رخدادهای تکتونیکی و دگرگونی منطقهٔ همدان: شواهد چینه‌شناسی و تفسیرهای جدید

دکتر حسین معین‌وزیری - علی‌اکبر بهاری‌فر

دانشگاه تربیت معلم تهران

چکیده:

منطقهٔ همدان توسط بسیاری از محققین مورد مطالعه قرار گرفته و برای سنگهای دگرگونی آن، چه از نظر سن پروتولیت و چه از نظر زمان دگرگونی، سنهای متفاوتی ارائه شده است. بررسی دقیق چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی کوه خان‌گورمز و بازسازی چینه‌شناسی شرق الوند بر مبنای ردیف رسوبی کوه خان گورمز، نشان دهندهٔ گذر تدریجی ژوراسیک بالایی به کرتاسهٔ زیرین است. بنابراین عملکرد فازهای کوهزایی قبل از کرتاسه (به خصوص کیمیری پسین) شاهد چینه‌شناسی ندارد. رسوبگذاری کرتاسه کوه‌خان گورمز تا آپسین ادامه یافته و سپس سنگها متحمل دگرشکلی فراگیر شده‌اند؛ بنابراین، با توجه به کلیواژ مشترک سنگهای کرتاسه و اسلیتهای قاعده‌ای آنها (ژوراسیک)، دگرشکلی و دگرگونی از کرتاسهٔ میانی (به احتمال فاز اوسترین) آغاز شده و تا کرتاسه بالایی - پالئوسن زیرین (فاز لارامین) ادامه داشته است. بررسی فابریک سنگها و ارتباط تبلور کانیهای دگرگونی با آن نشان می‌دهد که فاز اصلی دگرگونی (بالاترین درجه)، همزمان یا کمی پیش از فاز دگرشکلی (تشکیل S_2) آغاز شده و تا پس از آن، ادامه داشته است. شدت و اوج دگرگونی با جایگزینی توده‌های نفوذی مختلف و یا کمی پس از آن که شار حرارتی منطقه بالا بوده، مصادف می‌باشد. روند S_1 و S_2، بیانگر نقش رخدادهای کوهزایی کرتاسه میانی - بالایی در تشکیل S_1 و نقش نیروهای حاصل از جایگزینی توده‌های نفوذی در تشکیل S_2، می‌باشد. بنابراین S_2 نیز در کرتاسهٔ بالایی - پالئوسن زیرین، تشکیل شده است و دلیلی در دست نیست که آن را به پیرنئن یا فازهای جوانتر، نسبت دهیم.

مقدمه:

منطقهٔ همدان، بخشی از نوار سنندج - سیرجان (اشتوکلین، ۱۹۶۸) بوده و به دلیل اختصاصات لیتوژیکی و تاریخچهٔ زمین‌شناسی پیچیده و خاص خود، موضوع تحقیق بسیاری از محققین بوده است. سن پروتولیت (سنگ مادر) سنگهای دگرگونی منطقه از پرکامبرین (فورون، ۱۳۴۹؛ ص۶) تا تریاس و ژوراسیک (اشتال، ۱۹۱۱؛ دهقان، ۱۹۴۷؛ گانسر، ۱۹۵۵؛ بلورچی، ۱۹۷۹؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ داوودزاده و اشمیت، ۱۹۸۴؛ نبوی، ۱۳۵۵؛ عمیدی و مجیدی، ۱۳۵۹؛ برو، ۱۳۶۹) در نظر گرفته شده و آغاز دگرشکلی (یا دگرگونی) آنها را نیز از ژوراسیک (شنگور، ۱۹۷۹؛ پرفیلیوف و همکاران، ۱۹۸۳؛ داوودزاده و اشمیت، ۱۹۸۴؛ چرون، ۱۹۸۶؛ نبوی، ۱۳۵۵؛ برو، ۱۳۶۹؛ علوی نائینی، ۱۳۷۱؛ آقانباتی، ۱۳۷۱؛ ولی‌زاده، ۱۳۵۵ و ۱۳۷۱؛ صادقیان، ۱۳۷۳؛

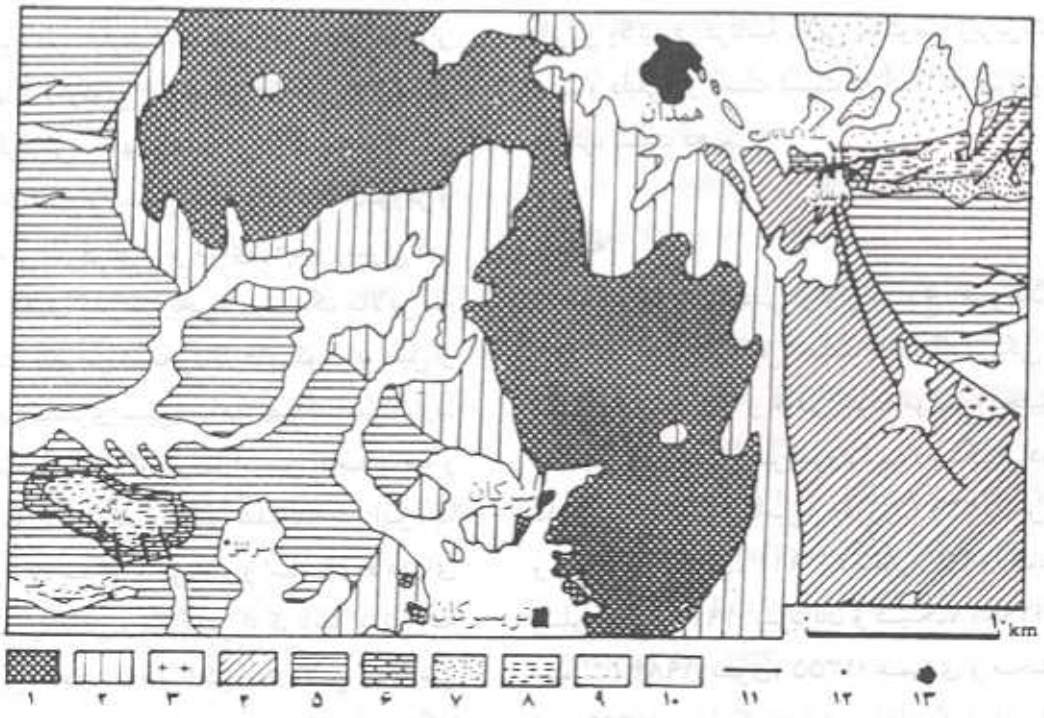
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-08]

هادی‌پور، ۱۳۷۳) یا کرتاسهٔ بالایی (بر بریان و علوی تهرانی، ۱۹۷۷، بر بریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ عمیدی و مجیدی، ۱۳۵۹) می‌دانند.

تناقضهایی که در این نظریه‌ها وجود دارد، ما را بر آن داشت که چینه‌شناسی منطقه را با در نظر گرفتن ساختارها و ریز ساختارهای دگرگونی، مطالعه کرده و تا آنجا که ممکن است، سن واقعی پروتولیت و نیز زمان آغاز دگرگونی را بررسی نماییم. برای این منظور لازم بود که ابتدا چینه‌شناسی منطقهٔ همدان مورد مطالعه قرار گرفته و توالی اولیه بازسازی شود.

چینه‌شناسی منطقهٔ همدان:

در منطقه همدان (شکل ۱) ردیف رسوباتی که بتوان به طور حتم آنها را به یکی از دوره‌های قدیمی‌تر از کرتاسه نسبت داد، دیده نمی‌شود. هر چند، با توجه به آثار گیاهی (دهقان، ۱۹۴۷؛ عمیدی و مجیدی، ۱۳۵۹) و آمونیت (اشتال، ۱۹۱۱) یافت شده در اسلیت‌های این منطقه که جایگاه چینه‌شناسی آنها نامشخص است، می‌توان بخشی از اسلیتها را به ژوراسیک نسبت داد. کوه خان‌گورمز یک استثناء به شمار می‌رود و محققین قبلی (عمیدی و مجیدی، ۱۳۵۹؛ بر بریان و علوی تهرانی، ۱۹۷۷) به وجود آثار فسیلی ژوراسیک میانی (؟) و بالایی در آهکهای این کوه اشاره نموده‌اند، بنابراین ما نیز چینه‌شناسی این بخش از همدان را به عنوان کلیدی برای درک توالی چینه‌شناسی اولیه، مورد توجه قرار می‌دهیم.



شکل ۱ـ نقشهٔ زمین‌شناسی منطقه. ۱ـ تودهٔ گرانیتوئید الوند، ۲ـ هورنفلس و هورنفلس شیست، ۳ـ پگماتیت، ۴ـ انواع شیست، ۵ـ اسلیت، ۶ـ آهکهای ژوراسیک بالایی، ۷ـ ماسه‌سنگ کرتاسه، ۸ـ آهک و مارن کرتاسه، ۹ـ رسوبات میوسن، ۱۰ـ کواترنری، ۱۱ـ گسل، ۱۲ـ روستا، ۱۳ـ شهر. (اقتباس، با تغییراتی در چینه‌شناسی، از نقشهٔ زمین‌شناسی همدان، سازمان زمین‌شناسی کشور، شمارهٔ D6).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-08]

الف ـ چینه‌شناسی کوه خان گورمز:

کوه خان گورمز به صورت یک ناودیس منفرد در غرب تودهٔ گرانیتوئید الوند و در بین شهرستانهای تویسرکان و کنگاور قرار دارد (شکل ۱). وجود گسلهای متعدد در منطقه باعث شده است که توالی اولیه کمی مغشوش شود، ولی هنوز در بخشهایی از این کوه (به خصوص جبههٔ جنوب شرقی) می‌توان توالی‌های سالم را یافت. نتیجهٔ اندازه‌گیری یکی از بهترین برشهایی که در این کوه وجود دارد، به شرح زیر خلاصه می‌شود (شکل ۲ـالف و تصویر ۱):

واحد ۱ـ زیرترین بخش کوه شامل اسلیتهایی است که در بخش بالایی خود محتوی بلورهای مکعبی پیریت (هماتیتی شده) و بین لایه‌های ماسه سنگ سیاه تا خاکستری رنگ با ضخامت ۲۰ تا ۱۰۰ سانتیمتر هستند و کلیواژ آشکاری با جهت کلی N115E/30NE در آنها دیده می‌شود. به دلیل مشخص نبودن قاعدهٔ این اسلیت‌ها و در هم ریختگی‌های تکتونیکی، ضخامت این واحد قابل اندازه‌گیری نیست.

واحد ۲ـ ۱۰۰ متر ماسه سنگ خاکستری ضخیم لایه که امتداد و شیب آنها از امتداد و شیب بین لایه‌های ماسه‌سنگی درون اسلیت‌ها تبعیت می‌کند. هر چند، در بسیاری موارد، گسلها همبری این بخش را با اسلیت‌های قاعده‌ای به هم ریخته و ظاهری «دگر شیب» به آن داده است. کوارتزهای این ماسه سنگها در مقطع نازک جهت یافتگی و تخت‌شدگی مشخصی را نشان می‌دهند.

واحد ۳ـ ۲۰۰ متر آهک که در بخشهای زیرین ضخیم لایه بوده و آثار دگرشکلی چندانی نشان نمی‌دهد، اما بخشهای بالایی که نازک لایه‌اند، دارای کلیواژ مشخصتر هستند که شیب و امتداد آن از شیب و امتداد کلی کلیواژ اسلیت‌های واحد ۱ تبعیت می‌کند. مجموعه فسیلهای شناسایی شده این بخش عبارتند از (تابلوی ۱):

Nautiloculina Oolithica, Hauronia sp., Lenticulina sp., Textularia sp., Miliolids and Dasycladacea, Spicule of Sponge, Echinoderm, Pelecypoda Coral, Bivalve, Bryozoan.

بر مبنای لوبلیش و تاپان (۱۹۸۸) این مجموعه، بیانگر سن ژوراسیک بالایی برای این آهکهاست.

واحد ۴ـ ۵۰ متر ماسه‌سنگ ضخیم لایه که از پایین به بالا به صورت تدریجی ـ با افزایش ماسه و کاهش آهک ـ بر روی واحد ۳ ظاهر می‌شود. رنگ هوازدهٔ آن قهوه‌ای تا قرمز و رنگ سطوح تازه شکسته، خاکستری است.

واحد ۵ـ ۵۰ متر آهک ضخیم لایهٔ کرم تا قهوه‌ای رنگ، حاوی میکروفسیلهای فراوان از:

Trocholina sp., Pseudocyclamina Lituas, Quinqueloculina sp., Karenthia sp., Nautiloculina Oolithica, Salpingoporella sp., Balkhanica sp., Kophus sp., Textularia sp., Echinoderm, Cayoxia (Algae), Coral, Bivalve. (تابلوی ۱)

باتوجه به مجموعهٔ فسیلی ذکر شده، این بخش دارای سن تئوکومین می‌باشد (لوبلیش و تاپان، ۱۹۸۸).

واحد ۶ـ ۵۵ متر ماسه‌سنگ قرمز رنگ که در بعضی مناطق دارای قاعده با میان لایه‌های کنگلومرایی است.

واحد ۷ـ ۳۲۰ متر آهک خاکستری که دارای بخشهای ضخیم لایه و نازک لایه است و در این بخشهای نازک لایه، کلیواژ محوی را نشان می‌دهد. فسیلهای شاخص این بخش عبارتند از (تابلوی ۱):

Orbitolina discoidea, Dictyoconus arabicus, Caneulina sp.

که بیانگر سن بارمین ـ آپسین برای این آهکهاست (لوبلیش و تاپان، ۱۹۸۸).

واحد ۸ـ در بالاترین بخش کوه خانگورمز، ۳۰۰ متر آهک متراکم خاکستری رنگ وجود دارد که میکروفسیلهای آن شبیه واحد قبلی است و تنها تفاوت آنها وجود فسیلهای فراوان رودیست در واحد ۸ است. سن این واحد نیز مثل واحد قبلی، بارمین ـ آپسین است.

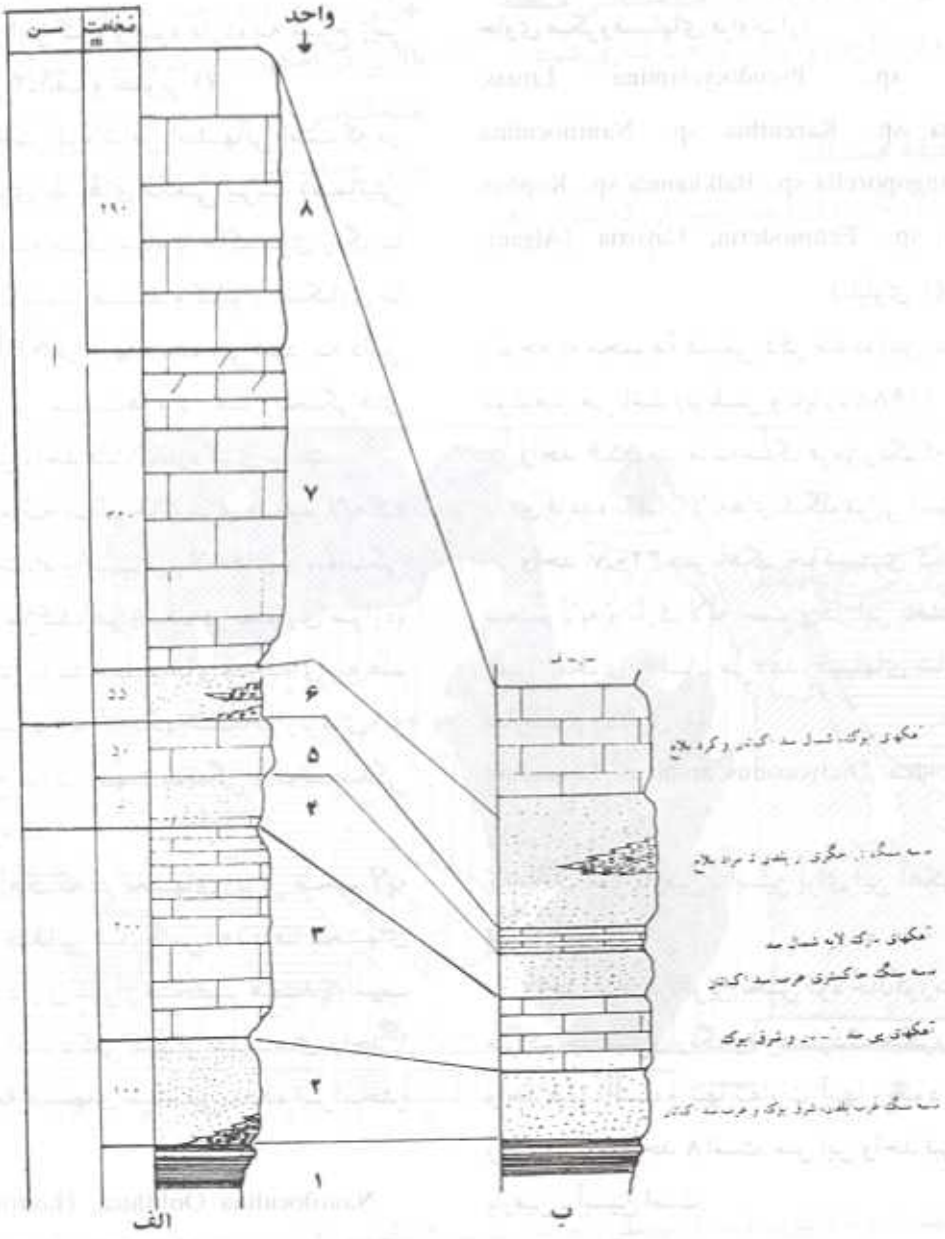
ب ـ چینه‌شناسی شرق تودهٔ گرانیتوئید الوند:

در نگاه اوّل، جایگاه چینه‌شناسی سنگهای این منطقه

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-08]

نامشخص است، زیرا به دلیل عملکرد فازهای دگرشکلی، فسیلهای موجود محو شده و یا باز بلورین شده‌اند و گسلهای متعدد نیز موجب به هم ریختگی توالیها شده است. با وجود این، بررسیهای دقیق این امکان را فراهم نموده تا بتوانیم توالی چینه‌شناسی این بخش را باتوجه به توالی کوه خان‌گورمز، بر مبنای تشابهات لیتوولوبیواستراتیگرافی به شرح زیر بازسازی نماییم (شکل ۲ـب):

۱ـ اسلیتهای ایوک ـ سر دره ـ یلفان، با امتداد کلی شرقی ـ غربی، حاوی بلورهای مکعبی پیریت هماتیتی شده و میان لایه‌های ماسه‌سنگ خاکستری تا سبز (در بخشهای بالایی) به ضخامت ۵۰ تا ۱۰۰ سانتیمتر هستند. باتوجه به خصوصیات ذکر شده، این اسلیتها قابل مقایسه با اسلیتهای واحد ۱ (قاعده‌ای) کوه خان گورمز می‌باشند.



شکل ۲ـ ستون چینه‌شناسی منطقه. الف: ستون چینه‌شناسی کوه خان گورمز. ب ـ ستون چینه شناسی شرق الوند (بدون مقیاس) که بر مبنای کوه خان گورمز بازسازی شده است. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-08]

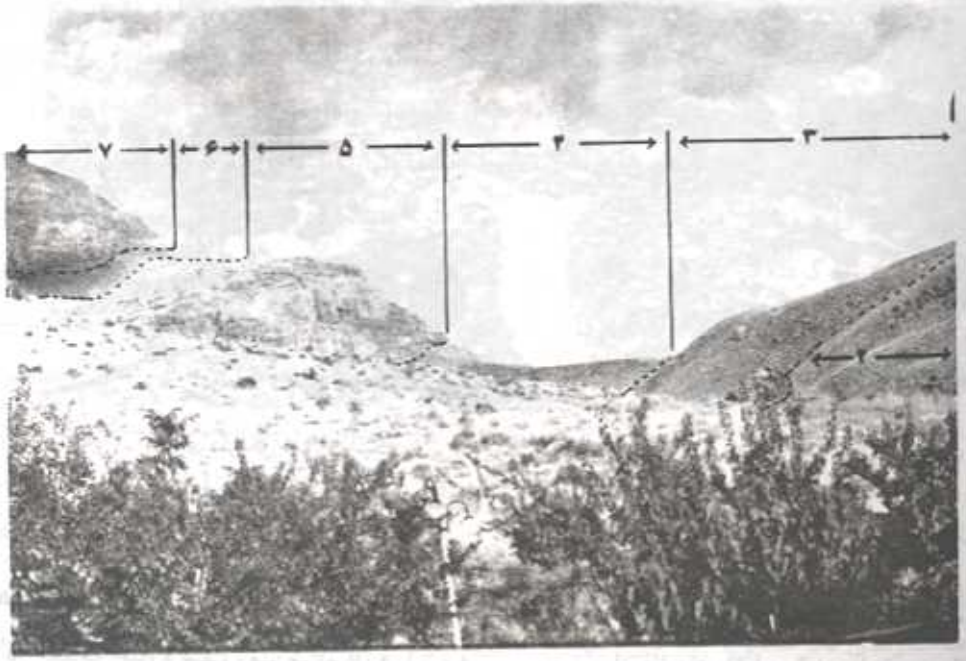
۲ـ واحدهای جوانتر با ماهیتی کربناته و تخریبی و با همبری گسله بر روی اسلیتها قرار می‌گیرند، اما در چند نقطه (بین یلفان و سد اکباتان و شرق ایوک) عبور تدریجی از اسلیتهای پیریت‌دار به ماسه‌سنگ‌های خاکستری رنگ دیده می‌شود(تصویر ۲). این ماسه سنگها آثار دگرشکلی نشان می‌دهند و باتوجه به لیتولوژی بالا و پایین آنها و نیز امتداد کلی که مشابه امتداد میان لایه‌های ماسه‌سنگی درون اسلیتهاست و همچنین باتوجه به روند مشترک کلیواژ این ماسه سنگها و اسلیتهای زیرین، می‌توان آنها را معادل واحد ۲ کوه خان گورمز در نظر گرفت.

۳ـ در دو سوی سد اکباتان آهکهای به شدت دگرشکل شده‌یی وجود دارد که پایه‌های سد بر روی آنها بنا شده است و حاوی آثار کمیابی از مرجان دگر شکل شده هستند و رنگ آنها کرم تا خاکستری است. در غرب سد اکباتان، ماسه سنگهای خاکستری تا سبز بر روی این آهکها قرار می‌گیرند. در همین نقطه، ماسه سنگهای واحد ۲ در زیر این آهکها دیده می‌شود. همچنین در شرق روستای ایوک نیز آهکهایی با همین مشخصات وجود دارد که علاوه بر آثار مرجان دگر شکل شده و باز بلورین شده، حاوی آثاری از ساقه‌های کرینوئید نیز می‌باشد. باتوجه به تمام خصوصیات ذکر شده، به احتمال این بخش معادل واحد ۳ کوه خان گورمز است (تصاویر ۲ و ۳).

۴ـ همانگونه که اشاره شد، در غرب سد اکباتان و شرق ایوک بر روی آهکهای واحد قبلی، لایه‌های ماسه‌سنگی خاکستری تا سبز رنگ قرار می‌گیرند که در بخشهای فوقانی به تدریج به آهکهای ماسه‌یی نازک لایه تبدیل می‌شوند. ماسه سنگها و آهکهای نازک لایه، به ترتیب معادل واحدهای ۴ و ۵ کوه خان گورمز در نظر گرفته شده‌اند.

۵ـ از شرق سد اکباتان تا مرادبلاغی، ماسه سنگهای قرمز جگری رنگی دیده‌می‌شود که بلندیهای اصلی منطقه را می‌سازند و دارای بین لایه‌های کنگلومرایی هستند. این ماسه‌سنگها همیشه بر روی واحدهای ذکر شدهٔ قبلی قرار می‌گیرند، حتی اگر همبری آنها گسله باشد. آهکهای اربیتولین‌دار نیز با همبری عادی یا گسلیده، همیشه در شمال این ماسه سنگها دیده‌می‌شوند. این ماسه سنگها معادل واحد ۶ کوه خان گورمز هستند.

۶ـ در ضیاءالدین، ایوک و کردبلاغ، آهکهای به شدت دگرشکل شدهٔ خاکستری رنگ، حاوی آثار دو کفه‌ای (اینوسراموس) و اربیتولین (دگرشکل شده) به صورت میان لایه یا مارن دیده می‌شود که با همبری دگر شیب، توسط رسوبات میوسن (سازند قم) پوشیده شده‌اند. این بخش معادل واحدهای ۷ و ۸ کوه خان گورمز است.



تصویر ۱ـ واحدهای ۲ تا ۷ کوه خان گورمز، دید به سمت شرق.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-08]



تصویر ۲ـ لیتولوژیهای اطراف سد اکباتان. Sl ـ سیلت. Js ـ ماسه سنگ قاعده ژوراسیک بالایی. Jl ـ آهکهای ژوراسیک بالایی. Ks ـ ماسه سنگ های کرتاسه، دید به سمت شمال.



تصویر ۳ـ آهکهای دگرشکل شدهٔ ژوراسیک بالایی (Jl در تصویر ۲). جهت کلیواژ عمومی سنگ با S و قسیل ناتیلوکولینا با فلش مشخص گردیده است (40 x).

بحث: رخدادهای تکتونیکی منطقه

همانگونه که در مقدمه اشاره شد، زمین‌شناسان قبلی به عملکرد رخدادهای مختلف تکتونیکی در منطقهٔ همدان اشاره نموده‌اند، اما اطلاعات جدید چینه‌شناسی، هم عملکرد برخی از فازهای اشاره شده را نفی می‌کند و هم مؤید تأثیر رخدادهای مهم در کرتاسه میانی تا فوقانی است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-08]

مهمترین رخدادهای تکتونیکی که در مورد سنندج - سیرجان و منطقهٔ همدان توسط زمین‌شناسان متقدم بیان شده، عبارتند از: رخدادهای کیمیرین (شامل کیمیری پیشین، میانی و پسین)، لارامین و پیرنئن. از آنجاکه عملکرد این رخدادها در نوار سنندج - سیرجان و به خصوص منطقهٔ همدان، بارها توسط محققین مختلف مهم دانسته شده، باتوجه به یافته‌های جدید، درستی و نادرستی آنها را بررسی می‌نماییم.

الف - رخداد کیمیرین:

چین‌خوردگی سنگهای معادل شمشک در منطقهٔ همدان (داوودزاده و اشمیت، ۱۹۸۴)، وجود دگرشیبی بین آهکهای ژوراسیک بالایی و اسلیتهای همدان در کوه خان گورمز (علوی نائینی، ۱۳۷۱؛ آقانباتی، ۱۳۷۱) و یا بین آهکهای کرتاسهٔ زیرین و اسلیتها در این کوه (برو، ۱۳۶۹)، وجود زاویه بین خطوارگی آندالوزیت و چینه‌بندی اولیه در میکاشیست‌ها در حوالی زمان‌آباد و دهنو (هادی‌پور، ۱۳۷۳) و سن رادیومتری ۱۴۰ میلیون سال برای دیوریت آلما قولاق و به احتمال بخشهای بازیک تودهٔ الوند (ولی‌زاده و کانتاگرل، ۱۹۷۵؛ ولی‌زاده ۱۳۵۵ و ۱۳۷۱) مهمترین دلایلی است که برای اثبات عملکرد رخداد کیمیرین و آغاز دگرشکلی و دگرگونی در منطقه همدان (و به طور کلی در بخش شمال غربی نوار سنندج - سیرجان) ارائه شده، اما هیچ کدام از آنها برای اثبات عملکرد رخدادهای کیمیرین در این مناطق کافی نیست، زیرا:

- احتمال دارد که تمام اسلیتهای همدان، معادل سازند شمشک نباشند. این امر از آنجا نتیجه گرفته می‌شود که در کوه خان گورمز اسلیتها به تدریج به ماسه سنگها و آهکهای ژوراسیک بالایی تبدیل می‌شوند. بنابراین، احتمال دارد که بخشهای فوقانی اسلیتها به سن دوگر یا حتی مالم بوده، از شمشک (تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین) جوانتر باشند.
- نه تنها بین ژوراسیک بالایی (یا کرتاسهٔ زیرین) و اسلیتها در کوه خان گورمز دگرشیبی دیده نمی‌شود، بلکه هم از نظر لیتولوژی و هم از نظر ساختارهای دگرشکلی، حد بین آنها تدریجی است. تصور وجود دگرشیبی در این منطقه ناشی از عملکرد گسلها و انتخاب بُرشهای به هم ریخته، بوده است.
- باتوجه به وجود زاویه بین خطوارگی آندالوزیت و چینه‌بندی قدیمی در شیستهای بین زمان‌آباد و دهنو، هادی‌پور (۱۳۷۳) نتیجه می‌گیرد که پروتولیت آنها در اثر رخداد کیمیری پسین چین‌خورده، آنگاه در حین تبلور دگرگونی در کرتاسه، در اثر نیروی لیتواستاتیک، تورق عمومی و سپس در فاز لارامین تحت تأثیر سر بار و نیروی کوهزایی، خطوارگی آندالوزیت با زاویهٔ ۳۰ درجه نسبت به چینه‌بندی قدیمی تشکیل می‌شود. وجود زاویه بین چینه‌بندی اولیه و تورق یا خطوارگی را می‌توان با چینهای پلانژدار نیز توجیه نمود و لزومی ندارد که لایه‌های رسوبی قبل از دگرگونی چین‌خورده باشند. به علاوه، به دلیل اینکه نیروی لیتوستاتیک نوعی نیروی همه‌جانبه است (هابس و همکاران، ۱۹۷۶، ص ۱۱؛ بیلینگز، ۱۹۷۲، ص ۱۴؛ پیبول، ۱۳۵۷، ص ۵۱) به خودی خود نمی‌تواند باعث دگرشکلی شود (باردلی، ۱۳۷۲، ص ۳۱).
- سن رادیومتری بخش دیوریتی آلماقولاق ۱۴۰ میلیون سال است و بخشهای بازیک الوند نیز به احتمال در همین زمان تزریق گردیده، اما نفوذ بخشهای گرانیتوئیدی بعدی، باعث جوان شدگی آنها شده است (ولی‌زاده و کانتاگرل، ۱۹۷۵)، بنابراین کوهزایی و دگرگونی نوار سنندج - سیرجان از ژوراسیک بالایی (اشکوب پرتلاندین) آغاز شده است (ولی‌زاده، ۱۳۵۵ و ۱۳۷۱).

صرفنظر از ابهاماتی که در زمینه این سنها و تفسیرهای مربوط به نفوذیها وجود دارد و موضوع بحث نیست، ارتباط بین توده‌های نفوذی و دگرگونی ناحیه‌ای بسیار پیچیده است و نمی‌توان با تفسیری ساده، تنها بر مبنای چند سن رادیومتری، مسأله را حل شده دانست. در این رابطه، باید اضافه کرد که بین دو فرایند دگرگونی و پلوتونیسم، ممکن است یکی از حالتهای کلی زیر وجود داشته باشد (میاشیرو، ۱۹۹۴؛ ص ۱۳):

- پلوتونیسم و دگرگونی هر دو همراه فرایندهای کوهزایی - بدون ارتباط مشخص با یکدیگر - ایجاد شده‌اند.
- توده‌های نفوذی نتیجهٔ دگرگونی ناحیه‌ای و ذوب بخشی همزمان با دگرگونی هستند.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-08]

- دگرگونی ناحیه‌ای نتیجهٔ گرم شدگی منطقه‌ای بزرگ بوسیلهٔ گروهی از سنگهای نفوذی است.

با توجه به مطالب بالا لازم است قبل از هر تفسیر، ارتباط بین تزریق انواع سنگهای نفوذی (اسیدی و بازیک) و انواع دگرگونی (ناحیه‌ای و مجاورتی) منطقهٔ همدان شناسایی شود. گذر هم شیب از اسلیتها به ماسه سنگها و آهکهای ژوراسیک بالایی و از آنها به آهکهای کرتاسهٔ زیرین در کوه خان گورمز، مبین تأثیر حرکات خشکی‌زایی در ژوراسیک بالایی و کرتاسهٔ زیرین است نه فعالیت‌های کوه‌زایی. در مورد سن به دست آمده از رادیومتری باید اضافه کرد که تزریق گابرو، دلیل کافی برای اثبات کوهزایی نیست، زیرا در رژیمهای غیر کوهزایی و کششی نیز تزریق آنها دیده می‌شود (پیجر، ۱۹۹۳).

ب - رخدادهای اوسترین و لارامین (کرتاسهٔ میانی - بالایی)

باتوجه به مطالبی که تاکنون عنوان گردید، به نظر می‌رسد که رخدادهای کوهزایی کرتاسه، نقش اساسی را در تکوین دگرگونی، دگرشکلی و ماگماتیسم گرانیتوئیدی منطقه، داشته‌اند. اما این مسئله که هم آغاز و هم اوج کوهزایی را کرتاسهٔ بالایی (لارامین) فرض کنیم، دلیل چینه‌شناسی ندارد؛ زیرا آنچه که مسلم است، رسوبگذاری کرتاسهٔ همدان تا آپسین ادامه داشته و پس از آن منطقه متحمل دگرشکلی شده است. باتوجه به اینکه رخداد اوسترین در سنومانین - تورونین (داوودزاده و اشمیت، ۱۹۸۴) و رخداد لارامین در کرتاسه بالایی - پالئوسن زیرین در ایران اثر نموده و در این فاصله در منطقهٔ همدان رسوبگذاری انجام نشده است، لذا تفکیک بین این دو رویداد مشکل به نظر می‌رسد (هر چند، نبود رسوبات بعد از آپسین، دلیلی ضمنی در تایید تأثیر اوسترین می‌باشد). بنابراین، تحولات دگرشکلی و دگرگونی منطقه را از کرتاسهٔ میانی تا بالایی در نظر گرفته‌ایم. به بیان دیگر، هم دگرشکلی و هم دگرگونی، به صورت پیشرونده و ممتد از کرتاسهٔ میانی تا کرتاسه بالایی - پالئوسن زیرین روی داده‌اند.

ج - رخداد پیرنئن (ائوسن بالایی - الیگوسن زیرین)

بر بریان و علوی تهرانی (۱۹۷۷)، روند تکامل دگرشکلی دگرگونی و ماگماتیسم منطقهٔ همدان را به شرح زیر خلاص کرده‌اند:

- فاز اول دگرشکلی (به وجود آمدن S_1، L_1 و دگرگونی د حد شیست سبز در لارامین).

- بالا رفتن شار حرارتی و تشکیل کانیهای دگرگونی، ب احتمال در کرتاسهٔ بالایی.

- فاز دوم دگرشکلی (تشکیل S_2 و L_2)، به احتمال د پیرنئن(؟).

این تعیین سن نسبی، از چند جهت قابل بحث است:

- وجود دو فاز دگرشکلی و فازهای دگرگونی ضعیف متوسط در منطقه، دلیل کافی بر عملکرد دو یا چند رخدا تکتونیکی و دگرگونی جداگانه نیست. زیرا در جریان یک فا دگرگونی پیشرونده، همراه با یک فاز کوهزایی منفرد، ممکن است کلیواژهای مختلف در یک منطقه به وجو آید(کونورزولیستر، ۱۹۹۵؛ هالدسورث، ۱۹۹۰؛ هابس همکاران، ۱۹۷۶، ص ۴۲). همچنین، ارتباط بین دگرشکلی جایگزینی توده‌های بزرگ (ویگنرس، b و a ۱۹۹۵) و تأثیر متقابل توده‌ها در تولید دگرشکلی‌های جدید (شلی، ۱۳۷۴ ص ۴۱۳؛ برون و پونس، ۱۹۸۱) مسئله را پیچیده‌تر می‌کند بنابراین الزامی وجود ندارد که دو دگرشکلی منطقهٔ همدان ر به دو رخداد کوهزایی مختلف - لارامین و پیرنئن - نسبت دهیم

- چنانچه دگرشکلی دوم پس از ائوسن تشکیل شده باشد، باید سنگهای ائوسن را نیز متأثر کند. متأسفانه علی‌رغم جستجوهای گسترده، در منطقه سنگهای ائوسن یافت نشد تا این مسئله را بررسی کنیم، اما نزدیکترین سنگهای ائوسن (معادل سازندهای زیارت و کرج) در کیلومتر ۳ جادهٔ آوج به همدان دارای فسیلهای درشت و سالم نومولیت - بدون دگرشکلی - هستند.

- عقیدهٔ بربریان و علوی تهرانی (۱۹۷۷) مبنی بر تشکیل کانیهای دگرگونی در کرتاسه و تشکیل S_2 در پیرنئن به این معنی است که تمام کانیهای دگرگونی منطقه، پره کینماتیک به

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-08]

عبارت بهتر، پیش از S_2 هستند. در حالی که بررسیهای جدید (بهاری‌فر، در دست تهیه)، بیانگر تبلور گستردهٔ دگرگونی قبل، همزمان و بعد از S_2 است یعنی در زمان تشکیل S_2 و حتی پس از پایان آن، شار حرارتی در منطقه بالا بوده است.

ـ توده‌های نفوذی، یکی از مهمترین عوامل انتقال حرارت در سرزمینهای دگرگونی (مشابه همدان) هستند (مثل: هیندمن، ۱۹۸۵، ص ۴۸۴؛ میاشیرو، ۱۹۷۳، ص ۹۶؛ لوکس و همکاران، ۱۹۸۶؛ یاردلی و همکاران، ۱۹۸۷؛ بارتون و هانسون، ۱۹۸۹؛ دیرتو و همکاران، ۱۹۹۱؛ برون، ۱۹۹۳؛ بارنت، ۱۹۹۴). بنابراین تبلور کانیهای دگرگونی بی‌ارتباط با توده‌های نفوذی منطقه نیست.

باتوجه به دلایل عنوان شده، به احتمال قوی، پس از دگرشکلی اول (S_1)، دگرگونی دینامومترمال پیشرونده‌ای در زمان تزریق بخشهای اصلی تودهٔ الوند صورت گرفته و دگرشکلی دوم نیز در همین زمان ایجاد شده است. نفوذ بخشهای مختلف تودهٔ الوند، علاوه بر تأثیر بر تبلور کانیهای دگرگونی، در تشکیل S_2 و لینه‌آسیون کانی‌شناسی منطقه نیز، تأثیر به سزایی داشته است.

نتیجه گیری:

۱ـ پروتولیت دگرگونیهای همدان، به قبل از ژوراسیک بالایی تعلق دارند و مسلم است که بخش از آنها متعلق به ژوراسیک می‌باشند، اما هیچ شاهد چینه‌شناسی در دست نیست تا به استناد آن همه سنگهای دگرگونی منطقه را معادل شمشک فرض نموده و وجود پروتولیت قدیم‌تر یا جوانتر از شمشک را نفی کنیم.

۲ـ زمان اولین دگرشکلی (تشکیل S_1)، کرتاسه میانی و به احتمال فاز اواسترین است. دگرشکلی دوم (تشکیل S_2) همزمان با تزریق بخشهای اصلی تودهٔ الوند و با تأثیرپذیری از آن در کرتاسهٔ بالایی ـ پالئوسن زیرین روی داده است.

۳ـ اوج شدت دگرگونی با تزریق بخشهای اصلی تودهٔ الوند و کمی پیش یا همزمان با دگرشکلی دوم مصادف بوده و کمی پس از پایان دگرشکلی نیز ادامه یافته است.

۴ـ با توجه به نتایج این تحقیق و نتایج چینه‌شناسی مشابه که برتیه و همکاران (۱۹۷۴) برای منطقهٔ بروجرد و بلوزچی (۱۹۷۹) برای منطقه کبودر آهنگ گزارش کرده‌اند، به نظر می‌رسد که روند تکوین چینه‌شناسی بخش شمال غربی نوار سنندج ـ سیرجان یکسان بوده و به احتمال، تاریخچهٔ دگرشکلی، دگرگونی و پلوتونیسم آنها نیز مشابه است.

تشکر و قدردانی:

از جناب آقای دکتر میثمی و آقایان مهندس آنتیکی‌نژاد، مهندس طهماسبی و مهندس لطف‌پور به خاطر شناسایی میکروفسیلها، کمال تشکر و سپاسگزاری را داریم.

منابع فارسی:

آقانباتی، علی، ۱۳۷۱ ـ معرفی رویداد زمین ساختی کیمیرین میانی (ژوراسیک میانی). فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی، ش ۶، صص ۵-۲.

برو، ژان، ۱۳۶۹ ـ شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش باختران، ترجمهٔ علی آقانباتی. سازمان زمین‌شناسی، ۵۵ ص.

پیبول، ام.، ۱۳۶۷ ـ دگرگونی. در: **دگرگونی و پترولوژی سنگهای دگرگونی**، ترجمهٔ محمدولی ولی‌زاده. دانشگاه تهران، ش ۱۹۵۱، صص ۵۸-۱.

شلی، دیوید، ۱۳۷۴ ـ **بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی**، ترجمهٔ عباس آسیابانها. دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، ۶۳۰ ص.

صادقیان، محمود، ۱۳۷۳ ـ **بررسی پترولوژی سنگهای آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان**. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۲۶۷ ص.

علوی نائینی، منصور، ۱۳۷۱ ـ رخداد کیمیرین در ایران. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی، ش ۲، صص ۲۸-۳۸.

عمیدی، سید مهدی و مجیدی، بیژن، ۱۳۵۹ ـ شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش همدان، ترجمهٔ منوچهر سهیلی و همکاران. سازمان زمین‌شناسی، ۶۰ ص (گزارش داخلی).

فوروتن، رمون، ۱۳۴۹ ـ **زمین‌شناسی فلات ایران**، ترجمه

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-08]

عبدالکریم قریب. دانشگاه تربیت معلم تهران، ش ۱۰۵، ۲۰۱ص (چاپ دوم، ۱۳۶۴).

نبوی، حسن، ۱۳۵۵ ـ **دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران**. سازمان زمین‌شناسی، ۱۰۹ ص.

ولی‌زاده، محمدولی، ۱۳۵۵ ـ بررسی مقدماتی ژئوشیمی و رادیومتری توده‌های آذرین غرب ایران جهت وقوف به تحول زمین‌شناسی ناحیه. در: **مجموعه مقالات دومین سمپوزیوم زمین‌شناسی ایران**، انجمن نفت، صص ۳۸۷ ـ ۲۹۹.

ولی‌زاده، محمدولی، ۱۳۷۱ ـ گرانیتوئیدها و مسئله تحول پوسته‌ای در غرب ایران. در: **پترولوژی تجربی و تکتونیک** (جلد ۲)، ترجمهٔ محمدولی ولی‌زاده دانشگاه تهران، ش ۱ صص ۴۲۳ـ۴۰۹.

هادی‌پور، مهدی، ۱۳۷۳ـ **متامورفیسم و ماگماتیسم م همدان ـ ملایر ـ تویسرکان**. پایان نامهٔ کارشناسی ارشد، دا تربیت معلم تهران، ۱۶۰ ص.

یاردلی، بروس، ۱۳۷۲ ـ **مبانی پترولوژی دگرگونی**، ترجمهٔ کنعانیان، حبیب‌الله قاسمی و عباس آسیابانها. موسسهٔ انتش جهاد دانشگاهی، ش ۵۲۹، ۴۱۱ ص.

FERENCES

Barnett, D. E.; Bowman, J. R.; Pavlis, T. L.; enstone, J. R.; Smee, L. W. & Onstott T. C., 1994 - amorphism and near-trench plutonism during al accretion of the Cretaceous Alaska forarc. J. ph. Resch., 99: 24007 - 24024.

Barton, M. D. & Hanson, P. B., 1989 - Magmatism the development of low - pressure metamorphic s: implications from the western United State and mal modeling. Bull. Geol. Soci. America, 101: 1-1065.

Berberian, M. & Alavi-Tehrani, N., 1977-Structural lyses of Hamadan metamorphic tectonits: A eotectonic Discussion; In: **contribution to the smotectiones of Iran,** Geol. Surv. Iran, part 3, pp. -22.

Berberian, M. & King, G. C. P., 1981 - Towards a eography and tectonic evolution of Iran. Can. J. th Sci., 18:210-265.

Berthier, F.; Billault, J. P.; Halbornn, B. & urscot, P., 1974-**Etude Stratigraphque, Petrologique Structurale de laregion de Khorramabad (Zagros,** n), These 3eme Cycle, Grenoble, 282p.

Billings, M. P., 1972-**Structural Geology**, third ed., Prentic Hall, 606p.

Bolourchi, M. H., 1979 - **Explanatory text of the Kahudar-Ahang Quadrangle Map,** 1:250,000. Geol. Surv. Iran, 107p.

Brown, M., 1993 - P-T-t evolution of orogenic belts and the cause of regional metamorphism. J. Geol. Soc. London, 150: 227-241.

Brun, J. P. & Pons, J., 1981-Strain patterns of pluton emplacement in crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. J. Struct. Geol., 3:219-230.

Cherven, V. B., 1986 - Tethys - maryind sedimentary bassins in western Iran. Bull. Geol. Soc. America, 97:516-522.

Connors, K. A. & Lister, G. S., 1995-Polyphase deformation in the western Mount Isa Inlier, Australia: episodic or continuos deformatin?, J. Struct. Geol., 17:305-328.

Davoudzadeh, M. & Schmidt, K., 1984-A Review of Mesozoic Paleogeography and Paleotectonic Evolution of Iran. N. Jb. Geol. Plant. Abh., 168:182-207

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-08]

Dehgan, M., 1947 - Sur l'age mesozoique de la zone de Hamadan (Iran septentional). C. R. Acad, Sci., 224:1516-1518.

De Yoreo, J. J; Lux, D. R. & Guidotti, C. V., 1991 - Thermal modelling in Low-pressure/High-temperature metamorphic belts. Ttectonophysics, 188:209-238.

Gansser, A., 1955-New aspect of the geology in Central - Iran. Proc. 4th World Petrol. Conger., Rome, sect. I/A/5, paper 2, pp. 280-230.

Holdsworth, R. E., 1990-Progressive deformation structures associated with ductile - thrusts in the Moine Nappe, Sutherland, N. Scotland. J. Struct. Geol, 12:443-452.

Hobbs, B. E.; Means, W. D. & Williams, P. F., 1976 - **An Outline of Structural Geology.** John wiley & Sons, New York, 571p.

Hyndman, D. W., 1985 - **Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks.** 2nd edn, McGraw Hill, New York, 786p.

Lux, D. R; De Yoreo, J. J.; Guidotti, C. V. & Decker, E. R., 1986 - The role of Plutonism in Low-pressure/High-temperature metamorphic belt formation. Nature, 323:794-797.

Miyashiro, A., 1973 - **Metamorphism and metamorphic belts.** George Allen & Uniwin, London, 492p.

Miyashiro, A., 1994 - **Metamorphic Petrology.** UCL Press, London, 404p.

Perfil'yev, Yu, S.; Roman'ko, Ye. F. & Chal'Yan, M. N., 1983 - Metamorphic Complexes of Central Iran. Geotectonics, 17:489-497.

Sengor, A. M. C., 1979 - Mid - Mesozoic closure of Permo - Triassic Tethys and its implications. Nature, 279:590-593.

Stall, A. F., 1911 - Persian; In: **Handbuch der regionalen geologie,** Heidelberg, Hft. 8, V. 5, pt. 6, 46p.

Stocklin, J., 1968 - Structural history and tectonics of Iran; a review. American Associatoin of Petroleum Geologists Bull; 52:1229 - 1285.

Valizadeh, M. V. & Cantagrel, J. M., 1975 - Premies donneés radiometríques (K-Ar)et (Rb-Sr) sur les micas du complexe du Mount d'Alvand. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 281, serie D., 1083-1086.

Vigneresse, J. L., 1995a - Contorol of granite emplacement by regional deformation. Tectonophysics, 249:173-186.

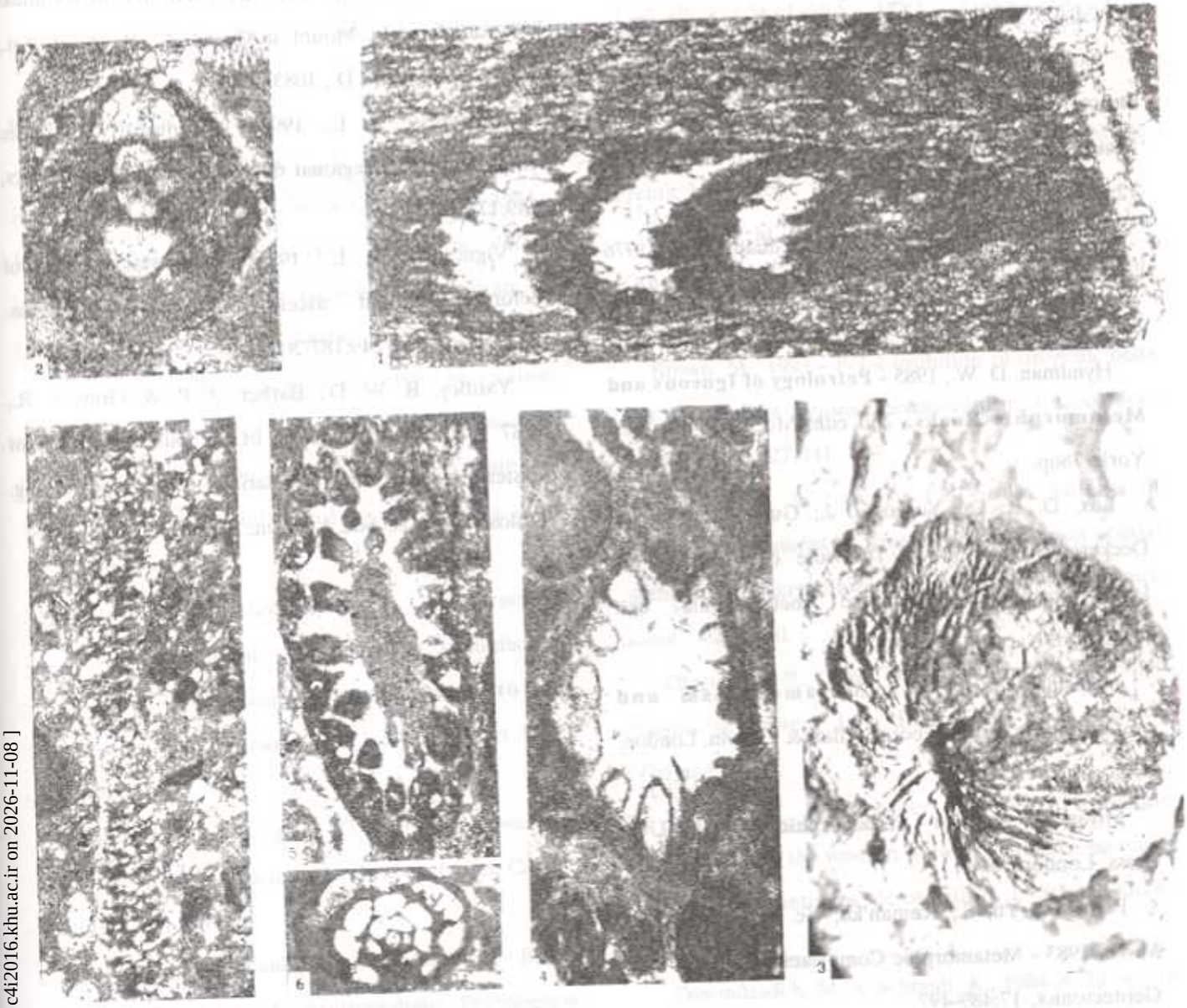
Vigneresse, J. L., 1995b - Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. Tectonophysics, 249:187-202.

Yardley, B. W. D.; Barber, J. P. & Gray, J. R., 1987 - The metamorphism of the Dalradian rocks of western Ireland and its relation to tectonic setting. Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 321:243-270.

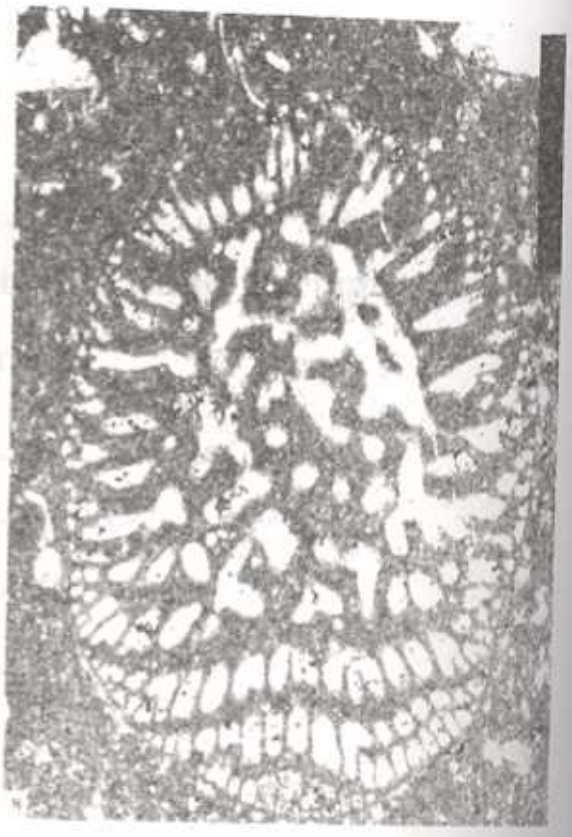
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-08]

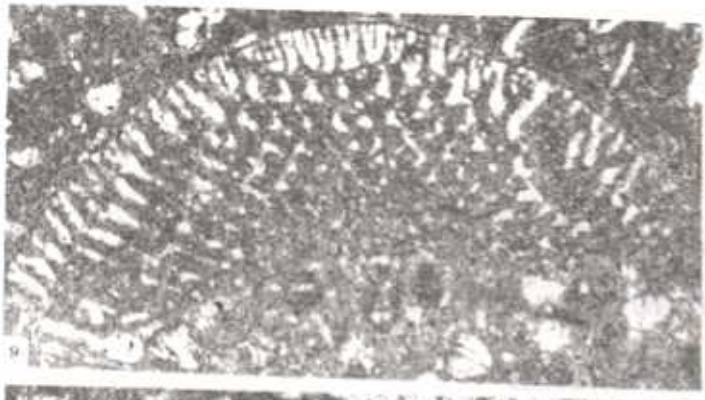
تابلوی ۱: نمونه‌هایی از فسیلهای کوه خان گورمز

1) Hauronia sp. (×40) ژوراسیک بالایی
2) Nautiloculina Oolithica (×40) ژوراسیک بالایی
3) Coral (×2) ژوراسیک بالایی
4) Trocholina sp. (×40) نئوکومین
5) Salpingoporella sp. (×40) نئوکومین
6) Karenthia sp. (×40) نئوکومین
7) Balkhanica sp. (×40) نئوکومین
8) Caneulina sp. (×40) بارمین ـ آپسین
9) Orbitolina discoidea (×40) بارمین ـ آپسین
10) Dictyoconus arabicus (×40) بارمین ـ آپسین



[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-08]







[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-08]