محجل، م.، سپاهی، ع. ا. (۱۳۸۶) ثبت دگرشکلی‌های کششی و برشی توسط پورفایروبلست‌های آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان، بیست و ششمین گردهمایی، علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- [۵] بهاری فر، ع. ا. (۱۳۸۳) پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم.
- [۶] سپاهی‌گرو، ع. (۱۳۷۸) پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرش ویژه بر گرانیتوئیدها، رساله دکتری (پترولوژی)، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- [۷] سپاهی‌گرو، ع. ا.، جعفری، ر.، مانی‌کاشانی، س. (۱۳۸۵) بررسی ترکیب شیمیایی و دگرگونی کانی‌ها در طول دگرگونی‌های مختلف در منطقه همدان. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، ۴۳۱-۴۷۱.
- [۸] فرهپور، م. (۱۳۷۶) تحلیل پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شرق باتولیت همدان، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد (تکتونیک)، دانشگاه تربیت مدرس.
- [۹] محجل، م.، "تاثیر تکتونیک ترفاشاری (transpression) در فضا‌سازی برای نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی پهنه سندنجد-سیرجان (بخش شمال‌غربی)" (۱۳۸۴) نهمین انجمن زمین‌شناسی ایران.
- [۱۰] نوزعیم، ر. (۱۳۸۲) تحلیل شیب‌های همدان در منطقه چشمه پهن، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- [11] Baharifar, A., Moinevaziri, H., Bellon, H., Pique, A (2002) The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events. C.R. Geoscience, 336:1443-1452.
- [12] Cesare.B., Gomez-pugnaire.T., Sanchez-navas.A., Grobety.B (2002) Andalusite-sillimanite replacement (Mazarrón, SE Spain): A microstructural and
- [13] Hollister.I (1969) Contact etamorphism in the Kwoiek Area of British Columbia: An End Member of the Metamorphic Process, the geological ssoiety of America, 80: 2465-2494. TEM study American Mineralogist, Volume 87 433-444.
- [14] Passchier, C.W., Trouw, R. A. J (2010) Microtectonics. Springer-Verlag Heldelberg, New York, 289pp.
- [15] Ramsay, J. G., Huber, M (1988) The Techniques of Modern Structural Geology. Academic Press, V. 1, P.1-308.
- [16] Shahbazi H., Siebel.W., Pourmoafee .M., Ghorbani.M., Sepahi.A.A.,Shang.A.C., Vousoughi Abedini.M (2010) Geochemistry

- and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 668-683.
- [17] Vernon., R. H (1987) Oriented growth of sillimanite in andalusite, Placitas - Juan Tabo area, New Mexico, U.S.A. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24: 580-590.