

# چین خوردگیهای چند مرحله‌ای و ساز و کار تشکیل آنها در تکتونیت‌های موجود در ساختار گنبدی منطقه آلمابولاغ (باختر همدان)

نوشته: محمد محجل\* و لیلی ایزدی کیان\*

\*دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.

## Poly-deformed Tectonites in Dome Structure of the Almabolagh Region, West of Hamadan

By: M. Mohajjel\* & L. Izadi kian\*

\*Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran.

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۵/۱۰/۱۲

تاریخ دریافت: ۱۳۸۴/۱۲/۰۷

### چکیده

منطقه آلمابولاغ در بخش شمال باختری پهنه سنندج سیرجان و در ۱۵ کیلومتری باختر همدان قرار دارد. در این منطقه، سه واحد اصلی سنگ‌چینه‌ای شناسایی شده است: واحد رسوبی - آتشفشانی آلمابولاغ در زیر، واحد کربناتی چنار شیخ در بخش میانی و اسلیتهای همدان در بخش بالایی. این مجموعه که در رخساره شیبست سبز دگرگون شده، در یک ساختار گنبدی بزرگ قرار می‌گیرد. در این تکتونیتها، چهار مرحله دگرشکلی شناسایی گردید که سه مرحله آن با تشکیل چینها همراه بوده است ولی دگرشکلی مرحله چهارم با عملکرد گسلها شناخته می‌شود که ساختار چینها را قطع کرده است. آثار دگرشکلی اول، با تشکیل چینهای نسل اول و همچنین برگوارگی مرتبط با آن شناخته شده است. دگرشکلی دوم با چین دادن سطح محوری چینهای نسل اول و برگوارگی موازی با آن شکل گرفته است. این چینها به صورت یال موازی و تنگ با سطح محوری خوابیده تا مایل و محور تقریباً افقی به همراه برگوارگی نسل دوم به صورت برگوارگی موازی سطح محوری شکل گرفته‌اند. شواهد چین خوردگی در نسل دوم، ساز و کار چین خوردگی را خمش - جریان (flexural flow) و جریان غیر فعال (Passive flow) تأیید می‌کند. عملکرد دگرشکلی سوم در منطقه باعث چین خوردن برگوارگی نسل دوم و تشکیل چینهای نسل سوم به صورت باز با سطح محوری تقریباً قائم و محور افقی و تشکیل برگواره سوم از نوع برگوارگی کنکراهی شده است. ساز و کار تشکیل این چینها بیشتر خمشی - لغزشی (flexural slip) است. هندسه عوامل ساختاری مرحله غالب (مرحله دوم) در ساختار گنبدی منطقه آلمابولاغ نقش توده نفوذی را در این هندسه با چرخش آنها در چهارچوب یک ساختار گنبدی نشان می‌دهد.

**کلید واژه‌ها:** چین خوردگی مکرر، تکتونیت، ساختار گنبدی، آلمابولاغ همدان، پهنه سنندج - سیرجان

### Abstract

Almabolagh region is located in northwestern part of the Sanandaj-Sirjan zone of Zagros orogen in western Iran. This area is located 15 km to the west of Hamadan. Three rock units consisting of volcanic-sediments (Almabolagh sequence) at the lower part, carbonate (Chenarsheikh sequence) in the middle, and slate (Hamadan slate) at the upper part are identified. These rocks that are metamorphosed at green schist facies have been exposed in a dome structure. Four stages of deformation ( $D^1$ , ...,  $D^4$ ) are identified in the tectonites.  $D^1$  structures include first generation folds and related axial planar schistosity.  $D^2$  structures are recognized by tight to isoclinal, recumbent shallowly plunging folds, with horizontal to sub-horizontal axial plane schistosity which is the predominant foliation in this area. The mechanism of folding in this stage is flexural shearing and passive flow.  $D^3$  structures are identified by the third generation foliation that is weakly developed parallel to the axial surface of related upright, open to gentle folds. The third generation folds were produced by flexural slip mechanism. A dome structure generated by intrusion of magmatic batholith in this region and structural elements of the main deformation stages ( $D^2$ ) were rotated.

**Keywords:** Refolding, Tectonite, Dome structure, Almabolagh of Hamadan, Sanandaj – Sirjan zone.

## مقدمه

و عدسیهای آهکی دیده می‌شود. هر سه واحد چینه‌شناختی یاد شده، در حد رخساره شیبست سبز دگرگون شده‌اند. در منطقه مورد مطالعه توده‌های نفوذی با ترکیب کوارتزسینیت و دیوریت گابرو در سنگهای آلمابولاغ تزریق شده‌اند.

از ویژگیهای ساختاری جالب منطقه آلمابولاغ، ساختار گنبدی آن است و در نگاه کلی شبیه گنبدی است که مجموعه‌های قدیمی (مجموعه آلمابولاغ) در بخشهای مرکزی رخنمون دارند و واحدهای جوان‌تر، حلقه‌وار در اطراف مجموعه آلمابولاغ قرار گرفته‌اند (شکل ۱). شیب واحدهای سنگی در همه بخشها از گنبد دور می‌شود. نقاط مرتفع در بخشهای مرکزی منطقه هستند. در بلندترین نقطه این منطقه (قله آلمابولاغ)، سنگهای مجموعه آلمابولاغ، که از دیدگاه جایگاه سنگ‌چینه‌ای قدیمی‌تر از دیگر واحدهای سنگی هستند، برونزد دارد. رخنمون این گنبد، راستای شمال خاور- جنوب باختر دارد و طرحی بیضی مانند به برونزد منطقه داده است. به عبارت ساده‌تر، ساختار گنبدی منطقه به تاقدیس دو سویه با راستای شمال خاور- جنوب باختر می‌ماند که رخنمون واحدهای قدیمی در بخشهای مرکزی است و در هسته آن توده‌های نفوذی قرار می‌گیرند.

## دگرشکلی

چهار مرحله دگرشکلی در تکتونیت‌های منطقه آلمابولاغ روی داده که سه مرحله نخست با چین خوردگی و تداخل آنها با هم مشاهده می‌شود و در اینجا شواهد ساختاری هر کدام به ترتیب معرفی می‌گردد. دگرشکلی چهارم با گسلس و ساختارهای در ارتباط با آن شناسایی می‌شود که در اینجا به آن پرداخته نشده است.

## دگرشکلی مرحله اول

آثار اولین مرحله دگرشکلی با بقایایی از چینهای نسل اول حفظ شده که در مشاهدات صحرائی و همچنین مطالعات ریزساختاری در زیر میکروسکوپ به خوبی دیده می‌شوند (شکل‌های ۲ و ۳). این چین خوردگی با دگرگونی همراه بوده است. به گونه‌ای که در اولین مرحله دگرشکلی، نیروهای زمین‌ساختی در شرایط دگرگونی ناحیه‌ای همزمان، باعث تشکیل چینهای نسل اول در منطقه شده‌اند. درجه دگرگونی این مرحله با توجه به کانیهای دگرگونی

منطقه آلمابولاغ که در گزارشهای دیگر زمین‌شناسی آلماقولاغ نیز آمده است در ۱۵ کیلومتری باختر همدان، مجموعه سنگهای دگرگون را دربرمی‌گیرد که در بخش شمال باختری پهنه ساختاری سنندج- سیرجان قرار گرفته است (شکل ۱). تکتونیت‌های این منطقه در سه واحد سنگ‌چینه‌ای مشخص طی چند مرحله دگر شکلی به همراه رویدادهای دگرگونی متحول شده است و فراخاست توده‌های نفوذی موجود در منطقه، تغییرات ساختاری عمده‌ای را در آنها به وجود آورده است.

این مطالعه، ضمن معرفی ویژگیهای هندسی و جنبشی عوامل ساختاری و سازوکار چین خوردگی، به تحلیل قرار گرفتن آنها در ساختار گنبدی منطقه آلمابولاغ و علت به وجود آمدن این ساختار گنبدی و زمان آن نسبت به رویدادهای چین خوردگی می‌پردازد. همچنین حضور توده‌های نفوذی در این منطقه با توجه به تأثیر شکل‌گیری آن در چرخش عوامل ساختاری موجود در تکتونیتها و اثر گرمایی آن در سنگهای پیرامون بحث شده و با یافته‌های ساختاری- فابریکی، الگوی تحول ساختاری برای منطقه آلمابولاغ ارائه شده است.

## چینه‌شناسی و ساختار کلی

سه مجموعه سنگ‌شناسی اصلی در این منطقه شناسایی و نامگذاری شده است (اشراقی، ۱۳۷۵)، که عبارتند از: مجموعه سنگهای آلمابولاغ، چنار شیخ و اسلیتهای همدان (شکل ۱). قدیمی‌ترین سنگهای این منطقه، نهشته‌های آلمابولاغ هستند که از سنگهای دگرگون‌شده آذرین بیرونی و درونی کم ژرفا، با میان لایه‌هایی از آهکهای دولومیتی تبلور دوباره یافته تشکیل یافته‌اند و سن آنها به پیش از تریاس نسبت داده شده است. این مجموعه، به تدریج به آهکهای با بافت دانه شکری و لایه‌بندی متوسط تا ستر تبلور دوباره یافته با درون لایه‌هایی از واحدهای متاپلیتی تبدیل می‌شوند که به هر سه حالت اسلیتی، فیلیتی و شیبستی دیده می‌شوند. همراه این واحد سنگی، سنگهای آتشفشانی دگرگون شده محلی با ترکیب بازی نیز وجود دارد. این واحدهای سنگی توالی چنار شیخ نامیده می‌شود که سن آنها نیز به پیش از تریاس نسبت داده شده است (اشراقی، ۱۳۸۰ و ۱۳۷۵). فیلیتهای همدان به عنوان جوان‌ترین سنگهای منطقه با سن ژوراسیک (Stocklin, 1977) به صورت تدریجی روی مجموعه چنار شیخ قرار می‌گیرد. بین این فیلیتها، نوارهایی از سنگهای آذرین

تشکیل شده، در حد رخساره پایین شیب سبز بوده است. یافتن چینهای مربوط به دگرشکلی اول در محل‌های کمی در این منطقه ممکن است و برای دیدن و تشخیص آنها، حضور چینهای نسل دوم کمک مؤثری می‌کند و بنابراین در معرفی بهتر چینهای نسل اول، از چینهای نسل دوم استفاده می‌شود (شکل ۲).

نمونه‌ای از این نسل چین خوردگی از مجموعه آلمابولاغ انتخاب و برشهای لازم تهیه شد که در مقطع میکروسکوپی (شکل ۳-الف)، چین نسل اول به همراه چین نسل دوم مشاهده می‌شود. منطقه لولایی چین شکل ۳-الف، در شکل ۳-ب نشان داده شده است. در این شکل، بخشهایی از مقطع که با نقطه چین آبی مشخص شده، از نظر سنگ‌شناختی با بخشهای دیگر تفاوت دارد. به این صورت که مقدار میکای این بخش کمتر و کوارتز آن بیشتر است و به نظر می‌رسد که این بخش نشانگر تغییر جنس سنگی، به دلیل پایین بودن درجه دگرگونی سنگهای بخشهایی از لایه‌بندی اولیه باشد که حفظ شده است. ستبرای بخش نقطه چین در سمت چپ بیشتر است و به سمت راست، چین نسل دوم باریک و در انتها بسته می‌شود و چین خوردگی مجدد نوع سوم (Ramsay & Huber, 1983) یعنی نوع منقاری را نشان می‌دهد. یک رگه کوارتزی در حاشیه بخش چین خورده وجود دارد. با دنبال کردن بخش داخلی کوارتزی، مشخص می‌شود که این بخش در قسمت پایین چین نسل دوم کاملاً بسته می‌شود که در واقع، محل لولای چین نسل اول است و ادامه آن به سمت بالا برگشته و تا نزدیک لولای چین نسل دوم می‌رسد.

### دگرشکلی مرحله دوم

آثار دگرشکلی دوم به صورت چین خوردگی، تشکیل برگوارگی، تشکیل بودن و پهنه‌های برشی شکل پذیر که باعث میلونیتی شدن و تشکیل فابریک میلونیتی در بخشهایی از سنگهای منطقه شده، نمایان است. چین خوردگی نسل دوم به صورت تشکیل چینهای بسته (close)، تنگ (tight) تا یال موازی (isoclinal)، به حالت‌های مایل تا خوابیده و یال برگشته دیده می‌شوند (شکل ۵ و ۶). این چین خوردگی در هر سه واحد چینه‌شناسی توضیح داده شده به خوبی گسترش دارد و با ایجاد شیبستوارگی به موازات سطح محوری چینها، برگوارگی اصلی منطقه به وجود آمده است. این برگوارگی فابریک غالب در منطقه است.

ماهیت برگوارگی نسل دوم بیشتر از نوع شیبستوارگی سطح محوری (شکل ۵-ج) و در بخشهایی با ترانهشتی (transposition) همراه است (شکل ۶-الف و ب). در مجموعه آلمابولاغ برگوارگی نسل دوم در مشاهده میکروسکوپی، با کشیدگی کانیهای کوارتز به موازات سطح محوری چینهای نسل دوم شناسایی می‌شوند (شکل ۱۱-ج). در بخش آهکی مجموعه چنارشیخ، این برگوارگی با کشیدگی کانیهای کلسیت همراه است (شکل ۱۲-الف). در اسلیتها برگوارگی دوم، رخ اسلیتی بوده و به موازات سطح محوری چینهای تنگ تا یال موازی نسل دوم گسترش یافته است. در مقاطع میکروسکوپی، این برگوارگی به صورت کنگره‌ای تا فاصله‌دار مجزا (disjunctive) مشاهده می‌شود.

### هندسه عناصر ساختاری چینهای نسل دوم

سطح محوری چینهای نسل دوم در بخشهای مرکزی منطقه، کم و بیش افقی است و شیب سطح محوری به سمت حاشیه افزایش می‌یابد. جهت شیب سطح محوری راستای خاصی را نشان نمی‌دهد و جهت آن از منطقه‌ای به منطقه

تشکیل شده، در حد رخساره پایین شیب سبز بوده است. یافتن چینهای مربوط به دگرشکلی اول در محل‌های کمی در این منطقه ممکن است و برای دیدن و تشخیص آنها، حضور چینهای نسل دوم کمک مؤثری می‌کند و بنابراین در معرفی بهتر چینهای نسل اول، از چینهای نسل دوم استفاده می‌شود (شکل ۲).

نمونه‌ای از این نسل چین خوردگی از مجموعه آلمابولاغ انتخاب و برشهای لازم تهیه شد که در مقطع میکروسکوپی (شکل ۳-الف)، چین نسل اول به همراه چین نسل دوم مشاهده می‌شود. منطقه لولایی چین شکل ۳-الف، در شکل ۳-ب نشان داده شده است. در این شکل، بخشهایی از مقطع که با نقطه چین آبی مشخص شده، از نظر سنگ‌شناختی با بخشهای دیگر تفاوت دارد. به این صورت که مقدار میکای این بخش کمتر و کوارتز آن بیشتر است و به نظر می‌رسد که این بخش نشانگر تغییر جنس سنگی، به دلیل پایین بودن درجه دگرگونی سنگهای بخشهایی از لایه‌بندی اولیه باشد که حفظ شده است. ستبرای بخش نقطه چین در سمت چپ بیشتر است و به سمت راست، چین نسل دوم باریک و در انتها بسته می‌شود و چین خوردگی مجدد نوع سوم (Ramsay & Huber, 1983) یعنی نوع منقاری را نشان می‌دهد. یک رگه کوارتزی در حاشیه بخش چین خورده وجود دارد. با دنبال کردن بخش داخلی کوارتزی، مشخص می‌شود که این بخش در قسمت پایین چین نسل دوم کاملاً بسته می‌شود که در واقع، محل لولای چین نسل اول است و ادامه آن به سمت بالا برگشته و تا نزدیک لولای چین نسل دوم می‌رسد.

در بخش آهکی مجموعه چنارشیخ، چین نسل اول در قسمت مرکزی چین خوابیده نسل دوم دیده می‌شود (شکل ۲-الف). این چین با لایه‌های چرت آهن‌دار که در قسمت لولا ستبرشدگی نشان می‌دهند بهتر مشخص شده است (شکل ۲-ب). در اسلیتهای همدان، چین خوردن رگه‌های کوارتزی نسلهای مختلف چینها را نشان می‌دهد (شکل ۲-ج).

برگوارگی نسل اول با تشکیل کانیهای صفحه‌ای به موازات سطح محوری چینهای نسل اول در منطقه تشکیل شده است. این برگوارگی به دلیل ماهیت خود (برگوارگی سطح محوری) در برخی نقاط (بخش یالها) موازی با لایه‌بندی دیده می‌شود، ولی در نقاطی (بخش لولا) آن را قطع می‌کند (شکل ۴-الف). به موازات این نسل برگوارگی رگه‌های غنی از کوارتز در بخشهای شیبی و فیلیتی تشکیل شده که با دگرشکلی مراحل بعدی در جهاتی بودن شده و در جهاتی چین خورده‌اند. با پیشروی دگرشکلی در منطقه، آثار این برگوارگی بسیار کم شده و اغلب با برگوارگی دوم موازی شده است، به طوری که در بیشتر موارد، این دو را نمی‌توان از هم تفکیک کرد. برگوارگی نسل اول از نظر ریخت‌شناسی



پیچیده‌ای دارند، لایه‌های چین خورده سنگها معمولاً شکل خاصی از خود نشان می‌دهند که در آن چینهای قدیمی‌تر توسط چینهای بعدی تغییر یافته‌اند، این چنین چین خوردگی چندگانه را چین خوردگی مکرر و هر دسته از چینها را یک نسل چین نامیده‌اند (Ramsay & Huber 1983; Twiss & Moores, 1992). ایجاد شکلهای تداخلی چینها، در هندسه سه بعدی، نشان‌دهنده تأثیر چین خوردگی جدید بر روی چین خوردگیهای قبلی است. فازهای مختلف دگرشکلی را می‌توان توسط معیارهای هندسی از هم جدا کرده و به صورت  $D_1, D_2, \dots, D_n$  نشان داد (Ramsay & Huber, 1983). در بسیاری موارد تشخیص اینکه چین خوردگی مکرر در طول یک دگرشکلی پیش‌رونده، یا تحمیل دگرشکلیهای جدا در طی یک کوهزایی منفرد یا کوهزاییهای متوالی ایجاد شده، ممکن نیست (Connors & Lister, 1995).

در سراسر منطقه آلمابولاغ، طرح تداخلی نسلهای مختلف چین خوردگی به صورت نوع سوم و ترکیب انواع دوم و سوم (Ramsay & Huber, 1983) دیده می‌شود. این الگوی تداخلی در همه واحدهای سنگی شامل مجموعه‌های آلموبولاغ، چنار شیخ و اسلیتهای همدان به چشم می‌خورد. در منطقه قره کند، طرح تداخلی نسلهای اول و دوم (شکل ۲)، منطقه دره سبزعلی طرح تداخلی نسلهای اول تا سوم (شکل ۱۰-الف)، منطقه پایگاه مخابرات، طرح تداخلی نسلهای دوم و سوم (شکل ۱۰-ب) نمونه‌هایی از آن هستند. همه شواهد نشان‌دهنده هم محور تا شبه هم محور بودن مراحل سه نسل چین خوردگی در دگرشکلیهای اول تا سوم است.

### سازوکار چین خوردگیها

#### چینهای نسل اول

به دلیل مشاهده تعداد کمی از چینهای نسل اول و همزمانی دگرگونی با تشکیل این چینها، تشخیص درست سازوکار تشکیل این چینها دشوار است، بنابراین در مورد سازوکار تشکیل آنها بحث نمی‌شود.

#### چینهای نسل دوم

مقطع میکروسکوپی از چین نسل دوم مجموعه آلمابولاغ در شکل ۱۱ آورده شده است. با نگاهی موشکافانه به بخشهای پرکوارتز مشاهده می‌شود که دانه‌های کوارتز در بخش لولایی به موازات سطح محوری چین نسل دوم کشیده شده‌اند (شکل ۱۱-ح). در یال سمت راست دانه‌های کوارتز به شکل

دیگر تغییر می‌کند. شکل ۷-الف تصویر استریوگرافی تمرکز قطب صفحات محوری را نشان می‌دهد. تمرکز قطب صفحه‌ها در بخش مرکزی استریونت، موقعیت هندسی صفحات محوری چینهای نسل دوم را به صورت گنبدی نشان می‌دهد. میل محور چینهای نسل دوم بین صفر تا ۳۵ درجه تغییر می‌کند. راستا و میل محور چینها در تصویر استریوگرافی (شکل ۷-ب) مشخص می‌سازد که محور چینهای نسل دوم با میل کم به همه جهتها، هندسه شعاعی در ساختار گنبدی دارند.

تغییرات سطح محوری چینهای نسل دوم، به شکلی تغییرات بعدی را نشان می‌دهد که چین خوردگی نسل بعدی را نیز شامل می‌شود، یعنی از بررسی سطح محور این نسل می‌توان به چگونگی رویداد بعدی پی برد. در بررسی کلی، می‌توان گفت سطح محوری چینهای نسل دوم کاملاً گنبدی شکل هستند و این موضوع نشان می‌دهد که این نسل چین خوردگی پیش یا همزمان با گنبدی شدن منطقه صورت گرفته است.

### دگرشکلی مرحله سوم

آثار این دگرشکلی در منطقه به صورت تشکیل چینهای نسل سوم مشاهده می‌شود. چین خوردگی نسل سوم با تشکیل چینهای ملایم تا باز در منطقه نمایان است که چینهای نسل دوم را چین داده‌اند. این چینها اغلب قائم هستند و محور آنها کم و بیش افقی یا با میل کم است (شکل ۸ و ۱۰). برگوارگی نسل سوم برگوارگی ضعیفی است که به موازات سطح محوری چینهای نسل سوم در واحدهای سنگی با سختیهای متفاوت به صورت کنگره‌ای و رخ شکستگی گسترش یافته است (شکل ۸-ج).

### هندسه عناصر ساختاری چینهای نسل سوم

همان‌گونه که گفته شد سطح محوری چینهای نسل سوم در منطقه مورد مطالعه، کم و بیش قائم تا مایل هستند. شکل ۹-الف موقعیت سطح محوری چینهای نسل سوم را در این منطقه نمایش می‌دهد. این نمودار نشان‌دهنده شیب زیاد به سمت شمال-شمال خاور و جنوب-جنوب خاور را تأیید می‌کند و شکل ۹-ب متغیر بودن جهت میل محور چینهای نسل سوم را به دو سوی خاوری و باختری نشان می‌دهد. سطح محوری چینهای نسل سوم به‌طور کلی راستای تقریبی خاوری-باختری داشته و میانگین راستای محورهای چینهای نسل سوم در کل منطقه نیز تقریباً "خاوری - باختری" است.

### ارتباط سه نسل چین خوردگی با یکدیگر

در مناطقی مانند نواحی مرکزی کمربندهای کوهزایی که دگرشکلی

بلورها در مرحله‌ای پیش از چین خوردن نسل دوم روی داده است. همچنین چینهای نسل دوم که در سنگهای با سختی کم دیده شده‌اند، در قسمت لولا، ستبرشدگی و در یالها نازک شدگی دارند. این موضوع نشان می‌دهد که سازوکار دیگری نیز در تشکیل چینهای نسل دوم دخالت داشته است و آن سازوکار (جریان انفعالی) بوده، که بیشتر در واحدهای با سختی کم عمل کرده است (شکل‌های ۱۰ و ۵ را ببینید).

### چینهای نسل سوم

در اغلب چینهای نسل سوم ستبرای لایه‌ها حفظ شده و در رده چینهای موازی قرار می‌گیرند و در کمان خارجی بعضی از آنها ترکهای کششی تشکیل شده است (شکل ۱۰-ج). برگوارگی ضعیفی که در راستای سطح محوری این چینها گسترش یافته، نشانی از دمای کم در زمان شکل‌گیری آنها نسبت به زمان تشکیل چینهای نسل دوم است. بنابراین سازوکار تشکیل چینهای این نسل خمش-لغزش با هندسه کرنش مماسی- طولی (Tangential-Longitudinal strain) است.

### رابطه دگرشکلها با توده‌های نفوذی

در منطقه آلمابولاغ دو توده نفوذی با ترکیب متادیوریت گابرو و متاکوارتز سینیت وجود دارد. توده متادیوریت گابرو در سه نقطه پروتزد دارد و از نظر حجمی کوچک‌تر از توده متاکوارتز سینیت است (شکل ۱). سن این توده به روش روبیدیم-استرانسیم ۱۴۴ میلیون سال (اواخر ژوراسیک) ذکر شده است (ولی زاده، ۱۳۵۵) وجود آنکلاوهایی از توده متادیوریت گابرو در توده متاکوارتز سینیت نشان می‌دهد این توده قدیمی‌تر از توده متاکوارتز سینیت است و بررسیهای سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری که بر روی این توده‌ها صورت گرفته، مشخص می‌سازد که این توده‌ها ارتباط زایشی با یکدیگر ندارند (امیری، ۱۳۷۴ و اشراقی، ۱۳۷۵).

به منظور بررسی رابطه توده‌های نفوذی با دگرشکل‌های منطقه از سنگهایی که توسط این توده‌ها در اثر همبری دگرگون شده‌اند، نمونه‌هایی انتخاب و در برشهای تیغه نازک (برش یافته در جهت عمود بر برگوارگی غالب منطقه یعنی برگوارگی نسل دوم)، رابطه پورفیروبلاستهای آنها با برگوارگی غالب منطقه مورد بررسی قرار گرفت. از جمله نقاطی که توده متادیوریت گابرو در آن پروتزد دارد، منطقه باباعلی و نزدیک معدن آهن باباعلی است. این توده باعث دگرگونی همبری سنگها شده است که از جمله آنها سنگهای با ترکیب آهک است که تبدیل به اسکارن شده‌اند و کانی‌زایی نیز در آنها صورت گرفته است. همچنین سنگهای با ترکیب شیلی به گارنت شست تبدیل

Z (شکل ۱۱-الف) و در یال سمت چپ به شکل S (شکل ۱۱-ب) تغییر شکل یافته‌اند و نشان‌دهنده برش چپ بر در یال راست و برش راست بر در یال چپ است. همچنین کانیهای کلریت و سربست نیز به شکل میکاماهی تغییر شکل داده و در بخشهای یال راست چین حرکت چپ‌بر (شکل ۱۱-ج) و در یال چپ، حرکت راست‌بر (شکل ۱۱-د) نشان می‌دهند. تغییر شکل کوارتزها و میکاها مختص بخشهای پرکوارتز نبوده و در بخشهای دیگر نیز دیده می‌شود اما بلورهای فلدسپار تغییر شکل خاصی ندارند و بیشتر بلورها هم بعد هستند. نکته قابل توجه این است که رشد میکای جدیدی به موازات سطح محوری چین نسل دوم دیده نمی‌شود و میکاها تنها از طریق خم شدن به این دگرشکلی پاسخ داده‌اند. شواهد نشان می‌دهد که سازوکار تشکیل چین نسل دوم، سازوکار خمش-جریان است. نکته قابل توجه دیگر این است که در سازوکار خمش جریان بخشهای یال چین دگرشکل می‌شوند اما به سمت لولا دگرشکلی کم می‌شود به گونه‌ای که در لولای چین هیچ دگرشکلی وجود ندارد و بیضوی کرنش کاملاً به شکل کروی است. بنابراین در این مقطع اگر فقط سازوکار خمش-جریان عمل کرده باشد، می‌بایست در بخش لولا، کوارتزها، بلورهای هم بعد باشند در حالی که این گونه نیست. این شاهد تأییدی است بر این که در جریان دگرشکلی مرحله دوم کشیده شدن کانیهای تشکیل دهنده سنگ به تنهایی در سازمان سازوکار چین خوردگی مرحله دوم نبوده بلکه فشردگی قابل توجهی پیش از چین خوردن متحمل شده است (صفحه ۴۴۷ از جلد دوم Ramsay & hubber, 1983) و این لایه‌ها پیش از تشکیل چین نسل دوم، تحت تأثیر کوتاه شدگی در راستای تنش در امتداد لایه‌بندی قرار گرفته‌اند.

این موضوع فقط در مقطع میکروسکوپی مجموعه آلمابولاغ دیده نمی‌شود بلکه در مقطع میکروسکوپی بخش آهکی مجموعه چنار شیخ نیز وجود دارد. همان‌گونه که در شکل ۱۲ دیده می‌شود، در قسمت لولای چین، بلورهای کلسیت به موازات سطح محوری چین کشیده شده‌اند (شکل ۱۲-الف). در یال سمت راست این چین، بلور کلسیت حرکت برشی چپ‌بر (شکل ۱۲-ب) و در یال چپ، حرکت برشی راست‌بر (شکل ۱۲-ج) نشان می‌دهد.

نمونه‌های انتخاب شده از یالهای یکی از چینهای نسل دوم در برشی عمود بر محور چین (شکل ۱۳) نوع برش را در این یالها مشخص می‌سازد. این چین از تناوب لایه‌های شیست و متاریولیت تشکیل شده است. در هر دو نمونه، فابریک S-C در حد مزوسکوپی قابل مشاهده است. در نمونه یال چپ (L) حرکت نرمال و نمونه یال راست (R) حرکت معکوس تشخیص داده شد که با حرکت برشی یالهای چین هماهنگی دارد. بنابراین بخش زیادی از کشیدگی



### نتیجه‌گیری

تکنونیت‌های منطقه آلمابولاغ در باختر همدان، سه مرحله چین‌خوردگی نشان می‌دهند که عوامل ساختاری دگرشکلی مرحله دوم غالب‌ترین ساختار است. توپوگرافی گنبدی منطقه آلمابولاغ که در آن مجموعه‌های سنگی قدیم به جدید به صورت حلقه‌ای از مرکز گنبد به سمت حاشیه قرار گرفته‌اند، بلند شدن بخش مرکزی را تأیید می‌کند. این ساختار گنبدی به صورت منفرد و با راستای متفاوت با روند عمومی ساختار در پهنه سنندج-سیرجان (شمال باختر-جنوب خاور)، به صورت شمال خاور-جنوب باختر است. این حالت ویژه با روند نفوذ باتولیت آلمابولاغ کنترل شده است.

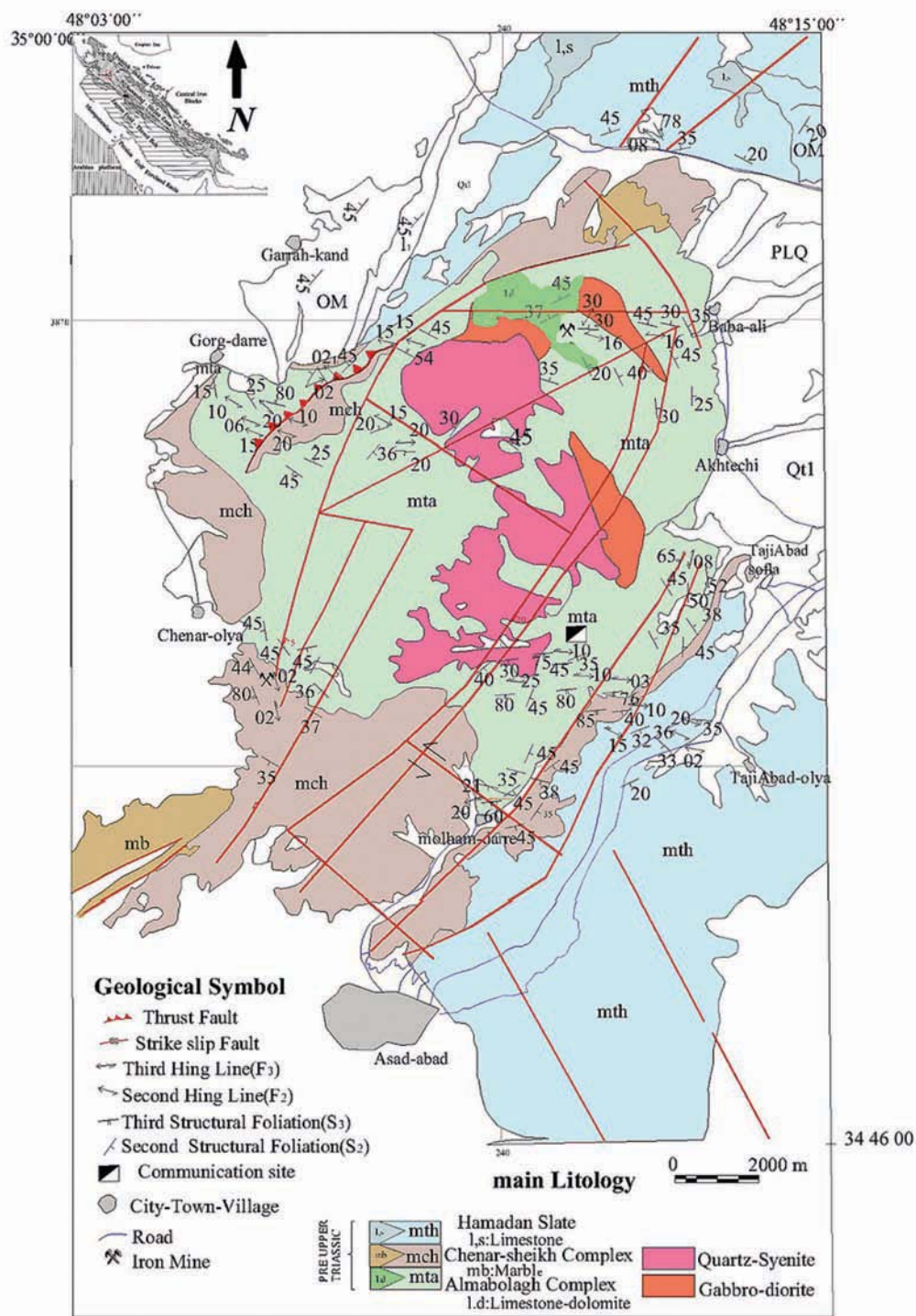
حضور مجموعه سنگهای باتولیتی آلمابولاغ در بخشهای مرکزی گنبد تأثیر نفوذ آنرا در تشکیل ساختار گنبدی در اثر بالا آمدن تدریجی در انتهای دگرشکلی مرحله دوم مسلم می‌سازد. این موضوع با اثر گرمایی ناشی از نفوذ باتولیت آلمابولاغ (مٹاکوارتز سینیت) که باعث رشد پورفیروبلاست کردیریت در همبری توده نفوذی به صورت همزمان تا پس از دگرشکلی مرحله دوم شده است تأیید می‌گردد. با توجه به سن توده نفوذی (۱۴۴ میلیون سال، ولی زاده، ۱۳۵۵) و احتمال پیشرونده بودن دگرشکلیها، زمان دگرشکلی به گمان انتهای ژوراسیک است که در این زمان یکی از فازهای زمین‌ساختی فشاری در بخش شمال باختری پهنه سنندج-سیرجان روی داده است (Mohajjel et al., 2003).

بلند شدن بخش مرکزی باعث ناپایداری و در نتیجه تخریب سریع بخش مرکزی ساختار گنبدی و آشکار شدن آن در سطح زمین شده است. در ارتفاع قرار گرفتن بخش مرکزی در توپوگرافی کنونی منطقه با توجه به اینکه توده‌های نفوذی در افقهای متوسط در پوسته متبلور می‌شوند، دلیل دیگری برای فراخاست بخش مرکزی است. چرخش عوامل ساختاری چینهای نسل دوم و آرایش هندسی آنها در شکل فضایی گنبدی با روندی شمال خاوری-جنوب باختری در اثر بالا آمدن توده نفوذی بوده است.

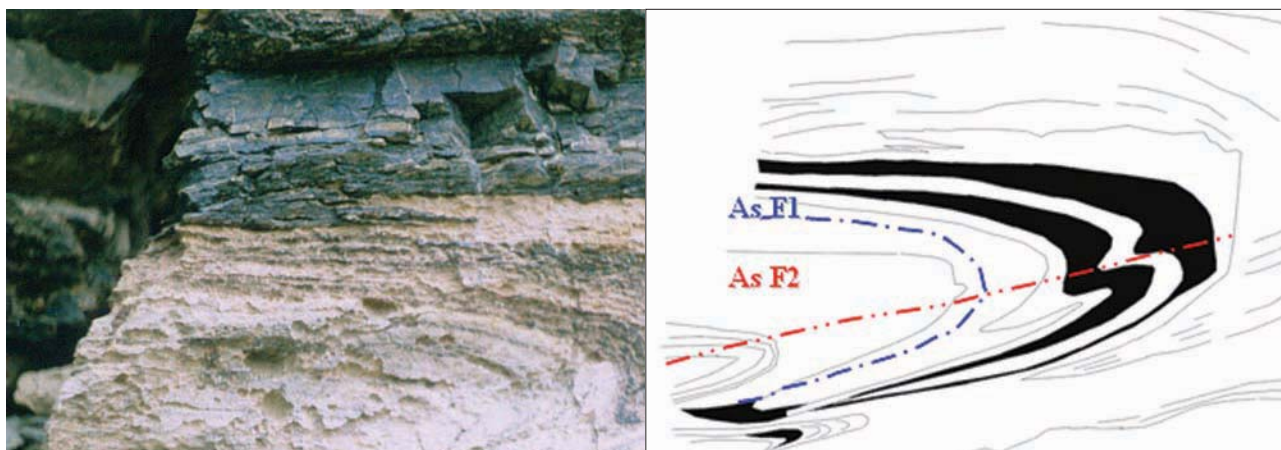
شده اند که در تعیین رابطه این توده با دگرشکلیهای منطقه از این واحدها استفاده شده است.

در مقطع تهیه شده از گارنت شیست، دو برگوارگی دیده می‌شود که برگوارگی اصلی همان برگوارگی نسل دوم و از نوع برگوارگی کنگره‌ای (crenulation cleavage) است و از بخشهای پرمیکا (اغلب بیوتیت) و بخشهای پرکوارتز تشکیل شده است (شکل ۱۴). در بخشهای پرکوارتز، آثار برگوارگی نسل اول دیده می‌شود که از چین خوردن آنها برگوارگی نسل دوم شکل گرفته است و پورفیروبلاستهای گارنت در بخش پرکوارتز نیز مشاهده می‌شود. گارنت‌ها حاوی درونبارهای فراوانی مانند کوارتز و کانیه‌های کدر هستند و از ویژگیهای دیگر آنها داشتن شکستگی فراوان است (شکل ۱۴). میانبارهای کوارتز درون گارنت‌ها روند مستقیم دارد که با برگوارگی نسل دوم زاویه می‌سازد ولی با برگوارگی نسل اول هم‌روند است. شواهد موجود نشان می‌دهند که گارنت‌ها همزمان یا بعد از برگوارگی نسل اول شکل گرفته‌اند و در طی تشکیل برگوارگی دوم چرخیده‌اند.

نمونه‌هایی از سنگها در همبری توده نفوذی مٹاکوارتز سینیت برای بررسی تأثیر گرمایی این توده از بخش جنوب باختر منطقه انتخاب شد تا اثر دگرگونی همبری توده مٹادیوریت گابرو به صفر برسد. نمونه‌ها از بخش شیستی مجموعه آلمابولاغ و از منطقه چنار علیا تهیه شدند. این نمونه‌ها از کانیه‌های کردیریت، بیوتیت، مسکوویت، کلریت، فلدسپار و کانیه‌های تیره تشکیل شده‌اند و برگوارگی نوع Disjunctive دارند. برگوارگی نسل دوم یا کانیه‌های کردیریت را دور می‌زند و یا آنها را قطع می‌کند (شکل ۱۵). کردیریت‌ها اغلب شکل بادامی دارند و محور درازشدگی آنها همسو با برگوارگی دوم است. کردیریت‌ها به ندرت میانبار دارند و اغلب بدون فابریک داخلی هستند. شواهد موجود نشان می‌دهد پورفیروبلاستهای کردیریت همزمان (شکل ۱۵) و حتی در نمونه‌هایی تا بعد از تشکیل برگوارگی نسل دوم رشد داشته‌اند. بنابراین بررسی فابریک در همبری توده‌های نفوذی مشخص می‌سازد که توده مٹادیوریت گابرو قدیمی‌تر از توده مٹاکوارتز سینیت است.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی - ساختاری ساده شده از منطقه آلمابولاغ،  
 (از اطلاعات ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ تویسرکان، اشرافی ۱۳۸۰ استفاده شده است).  
 شکل کوچک در گوشه بالای این شکل، موقعیت منطقه آلمابولاغ در باختر همدان و جایگاه  
 آن را در بخش شمال باختری پهنه سندج - سیرجان نشان می‌دهد.



الف

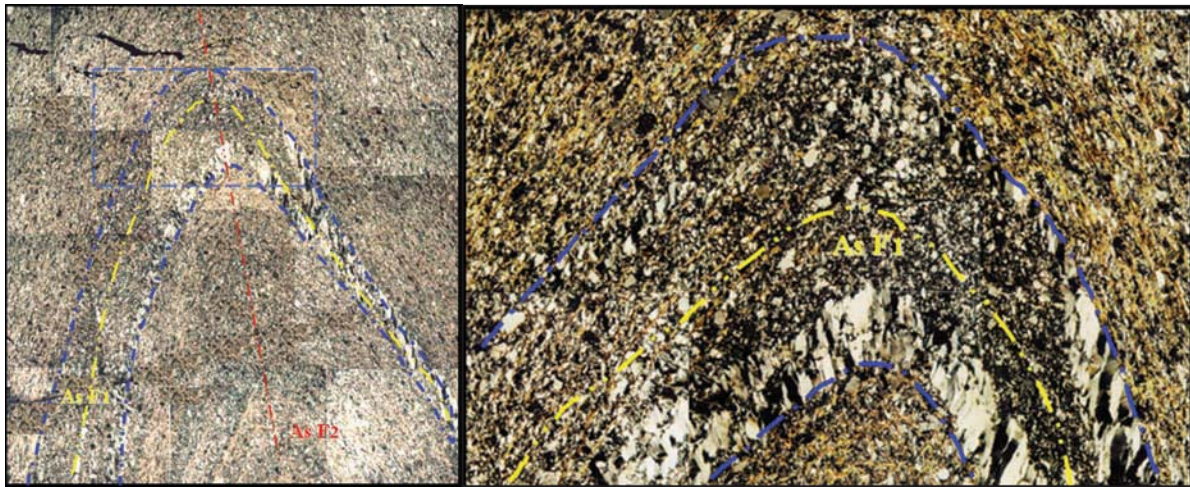
ب



ج

- شکل ۲ - الف) چین نسل دوم در مجموعه چنار شیخ، که چین نسل اول را چین داده است سوی نگاه به N60E. طرح نمایشی این شکل در شکل ۲-ب آمده است.
- ب) طرح تداخل چینهای نسل اول و دوم در برونزدی از مجموعه چنار شیخ که الگوی چین خوردگی دوباره به صورت هم‌محور است.
- ج) چین نسل اول در رگه‌های کوارتز در اسلیت‌ها که توسط چین نسل دوم دوباره چین خورده است.

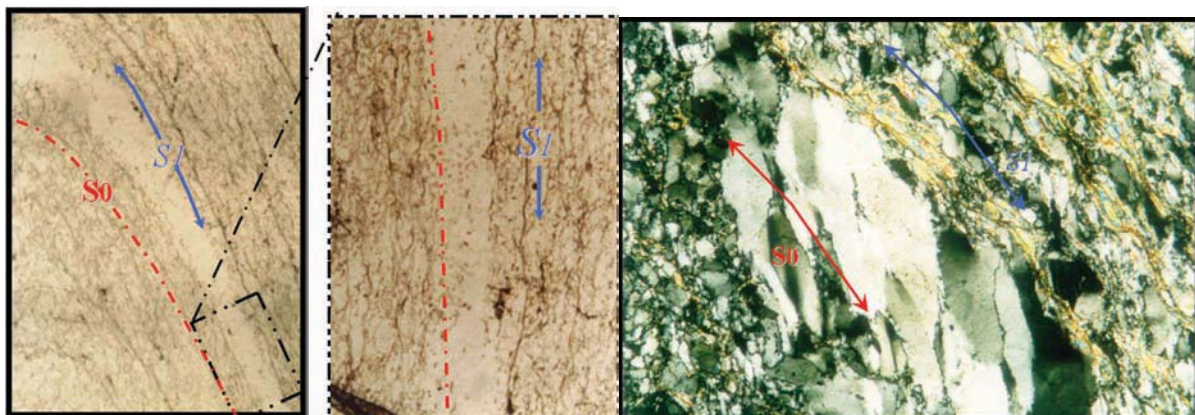




الف

ب

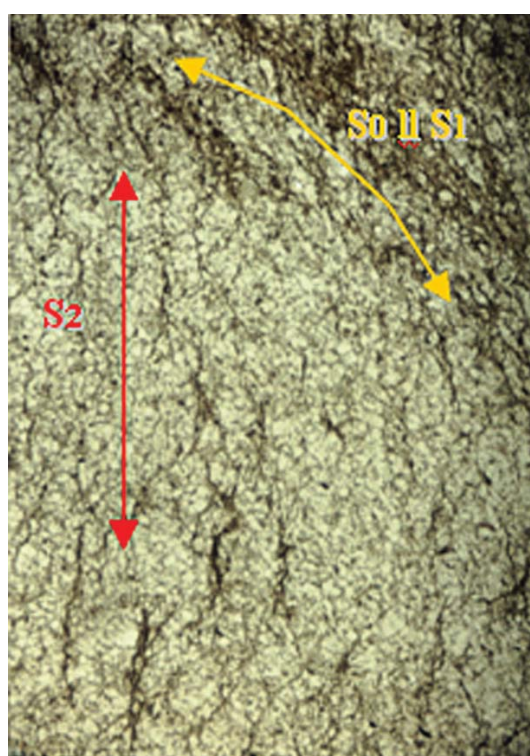
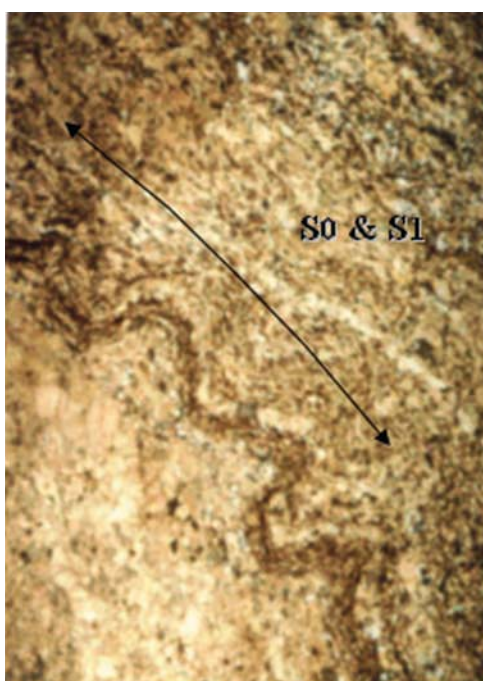
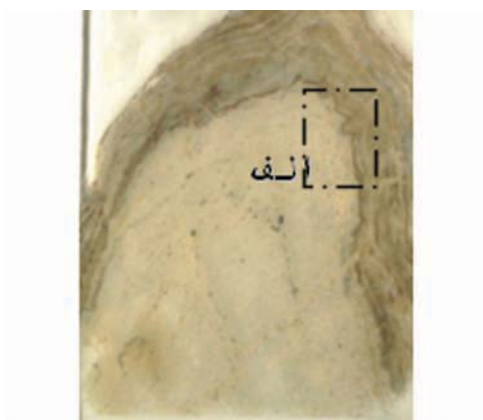
شکل ۳- الف) چین نسل دوم از مجموعه آلمابولاغ در ریز مقیاس. تصویر با همپوشانی از ۱۵ عکس میکروسکوپی با بزرگنمایی ۱X تهیه شده است. ب) اختلاف سنگ‌شناسی بخشهای درون خط چین (بخش مرکزی داخل خط چین آبی) با دیگر بخشها مشخص است. بزرگنمایی 2.5X.



الف

ب

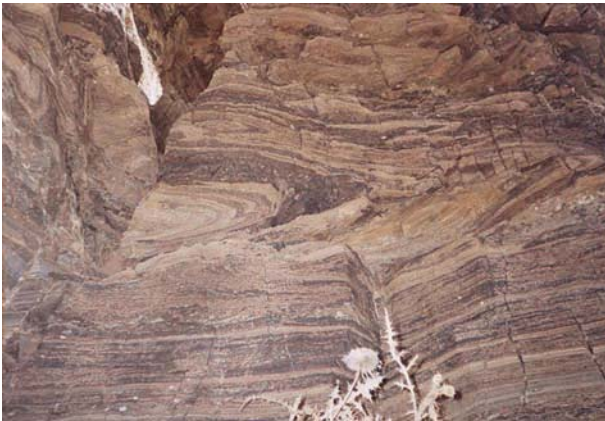
شکل ۴- الف) در شکل سمت چپ رگه کوارتزی به موازات لایه‌بندی اولیه مشاهده می‌شود که در چین نسل دوم شرکت کرده است. بر گوارگی نسل اول نیز به موازات آن در این چین خوردگی شرکت می‌کند. شکل سمت راست بخشی از یال چین را به صورت دقیق تر نشان می‌دهد. ب) بخشی از یال چین نسل دوم در شیشه‌های مجموعه آلمابولاغ (بخش مرکزی در شکل سمت چپ از شکل ۴- الف). لایه‌بندی با حضور واحد دگر شکل شده کوارتز شناسایی می‌گردد که می‌تواند رگه کوارتزی به موازات بر گوارگی نسل اول یا بقایای لایه‌بندی باشد. بر گوارگی ممتد نسل اول به موازات این بخش کوارتزی مشاهده می‌شود که با کانیهای میکایی مشخص است. بر گوارگی نسل دوم در راستای کشیده شدن کانیهای کوارتز در بخش کوارتزی یا در بخشهای دیگر به موازات سطح محوری چینهای نسل دوم به وجود آمده است.



ج

د

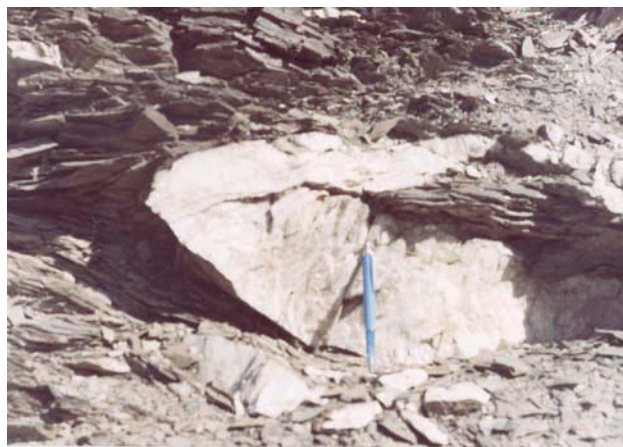
شکل ۴-ج) برگوارگی نسل اول در مجموعه چنارشیخ. لایه‌بندی اولیه به موازات برگوارگی نسل دوم با چینهای نسل دوم چین خورده است. (د) برگوارگی نسل اول در مجموعه اسلیتهای همدان که با چین خوردگی نسل دوم چین خورده‌اند و به موازات سطح محوری چینهای نسل دوم برگوارگی نسل دوم مشاهده می‌شود.



د

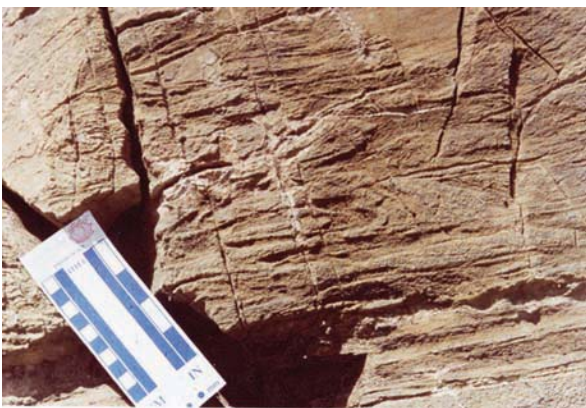


الف



ج

شکل ۵- چینهای تنگ تا یال موازی خوابیده نسل دوم در واحدهای سنگی مختلف:  
الف) مجموعه آلمابولاغ، ب) مجموعه چنار شیخ، ج) اسلیتهای همدان.

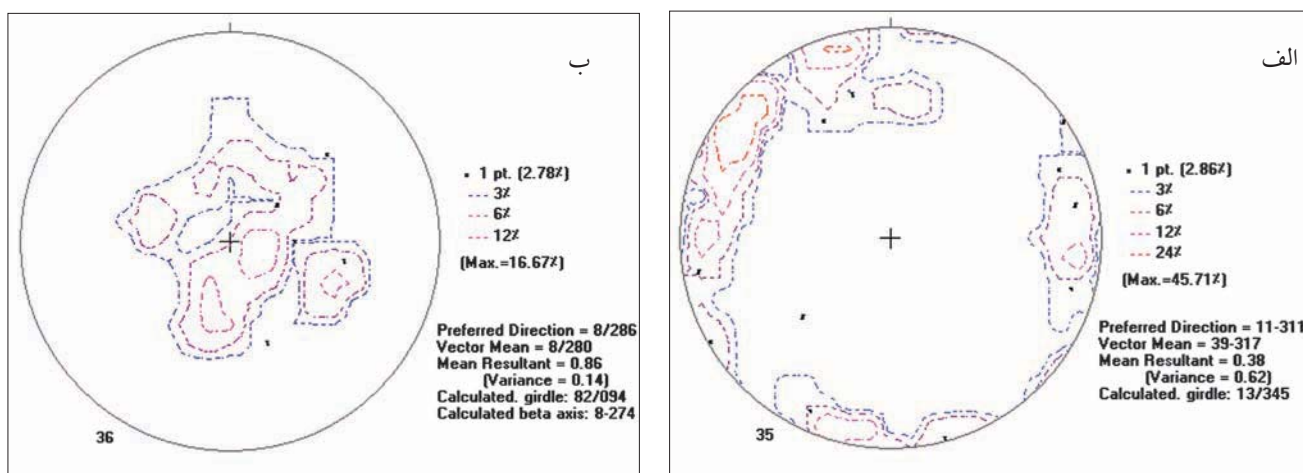


ب



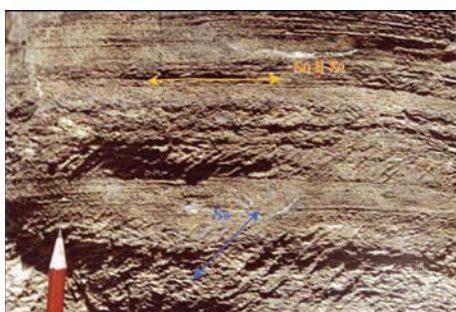
الف

شکل ۶- الف) برگوارگی نسل دوم در پهنه‌های برشی همسو با برگوارگی نسل دوم در مجموعه آلمابولاغ.  
ب) برگوارگی نسل دوم در مجموعه چنار شیخ در مناطقی به صورت برگواره‌ای که در امتداد آن فراگذری صورت گرفته است. منطقه ملحم دره، سوی نگاه N90W.



شکل ۷- تصویر استریوگرافی عوامل ساختاری چین خوردگی مرحله دوم

(الف) صفحه محوری (ب) محور



ب



الف



ج



د

شکل ۸- چینها و ساختارهای به وجود آمده با دگرشکلی مرحله سوم

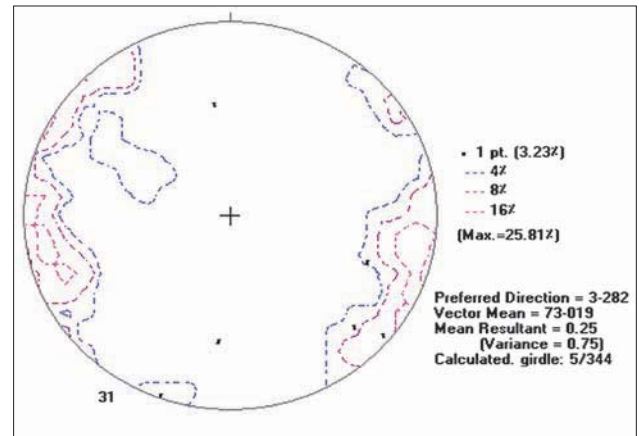
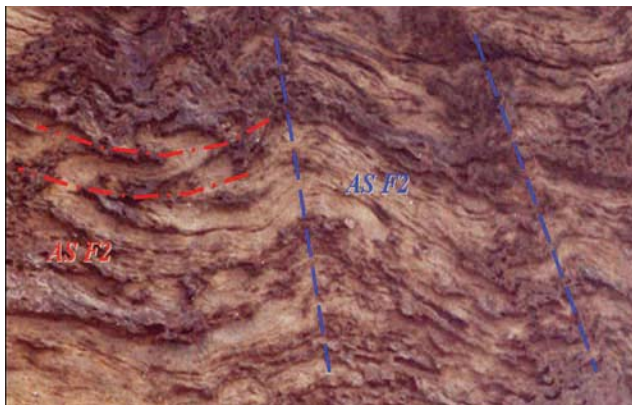
(الف) چینهای جناغی منطقه چنار علیا، شوی نگاه به سمت خاور.

(ب) چینهای بسته با زاویه بین یالی گوشه‌ای در بخش شیستی مجموعه چنار شیخ (محل دکل مخابرات) سوی نگاه S60E.

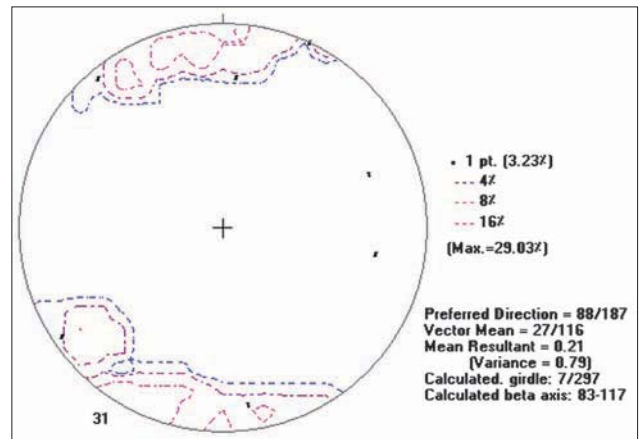
(ج) لایه‌بندی اولیه به صورت تناوب لایه‌های ماسه‌سنگ آهکی و شیل اسلیتی شده دیده می‌شود. برگوارگی نسل سوم در

بخشهای سست تر و نامقاوم به خوبی گسترش یافته اما در بخشهای مقاوم کمتر نفوذ کرده است.

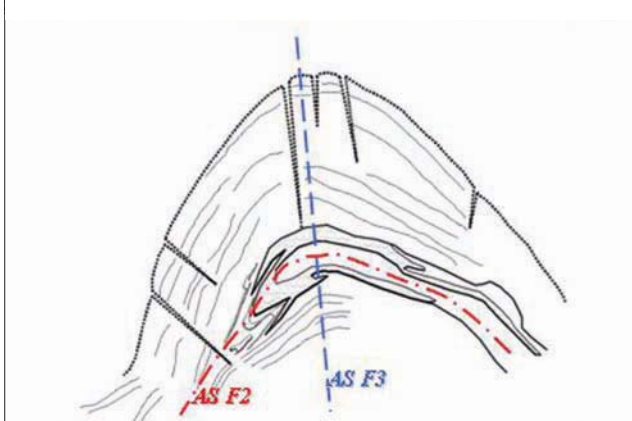
(د) نوارهای شکنجی مرحله سوم دگرشکلی، منطقه چنار علیا، سوی نگاه به سمت خاور.



الف

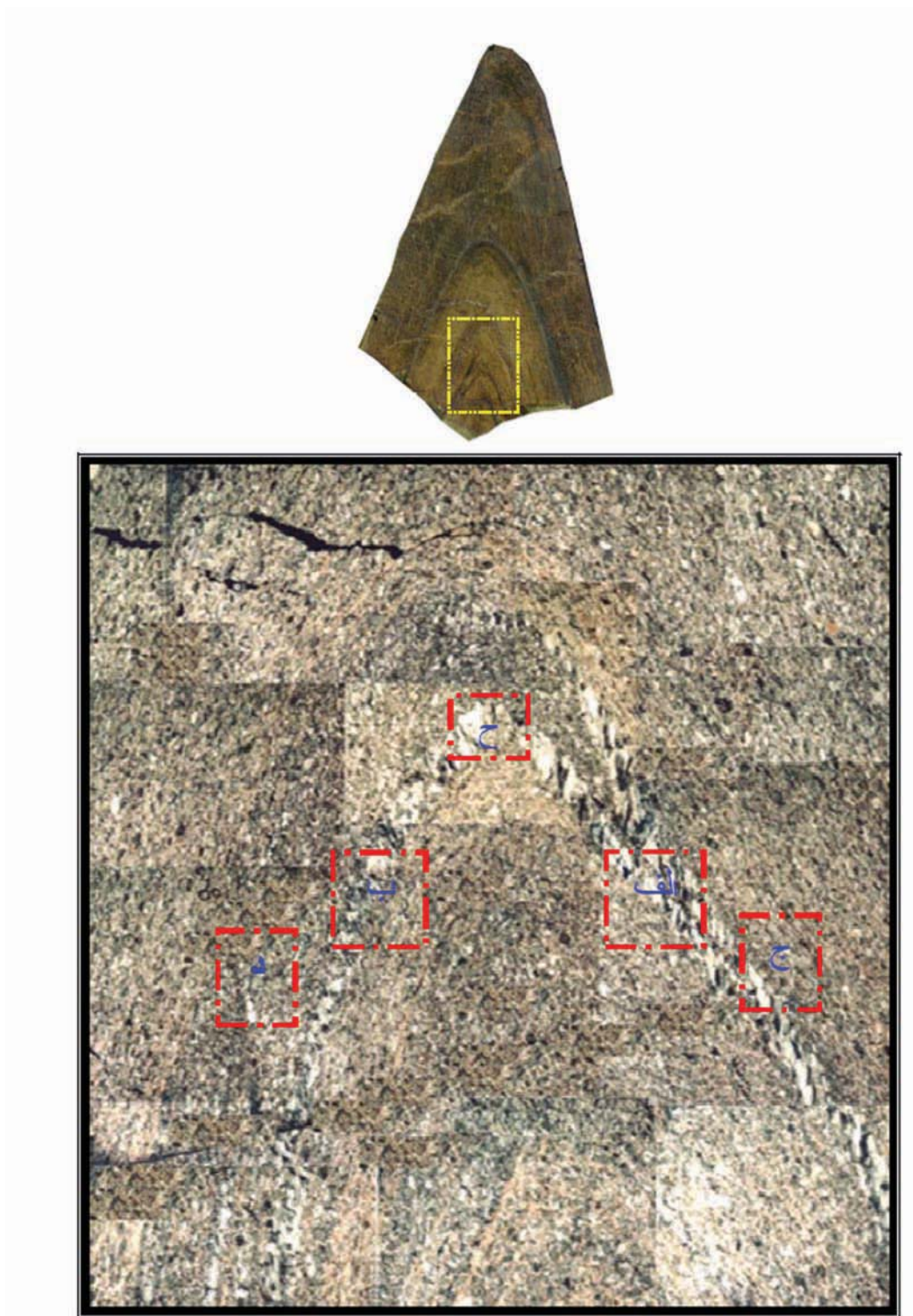


ب



شکل ۹) تصویر استریوگرافی عوامل ساختاری  
چین خوردگی مرحله سوم  
الف) صفحه محوری (ب) محور

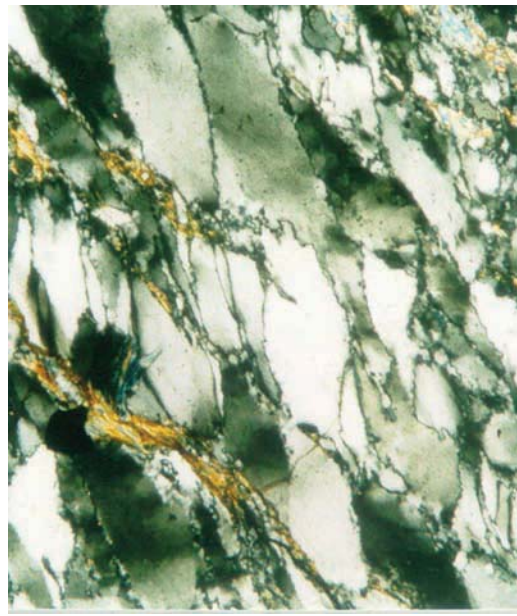
شکل ۱۰- طرحهای تداخلی نوع سوم مربوط به چینهای  
مجموعه چنارشیخ در ابتدای دره سبزعلی.



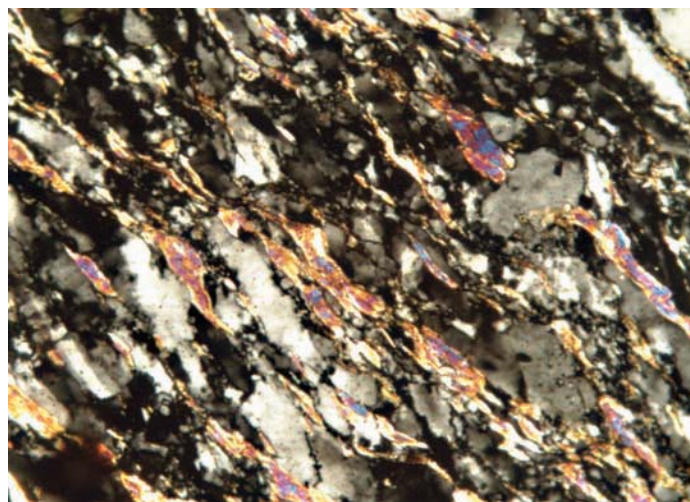
شکل ۱۱- سازوکار چین خوردگی نسل دوم در مجموعه آلمابولاغ. این تصویر ریز چین در نمونه دستی را نشان می‌دهد. از محل انتخاب شده از این ریزچین مقطع نازک تهیه شده است. از مقطع نازک در زیر میکروسکوپ ۱۵ تصویر پانوراما گرفته شده و با هم تلفیق شده‌اند. کادری از روی این تصویر موقعیت شکل‌های بعدی را نشان می‌دهند. محل‌های نشان داده شده در شکل بالا به صورت دقیق‌تر در شکل‌های بعد نشان داده شده‌اند.



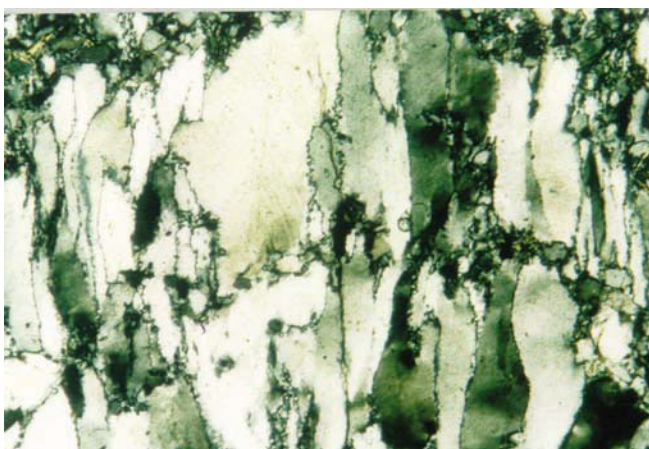
۱۱-ب



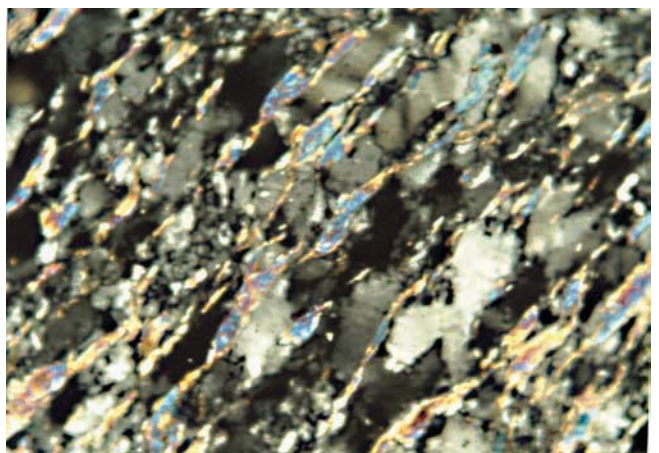
۱۱-الف



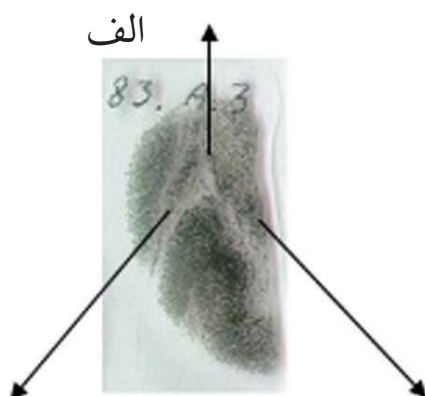
۱۱-ج



۱۱-ح



۱۱-د

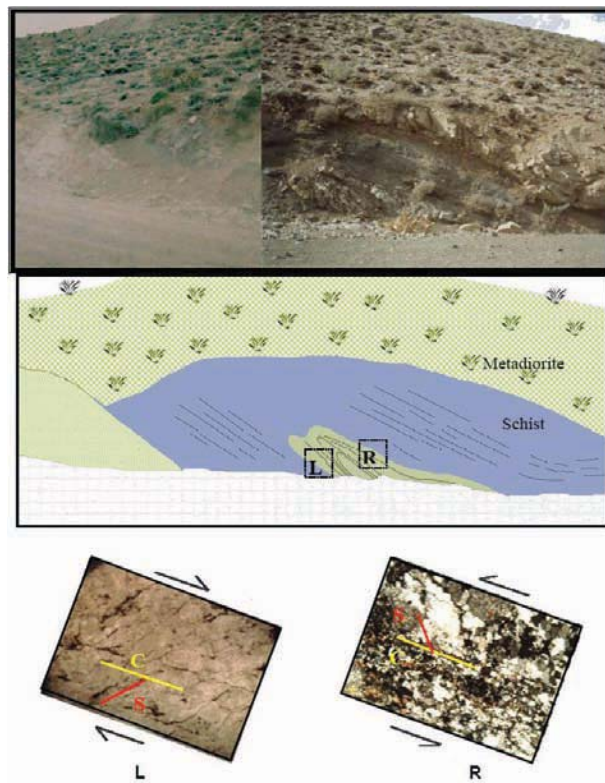


ج

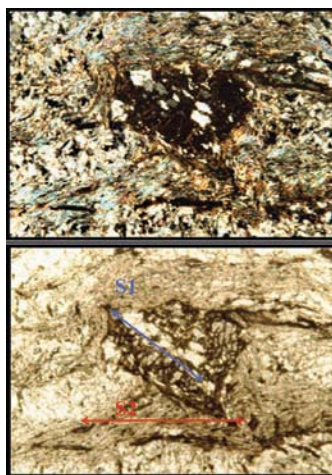
ب

شکل ۱۲- سازوکار چین خوردگی نسل دوم در مجموعه کرناتی چنار شیخ. تصاویر میکروسکوپی از بخشهای مختلف ریز چین موجود در بخش میانی شکل است.

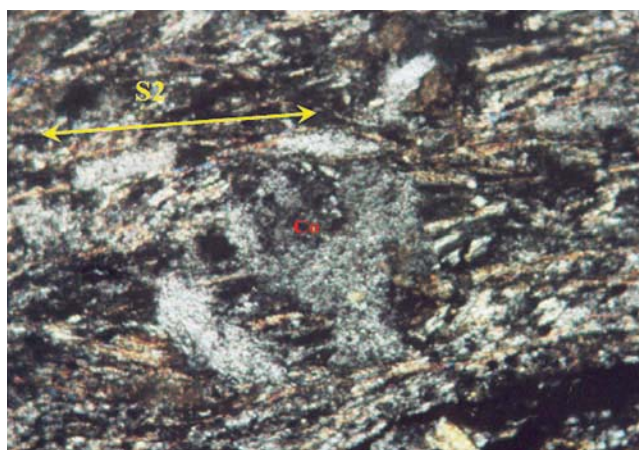




شکل ۱۳- نمونه‌های انتخاب شده از یالهای یکی از چینهای نسل دوم در برشی عمود بر محور چین. در هر دو نمونه فابریک باند برشی S-C مشاهده می‌شود. در نمونه یال چپ (L) حرکت نرمال و نمونه یال راست (R) حرکت معکوس تشخیص داده شد که با حرکت برشی یالهای چین هماهنگی دارد.



شکل ۱۴- گارنت رشد یافته توسط گرمای توده نفوذی متا دیوریت گابرو. برگوارگی کنگره‌ای نسل دوم از بخشهای پرمیکا (اغلب بیوتیت) و بخشهای پر کوارتز تشکیل شده است. پورفایرو بلاست گارنت در بخش پر کوارتز که حاوی برگوارگی اول است رشد یافته است. گارنت حاوی میانبار کوارتز و کانیهای کدر است که روند مستقیم دارند و با برگوارگی نسل دوم زاویه می‌سازد. تصویر بالا در نور پلاریزه و تصویر پایین در نور طبیعی است.



الف



ب

شکل ۱۵- کردیریت رشد یافته از گرمای توده نفوذی متاکوارتز سینیت در نور پلاریزه.  
الف) همزمانی رشد کردیریت با برگوارگی نسل دوم مشهود است. ب) و به ندرت گاهی نیز آن را دور می‌زند

### کتابنگاری

- اشراقی، ص.، ۱۳۷۵- بررسی پترولوژی سنگهای آذرین و دگرگونی ناحیه الوند، پایان نامه کارشناسی ارشد (پترولوژی)، دانشگاه آزاد اسلامی، ۱۵۰ ص.  
اشراقی، ص.، ۱۳۸۰- نقشه زمین شناسی تویسرکان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.  
امیری، م.، ۱۳۷۴- پتروگرافی، پترولوژی و مواد معدنی منطقه آلمان بولاغ (شمال اسدآباد)، پایان نامه کارشناسی ارشد (پترولوژی)، دانشگاه تربیت معلم، ۱۷۰ ص.  
ولی‌زاده، م. و.، ۱۳۵۵- بررسی مقدماتی ژئوشیمی و رادیومتری توده‌های آذرین غرب ایران جهت وقوف به تحول زمین شناسی ناحیه. مجموعه مقالات دومین سمپوزیوم زمین شناسی ایران انجمن نفت، ص ۲۹۹-۲۸۷.

### References

- Connors, K. A. & Lister, G., 1995- Polyphase deformation in the western Mount Isa Inlier, Australia: episodic or continuous deformation?. *Journal of structural geology*, volume 17, number 3, pages 305-328.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R., 2003- Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, volume 21, pages 397-412.
- Passchier, C.W. & Trouw, A.J., 2005- *Microtectonics*. Springer, 366 page.
- Ramsay, J. and Huber, M. I., 1987- *The Techniques of Modern Structural Geology*. Volume 2 Folds and Fractures. Academic Press, London
- Stocklin, J., 1977- Stratigraphic lexicon of Iran. Geological Survey of Iran, report 18.
- Twiss, R. J., Moores, E. M., 1992- *Structural Geology*. Freeman & Compny, New York, 532pp.
- Valizadeh, M.V., Cantagrel, J. M., 1975- Pre`mieres donne`es radiome`triques (K-Ar et Rb-Sr) sur les micas du complexe magmatique du Mont Alvand. Pre`s Hamadan (Iran occidental). *Comptes Rendus des Seances de l'Academie des Sciences* 281 (Paris Series D), 1083-1086.