شواهد دگرشکلی دگرگونی‌های ناحیه‌ای، مجاورتی و دینامیک در پهنه برشی علی‌آباد دمق (همدان)

فریبرز مسعودی*، فاطمه نادری؛
دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین

دریافت ۹۲/۳/۵ پذیرش ۹۲/۱۲/۱۲

چکیده

منطقهٔ علی‌آباد دمق در جنوب همدان، و شمال باختر سنندج- سیرجان واقع شده است. در این منطقه انواع متنوعی از سنگ‌های دگرگونی با عناصر متنوع فابریک رخنمون دارند. در این تحقیق سنگ‌های دگرگونی این منطقه بر اساس ریزساختارهای موجود از نظر دما بررسی شده است. در این گستره دگرشکلی‌ها در طول مدت تغییر دمای منطقه صورت گرفته‌اند. در سنگ‌های دگرگونی سه نسل برگوارگی و چهار مرحله دگرریختی قابل مشاهده است. رشد پورفیروبلاست‌ها نسبت به برگوارگی‌ها و شواهد ریزساختاری موجود در آن‌ها بیان‌گر آغاز دگرشکلی‌ها در دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده است، در صورتی‌که رشد میکاها و کلریت‌ها به‌صورت پس از تکتونیک نسبت به S_3، نشان‌دهندهٔ ادامه دگرگونی به‌صورت دگرگونی پس‌رونده است. اوج این دگرگونی در منطقهٔ رخساره شیست سبز تا اول رخساره آمفیبولیت تعیین می‌شود. شواهد دگرشکلی در گرانیت میلونیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی واقع در منطقه علی‌آباد دمق نشان از تأثیر دگرگونی دینامیک و تشکیل یک پهنه برشی وسیع از نوع شکل‌پذیر به‌دنبال دگرگونی ناحیه‌ای است. شواهد دگرشکلی در کربنات میلونیت‌ها، حضور پهنه‌ای برشی راست‌گرد در منطقه را تأیید می‌کند. دمای دگرشکلی در دگرگونی دینامیک بر اساس ماکل‌های کلسیت در مرمرهای میلونیتی بیش‌تر از ۲۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد تخمین زده شد. در این تحقیق با توجه به عکس‌العمل کانی‌های سازنده سنگ‌های منطقهٔ بررسی شده و به‌طور کلی دگرریختی‌ها در برابر حرارت و نرخ کرنش، پهنه برشی از نوع شکل‌پذیر تا شکننده معرفی می‌شود.

واژه‌های کلیدی: همدان، پهنه برشی، دگرگونی ناحیه‌ای، دگرگونی دینامیک، دمای دگرریختی

*نویسنده مسئول drfmasoodi@gmail.com

مقدمه

سرزمین‌های دگرگونی معمولاً در نواحی فعال تکتونیکی به‌وجود می‌آیند. فعالیت‌های تکتونیکی در طی زمان تکوین و تکمیل می‌شوند و سنگ‌های دگرگونی می‌توانند وقایع زمین‌شناسی را در خود حفظ کنند. زون ساختاری دگرگونی سنندج سیرجان سرنوشتی پیچیده را در خود ثبت کرده است که بررسی آن می‌تواند تکوین پوستهٔ ایران در طی بسته شدن تتیس و کوهزایی زاگرس را بهتر روشن کند. منطقهٔ همدان از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری ایران [۱] در پهنه سنندج- سیرجان واقع شده است. این منطقه دارای سنگ شناسی متنوعی است و از این‌رو مورد توجه زمین‌شناسان قرار گرفته [۲]، [۳]، [۴] و تاکنون فازهای دگرگونی متعدد در منطقه همدان معرفی شده است [۵]،

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[۶]، ۷]، [۸]. بررسی توالی دگرگونی و شرایط حاکم بر هر فاز دگرگونی می‌تواند راهنمایی در شناخت سرگذشت بخش مهمی از پهنهٔ سنندج سیرجان باشد. با توجه به بررسی‌های ساختاری، فابریک دگریختی و سنگ‌شناسی گرانیت میلونیت‌ها، پهنهٔ برشی در منطقه علی‌آباد دمق در جنوب همدان معرفی شده است [۸]. پهنه‌های برشی مناطقی هستند که در آن‌ها سنگ‌های دگرگونی به‌دلیل دگریختی شکل‌پذیر ریزساختارهای متنوعی دارند که معرف هندسه سازوکار پهنهٔ برشی است. اخیراً به بررسی‌های ریزساختارها در این پهنه‌ها برای بررسی شرایط ساختاری و تکتونیکی مناطق دگرگونی توجه شده است [۹]. عناصر فابریک علاوه بر معرفی پهنهٔ برشی، نقش عمده‌ای در تعیین دمای دگریختی منطقه دارند. این تحقیق نشان داد که شواهد پهنه برشی در منطقه علی‌آباد دمق علاوه بر گرانیت میلونیت‌ها، در سایر سنگ‌های دگرگون شده منطقه نیز دیده می‌شوند. در سنگ‌های علی‌آباد دمق، علاوه بر شواهد دگرگونی دینامیک، شواهد دگرشکلی دما متوسط نیز حفظ شده‌اند. از این رو دراین پژوهش سعی شده است ضمن معرفی سنگ‌های پهنهٔ برشی و تعیین ویژگی‌های آن‌ها، ریزساختارها نیز بر اساس دما معرفی شوند. تعیین این ساختارها می‌تواند ترتیب وقایع دگرگونی و شرایط حاکم بر مراحل مختلف دگرگونی در این بخش از پهنهٔ سنندج سیرجان را بیش‌تر از گذشته آشکار کند. از این رو، به‌منظور بررسی شواهد دگریختی کانی‌ها و ساختارها، نمونه‌برداری از سنگ‌های منطقه به‌صورت جهت‌دار انجام شده است.

زمین‌شناسی عمومی

مجموعه سنگ‌های دگرگونی بررسی شده در حد فاصل روستای ده‌نو تا روستای علی‌آباد دمق به مختصات جغرافیایی طول‌های `۴۱ °۴۸ تا `۲۶ °۴۸ شرقی و عرض‌های `۳۳°۳۴ تا `۲۵ °۳۴ شمالی در غرب کشور و جنوب شرقی همدان واقع در بخش شمال باختر پهنه سنندج- سیرجان رخنمون دارند (شکل ۱). منطقه همدان به خاطر داشتن تنوعی از سنگ‌های دگرگونی و توده‌های نفوذی مهمی مانند الوند، از دیرباز مورد توجه بوده است. بیش‌ترین بررسی‌های سنگ‌شناسی انجام شده در این منطقه شامل بررسی توده الوند مانند [۳]، [۴]، [۱۰]، [۱۱]، [۱۲]، سنگ‌های دگرگونی [۲]، [۵]، [۷]، پگماتیت‌ها [۱۳]، [۱۴]، [۱۵] و بررسی‌های ساختاری محققانی مانند [۸]، [۱۲]، [۱۶]، [۱۷] است. سن رادیومتری بخش‌های بازیک تودهٔ الوند اولین بار حدود ۷۸ تا ۹۰ میلیون سال و سن بخش‌های اسیدی ۶۳ تا ۶۸ میلیون سال تعیین شده است [۱۸]. اخیراً با بررسی گرانیت‌های تودهٔ الوند سن‌های ۱/۳± ۱۵۴/۴ تا ۰/۶± ۱۶۱/۷ [۴] و ۱۶۵ میلیون سال [۱۹] نیز برای سنگ‌های الوند معرفی شده است.

علاوه بر مجموعهٔ الوند گرانیت‌های دگرشکل شده علی‌آباد دمق نیز به‌عنوان بخشی از این توده [۲۰] در پهنه‌ای برشی قرار دارند و دگرشکل شده‌اند. بررسی‌های ساختاری، فابریک دگریختی و سنگ‌شناسی این توده نفوذی و سنگ‌های دگرگون دربرگیرنده مشخص کرد که گرانیت میلونیت‌ها در پهنه‌ای تکتونیکی تغییر شکل یافته است. این تغییر شکل با درجهٔ دگریختی زیاد در شرایط دگرگونی درجهٔ اندک هم‌زمان با جای‌گیری در شرایط شکل‌پذیر صورت گرفته است [۲۱].

پژوهش‌های انجام شده بر روی سنگ‌های ده‌نو واقع در جنوب علی‌آباد دمق که در زیر پهنه با دگریختی‌های پیچیده از پهنه سنندج- سیرجان قرارگرفته است [۲۲]، این منطقه را منطقه‌ای دگریخته معرفی می‌کند [۷]. در منطقه ده‌نو سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در کنار پگماتوئیدها قرار گرفته‌اند.

سنگ‌های دگرگونی در منطقهٔ بررسی شده شامل سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی است. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای پهنه وسیعی از منطقه را در برمی‌گیرد. گسترش اصلی این سنگ‌ها در خاور و

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

جنوب خاور توده الوند است. این سنگ‌ها از اسلیت تا شیست‌های مختلف متغیرند. با حرکت به‌سمت توده نفوذی الوند بر شدت دگرگونی ناحیه‌ای افزوده شده، که در منطقه بررسی شده دگرگونی از رخساره شیست سبز شروع و تا اول رخساره آمفیبولیت ادامه پیدا می‌کند. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه متنوع و شامل اسلیت، فیلیت، گارنت شیست، گارنت- استرولیت شیست، آمفیبولیت و آمفیبول شیست همراه با مرمر است.

بخشی از سنگ‌های منطقه به‌سبب گرمای ناشی از تزریق تودهٔ آذرین پلوتونیک الوند متحمل دگرگونی مجاورتی شده‌اند. عمده‌ترین سنگ‌های دگرگونی مجاورتی منطقهٔ بررسی شده شامل آندالوزیت کردیریت هورنفلس و کردیریت هورنفلس است. سن تشکیل سنگ مادر سنگ‌های دگرگونی این منطقه را از پرکامبرین [۲۳] تا تریاس و ژوراسیک [۲۴]، [۲۵]، [۲۶]، [۲۷]، [۲۸]، [۲۹]، [۳۰] در نظر گرفته‌اند.

پژوهش‌های کلی نشان داده است که سنگ‌های قبل از کرتاسه در منطقه متحمل دگرگونی شده و سنگ‌های کرتاسه نیز دگرشکلی حاصل کردند. فرح‌پور [۳۱] معتقد است که سنگ‌های دگرگونی همدان به‌طور دگرشیب در زیر سنگ‌های ژوراسیک قرار دارند. بنا بر این قبل از ژوراسیک دگرگون شده‌اند. با توجه به آثار گیاهی یافت شده در اسلیت‌های همدان [۲۵]، [۳۲]، و با توجه به آمونیت یافت شده [۲۴] سن اسلیت‌ها و شیست‌ها را ژوراسیک دانسته و آن‌ها را معادل با سازند شمشک می‌داند.

پتروگرافی و پتروفابریک سنگ‌های دگرگونی

مهم‌ترین سنگ‌های دگرگونی شامل گرانیت میلونیت، هورنفلس، آمفیبولیت، آمفیبول شیست، کربنات‌های دگرگون شده و متاپلیت‌هایی که حاوی کانی‌های دگرگونی مانند آندالوزیت، سیلیمانیت، استرولیت، گارنت و میکا هستند.

گرانیت میلونیت

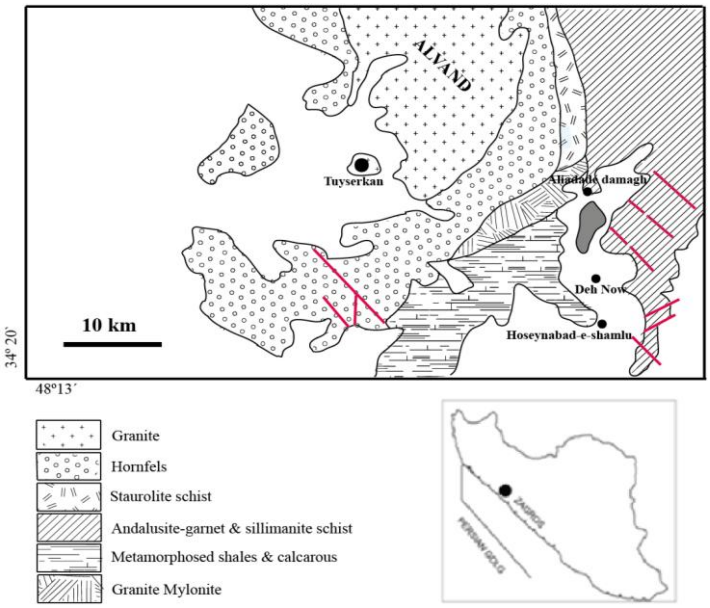
در اولین پژوهش‌های منطقهٔ همدان گرانیت‌های شمال علی‌آباد دمق از سنگ‌های تودهٔ اصلی تفکیک و به‌عنوان پارا گنیس معرفی شدند [۳۲]. بررسی های دقیق‌تر سال‌های اخیر مشخص کرد که این سنگ‌ها بیش‌تر گرانیت‌های میلونیتی هستند. بررسی‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی، روشن ساخت که ترکیب این گرانیت‌ها شبیه به تودهٔ نفوذی گرانیت همدان است [۵]، [۳]. کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی و میکا و گارنت از کانی‌های فرعی تشکیل‌دهندهٔ گرانیت‌ها هستند. از جمله شواهد دگرشکلی در این سنگ‌ها می‌توان به تبلور مجدد، مهاجرت مرز بلورها، خاموشی موجی، دگرشکلی در بیوتیت، سابگرین و نیوگرین اشاره کرد. برگوارگی در این سنگ‌ها از نوع فاصله‌دار است.

هورنفلس

هورنفلس‌ها در طی دگرگونی مجاورتی تودهٔ اصلی الوند به‌وجود آمده‌اند. در این سنگ‌ها کردیریت به‌صورت پورفیروبلاست‌هایی در زمینهٔ دانه‌ریز گرانوبلاستی متشکل از کوارتز، فلدسپار و میکا دیده می‌شود. بلورهای آندالوزیت، به‌صورت بلورهای منشوری کیاستولیت با مقطع عرضی تقریباً مربعی شکل در بسیاری از موارد مشاهده می‌شود. در کردیریت‌ها، میکاها به‌صورت ادخال دیده می‌شود که فابریک جهت یافته مشخصی ندارند. در کردیریت هورنفلس‌ها ماکل پروانه‌ای در پورفیروبلاست‌های کردیریت مشاهده می‌شود و این پورفیروبلاست‌ها به‌صورت هم‌زمان با تکتونیک هستند. از جمله شواهد دگرشکلی در این دسته از سنگ‌ها می‌توان به سابگرین، نیوگرین، مهاجرت مرز بلور و خاموشی

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

موجی در بلورهای کوارتز و میکاهای ماهی‌گون و هم‌چنین پرتیت‌های شعله‌ای اشاره کرد. ریزشدگی بلورها و جهت‌یافتگی میکاها نیز نشان‌گر حضور پدیدهٔ دگرشکلی در این سنگ‌ها است.



شکل۱. نقشهٔ زمین‌شناسی محدودهٔ بررسی شده اقتباس از نقشهٔ ۱/۲۵۰۰۰۰ همدان

آمفیبول شیست

این سنگ‌ها بیش‌تر به‌صورت رگه‌های محدود تا چندین سانتی‌متر در جنوب روستای علی‌آباد دمق رخنمون دارند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و ترمولیت-اکتینولیت و کانی‌های فرعی آن شامل گارنت، موسکویت، زوئزیت و کانی‌های اپاک است. از شواهد دگرشکلی در این سنگ‌ها می‌توان به سابگرین، نیوگرین و خاموشی موجی در بلورهای کوارتز و خاموشی موجی جارویی در ترمولیت-اکتینولیت اشاره کرد. در این دسته از سنگ‌ها دو نسل از برگوارگی قابل مشاهده است.

شیست‌های پلیتی

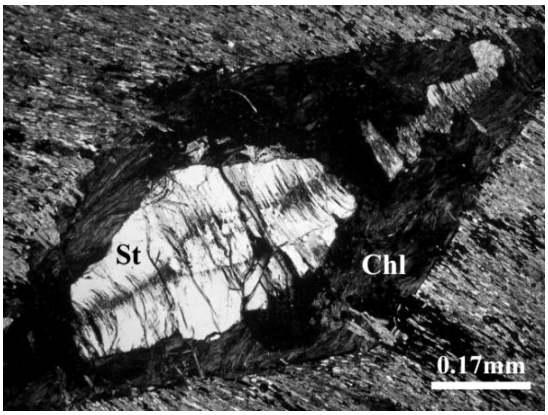
کانی‌های اصلی در سنگ‌های پلیتی شامل کوارتز و میکا است و در برگیرندهٔ پورفیروبلاست‌های گارنت، استرولیت، سیلیمانیت و آندالوزیت در سنگ‌های مختلف است. در منطقه بررسی شده شواهد فراوانی از چند دگریختی به‌صورت شکل‌پذیر دیده می‌شود. مجموعه شیست‌های منطقه مورد مطالعه نشان‌د دهنده سه نسل برگوارگی هستند که برگوارگی نسل سوم به صورت محلی قابل مشاهده است. با توجه به شرایط دما در هر مرحله پورفیروبلاست‌های گوناگونی رشد کرده‌اند، گارنت و استرولیت مهم‌ترین پورفیروبلاست‌هایی هستند که به‌عنوان شواهد تبلور در منطقه بررسی می‌شوند. رشد گارنت در تمام مراحل دگریختی دیده می‌شود. در گارنت شیست‌ها، حضور کلریت در اطراف گارنت‌های شکل‌دار بیان‌گر دگرگونی برگشتی است. تعدادی از گارنت‌ها نیز حاوی ادخال‌هایی از کوارتز و کانی‌های تیره است که چرخشی حدود ۴۵ درجه‌ای راست‌بر در پهنه برشی نشان می‌دهد. این نسل از گارنت‌ها رشد بین تکتونیک را بین D_1 و D_2 نشان می‌دهند.

پورفیروبلاست‌های استرولیت در استرولیت - گارنت شیست‌ها، در در برگیرنده ادخال‌های S شکلی (با جهت شمالی-جنوبی) هستند که نسبت به برگوارگی خارجی (شمال غرب- جنوب شرق) زاویه می‌سازند، که نشان‌دهندهٔ

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

چرخشی راست‌گرد حدود ۴۵ درجه است و عمدتاً نسبت به S_1، به‌صورت هم‌زمان تا پس از تکتونیک رشد کرده‌اند (شکل ۲).

در این سنگ‌ها می‌توان بلورهای ماهی‌گون میکا، نوارهای کوارتز و ساختارهای سیگموئیدی را مشاهده کرد. برگوارگی در این سنگ‌ها نیز از نوع فاصله‌دار است. از شواهد دگرشکلی شکل‌پذیر در این سنگ‌ها می‌توان به رگه‌های مضرسی اشاره کرد، که بر اثر انحلال فشاری به‌وجود می‌آیند [۳۴].



شکل ۲. پورفیربلاست استرولیت به صورت بین تکتونیک، بین D_1 و D_2 در استرولیت گارنت شیست‌ها قابل مشاهده است

کربنات‌های دگرگون شده

کربنات‌های دگرگون شده بیش‌تر در تناوب با آمفیبول شیست‌ها و در لایه‌هایی تا چندین سانتی‌متر حضور دارند (شکل ۳). رخنمون محدود این سنگ‌ها نسبت به سایر سنگ‌های دگرگونی، موجب شده است که در گذشته کم‌تر به آن توجه شود. کانی اصلی آن‌ها کلسیت و کانی‌های فرعی مسکویت، کوارتز، کلریت، دیوپسید و کانی‌های اپاک است.

این سنگ‌ها بیش‌تر کربنات میلونیت هستند که شواهد دگرشکلی مانند سابگرین، نیوگرین، خمش در ماکل‌ها (شکل ۴)، خاموشی موجی و ریزشدگی برگوارگی را نشان می‌دهند. خمش در ماکل‌ها و خاموشی موجی در کلسیت نشان‌گر نواحی تنش زیاد است. کلسیت در نواحی تنش اندک ماکل‌های سالم دارد و درشت‌دانه هستند [۳۵]. این شواهد نقش عمده‌ای در معرفی پهنه برشی دارند.

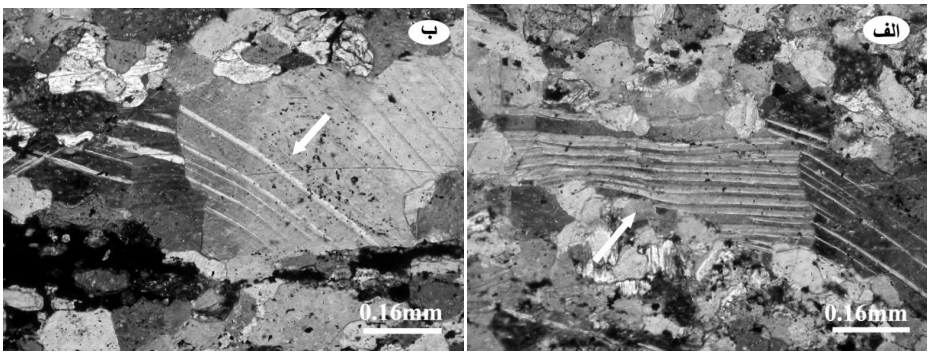
شواهد دگرشکلی سنگ‌های دگرگونی

شواهد ماکروسکوپی

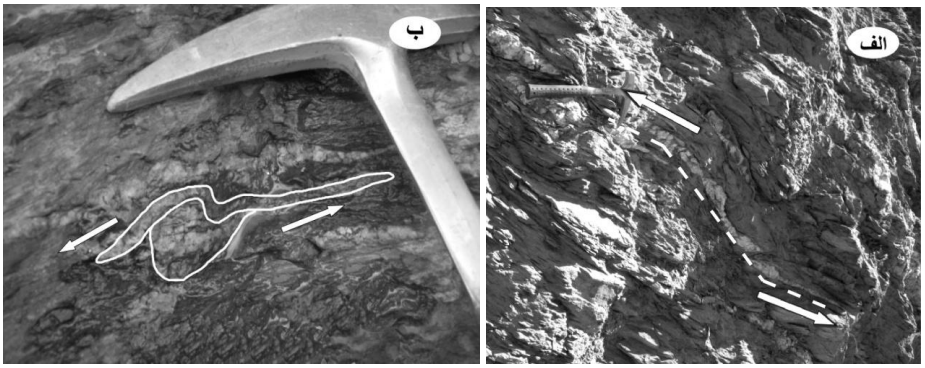
برگوارگی میلونیتی در گرانیت میلونیت‌ها با امتداد شمال خاور- جنوب باختر، و موازی بودن خطوارگی کششی با امتداد برگوارگی میلونیتی و میل بسیار کم آن، هندسهٔ پهنه برشی امتداد لغز را نشان می‌دهد [۸]. این ویژگی در شیست‌ها و کربنات میلونیت‌ها نیز دیده می‌شود. فابریک‌های این پهنهٔ برشی تتعیین کننده نوع برش در آن است. فابریک S/C از جمله تعیین کننده‌های نوع برش است، که نشان‌گر جابه‌جایی راست‌بر در این پهنه است. نوع برش با توجه به این فابریک به‌صورت جابه‌جایی بلوک شمال باختر به‌سمت خاور و بلوک جنوب خاور به‌سمت باختر ارزیابی می‌شود (شکل ۵).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

شکل ۳. تناوب لایه‌های تیره آمفیبول شیست و بخش های روشن کربنات میلونیت در پهنه برشی علی‌آباد دمق سمت راست بخش شمالی پنه برشی سمت چپ بخش جنوب شرقی پهنه برشی



شکل ۴. الف خرد شدگی و برش در بلور کلسیت ب) خمش در ماکل کلسیت در کربنات میلونیت‌های علی‌آباد دمق که نشان‌گر حد اکثر تنش منطقه است xpl.



شکل ۵. الف) فابریک s/c در شیست‌های علی‌آباد دمق در غالب نقاط برش راست‌بر را نشان می‌دهد، ب) ساختار سیگموئیدی سیلیس در شیست‌ها که نشان‌گر برش راست‌بر است

شواهد میکروسکوپی

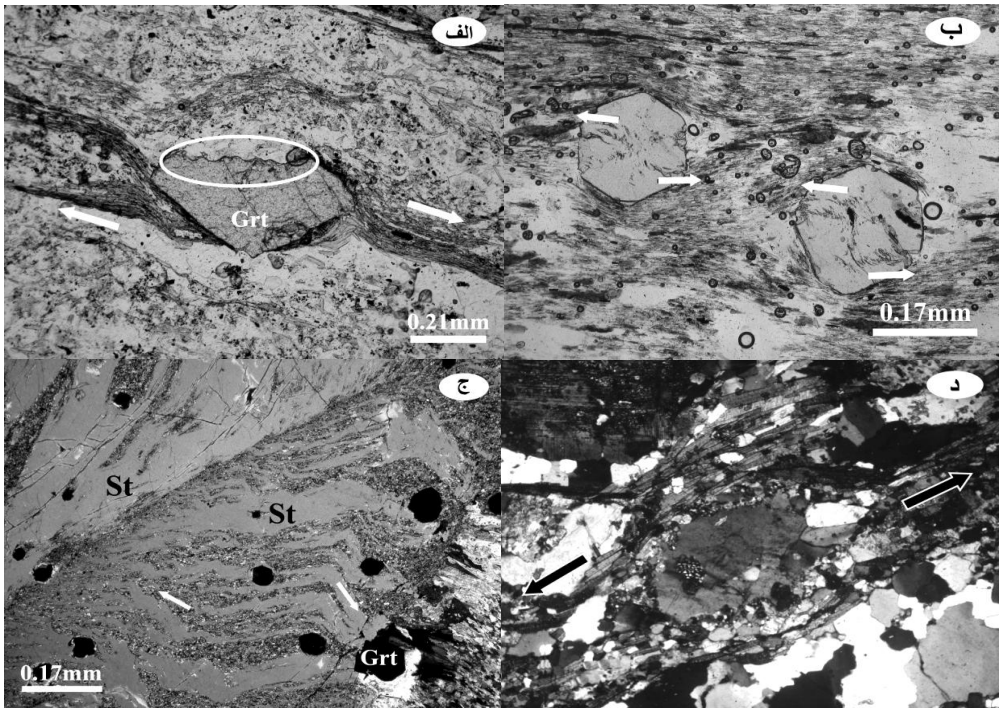
علاوه بر شواهد ماکروسکوپی، ریزساختارهایی مانند سایه‌های استرین، ادخال‌های موجود در پورفیروبلاست‌ها، از جمله گارنت و استرولیت که برگوارگی‌ها در داخل آن‌ها به‌شکل S به تله افتاده است و بلورهای ماهی گون نیز نشان‌گر سوی برش در این پهنه هستند (شکل ۶).

شواهد میکروسکوپی ریزساختارهای موجود در سنگ‌های متفاوت منطقه در جدول ۱ خلاصه شده است. حضور عناصر فابریک متفاوت در سنگ‌هائی که در فاصلهٔ کم از یک‌دیگر وجود دارند گویای عمل‌کرد متفاوت سنگ‌ها به‌دلیل رفتار مختلف آن‌ها در طی حضور نیرو است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

جدول۱. شواهد دگرشکلی موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقهٔ بررسی شده

شواهد دگرشکلی		متاپلیت‌ها	آمفیبول شیست	هورنفلس	متاسندستون	گرانیت	کربنات
میکا فیش		*		*			
ساختارهای سیگمونیدی		*				*	
خاموشی موجی	کوارتز	*	*	*	*	*	
	میکا					*	
	آمفیبول		*				
	کلسیت						*
سابگرین-نیوگرین	کوارتز	*	*	*	*	*	
	کلسیت						*
دوقلوی دگرشکلی در پلاژیوکلاز				*		*	
نوارهای کوارتز		*	*		*		*
پرتیت شعله‌ای				*		*	
میرمکیت				*			



شکل ۶. الف) پورفیروکلاست پوشش‌دار گارنت، درگارنت شیست که بر اثر انحلال فشاری شکسته شده و سطح شکستگی بلور استیلولیتی شده است PPL، ب) پورفیروبلاست‌های گارنت در گارنت شیست‌ها، هم‌زمان با فابریک موجود در سنگ و به‌همراه چرخش رشد کرده‌اند. Si نسبت به S_e حدود ۴۵ درجه چرخش نشان می‌دهد که این چرخش هنگام رشد پورفیروبلاست بوده است. هم‌چنین این تصویر بیان‌گر عمل‌کرد راست گرد پهنه برشی است PPL،

ج) پورفیروبلاست‌های درشت استرولیت گارنت‌های نسل اول را احاطه کرده است که بیانگر دگرگونی مجدد این سنگ‌ها است XPL، د) ساختار هسته و پوش کوارتز، که نوارهایی از بیوتیت آن را احاطه کرده است XPL

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

بحث

پهنه برشی علی‌آباد دمق

دگریختی در پهنه‌های برشی باعث به‌وجود آمدن فابریک برشی و تجمع بلورهایی می‌شود که بازگو کننده شرایط فشار و حرارت، نوع دگریختی برشی، نوع حرکت و پیشینه دگریختی در پهنه برشی است. بررسی سنگ‌های دگرگونی منطقه علی‌آباد دمق حضور پهنه‌ای برشی وسیع در منطقه را نشان می‌دهد. پیش از این محجل و همکاران [۸] وجود پهنه برشی بر اساس بررسی گرانیت میلونیت‌های علی‌آباد دمق را مطرح کرده‌اند. در سنگ‌های گرانیت میلونیت، خاموشی موجی، مهاجرت مرز بلورها، سابگرین و نیوگرین در بلورهای کوارتز بیان‌گر تأثیر تنش در شرایط شکل‌پذیر در توده‌های گرانیتی است، هم‌چنین تنش در میلونیت‌ها متأثر از دگریختی کریستال پلاستیک است. این تغییر شکل مستلزم حرارت زیاد است.

این پژوهش نشان داد که پهنه برشی در سنگ‌های دگرگونی در جنوب علی‌آباد دمق نیز گسترش دارد. سنگ‌های این منطقه شامل استرولیت گارنت شیست، متاسندستون، آمفیبول شیست، آمفیبولیت، کربنات میلونیت و هورنفلس است. مجموعه این سنگ‌ها، به‌جز هورنفلس‌ها در جنوب علی‌آباد دمق در محدودهٔ کم‌تر از ۱۰۰ متر مربع قابل مشاهده هستند. براساس رفتار سنگ‌شناسی، تمام سنگ‌های یاد شده شواهد تغییر در یک پهنه برشی را نشان می‌دهند (جدول ۱). در طول پهنه برشی شدت تأثیر در سنگ‌ها به‌دلیل سنگ‌شناسی متفاوت و توزیع غیرهم‌سان نیروها یک‌سان نیست و دگریختی در سنگ‌ها متفاوت است. چهار مرحله دگریختی در پهنه بررسی شده قابل مشاهده است، اولین مرحله دگرشکلی (D_1) نتیجه اولین حرکات تکتونیکی است که باعث دگرگونی مجموعه رسوبات اولیه منطقه شده است (دگرگونی ناحیه‌ای). نفوذ توده‌های گرانیتی علی‌آباد دمق هم‌زمان با دومین مرحله دگرشکلی (D_2) است که منجر به تشکیل ساختارهای شکل‌پذیر شده (دگرگونی دینامیک) که این تغییرات تا اوایل سومین مرحله دگریختی نیز ادامه داشته است، ساختارهای حاصل از سومین مرحله دگرشکلی (D_3) از نوع شکل‌پذیر- شکنا است و آخرین مرحله دگریختی نیز از نوع شکنا و دربرگیرنده گسل‌ها و کینگ باندها است.

بررسی‌های میکروسکوپی نشان‌گر نوع و میزان دگریختی سنگ‌های این گستره در منطقه است. خاموشی موجی در کوارتز، خاموشی موجی جارویی در ترمولیت-اکتینولیت، تبلور مجدد در بلورهای کوارتز، سایه کرنش، بیوتیت‌های ماهی‌گون [۳۶]، جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه، که از شواهد دگریختی پیش‌رونده است [۳۷]، دوقلوی دگرشکلی در پلاژیوکلاز [۳۸]، خمش در ماکل پلاژیوکلاز، دوقلوهای دگریختی در بلورهای کلسیت [۳۹]، [۴۰]، [۴۱] در کربنات میلونیت و خمش در ماکل آن‌ها، تشکیل میرمکیت، که در جریان دگریختی پیش‌رونده در محل‌های تجمع تنش زیاد در بلور ساخته می‌شود [۴۲]، حضور ماکل میکروکلین یا تارتان در آلکالی فلدسپار [۴۳]، تشکیل پرتیت شعله‌ای در آلکالی فلدسپار [۴۴] و خمش در بیوتیت از شواهد تأثیر نیروهای تکتونیکی در سنگ‌های منطقه در پهنه برشی است.

براساس پژوهش*های* انجام شده بر روی گرانیت میلونیت‌ها، [۴۵] راستای پهنه برشی بررسی شده شمال خاور- جنوب باختر و نوع حرکت آن با توجه به بررسی‌های انجام شده بر روی ریزساختارها، امتداد لغز راست‌گرد است. در صورتی که از ابتدای تشکیل، این سنگ‌ها در موقعیت کنونی باشند باید سازوکار پهنه برشی امتداد لغز چپ‌گرد باشد که با تکتونیک ترا فشاری سنندج- سیرجان سازگاری نشان دهد [۲۲]. این محققان چرخش بعدی را دلیل قرارگیری

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

در موقعیت فعلی سنگ‌ها در پهنه برشی می‌دانند. شواهد ساختاری و فابریکی موجود در سنگ‌های دگرگونی بررسی شده در این تحقیق نیز نشان‌گر دگرریخت شدن آن‌ها در یک محیط تکتونیکی برشی گسترده، شکل پذیر تا شکل‌پذیر- شکنا و راست‌بر است.

ریزساختارهای دگرریختی دما متوسط دگرگونی ناحیه‌ای

بررسی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی در پهنه برشی علی‌آباد دمق نشان از حضور دگرگونی دیناموترمال قبل از تشکیل پهنهٔ برشی در دمای پائین است. پژوهش‌های فابریک این امکان را به‌وجود آورده است که بتوان مراحل مختلف دگرریختی را بررسی کرد.

از ساختارهای دما متوسط می‌توان به چین‌خوردگی نوارهای کانی‌های ورقه‌ای، مهاجرت مرز دانه‌ای [۴۶]، [۴۷]، [۴۸]، در کوارتز اشاره کرد که نشانهٔ حرارت متوسط و نرخ کرنش اندک است. میرمکیت، اگرگات‌های کوارتز، جهت‌یافتگی و لغزش ورقه‌های بیوتیت نیز از نشانه‌های وقوع دگرشکلی دما متوسط در منطقه است. در بعضی نمونه‌ها دیده شده که کانی‌های بیوتیت طویل‌شدگی نشان داده و یا در بین کانی‌های دیگر نفوذ کرده‌اند (شکل ۷ الف).

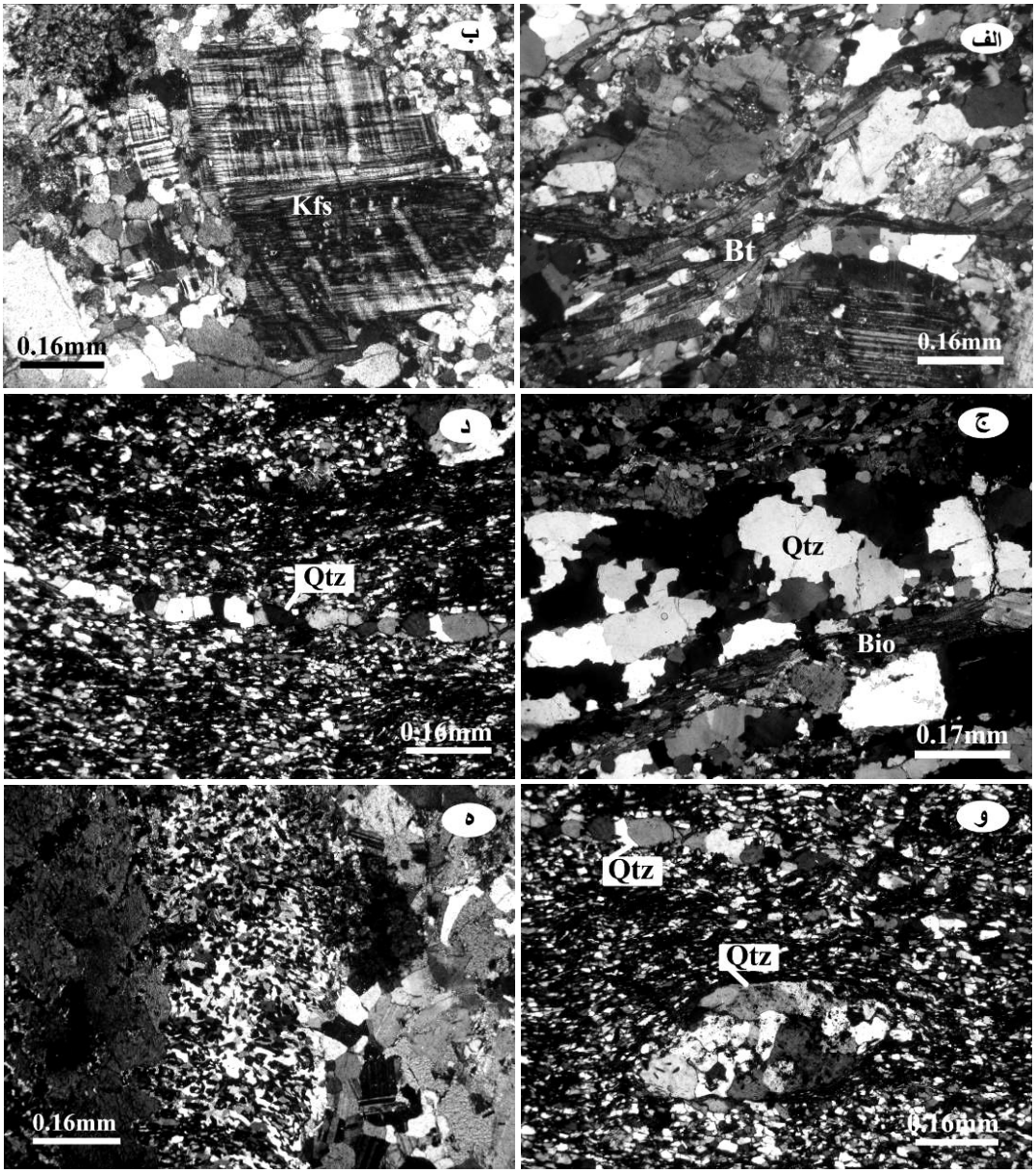
در گرانیت‌ها ماکل میکروکلین یا تارتان می‌تواند نشانه دگرشکلی آن‌ها در حالت جامد باشد [۹]. این ماکل‌ها در اثر اعمال استرس در حالت کریستال- پلاستیک تشکیل می‌شوند [۴۹]. به عقیده بارکر [۵۰]، این ماکل ناشی از تبدیل بلورهای ارتوکلاز مونوکلینیک دمای زیاد به میکروکلین تریکلینیک دمای پائین، در دمای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۷ ب).

در بلورهای کوارتز با افزایش دما، در شرایط متوسط تا زیاد (۴۰۰ $^{\circ}$C-۷۰۰ $^{\circ}$C)، فابریک‌های دگرشکلی‌مانند ریز دانه‌ها (Subgrain)، دانه‌های جدید (Newgrain)، مهاجرت مرز دانه‌ها (GMB)، تشکیل می‌شود (شکل ۷ ج). در این شرایط دانه‌های کوارتز به‌صورت کشیده و نوارهای چند بلورین دیده می‌شود [۵۱]. نوارهای کوارتز در میلونیت‌ها در شرایط مشابه رخساره متوسط تا بالای شیست سبز شکل می‌گیرند [۵۲]، (شکل ۷ د، و). در حرارت‌های نسبتاً زیاد، تحرک در مرز بلور افزایش می‌یابد و منجر به تشکیل مهاجرت مرز بلور می‌شود [۴۶]، [۴۷]، [۴۸]. تجدید تبلور با مهاجرت مرزدانه در دمای ۵۰۰-۷۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد [۴۸]، [۵۳] (شکل ۷). در حرارت بالای ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد دیواره بلورها به‌صورت آمیبی است.

با توجه به این‌که هورنفلس‌ها در دمای زیاد تشکیل شده‌اند، هنوز شواهد دگرریختی را نشان می‌دهند. از این شواهد می‌توان به میرمکیت‌ها اشاره کرد. حضور بافت میرمکیتی در سنگ‌های این پهنه نشان‌گر دگرریختی در دمای زیاد است که در محل‌های تجمع تنش بالا در بلور ساخته می‌شوند و گاهی به‌عنوان تعیین کننده نوع برش استفاده می‌شود (شکل ۷ ه) [۵۴]، [۵۵]. در دمای (درجه سانتی‌گراد ۶۰۰<) میرمکیت در طول برگوارگی غالب است [۹].

ریزساختارهای دگرریختی دما متوسط ممکن است در اثر دگرگونی ناحیه‌ای و در طی فرورانش و کوه‌زائی زاگرس شکل گرفته باشند، محققانی مانند بدرزاده [۵۶] و بهاری فر [۲]، نیز دگرگونی این منطقه را از نوع ناحیه‌ای معرفی کرده‌اند، که از نظر آن‌ها دگرشکلی و دگرگونی به‌صورت پیش‌رونده و پیوسته روی داده است. سنگ‌های دگرگونی منطقهٔ بررسی شده در حد رخساره شیست سبز تا اول رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل ۷. الف) طویل شدگی بلورهای میکا و نفوذ در بین بلورها یا احاطه کردن درشت بلورها در گرانیت میلونیت‌های علی‌آباد دمق XPL، ب) حضور ماکل میکروکلین در گرانیت میلونیت XPL، ج) مهاجرت مرز دانه‌ها (GBM) در گرانیت میلونیت منطقه علی‌آباد دمق. XPL. د، و) اگرگات‌های کوارتز ونوارهای چند بلوری کوارتز در شیست‌های همدان، که نشان‌گر دمای زیاد است XPL ، ه) میرمکیت در سنگ هورنفلس، مکه بیش‌تر در صفحات بلور به موازات برگوارگی قرار می‌گیرد، و در در دمای زیاد میرمکیت در طول برگوارگی غالب است [۹] XPL.

ریزساختارهای دگرریختی دما پایین دگرگونی دینامیک

با توجه به شواهد موجود ریزساختارهایی در دمای کم‌تر شکل می‌گیرند که که تحت تأثیر دگرگونی قرار گرفته، فشار در شکل گیری آن نقش بارزی داشته و منجر به تشکیل زون برشی شده‌اند. از ساختارهای دما پایین در این منطقه می‌توان به: وجود بافت کرونا حاصل از دگرگونی برگشتی گارنت، خاموشی موجی در کوارتز، دوقلوی دگرشکلی در پلاژیوکلاز و سودومورف کلریت به جای گارنت (بیانگر دگرگونی قهقرایی)، و پرتیت شعله‌ای اشاره کرد.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

خاموشی موجی ناشی از دگرشکلی در حالت کریستال-پلاستیک، در دمای بسیار کم (زیر ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) و کم (۴۰۰-۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) به صورت خاموشی موجی لکه‌ای و با افزایش دما، خاموشی موجی جارویی تشکیل می‌شود [۹]، (شکل ۸ الف). در دمای کم با مهاجرت در مرز بلور، بلورهای مستقل ((BLG) یا بازتبلور با برآمدگی (bulging recrystallization) تشکیل می‌شود [۴۹]، [۵۸]، که در پهنه برشی علی‌آباد دمق در گرانیت میلونیت‌ها و هورنفلس‌ها این ریزساختارها مشاهده می‌شوند (شکل ۸ ب). تشکیل پرتیت شعله‌ای در حرارت کم، در رخساره شیست سبز است که در پهنه‌های برشی شکل پذیر دگریخت شده تشکیل می شود [۴۴]. این ساختارها در دمای ۴۰۰°C-۳۰۰°C تشکیل شده، و چنین به نظر می‌رسد که پرتیت با انحلال آلبیت در فلدسپار پتاسیم‌داری که در حرارت زیاد تشکیل شده به‌وجود آمده است [۹]. شعله‌های پرتیتی می‌توانند به‌عنوان تعیین‌کننده جهت محورهای تنش به کار گرفته شوند [۵۸]، [۵۹]، [۶۰] (شکل -۸ ج).

بعضی از بلورها از جمله کلسیت و پلاژیوکلاز ممکن است با دوقلوسازی مکانیکی دگریخته شوند [۴۰]، [۶۲]، [۶۳]، [۶۴]. دوقلوسازی با اعمال تنش محدود و در دماهای پائین، (۴۰۰-۳۰۰ سانتی گراد) و کم‌تر نیز می‌تواند به‌وجود آید، و با تشخیص نوع ماکل دمایدگریختی قابل تعیین است. در منطقه علی‌آباد دمق همدان دوقلوشدگی در بلورهای کلسیت و پلاژیوکلاز مشاهده می شود (شکل ۸ د، ه).

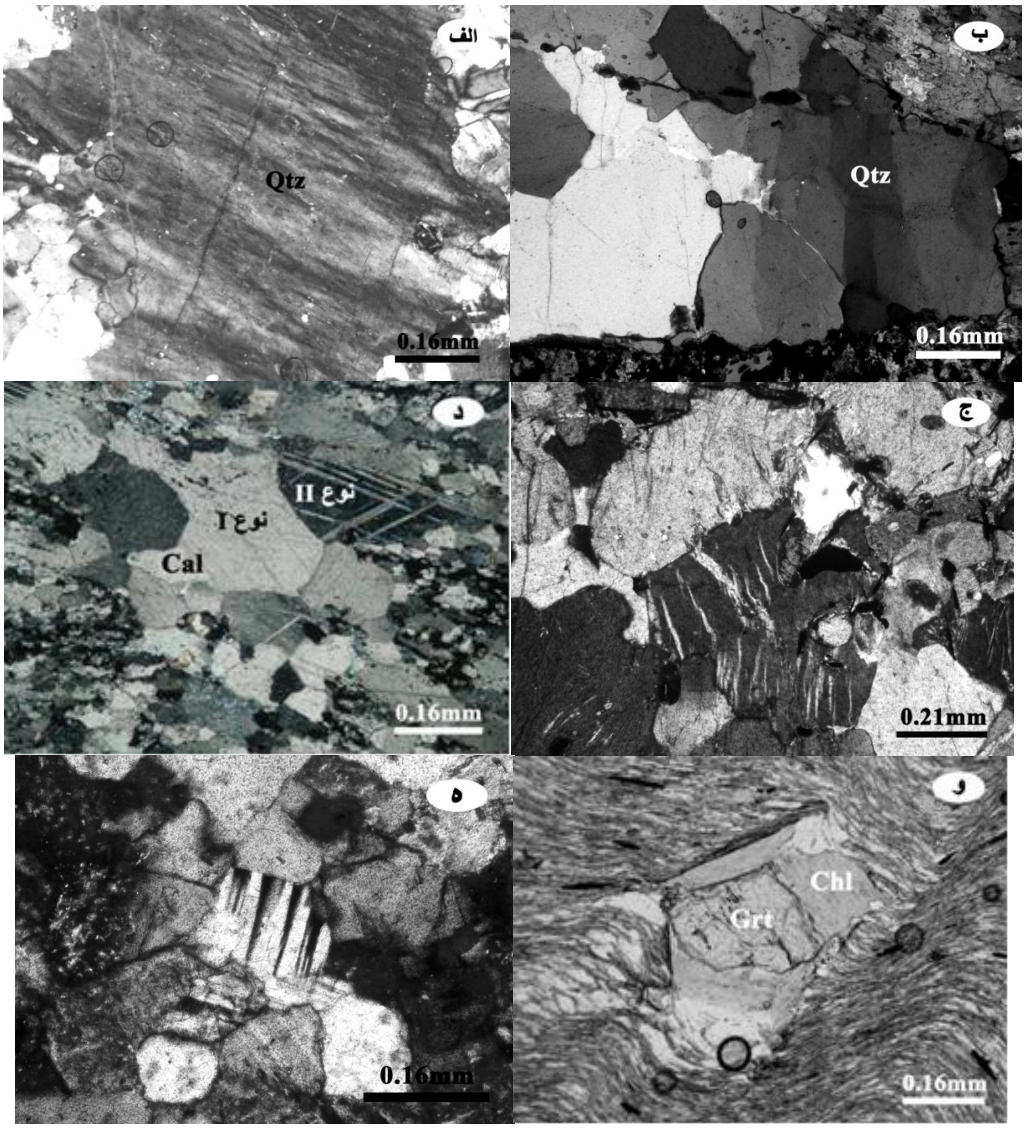
در شیست‌های منطقه بررسی شده پورفیروبلاست‌های گارنت در نسل‌های مختلف برگوارگی قابل مشاهده هستند که دسته‌ای از گارنت‌ها به کلریت تبدیل شده‌اند و یا دارای سایه فشاری وکه توسط بلورهای کلریت پر شده هستند در واقع بافت کرونا حاصل از دگرگونی برگشتی گارنت منجر به تشکیل کلریت در اطراف آن‌ها شده است [۸]، (شکل ۸ و). دسته‌ای از گارنت‌ها نیز به‌صورت گلوله برفی (Snow ball) هستند، که نشانه چرخش بلور در حین رشد است.

ترمومتری دگرگونی دینامیک

وضعیت هندسی ماکل‌های کلسیت نقش عمده‌ای در بررسی ترمومتری دارد و بیانگر اطلاعاتی در رابطه با سن، زمان دگریختی و واتنش است، و رابطه بین عرض ماکل‌ها، دمای دگریختی و واتنش را نشان می‌دهد. ماکل‌های موجود در بلورهای کلسیت در دگریختی تغییر کرده و شکل‌های مشخص و معینی را به‌وجود می‌آورند [۶۴]، که شکل ماکل‌های تشکیل شده وابسته به دمای حاکم بر محیط است [۳۹]. با کاهش دما ماکل‌های نازک تشکیل می‌شوند و شدت تشکیل ماکل افزایش می‌یابد [۶۵]، [۶۶]، [۶۷]. در کلسیت‌های بررسی شده عرض ماکل‌های نازک کم‌تر از یک میکرون (۰/۰۰۱ mm) است که با افزایش حرارت عرض ماکل‌ها نیز افزایش می‌یابد. در دماهای زیاد ماکل‌ها از نوع ضخیم هستند افزایش مهاجرت مرز ماکل‌ها مرتبط با افزایش دما است [۶۸]، [۶۹]، [۷۰]، [۷۱].

دگریختی در کلسیت در دمای ۳۰۰ درجه سانتی گراد و بیش‌تر ماکل‌هایی با عرض بیش‌تر از ۵ میکرون ایجاد می‌کند، که به‌صورت ضخیم، نوک تیز (مخروطی) و عدسی شکل هستند [۷۲]، [۷۳]، [۷۴]، این تغییر شکل با افزایش دما ارتباط دارد [۷۵]، [۷۶]. با افزایش دما و ضخیم‌تر شدن ماکل‌ها، واتنش افزایش می‌یابد. بیش‌ترین شدت واتنش ماکل‌ها در سنگ‌های دگریخت شده در دماهای بیش‌تر مشاهده می‌شود (شکل ۴).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل ۸. الف) خاموشی موجی در کوارتز، ناشی از دگرشکلی در حالت کریستال-پلاستیک، در گرانیت میلونیت منطقه علی‌آباد دمق XPL، ب) بازتبلور با برآمدگی (BLG)، که منجر به تشکیل بلورهای جدید می‌شود XPL، ج) تیغه‌های آلبیت به شکل شعله‌ای در فلدسپار پتاسیک پرتیتی در یک هورنفلس. تیغه‌های شعله‌ای پرتیتی از عدم اختلاط در دگرریختی در شرایط شیست سبز حاصل شده‌اند XPL، د) پدیده دوقلویی در پورفیروکلاست‌های خرد شده کلسیت در کربنات میلونیت که از شواهد دگرشکلی در منطقه علی‌آباد دمق است XPL، و) سودومورف کلریت به جای گارنت که نشان دهنده دگرگونی قهقرایی است. در این تصویر پورفیروبلاست گارنت به صورت همزمان نسبت به برگوارگی نسل دوم قرار گرفته است PPL، ه) دوقلوی دگرشکلی در بلور پلایوکلاز که نوک سوزنی آن‌ها به سمت مرکز بلور است XPL

شدت دوقلوشدگی، عرض ماکل‌های کلسیت، واتنش برشی (Shear strain) در بلورهای درشت کربنات میلونیت‌ها با استفاده از روش ارائه شده اونس و گروشونگ [۷۷]، محاسبه شده است. محاسبات یاد شده بر پایهٔ متوسط عرض ماکل (عرض بخش های نازک و ضخیم)، شدت ماکل شدگی (دوقلوشدگی) و تعداد آن‌ها است.

متوسط شدت دوقلوشدگی در هر نمونه برابر با میانگین عرض بخش نازک و ضخیم است. به‌عبارت دیگر میانگین ماکل‌ها از طریق جمع عرض بخش‌های نازک و ضخیم و تقسیم آن‌ها برتعداد ماکل‌ها محاسبه می‌شود.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

شدت دوقلوشدگی از طریق تقسیم تعداد ماکل (شامل بخش های نازک و ضخیم) به عرض بلور مورد نظر در جهت عمود بر ماکل محاسبه می‌شود. در هر نمونه متوسط شدت ماکل، با میانگین مجموعه ماکل‌ها برابر است.

واتنش برشی (به روش گروشونگ، [۷۸]) به‌صورت رابطه (۱) محاسبه می‌شود.

$$\gamma = Tt2\tan(\alpha/2) \quad (۱)$$

که در آن:

γ = واتنش برشی

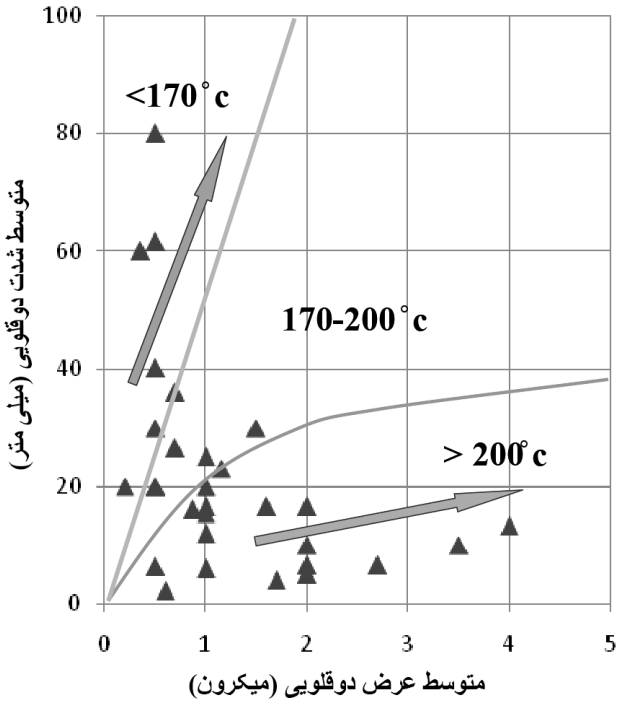
T= شدت تشکیل ماکل

t = عرض ماکل

α = زاویه چرخش حاشیه بلوراز حالت غیر دوقلویی نسبت به دوقلوشدگی

در پهنه برشی علی‌آباد دمق ۳۳ بلور کلسیت بررسی شد (جدول ۲). عرض ماکل‌های مشاهده شده در کربنات میلونیت‌ها کم‌تر از ۵ میکرون و شدت ماکل‌شدگی بین ۴۰-۵ ماکل در میلی‌متر است (شکل ۹). ضخامت ماکل‌های نازک کم‌تر از یک میکرون (۰/۰۰۱ mm) است که با افزایش دما، عرض ماکل‌ها نیز افزایش می‌یابد.

بر اساس شکل ۹ می‌توان عنوان کرد که پیکان‌ها از دو روند کلی تبعیت می‌کنند و گویای درجه حرارت خاصی هستند روند آن‌ها بازگو کننده شدت واتنش است. بیش‌ترین شدت واتنش دوقلویی در سنگ‌های دگرریخت شده در دمای زیاد مشاهده می‌شود، ماکل‌ها در دمای زیادتر از ۲۰۰ (۳۰۰ تا) درجه سانتی گراد به‌صورت ضخیم و تبلور مجدد در مرز دانه آشکار می‌شود.



شکل ۹. نمودار متوسط شدت دوقلویی در برابر متوسط عرض دوقلویی برای نمونه‌های اندازه‌گیری شده از پهنه برشی علی‌آباد دمق. در دمای زیاد (> ۲۰۰°C) افزایش عرض ماکل‌ها معرف شدت واتنش است که بیش‌ترین شدت واتنش مربوط به سنگ‌های دگرریخت شده در دماهای بیش‌تر است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

جدول ۲. جدول داده‌های ماکل بلورهای کلسیت در پهنه برشی علی‌آباد دمق

بلور	اندازه عرض بلور (mm)	تکرار ماکل ها (نازک و ضخیم)	متوسط عرض ماکل ها (mm)	شدت دوقلو شدگی (T.i)	واتنش برشی (γ)
۱	۰/۲۵	۳	۰/۰۰۱	۱۲	۰/۰۰۷۲
۲	۰/۱۳	۸	۰/۰۰۰۵	۶۱/۵	۰/۰۱۸
۳	۰/۱	۸	۰/۰۰۰۵	۸۰	۰/۰۲۴
۴	۰/۱	۴	۰/۰۰۰۵	۴۰	۰/۰۱۲
۵	۰/۲۵	۹	۰/۰۰۰۷	۳۶	۰/۰۱۵
۶	۰/۱	۳	>۰/۰۰۰۵	۳۰	۰/۰۰۹
۷	۰/۱	۲	۰/۰۰۰۵	۲۰	۰/۰۰۶
۸	۰/۱۵	۱	۰/۰۰۲۷	۶/۶۶	۰/۰۱
۹	۰/۱	۲	۰/۰۰۲	۲۰	۰/۰۲۴
۱۰	۰/۱	۲	۰/۰۰۱	۲۰	۰/۰۱۲
۱۱	۰/۱	۲	۰/۰۰۰۵	۲۰	۰/۰۰۶
۱۲	۲/۳	۵	۰/۰۰۱۶	۱۶/۶	۰/۰۱۶
۱۳	۰/۱۵	۳	۰/۰۰۱	۲۰	۰/۰۱۲
۱۴	۰/۱۳	۳	۰/۰۰۱۱۶	۲۳/۰۷	۰/۰۱۶
۱۵	۰/۱	۳	۰/۰۰۱۵	۳۰	۰/۰۲۷
۱۶	۰/۳	۵	۰/۰۰۲	۱۶/۶	۰/۰۲
۱۷	۰/۱۵	۲	۰/۰۰۴	۱۳/۳	۰/۰۳
۱۸	۰/۲	۱	۰/۰۰۲	۵	۰/۰۰۶
۱۹	۰/۲۵	۳	۰/۰۰۱۷	۴	۰/۰۰۴
۲۰	۰/۲۵	۴	۰/۰۰۸۷	۱۶	۰/۰۸
۲۱	۰/۱	۶	۰/۰۰۰۳۵	۶۰	۰/۰۱
۲۲	۰/۰۸	۲	۰/۰۰۱	۲۵	۰/۰۱
۲۳	۰/۰۸	۲	۰/۰۰۱	۲۵	۰/۰۱
۲۴	۰/۱	۱	۰/۰۰۲	۱۰	۰/۰۱
۲۵	۰/۳۳	۲	۰/۰۰۱	۶/۰۶	۰/۰۰۳۷
۲۶	۰/۱۵	۱	۰/۰۰۲	۶/۶	۰/۰۰۸
۲۷	۰/۱	۲	<۰/۰۰۰۵	۲۰	۰/۰۰۶
۲۸	۰/۹	۲	۰/۰۰۰۶	۲/۲	۰/۰۰۰۸۲
۲۹	۰/۱۶	۱	۰/۰۰۰۵	۶/۲۵	۰/۰۰۲
۳۰	۰/۱۲	۲	۰/۰۰۱	۱۶/۶	۰/۰۱
۳۱	۰/۱۵	۴	۰/۰۰۰۷	۲۶/۶	۰/۰۱
۳۲	۰/۲	۲	۰/۰۰۳۵	۱۰	۰/۰۲۲
۳۳	۰/۱۳	۲	۰/۰۰۱	۱۵/۳۸	۰/۰۰۹

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

ارتباط معکوس بین عرض ماکل و شدت ماکل‌ها در سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۴)، نمونه‌های دگرریخت شده مورد بررسی در دمای زیر ۱۷۰ درجه سانتی گراد ، میانگین عرض دوقلویی ۱≤ میکرون را نشان می‌دهند. سنگ‌های دگرریخت شده در دمای بیش‌تر از ۲۰۰ درجه سانتی گراد گستره کم عرضی از شدت دوقلویی (۲۵-۵ در میلی‌متر) را نشان می‌دهد. در نمونه‌های بررسی شده بلورهای کوچک شدت دوقلوئی کم‌تری (شکل ۳ الف) دارند و به‌نظر می‌رسد اندازه بلورها و تخلخل نیز در دوقلوسازی نقش عمده‌ای ایفا می‌کند [۳۵]، [۷۱]. پژوهش‌های انجام شده در منطقه بررسی شده نشان دهنده تأثیر دگرریختی برشی در شرایط حدفاصل شکل‌پذیر و شکنل است

نتیجه‌گیری

با توجه به شواهد ساختاری و کانی‌شناسی در سنگ‌های دگرگونی علی‌آباد دمق بنظر می‌رسد تحولات دگرگونی با از محدوده دما پائین تا متوسط در رخساره شیست سبز آغاز شده و طی یک دگرگونی پیشرونده به رخساره آمفیبولیت وارد شده است. با توجه به شواهد سنی ارائه شده این رخداد طی دگرگونی ناحیه‌ای حاصل از فرورانش صفحه عربستان در زون سنندج سیرجان به‌وجود آمده است.

شواهد دگرریختی در ریزساختارهای دما پائین نشان می‌دهد که به‌دنبال دگرگونی ناحیه‌ای دما متوسط، در اثر عملکرد پهنه‌ی برشی راست بر بخشی از منطقه مورد مطالعه تحت تاثیردگرگونی دینامیکی قرار گرفته است. با توجه به این‌که بیش‌ترین شواهد دگرشکلی مربوط به دومین مرحله دگرریختی است می‌توان تشکیل پهنه برشی را در این مرحله فرض کرد. شواهد دگرریختی موجود در کربنات میلونیت‌های پهنه‌های برشی زون دگرگونی سنندج سیرجان ابزاری دقیق در تعیین شرایط دگرگونی در این منطقه است. براساس رابطه مستقیم بین دما، عرض ماکل‌ها و واتنش در کربنات‌های دگرگون شده، شرایط دمای پائین حداکثر ۳۳ درجه سانتی گراد در فشارهای پائین محاسبه شده است.

حضور شواهد پهنه برشی در گرانیت میلونیت‌ها در شمال علی‌آباد دمق و انواع سنگ‌های دگرگونی جنوب علی‌آباد دمق بیان‌کننده حضور پهنه‌ای برشی گسترده از نوع شکل‌پذیر تا شکل‌پذیر- شکنا در منطقه است که با توجه به شواهد موجود در هورنفلس‌ها همزمان تا بعد از جای‌گیری توده الوند فعال بوده است.

تشکر و قدردانی

نویسندگان این مقاله بر خود لازم می‌دانند از راهنمائی‌های ارزنده دکتر محجل طی این تحقیق تشکر کنند. بخشی از پژوهش‌های انجام شده در این تحقیق بیوسیله معاونت پژوهشی و فناوری دانشگاه شهید بهشتی حمایت شده است.

منابع

1. Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran", a review. American Association of Petroleum Geologists Bull, 52 (1968)1229.
۲. بهاری‌فر علی‌اکبر، *نگرشی نو پتروژنز سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه همدان*، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد (گرایش پترولوژی) دانشگاه تربیت معلم (۱۳۷۶).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

۳. سپاهی‌گرو علی‌اکبر، *پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها*، پایان‌نامهٔ دکتری زمین‌شناسی، دانشکدهٔ علوم، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۷۸).

۴. شهبازی حسین، *پترولوژی مجموعه سنگ‌های آذرین و میگماتیت‌های کمپلکس الوند و تودهٔ نفوذی آلموقلاغ همدان و ارتباط ژنتیکی بین آن‌ها*، رسالهٔ دکتری (گرایش پترولوژی)، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۸۹).

۵. بهاری‌فر علی‌اکبر، معین‌وزیری حسین، *رابطهٔ تبلور دگرگونی و دگرشکلی در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه همدان و کاربرد آن در تفسیر رخدادهای تکتونیکی*، مجلهٔ علوم دانشگاه تهران، جلد ۲۵، شماره ۲(۱۳۷۸)۱۶۷-۱۵۵.

۶. نوزعیم رضا، *تحلیل شیست‌های همدان در منطقهٔ چشمه پهن*، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، (۱۳۸۲).

۷. ایزدی کیان لیلا، *تحلیل ساختاری و پتروفابریکی سنگ‌های دگرگونی کوهستان الوند (جنوب و جنوب باختر همدان)*، پایان‌نامهٔ دکتری (تکتونیک) دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۸۸).

۸. محجل محمد، ولی‌زاده محمدولی، مقدم فرزانه، *تحلیل دگرریختی در گرانیت میلونیتی علی‌آباد دمق و اهمیت پهنهٔ برشی آن در تفسیر تکتونیک منطقه همدان*، مجلهٔ علوم دانشگاه تهران، جلد ۳۲، شمارهٔ ۲ (۱۳۸۵) ۱۰۴-۹۱.

9. Passchier C. W., Troaw R. A. J., "Micro tectonics, Springer", Berlin, Heidelberg, New York (2005).

۱۰. ولی‌زاده محمدولی، صادقیان محمود، اکرمی محمدعلی، *آنکلاوها وپترولوژی گرانیت* (ترجمه)، نوشتهٔ ژان دیدیه و برنارد باربارن. انتشارات دانشگاه تهران (۱۳۸۰).

۱۱. اشراقی محمدهادی، *تحلیل ساختاری و ارائهٔ الگوی جنبشی ناحیهٔ شمال معدن دو برادر (شرق نهبندان)*، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۴).

۱۲. رباطی شبنم، *تحلیل ساختاری و پتروفابریکی منطقهٔ منگاوی (جنوب خاور همدان)*، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد (گرایش تکتونیک)، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۸۷).

۱۳. رضایی اقدم مرضیه، *ماهیت سیال‌های درگیر و نقش آن‌ها در تشکیل پگماتیت‌های منطقهٔ همدان*، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۸۳).

14. Masoudi F., Mehrabi M., Rezai Aghdam M., Yardley B.W.D., "The Nature of Fluids During Pe gmatite Development in Metamorphic Terrains: Evidence from Hamadan Complex, Sanandaj-Sirgan Metamorohic Zone, Iran", Jornal Geological Society of India, Vol.73 (2009) 407-418.

۱۵. ویس‌کرمی مرضیه، *مقایسهٔ پترولوژی و پتروگرافی پگماتیت‌ها در محور بروجرد*، همدان و قروه، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۹۱).

16. Berberian M., Alavi-Tehrani N., "Structural analyses of Hamadan metamorphic tectonits, A Paleotectonic discussion. In: Contribution to the seismotectonics of Iran", Part II, G.S.I., PP. (1977) 263-278

۱۷. فرهپور محمد مهدی و همکاران، *تحلیل هندسی میکاشیست‌های خاور باتولیت همدان*، فصلنامهٔ علوم‌زمین، شمارهٔ ۴۹-۵۰، پاییز و زمستان (۱۳۸۲).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

18. Valizadeh M.V., Cantagrel J.M., "Premise donne´es radiometriques (K-Ar) et (Rb-Sr) sure les micas du complexe du Mount d´Alvand. C.R.A cad., Paris, t. 281, series D., 1086 (1975).

19. Mahmoudi S. a, Corfu F. b,⇑, Masoudi F. c, Mehrabi B. a, Mohajjel M., "U-Pb dating emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences 41 (2011) 238-249.

۲۰. *بهاری‌فر* علی‌اکبر، معین‌وزیری حسین، *رخدادهای تکتونیکی و دگرگونی منطقهٔ همدان*، شواهد چینه‌شناسی و تفسیرهای جدید، نشریهٔ دانشکدهٔ علوم دانشگاه تربیت معلم، جلد ۸ (۱۳۷۵) ۶۵-۷۶.

۲۱. سامانی‌زادگان رضا، محجل محمد، *الگوی کرنش نسبی در گرانیتوئید علی‌آباد دمق*، جلد ۲۱، شمارهٔ ۸۱ (۱۳۹۰) (۶۹-۷۴).

22. Mohajjel M., Ferguson C.L., Sahandi M.R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision Sanandaj-Sirjan Zone, western wan", Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 397-412.

۲۳. رمون فورون، *زمین‌شناسی فلات ایران*، ترجمهٔ عبدالکریم قریب، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، شماره ۱۰۵ (۱۳۴۹).

24. Stall Persien A.F., "In: Hand buch der regionaleh Geologic. Heidelberg. 5 (1911).

25. Dehgan M., "Sur Í age mésozoique de la zone de Hamadan (Iran Septential)", C. R. Acad. Sci., Paris, 224 (1947) 1516-1518.

26. Gansser A., "New aspect of geology in central-Iran. Proc, 4 th word Petrol", Conger, Rome, sect. I/A/5 (1955) 280-230.

27. Bolourchi M.H., "Explanatory text of the Kabuder-Ahang Quadrangle Map", G.S.I. (1979).

28. Berberian M., King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Cananadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210-265.

۲۹. مجیدی بیژن، عمیدی سیدمهدی، *شرح نقشهٔ زمین‌شناسی چهارگوش همدان*، ترجمهٔ منوجهر سهیلی و همکاران، س.ز.ک. (گزارش داخلی) (۱۳۵۹).

۳۰. برو ژان، *شرح نقشهٔ زمین‌شناسی چهارگوش باختران*، مترجم: علی آقا نباتی. س.ز.ک. (۱۳۶۹).

۳۱. فرهپور محمدمهدی، *تحلیل پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شرق باتولیت همدان*، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد (تکتونیک) دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۷۶).

۳۲. مجیدی بیژن، عمیدی م.، *شرح نقشهٔ زمین‌شناسی چهارگوش همدان*، ترجمهٔ منوچهر سهیلی و همکاران، س.ز.ک. (گزارش داخلی) (۱۳۵۹).

۳۳. مقدم فرزانه، *پترولوژی و پتروفابریک تودهٔ نفوذی علی‌آباد دمق*، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشکدهٔ علوم، دانشگاه تهران (۱۳۸۰).

34. Vernon R.H., "A practical Guide to Rock Microstructure" (2004).

35. Ferrill D.A., "Critical re-evaluation of differential stress estimates for calcite twins in coarse-grained limestone", Tectonophysics, 285 (1998)77-86.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

36. Ten Grotenhuis S.M., Trouw R.A.J., Passchier C.W., "Evolution of mica fish in mylonitic rocks, Tectonophysics 372 (2003) 1-21.

37. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudex A., Keller J., Lameyer le Bas M., Sabine P.N., Schmid R., Sorensenlt A., Zanettin B., "A classification of igneous rock terms", Blackwell (1989).

38. Lawrence R.D., "Stress analysis based on albite twinning of plagioclase feldspars", Bull Geol Soc Am 81 (1970) 2507-2512.

39. Burkhard M., "Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review", J Struct Geol 15 (1993) 351-368.

40. Laurent P., Kern H., Lacombe O., "Determination of deviatoric stress tensors based on inversion of calcite twin data from experimentally deformed monophase samples", Part n. Axial and triaxial stress experiments. Tectonophysics 327 (2000) 131-148.

41. Fry N., "Stress space: striated faults, deformation twins, and thair constraints on paleostress. J Struct Geol 23 (2001) 1-9.

42. Simpson C., Wintsch R. P., "Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite", J Metam Geol 7 (1989) 261-275.

43. Barker A.J., "Metamorphic textures and microstructures", Blackie, Glasgowten Grotenhuis, Trouw RAJ, SM., Passchier, CW., 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. Tectonophysics 372 (1990) 1-21.

44. Passchier C.W., "Mylonitic deformation in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylyte", GUA Pap Geol Ser 1, 16 (1982) 1-173.

45. Mohajjel M., Ferguson C.L., "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone western Iran", J. Struc. Geo. 22 (2000) 1125-1139.

46. Guillopé M., Poirier J.P., "Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: an experimental study", J Geophys Res 84 (1979) 5557-5567.

47. Urai J., Means W.D., Lister G.S., "Dynamic Recrystallisation of minerals. In: Heard HC, Hobbs BE (eds) Mineral and rock deformation: laboratory studies, the Paterson volume", Geophys Monogr 36(1986)161-200, Am Geophys Union, Washington DC.

48. Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S.M., "The eastern Tonale fault zone: a natural laboratory", for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. J Struct Geol 24 (2002) 1861-1884.

49. Shelley D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hall, Londen (1993).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

50. Barker A.J., "Introduction to metamorphic textures and microstructures", Blackie, New York (1991).

51. Boullier A.M., Bouchez Le J.L., "Quartz en rubant dans les mylonites", Bull Soc Geol Fr 20 (1978) 253-262.

52. Simpson C., "Deformation of granitic rocks across the brittle ductile transition", J Struct Geol 7 (1985) 503-511.

53. Jessell M.W., "Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite", J Struct Geol 9 (1987) 1007-1014.

54. Junlai L., Yuan T., My Dung T., Neubauer F., Shuyun C., Quang Luat N., Wen C., "Timing of left-lateral shearing along the Ailaoshan belt: structural and geo chronological constraints", and regional significance (2011).

55. Simpson C., Wintsch R.P., "Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite", J Metam Geol 7 (1989) 261-275.

۵۶. بدرزاده، *پترولوژی دگرگونه‌های منطقه سرابی-تویسرکان با تأکید بر ماهیت دگرگونه‌های بسیار بالا* (۱۳۸۱).

57. Tungatt P.D., Humphreys F.J., "The plastic deformation and dynamic recrystallization of polycrystalline sodium nitrate", Acta Metall 32 (1984) 1625-1635.

58. Pryer L.L., Robin P.Y.F., "Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite", J Metam Geol14 (1995) 645-658.

59. Pryer L.L., Robin P.Y.F., "Differential stress control on the growth and orientation of flame perthite: a paleostress-direction indicator", J Struct Geol 18 (1996) 1151-1166.

60. Pryer L.L., Robin P.Y.F., Lloyd G.E., "An SEM electron channelling study of flame perthite from the Killarney Granite, Southwestern Grenville Front, Ontario", Can Miner 33 (1995) 333-347.

61. Jensen L.N., Starkey J., "Plagioclase microfabrics in a ductile shear zone from the Jotun Nappe, Norway", J Struct Geol 7 (1985) 527-541.

62. Smith J.V., Brown W.L., "Feldspar minerals, Crystal structures, physical, chemical, and microtextural properties", Springer-Verlag Berlin (1988).

63. Egydio-Silva M., Mainprice D., "Determination of stress directions from plagioclase fabrics in high grade deformed rocks (Além Paraíba shear zone, Ribeira fold belt, southeastern Brazil)", J Struct Geol 21 (1999) 1751-1771.

64. Shmid S.M., Casey M., Starkey J., "The microfabric of calcite tectonites from the Helvetic nappes (Swiss Alps). In: Mc Clay KR, Price NJ (eds) Thrust and nappe tectonics",Spec Publ Geol Soc Lond 9 (1981) 151-158.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

65. Turner F.J., "Deformation of Yule marble", part III. Bull. Geol. Soc. Am. 62 (1951) 887-906.
66. Turner F.J., "Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles", Am J Sci. 251 (1953) 276-298.
67. Groshong R.H. Jr., "Experimental test of least-squares strain gage calculation using twinned calcite", Bull. Geol. Soc. Am. 58 (1974) 1855-1864.
68. Ferrill D.A., "Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone", J Struct Geol 13 (1991) 667-676.
69. Ferrill D.A., Morris A.P., Evans M., Burkhard M., Groshong R.H.Jr., Onasch C.M., "Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer", J Struct Geo, 26 (2004) 1521-1529.
70. Rutter E.H., "Experimental study of the influence of stress, temperature, and strain on the dynamic recrystallization of Carrara marble", J Geophys Res, 100 (1995) 24651-24663.
71. Vernon R.H., "Optical microstructure of partly recrystallized calcite in some naturally deformed marbles", Tectonophysics, 78 (1981) 601-612.
72. Rowe K.J., Rutter E.H., "Paleostress estimation using calcite twinning: experimenta calibration and application to nature" J Struct Geol, 12 (1990) 1-17.
73. Shmid S.M., Paterson M.S., Boland J.N., "High temperature flow and dynamic recrystallisation in Carrara Marble", Tectonophysics, 65 (1980) 245-280.
74. Heard Hc., "The effect of large change in strain rate in the experimental deformation of Yule marble", J. Geol, 71 (1963) 162-195.
75. Groshong R.H. Jr., Pfiffner O.A., Pringle L.R., "Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone", J Struct Geol 6 (1984).
76. Shafiei S.H., Alavi S.A., Mohajjel M., "Calcite twinning constraints on paleostress patterns and tectonic evolution of the Zagros hinterland: the Sargaz complex, Sanandaj-Sirjan zone, SE Iran", Arab J Geosci. 4 (2011) 1189-1205.
77. Evans M.A., Groshong R.H.Jr., "A camputer program for the calcite strain gauge technique", Journal of Structural Geology, 16 (1994) 277-281.
78. Groshong R.H.Jr., "Strain calculated from twining in calcite", Bulletin of the Geological Society of America, 82 (1972) 2025-2038.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]