

فهرست

- بررسی زمین ساخت فعال گسل های تلخاب و توزلوکل و نقش آنها در شکل گیری تالاب میغان، اراک
لیلی ایزدی کیان، نسرتین پیری، محمدجواد اکبری و معصومه مولایی..... ۱
- مدل سازی الگوی تداخلی چین ها در مجموعه دگرگونی شمال گلبایگان با استفاده از نرم افزار متلب
محمد رضا شیخ الاسلامی..... ۱۱
- زمین شناسی، کانی شناسی، دگرسانی و پتانسیل سنجی کانسار لخشک، پهنه زمین درز سیستان بر مبنای مطالعات ژئوفیزیکی (IP/RS)
نسیم حیدریان دهکردی، شجاع الدین نیرومند، شهرام ادیب، حسینعلی ناچ آدین و سعید میرزایی..... ۲۵
- چینه نگاری زیستی بخش فوقانی سازند گرو بر اساس نانوفسیل های آهکی در برش تاقدریس شیخ صالح در شمال غرب کرمانشاه، پهنه لرستان (حوضه زاگرس)
سعیده سنماری..... ۴۱
- مطالعات رخساره شناسی و محیط تشکیل مجموعه آتشفشانی سهند (شمال غرب ایران)
فرهاد پیرمحمدی علیشه و احمد جهانگیری..... ۵۱
- سن چین خوردگی تاقدریس چریک در فروافتادگی دزفول بر اساس مطالعه هندسه چینه های رشدی
احمد لشکری، محمود رضا هیهات، محمد مهدی خطیب و مهدی نجفی..... ۶۹
- تحلیل بافت، ساخت و محیط تشکیل تبخیری های سازند کند در برش ساران، البرز مرکزی، بر اساس داده های صحرائی، پتروگرافی و پراش پرتو ایکس
زینب علیراده عرب و محبوبه حسینی برزی..... ۸۱

Contents

- **Morphotectonic investigation of Talkhab and Tozlugol faults and formation of the Meyghan playa, Arak**
Izadi Kian, L., Piri, N., Akbari Mihammad, J. and Molaei, M.....99
- **Modeling of the fold interference patterns from the northern Golpaygan metamorphic complex using MATLAB**
Sheikholeslami, M.R.....100
- **Geology, mineralogy, alteration and potential of Lakhshak deposit, the Sistan suture zone based on geophysical studies (IP/RS)**
Heydarian Dehkordi, N., Niroomand, S., Adib, Sh., Tajeddin, H. and Mirzaei, S.....101
- **Calcareous nannofossil biostratigraphy in the upper part of the Garau Formation in the Sheikh Saleh section in Northwest of Kermanshah, Lorestan Province (Zagros Basin)**
Senemari, S.....102
- **Facies studies and depositional environment of Sahand volcanic complex (NW of Iran)**
Pirmohammadi Alishah, F. and Jahangiri, A.....103
- **Determining the timing of folding of Jarik anticline in the Dezful embayment, based on the geometry of growth strata**
Lashgari, A., Heyhat, M.R., Khatib, M.M. and Najafi, M.....104
- **Analysis of texture, structure and depositional environment of evaporites in the Kond Formation, Saran section, Central Alborz, based on field data, petrography and XRD analysis**
Alizadeh-Arab, Z. and Hosseini-Barzi, M.....105



پژوهشکده علوم پایه کاربردی



سال ۱۵، شماره ۵۸، تابستان ۱۴۰۰

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر کمال خدائی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

سر دبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، استاد دانشگاه کرتین استرالیا

دکتر عزت... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

دکتر عبد... سعیدی، دانشیار سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر فریدون غضبان، استاد دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قوبدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر اصغر کهندل، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر داخلی: دکتر راحله هاتفی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر اجرایی: انسیه اسماعیلی

ویراستارها: دکتر حمیدرضا ناصری و ناعمه فاضلی

صفحه آرا: آرزو انصاری

تاریخ انتشار: تابستان ۱۴۰۰

چاپ: طرح و نقش

نشانی: تهران، بلوار کشاورز، خیابان ۱۶ آذر، پلاک ۴۰

نشانی دفتر فصلنامه:

تهران، اوین، دانشگاه شهیدبهشتی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی، صندوق پستی: ۱۹۶۱۵۱۱۷۱

تلفن: ۲۹۹۰۳۰۳۷، ۴-۲۲۴۳۱۹۳۳

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت فصلنامه: Journal.rias.ac.ir

وب سایت پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی: www.rias.ac.ir

این فصلنامه دارای مجوز علمی - پژوهشی به شماره ۳/۳۰۹ مورخ ۸۷/۱/۲۸ از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری می‌باشد.

این نشریه در پایه استنادی علوم جهان اسلام و نیز ایران ژورنال (نظام نمایه‌سازی مرکز منطقه‌ای اطلاع‌رسانی علوم و فناوری) نمایه شده است و دارای ضریب تاثیر می‌باشد. همچنین این نشریه در پایگاه‌های اطلاع‌رسانی زیر قابل دسترس است:

<http://www.isc.gov.ir>; <http://www.srlst.com>; <http://www.sid.ir>; <http://www.magiran.com>

راهنمای نگارش مقالات

فصلنامه زمین‌شناسی ایران هر سه ماه یک بار منتشر می‌شود و در زمینه‌های تخصصی زمین‌شناسی مقاله می‌پذیرد. هر مقاله تحقیقی فارسی باید دارای عنوان، چکیده فارسی، واژه‌های کلیدی به فارسی، مقدمه، روش مطالعه، بحث و نتیجه‌گیری، منابع، چکیده انگلیسی و واژه‌های کلیدی به انگلیسی باشد و اصول زیر در آن رعایت شود.

- متن مقاله باید با فاصله سطر ۱ cm و با رعایت حاشیه ۳ سانتی‌متر از لبه‌ها و قلم فارسی B Nazanin ۱۳ و انگلیسی Times New Roman ۱۱، در نرم‌افزار Word تایپ و تصاویر در فولدر جداگانه با فرمت Jpeg یا Tiff به نشانی zaminshenasiiran@yahoo.com به دفتر مجله ارسال شود (حداکثر تعداد صفحات مقاله ۱۵ صفحه می‌باشد).

- مقاله باید دارای یک برگ مشخصات مقاله به‌طور جداگانه شامل نام و نام خانوادگی نویسنده (گان)، مرتبه علمی و آدرس به هر دو زبان فارسی و انگلیسی، شماره تلفن و فاکس و پست الکترونیکی باشد.

- چکیده باید محتوای مقاله را با تأکید بر روش‌ها، نتایج و اهمیت و کاربرد نتایج بازگو نماید و حداکثر در ۲۵۰ کلمه نوشته شود. چکیده انگلیسی باید کاملاً منطبق با چکیده فارسی باشد.

- واژه‌های کلیدی تا پنج مورد به‌ترتیب حروف الفبا بلافاصله بعد از چکیده‌های فارسی و انگلیسی آورده شود.

- در صورت نیاز "سپاسگزاری" قبل از فهرست منابع آورده شود.

- منابع فارسی و به دنبال آن منابع خارجی به‌ترتیب حروف الفبا آورده شود. به‌عنوان مثال:

بابایی، م. و حسنی، ی.، ۱۳۸۳. الگوی سیستم زهکشی در معادن. فصلنامه تحقیقات منابع آب، ۱۲، ۲۷-۱۴.

Bellon, H., and Braud, J., 2003. Carbonate Sedimentary Environment, John Wiley, 360.

Cliff, R.A., Droop, G.T., and Rex, D., 1985. Alpine metamorphic in the south-east Tauern Window. Journal of Metamorphic Geology, 3, 403-415.

- در صورتی که از مقاله‌های اینترنتی استفاده شده است در فهرست منابع آورده شود. چنانچه مقاله‌ای دارای شماره doc. است در ادامه منابع آورده شود.

- برای ارجاع به منابع در متن از نام نویسندگان و سال انتشار منبع استفاده گردد.

- در متن مقاله از آوردن کلمات انگلیسی (به استثنای اسامی جنس و گونه فسیل‌ها و اسامی نویسندگان) خودداری شود و واژه‌ها (با ذکر شماره) در پاورقی آورده شود.

- عناوین جدول‌ها در بالا و عناوین شکل‌ها در زیر آنها نوشته شود. فقط از واژه شکل برای کلیه نمودارها و تصاویر استفاده شود. کلیه تصاویر میکروسکوپی همراه با مقیاس در زیر عکس باشد.

ارسال نسخه اصل شکل‌ها در ابتدای ارسال مقاله ضروری است.

نوشتار و اعداد روی شکل‌ها کاملاً خوانا باشد.

- برگ تعهد را امضا نموده و تا دریافت پاسخ نهایی نشریه، از ارسال آن به سایر نشریات خودداری فرمایید.

- مجله در ویراستاری، رد یا پذیرش مقالات مختار است.

بررسی زمین‌ساخت فعال گسل‌های تلخاب و توزلوگل و نقش آنها در شکل‌گیری تالاب میقان، اراک

لیلی ایزدی کیان^(۱)، نسرين پیری^(۲)، محمدجواد اکبری^(۳) و معصومه مولایی^(۲)

۱. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
۲. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
۳. دانشجوی دکتری تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بیرجند، خراسان جنوبی، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۸/۰۸

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۱/۱۶

چکیده

تالاب میقان در مرز کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان و کمربند آتشفشانی ارومیه-بزمان قرار دارد. دو گسل اصلی تلخاب و توزلوگل (تبرته) با حرکت امتداد لغز راست بر و امتداد شمال غرب-جنوب شرق در شکل‌گیری این حوضه نقش اصلی دارند. در این پژوهش شاخص‌های مورفوتکتونیک برای بررسی فعالیت‌های زمین‌ساخت این دو گسل مورد بررسی قرار گرفت. از جمله شاخص‌های اندازه‌گیری شده شاخص انتگرال ارتفاع سنجی، شاخص نبود تقارن حوضه زهکشی، شاخص شکل حوضه، شاخص گرادیان طولی رودخانه است. بررسی زمین‌ساخت فعال نسبی با استفاده از شاخص‌های فوق نشان می‌دهد که منطقه اراک از فعالیت نسبی متوسط تا زیاد برخوردار است. به‌خصوص منطقه حدفاصل بین دو گسل تلخاب و توزلوگل فعالیت بیشتری نسبت به دیگر مناطق دارند. فروافتادگی کویر میقان در اثر فعالیت گسل‌های تلخاب و توزلوگل در زمان پلیستوسن به‌صورت ترفشارشی راست بر شکل گرفته است. ضلع جنوب غربی دریاچه منطبق بر گسل توزلوگل می‌باشد. به نظر می‌رسد با توجه به مطالعات ریخت سنجی منطقه فعالیت گسل تلخاب نسبت به گسل توزلوگل بیشتر است و در شکل‌گیری دریاچه میقان نقش مهم‌تری ایفا کرده است.

واژه‌های کلیدی: ریخت زمین‌ساخت، گسل تلخاب، گسل توزلوگل، تالاب میقان، اراک.

مقدمه

در میان روش‌های زمین‌شناختی برای مطالعه حرکات تکتونیک فعال، بررسی‌های ژئومورفولوژی (زمین‌ریخت‌شناسی) و مورفوتکتونیک (ریخت زمین‌ساخت) نقش مهمی را ایفا می‌کنند، زیرا بسیاری از عوارض ژئومورفیک در مقابل حرکات تکتونیک فعال حساس هستند و تحلیل هندسی این عوارض نشانه‌ها و شواهدی پیرامون نوع، نرخ و آرایش تغییر شکل‌های تکتونیک فعال برای ما ارائه می‌دهند (سلیمانی، ۱۳۸۷). منطقه مورد پژوهش از نظر تقسیمات جغرافیایی کشوری در استان مرکزی و در شهرستان اراک قرار دارد. در بخش میانی این منطقه دریاچه فصلی توزلوگل (تالاب میقان اراک)

* نویسنده مرتبط: L.izadi@basu.ac.ir

دوره پلیستوسن تالاب میقان یکی از حوضه‌های مسیله و حوض سلطان بشمار می‌رفته است. نشست گرابنی گسل‌های حاشیه‌ای تالاب میقان (گسل تلخاب و توزلوگل) موجب تغییر مسیر شبکه زهکشی حوضه اصلی شده است (یمانی و اسدیان، ۱۳۸۳).

گسل‌های اصلی منطقه

گسل توزلوگل (تبرته)

این گسل با امتداد تقریبی N130 مرز به‌طور کامل مشخص میان رشته کوه‌های سنندج-سیرجان و کمر بند هفتاد قله است. این مرز که بدون شک قدیمی است در زمان کرتاسه پیشین به‌طور کامل فعال بوده و حوضه قاره‌ای ایران مرکزی با فرونشست ضعیف را از حوضه سنندج-سیرجان جدا می‌کند (شکل ۱). این مرز هم‌اکنون نیز یک مرز میان فروافتادگی توزلوگل و رشته کوه‌های سنندج-سیرجان است. شیب این گسل ۷۵ درجه به سمت شمال شرقی است و سازوکار امتداد لغز راست بر با مولفه معکوس دارد (اکبری، ۱۳۹۳). این گسل در منطقه مورد مطالعه همه توسط رسوبات آبرفتی کواترنری پوشیده شده است (مولایی، ۱۳۹۷).

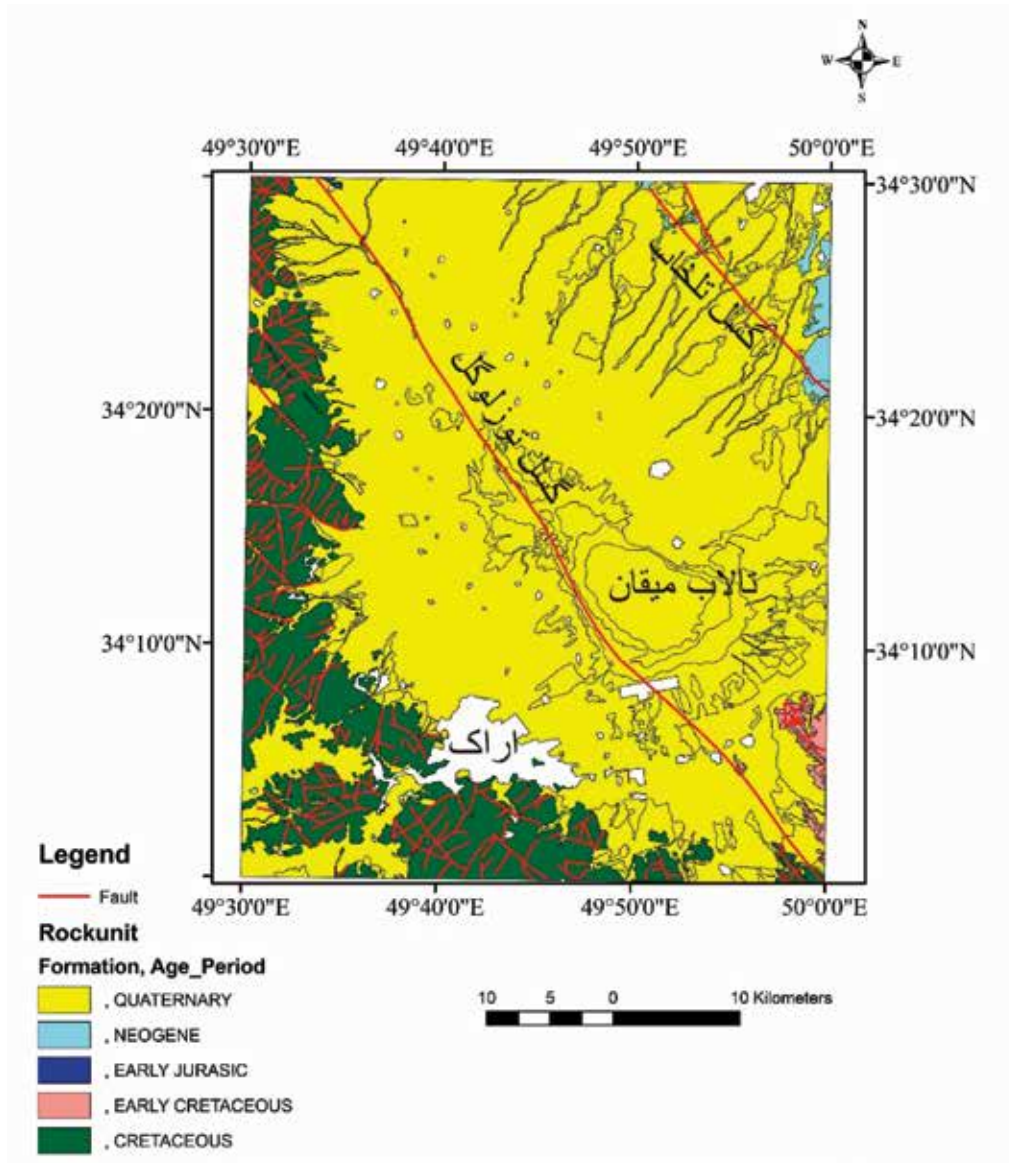
گسل تلخاب

این گسل با طول بیش از ۹۰ کیلومتر در شمال شرقی فروافتادگی توزلوگل با امتداد شمال غرب-جنوب شرق قرار دارد (شکل ۱). در بخشی از شمال غربی گسل تلخاب، رسوبات سازند قم برنزد دارد (خداپرست و همکاران، ۱۳۹۳). در بخش جنوبی این گسل به علت پوشیده شدن توسط رسوبات کواترنری رخنمون مناسبی ندارد ولی به سمت شمال گسل رخنمون مناسبی از آن دیده می‌شود (اکبری، ۱۳۹۳). به‌طور میانگین شیب این گسل بیش از ۸۰ درجه و به سمت شمال شرقی است و امتداد آن ۳۱۰ درجه است (شکل ۲) (اکبری، ۱۳۹۳). میل و روند خش لغزهای این گسل به ترتیب ۳۱۵، ۱۵ می‌باشد که سازوکار امتداد لغز راست بر با مولفه معکوس را نشان می‌دهد (شکل ۳). با توجه به جوان بودن کمر بند آشتیان نراق و اینکه بعد از زمان کرتاسه از طریق گسل تلخاب، در فاز کششی

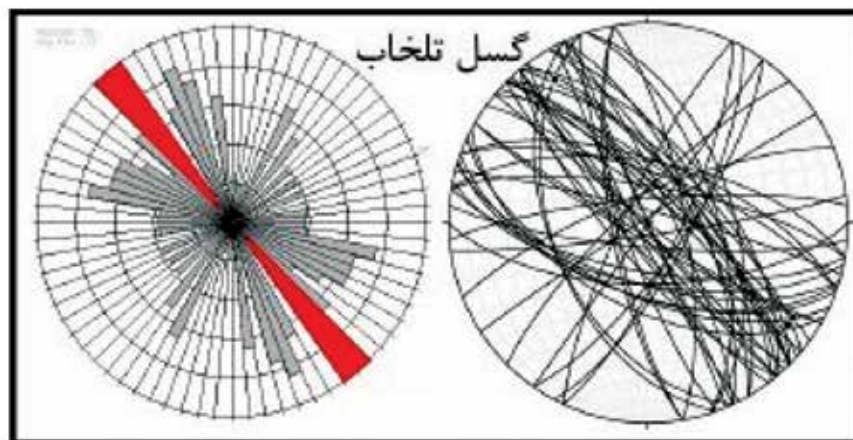
چشم‌انداز دل‌انگیزی را به نمایش گذاشته است. تالاب میقان در بین دو گسل اصلی تلخاب و توزلوگل قرار گرفته است و حرکات این دو گسل عامل شکل‌گیری این تالاب شده است.

موقعیت زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه

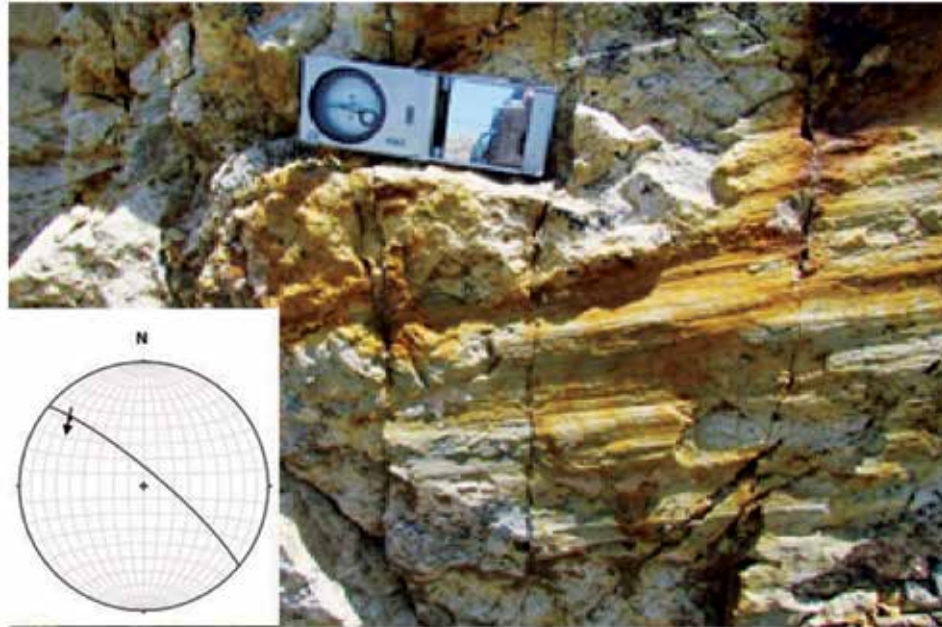
از دیدگاه زمین‌شناسی حوضه آبریز اراک در دو کمر بند سنندج-سیرجان و کمر بند ایران مرکزی قرار دارد (Sadat and Almasian, 1993) (شکل ۱) و امتداد چینه‌ها در آن مشابه روند کوهزاد زاگرس (شمال غرب-جنوب شرق) است. گسل جداکننده این دو کمر بند گسل تلخاب است و این گسل مجموعه چینه‌ای با زمان قبل از پالئوسن (سنندج-سیرجان) و بعد از پالئوسن (ایران مرکزی) را جدا می‌کند. اما در حوضه آبریز اراک مرز کمر بند سنندج-سیرجان و ایران مرکزی را کمر بند انتقالی به نام هفتاد قله تشکیل می‌دهد (قدیمی عروس محله و حسین‌نژاد، ۱۳۸۸). کمر بند اخیر دارای تشابه چینه‌ای با سنندج-سیرجان است و به‌طور کامل جدا از کمر بند ایران مرکزی می‌باشد. گسل توزلوگل یا تبرته جداکننده کمر بند سنندج-سیرجان از هفتاد قله و گسل تلخاب جداکننده کمر بند هفتاد قله از ایران مرکزی است. کمر بند ایران مرکزی در این حوضه به کمر بند آشتیان-نراق معروف است. از نظر پالئوجغرافی، این حوضه تا قبل از پالئوسن بخصوص در زمان کرتاسه به‌صورت حوضه دریایی بوده و در اثر فاز کوهزایی لارامین حوضه رسوبی چین‌خورده و در آن دو کمر بند سنندج-سیرجان و هفتاد قله از آب خارج شده و به‌صورت کوه‌های چین‌خورده ارتفاعات حوضه اراک را تشکیل داده‌اند (امامی و حاجیان، ۱۳۷۰). اما کمر بند آشتیان-نراق به‌صورت حوضه دریایی باقی مانده و در زمان ائوسن فعالیت‌های شدید آتشفشانی و به دنبال آن فعالیت‌های پس‌روی و پیشروی مجموعه‌ای از سازندهای قرمز زیرین، سازند قم و سازند قرمز فوقانی را بجای گذاشته و پس از آن فاز کوهزایی پلیوسن به‌صورت فعالیت‌های ماگمایی این کمر بند را تحت تاثیر قرار داده، به‌طوری‌که اثری از هیچ‌کدام از فعالیت‌های فوق در کمر بند سنندج-سیرجان و هفتاد قله دیده نمی‌شود (قدیمی عروس محله و حسین‌نژاد، ۱۳۸۸) (شکل ۱). در



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی اراک با تغییر (حدادیان، ۱۳۸۳)



شکل ۲. برداشت‌های صحرایی شکستگی‌ها مرتبط با گسل تلخاب



شکل ۳. آینه گسل تلخاب و خش لغزهای آن با حرکت راست بر با کمی مولفه معکوس و استریونت آن، دید به سمت جنوب غرب

فعالیت‌های آتشفشانی زیادی حتی تا ۲/۵ میلیون سال قبل ادامه داشته است می‌توان گفت گسل تلخاب فعال می‌باشد و امکان لرزه‌خیزی حاصل از این گسل شدیدتر از سایر گسل‌ها است (قدیمی و حسین‌نژاد، ۱۳۸۸).

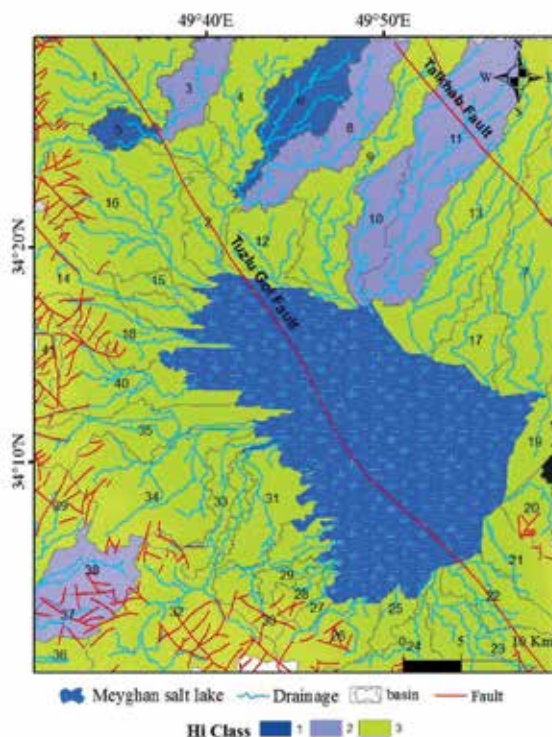
زمین‌ریخت‌شناسی منطقه

شاخص زمین‌ریخت‌شناسی زمین ساخت فعال، ابزار مفیدی برای بررسی تأثیر فعالیت زمین ساخت در یک ناحیه است. محاسبه این شاخص به وسیله نرم افزار Arc GIS و سنجش از دور (به عنوان ابزار شناسایی) در یک منطقه بزرگ برای تشخیص ناهنجاری‌های احتمالی مرتبط با زمین ساخت فعال سودمند است. این روش به ویژه در مناطقی که کار مطالعات کمی روی فعالیت زمین ساختی آن با استفاده از این روش صورت گرفته است، می‌تواند روش نو و مفیدی باشد. نو زمین ساخت فعال به مطالعه فرایندهای پویا و دینامیک مؤثر در شکل‌دهی زمین و چشم‌اندازهای موجود در آن می‌پردازد (Keller and Pinter, 2002). برای بررسی میزان دگرریختی ایجاد شده در اثر فعالیت‌های زمین ساختی می‌توان از شاخص‌های زمین‌ریخت‌شناسی استفاده کرد (EL Hamdouni et al., 2007; Azor et al., 2002; Keller and Pinter, 2002; Silva et al., 2003; Bull,

در این پژوهش نیز برای بررسی ریخت زمین ساخت فعال در منطقه مورد مطالعه شاخص‌های مورفوتکتونیک اعم از شاخص Hi (انتگرال فراسنجی)، SI (طول-شیب رودخانه)، Bs (شکل حوضه زهکشی)، Af (نبود تقارن حوضه زهکشی)، بررسی شده است. در نهایت بر پایه شاخص‌های محاسبه شده، شاخصی به نام فعالیت نسبی زمین ساختی I_{at}^1 تعیین شده است. برای دستیابی به شاخص‌های فوق ابتدا با استفاده از افزونه Arc Hydro در نرم افزار Arc GIS، حوضه‌های آبریز منطقه و آبراهه‌های اصلی هر حوضه استخراج شد، سپس پارامترهای لازم برای اندازه‌گیری هر شاخص استخراج و با استفاده از معادله مربوطه شاخص‌ها اندازه‌گیری شد. ۴۱ حوضه و آبراهه‌های مرتبط با هر حوضه در منطقه اراک با استفاده از DEM ۳۰ متر استخراج شد (شکل ۴).

1. Index of relative tectonics active

شش متغیر می‌باشد که نشان‌دهنده‌ی بیشترین فعالیت در حوضه‌های شش و پنج می‌باشد. حوضه پنج در مسیر گسل توزلوگل قرار دارد. در واقع با توجه به نقشه نهایی انتگرال ارتفاع سنجی بیشترین فعالیت زمین ساختی مربوط به پهنه بین دو گسل تلخاب و توزلوگل می‌باشد (شکل ۵).



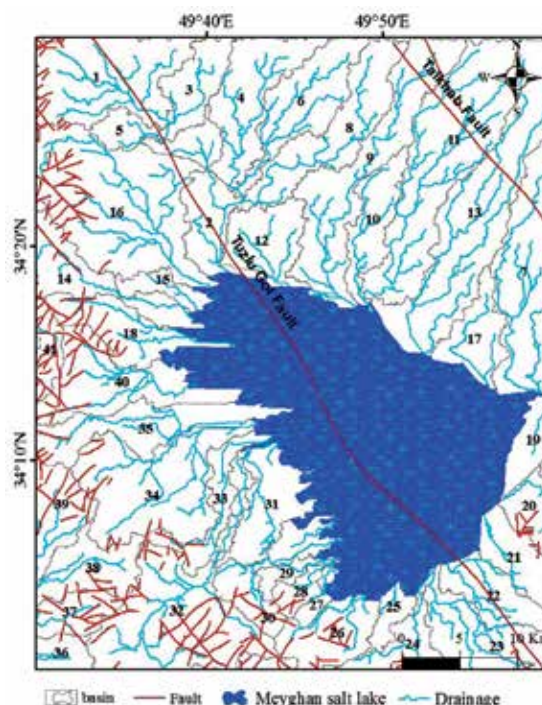
شکل ۵. نقشه رده‌بندی شاخص انتگرال ارتفاع سنجی منطقه اراک

شاخص طول جریان- شیب رود (SI)

شاخص SL توسط Hack (1973) جهت تأثیر متغیرهای محیطی بر روی پروفیل طولی رودخانه و اینکه آیا رودخانه‌ها به تعادل رسیده‌اند یا نه، تعیین شده است. SL از طریق رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$SL = (\Delta H / \Delta L) / L$$

برای محاسبه شاخص SL در نرم‌افزار GIS از شیوه‌های متفاوتی استفاده می‌شود. در این پژوهش ابتدا ارتفاع نقاطی که جهت محاسبه SL در نظر گرفته شده با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی منطقه (DEM) به دست آورده می‌شود که همان ΔH است و مقدار ΔL که طول افقی بین دو نقطه ΔH می‌باشد نیز به دست آورده می‌شود. L هم که طول کل کانال از ابتدا (سرشاخه) تا نقطه محاسبه SL می‌باشد نیز



شکل ۴. حوضه‌ها و آبراهه‌های استخراج شده با استفاده از DEM از ۳۰ متر

شاخص Hi (انتگرال فراز سنجی)

انتگرال فراز سنجی پراکندگی ارتفاع را در یک ناحیه خاص نشان می‌دهد (Strahler 1952). مقادیر بالای این شاخص نشان‌دهنده نواحی فعال و جوان و مقادیر پایین آن با نواحی قدیمی که فرآیند فرسایش بر آنها حاکم است و کمتر تحت تأثیر زمین‌ساخت فعال منطقه است، مرتبط هستند (El Hamdouni et al., 2008). اگر مقدار $Hi < 0.4$ طبق رده‌بندی در رده ۳ قرار می‌گیرد و $0.4 < Hi < 0.5$ در رده دو قرار می‌گیرد و $Hi > 0.5$ در رده یک قرار می‌گیرد، که نشان‌دهنده فعالیت زیاد نکتونیک می‌باشد (El Hamdouni et al., 2007). محاسبه شاخص Hi از طریق رابطه زیر به دست می‌آید.

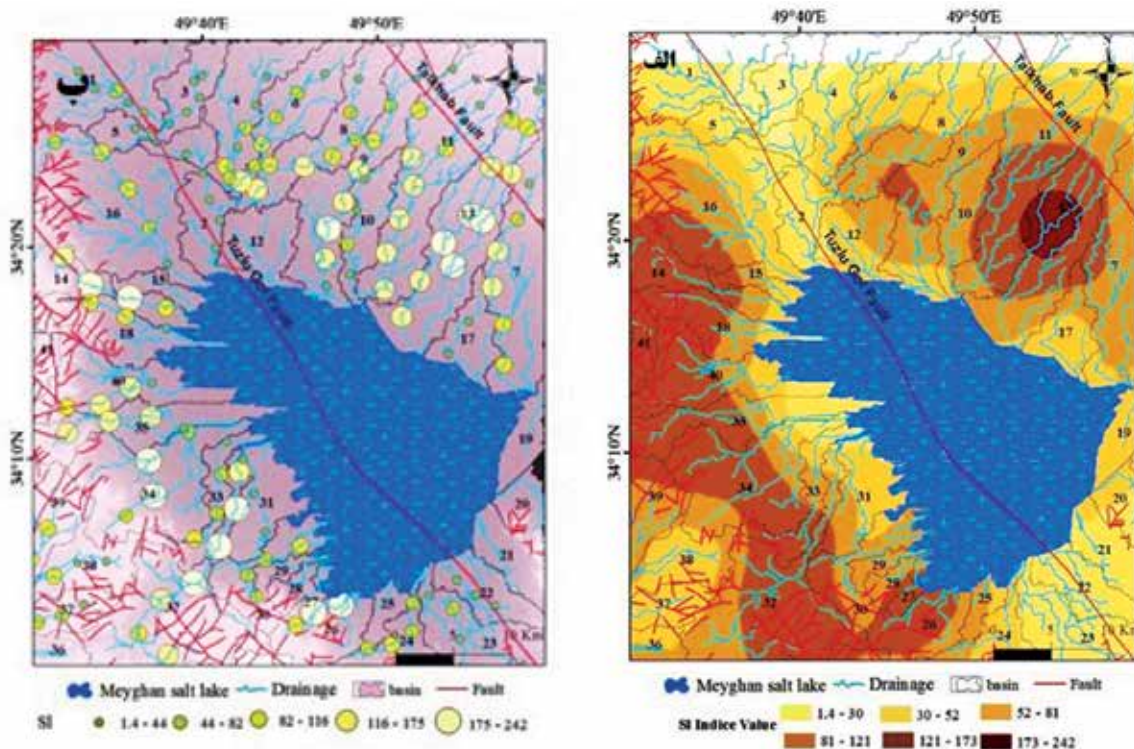
$$Hi = (H_{mean} - H_{min}) / (H_{max} - H_{min})$$

که در این رابطه H_{mean} مقدار ارتفاع میانگین در هر حوضه می‌باشد و H_{min} کمترین ارتفاع در هر حوضه و مقدار H_{max} بیشترین ارتفاع در هر حوضه را نشان می‌دهد. مقادیر شاخص انتگرال ارتفاع سنجی (Hi) در منطقه مورد مطالعه از مقدار ۰/۱ در حوضه ۲۲ تا مقدار ۰/۵ در حوضه

در منطقه اراک از مقادیر یک تا ۲۴۲ متغیر است. میزان شاخص طول جریان به شیب رود در بخش‌هایی از منطقه به‌طور ناگهانی افزایش یافته است. تغییرات در این شاخص می‌تواند متأثر از نوع سنگ‌شناسی موجود در منطقه و یا در اثر فعالیت گسل‌ها در منطقه باشد. به‌طور کلی مقدار این شاخص در سنگ‌های مقاوم افزایش یافته و در سنگ‌های نرم کاهش می‌یابد. با توجه به اینکه بخش غالب منطقه را رسوبات آبرفتی تشکیل داده است می‌توان دلیل مقادیر کم شاخص طول جریان به شیب رود را به نرم بودن سنگ‌های منطقه ارتباط داد. از طرفی تغییرات ناگهانی این شاخص در حوضه‌های دارای سنگ‌های یکسان و نرم را می‌توان به فعالیت گسل‌های منطقه نسبت داد. به‌خصوص در حدفاصل بین گسل‌های تلخاب و توزلوگل (تبرته) به‌طور ناگهانی مقدار این شاخص تغییر می‌کند. در بخش جنوب غرب نیز مقدار شاخص به نسبت دیگر مناطق بالاتر است که با توجه به اینکه اغلب سنگ‌های مقاوم کرتاسه در این بخش قرار دارند، می‌توان تاثیر نوع سنگ‌های منطقه را در نظر گرفت (شکل ۶-الف، ب).

محاسبه می‌شود و در رابطه مربوطه قرار می‌گیرد. شاخص SL به تغییرات شیب در بستر کانال بسیار حساس است، مقادیر عددی شاخص SL زمانی که سنگ‌های بستر رودخانه مقاوم باشند و یا در مناطقی که حرکات تکتونیکی فعال در تغییر شکل قائم پوسته زمین مؤثر باشند، زیاد می‌شوند. بنابراین مقادیر بالای SL در سنگ‌های با مقاومت کم و یا در سنگ‌های هم مقاومت، می‌تواند بیانگر حرکات تکتونیکی فعال و جوان باشد. شکل زمین و لیتولوژی سازندهای آن در مقدار این شاخص مؤثر می‌باشد (Keller and Pinter, 2002). مقدار بالای شاخص SL در سنگ‌های نرم ممکن فعالیت زمین ساختی جدید را نشان دهد. مقادیر کم و غیرعادی شاخص ممکن است معرف فعالیت زمین ساختی منطقه باشد، به‌عنوان مثال دره‌های خطی ایجاد شده توسط یک گسل راستا لغز، دارای شاخص SL با مقادیر کم است، چون سنگ‌ها در دره‌ها اغلب توسط جنبش‌های گسلی خرد شده‌اند و آبراهه‌ها از طریق آن در یک شیب کم راه خود را می‌پیمایند (Keller and Pinter, 2002).

با توجه به نقشه نهایی شاخص SI میزان این شاخص



شکل ۶. نقشه شاخص SI، الف) هم ارزش و ب) نقطه‌ای

حوضه زهکشی و A_t مساحت کل حوضه زهکشی است. بر اساس رده‌بندی انجام شده شاخص A_f که در شکل ۷ نشان داده شده است، مشخص می‌شود که منطقه مورد مطالعه از نظر تکتونیکی فعال می‌باشد. به‌ویژه حوضه‌هایی که در بخش‌های شمال شرقی و شمال غربی و جنوب شرق و همچنین بخش‌های کمی از غرب قرار دارند، نبود تقارن بیشتری را نشان می‌دهند (شکل ۸).

محاسبه شاخص شکل حوضه (Bs)

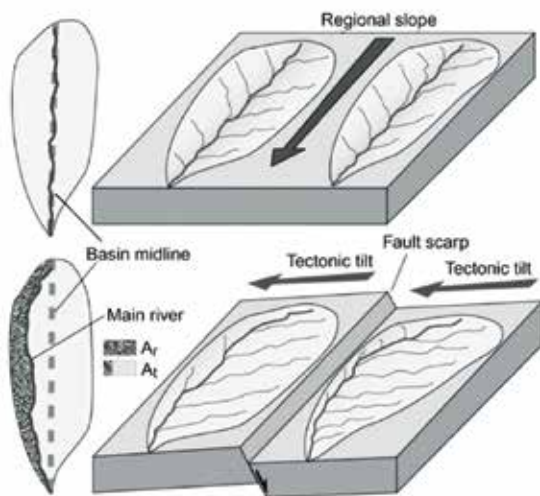
شاخص شکل حوضه از فرمول $B_s = B_l / B_w$ محاسبه می‌شود که در آن B_l طول حوضه، از محل مجرای خروجی تا بالاترین نقطه (دورترین) و B_w عرض حوضه است، که در عریض‌ترین بخش آن حوضه اندازه‌گیری می‌شود. بررسی شاخص شکل حوضه (B_s) نشان می‌دهد که حوضه‌های گسترده دو گسل تلخاب و توزلوگل بیشترین کشیدگی را نشان می‌دهند. حوضه‌های دارای مقادیر بالای این شاخص اغلب جوان هستند و در مناطقی که دچار برخاستگی یا فرونشینی هستند شکل حوضه‌ها کشیده‌تر می‌شود. به‌جز حوضه‌های حفاصل دو گسل، برخی از حوضه‌های جنوب غربی منطقه نیز کشیدگی نشان می‌دهند. این حوضه‌های مربوط به کمربند سندانج-سیرجان می‌باشند. با توجه به اینکه در این بخش شاخص انتگرال ارتفاع سنجی نیز بالا می‌باشد می‌توان برخاستگی این کمربند را عامل کشیدگی حوضه‌های این بخش دانست (شکل ۹).

الگوی آبراهه‌ها و فیزیوگرافی در حوضه آبریز اراک

در منطقه اراک رودخانه دایمی وجود ندارد و همه رودخانه‌ها فصلی هستند. الگوی آبراهه‌ها در بخش شمال شرق منطقه آبراهه‌های کشیده و موازی را نشان می‌دهند. همچنین زیر حوضه‌های این بخش نسبت به بخش‌های دیگر کشیده‌تر هستند و راستای شمال شرق جنوب غرب را نشان می‌دهند (شکل ۲).

شاخص نبود تقارن حوضه زهکشی (AF)

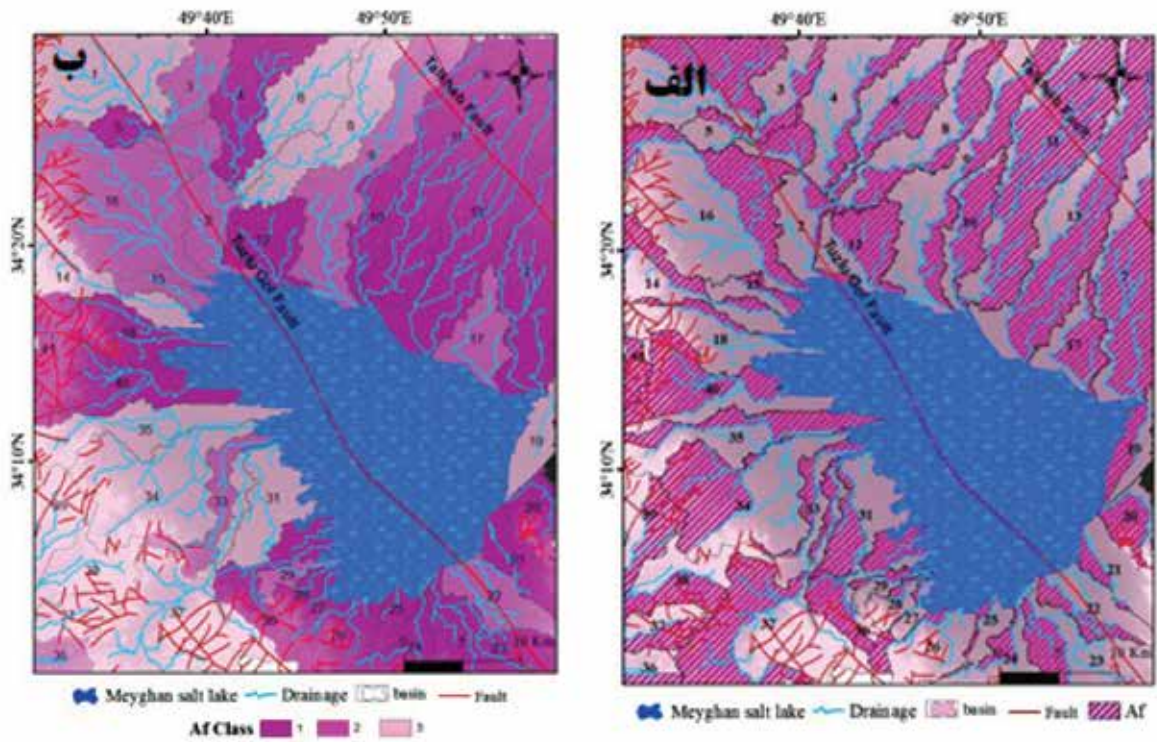
هندسسه شبکه‌های جریان را می‌توان به چند روش، هم کیفی و هم کمی مقایسه کرد. توسعه زهکش‌ها در حضور یک تغییر شکل زمین ساختی فعال، شبکه آبراهه‌ای با الگوی هندسی مشخصی را توصیف می‌کند. مقدار A_f برای یک شبکه آبراهه که همچنان به جریان خود در یک محیط پایدار ادامه می‌دهد حدود ۵۰ است. A_f حساس به کج شدگی عمود به روند آبراهه اصلی است. زمانی که مقدار A_f بیشتر یا کمتر از ۵۰ باشد، نشان‌دهنده تغییرات شیب است. به‌عنوان مثال در یک حوضه زهکشی که در آن جریان‌ات اصلی شمالی بوده و چرخش تکتونیکی به سمت غرب و رو به پایین است (شکل ۷). شاخه‌های فرعی موجود در شرق (راست) شاخه اصلی نسبت به شاخه‌های فرعی سمت غربی طولانی‌تر است. A_f در حوضه‌هایی که دارای سازند سنگی باشند نتایج بهتری را نشان می‌دهد. تفاوت در پوشش گیاهی دامنه‌های روبه شمال و جنوب نیز باعث نبود تقارن در دو سوی حوضه می‌شود.



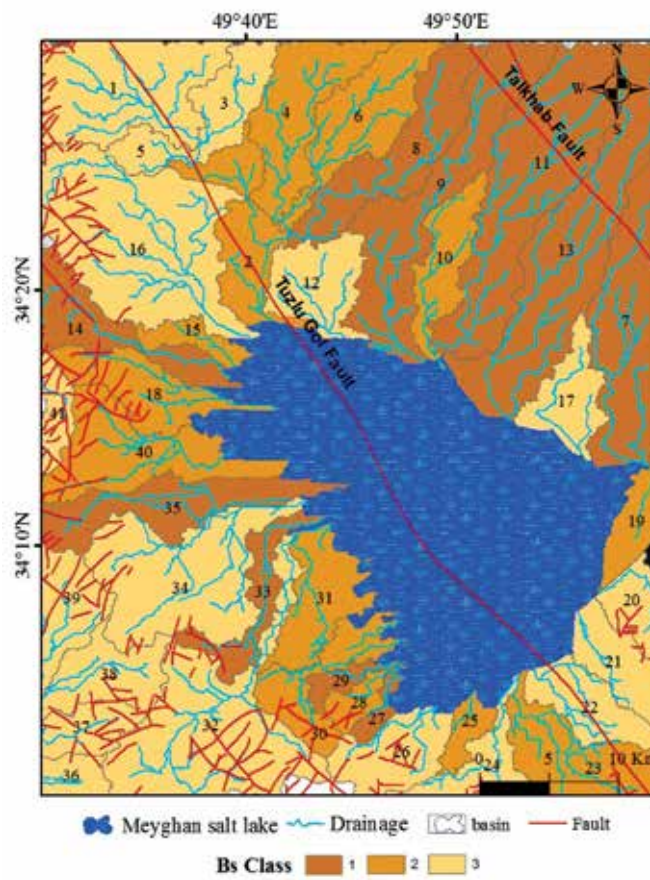
شکل ۷. نبود تقارن در حوضه زهکشی

محاسبه شاخص نبود تقارن حوضه (Af)

شاخص نبود تقارن با رابطه $A_f = (A_r / A_t) * 100$ توصیف می‌شود. در این رابطه A_r مساحت سمت راست



شکل ۸. نقشه مساحت سمت راست زیر حوضه‌ها و نقشه نهایی رده‌بندی شاخص نبود تقارن حوضه اراک



شکل ۹. نقشه رده‌بندی شاخص شکل زیر حوضه‌های اراک

علوم زمین، ۹۳، ۲۴۴-۲۳۵.

- سلیمانی، ش. ۱۳۸۷. رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیکی فعال و جوان (با نگرشی بر مقدمات دیرینه‌شناسی)، تهران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

- قدیمی عروس محله، ف.، ۱۳۸۱. بررسی پتانسیل آبی سازندهای سخت حوضه آبریز اراک، اداره کل آب استان مرکزی.

- قدیمی عروس محله، ف. و حسین نژاد، م. ر.، ۱۳۸۸. بررسی تکوین زمین‌شناسی حوضه آبریز کویر میقان اراک از حیث پتانسیل منابع آبی و استعداد لرزه‌خیزی، دانشکده فنی مهندسی اراک، دانشگاه علم و صنعت اراک.

- مولایی، م.، ۱۳۹۷. بررسی ریخت زمین‌ساخت و نوزمین ساخت گسل توزلوگل، اراک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه بوعلی سینا، ۸۵.

- یمانی، م.، اسدیان، خ.، ۱۳۸۳. شواهد ژئومورفولوژیکی عملکرد گسل‌های تیره و تلخاب در فرونشست چاله میقان، پژوهش‌های جغرافیایی، ۴۷، ۱۱۱-۱۲۱.

- Azor, A., Keller, E.A. and Yeats, R.S., 2002. Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain-Oak Ridge anticline, Ventura basin, southern California. Geological Society America Bulletin. 114, 745-753.

- Bull, W. B., 1978. Geomorphic tectonic classes of the south front of the San Gabriel mountains, California. U.S. Geological Survey Contract Report, 14-08-001-G-394, Office of earthquakes, volcanoes and engineering, Menlo Park, CA.

- Bull, W. B. and McFadden, L. D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehring, D.O (eds), Geomorphology in Arid regions. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium. State University of New York, Binghamton, 115-138.

- EL Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J. and Keller, E. A., 2007. Assessment of relative active tectonics. Southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). Geomorphology, 96, 150-173.

نتیجه‌گیری

بررسی زمین‌ساخت فعال نسبی با استفاده از شاخص‌های فوق نشان می‌دهد که منطقه اراک از فعالیت نسبی متوسط تا زیاد برخوردار است. به‌خصوص منطقه حدفاصل بین دو گسل تلخاب و توزلوگل فعالیت بیشتری نسبت به دیگر مناطق دارند. کویر میقان یک فروافتادگی گرابنی است که در اثر فعالیت گسل‌های تلخاب و تیره در زمان پلیستوسن در یک حوضه ترفشارشی راست بر شکل گرفته است. ضلع جنوب غربی دریاچه منطبق بر گسل توزلوگل (تیره) می‌باشد. به نظر می‌رسد با توجه به مطالعات ریخت‌سنجی منطقه فعالیت گسل تلخاب نسبت به گسل توزلوگل (تیره) بیشتر است و در شکل‌گیری دریاچه میقان نقش مهم‌تری ایفا کرده است. حضور ریزلرزه‌ها به‌صورت فوج‌گونه در حدفاصل بین دو گسل تلخاب و توزلوگل نشان‌دهنده فعالیت این دو گسل می‌باشد. الگوی کشیده حوضه‌ها و آبراهه‌های موازی آنها در بین دو گسل اصلی منطقه نشان می‌دهد که ریخت‌شناسی منطقه بخصوص در بخش بین دو گسل به‌شدت تحت تاثیر حرکات این گسل‌ها قرار دارد.

سپاسگزاری

از آقای دکتر فریدون قدیمی برای راهنمایی‌های ارزشمندشان تشکر و قدردانی می‌نماییم.

منابع

- اکبری، م. ج.، ۱۳۹۳. تحلیل ساختاری منطقه تفرش (شرق استان مرکزی) با نگرشی بر تغییر رژیم ساختاری منطقه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه بوعلی سینا، ۱۲۹.

- امامی، م. ه. و حاجیان، ج.، ۱۳۷۰. شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش قم سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- حدادیان، م.، ۱۳۸۳. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اراک، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

- خداپرست، ص.، محجل، م. و حاج امینی، س.، ۱۳۹۳. بررسی ساختاری و تاثیر تغییر ستبرای سازند قم بر هندسه ساختارها، منطقه دخان در غرب ساوه، فصلنامه

- Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index: U.S. Geological Survey. *Journal Research*, 1, 4, 421-429.
- Keller, E.A., Pinter, N., 2002. *Active Tectonics Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey, 362.
- Nogole-Sadat, M.A.A. and Almasian, M., 1993. *Tectonic Map of Iran*, Scale 1:1,000,000. Geological Survey of Iran.
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C. and Bardajm, T., 2003. Fault generated mountain fronts in Southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and earthquake activity . *Geomorphology*, 250, 203-226.
- Strahler, A. N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63, 1117-1142.

مدل سازی الگوی تداخلی چین‌ها در مجموعه دگرگونی شمال گلپایگان با استفاده از نرم‌افزار متلب

محمدرضا شیخ‌الاسلامی^(۱)

۱. دانشیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۶/۱۶

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۹/۰۹

چکیده

مدل‌سازی ساختارهای زمین‌شناسی نقش مهمی در شناخت هندسه ساختارها و نیز درک روابط ساختارها با یکدیگر دارد. در سال‌های اخیر مدل‌سازی رقومی با استفاده از رایانه مورد اقبال و توجه مهندسان و پژوهشگران علوم پایه قرار گرفته است. "متلب" یکی از نرم‌افزارهایی است که با امکانات گسترده خود برای تجزیه و تحلیل داده‌ها و مدل‌سازی در علوم مختلف از جمله زمین‌شناسی ساختاری مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این نوشتار مدل‌های ممکن از الگوهای تداخلی سه نسل چین‌خوردگی در سنگ‌های دگرگون ناحیه گلپایگان با استفاده از کد نوشته شده در نرم‌افزار متلب بازسازی شده‌اند. داده‌های مورد نیاز برای مدل‌سازی الگوهای تداخلی شامل وضعیت محور چین میانگین و صفحه‌های محوری میانگین مربوط به سه نسل پیاپی از چین‌خوردگی در سنگ‌های دگرگون هستند و بر پایه اندازه‌گیری‌های صحرائی به دست آمده‌اند. بررسی‌های صحرائی نشان می‌دهد، چین‌های نسل اول و دوم تا حدودی هم‌محور ولی چین‌های نسل سوم دارای روند محوری متفاوت با دو نسل چین‌خوردگی پیش از خود هستند. نتایج حاصل از مدل‌سازی نشان می‌دهد شکل‌گیری چهار حالت کلاسیک از الگوی تداخلی چین‌ها در برش‌های افقی (دید نقشه‌ای) و عمودی سنگ‌های دگرگون گلپایگان امکان‌پذیر است. الگوهای تداخلی به دست آمده توسط این مدل‌سازی همخوانی نزدیکی با الگوهای تداخلی واقعی مشاهده شده در مقیاس رخنمون و مقیاس ناحیه‌ای دارند. با استفاده از مدل‌سازی صورت گرفته می‌توان تعیین کرد، الگوهای تداخلی متفاوت چین‌ها در مجموعه دگرگونی شمال گلپایگان مربوط به فرآیند کدام نسل‌های چین‌خوردگی هستند.

واژه‌های کلیدی: الگوی تداخلی، چین، گلپایگان، مدل‌سازی، نرم‌افزار متلب.

مقدمه

گرفته‌اند (Moosavi et al., 2014; Sheikholeslami et al., 2019). فرآیندهای دگرگونی دینامیکی و نفوذ توده‌های آذرین باعث تبلور کانی‌های مشخصی شده که نشان‌دهنده سه مرحله دگرگونی پیش‌رونده، پس‌رونده و مجاورتی هستند (Rachidnejad et al., 2002). تغییر شرایط زمین‌ساختی در زمان‌های مختلف در این ناحیه باعث ایجاد مرحله‌های دگرگونی متفاوتی شده‌اند که هر

سنگ‌های مجموعه دگرگونی شمال گلپایگان بخشی از واحدهای دگرگون ایران مرکزی هستند که در لبه جنوبی آن در کنار پهنه سندانج-سیرجان واقع شده‌اند (شیخ‌الاسلامی و زمانی پدram، ۱۳۸۴). بررسی ویژگی‌های دگرگونی و ساختاری در این ناحیه نشان می‌دهد، سنگ‌های این مجموعه تحت اثر چندین مرحله دگرگونی و دگرریختی قرار

* نویسنده مرتبط: rezasheikholeslami@yahoo.com

روش مطالعه

در این مقاله بر پایه اندازه گیری محور و سطوح محوری چین ها در مجموعه دگرگونی شمال گلپایگان، هندسه چین ها تفکیک و به صورت استریوگرام های سه نسل چین خوردگی، با استفاده از نرم افزارهای استریونت و تکتونیک اف بی رسم شده اند. پس از تعیین محور و صفحه های محوری میانگین مربوط به هر یک از سه نسل چین خوردگی، الگوهای تداخلی ممکن، حاصل فرانهادگی نسل های مختلف چین خوردگی توسط نرم افزار متلب بازسازی شده اند. در مرحله بعد انطباق مدل های به دست آمده با الگوهای تداخلی واقعی چین ها در مقیاس رخنمون و در مقیاس ناحیه ای بررسی شده است.

معرفی مرحله های دگرریختی در مجموعه دگرگون گلپایگان

بررسی عناصر ساختاری شامل برگوارگی، خطوارگی و چین خوردگی ها در واحدهای مختلف دگرگونی و نیز زمان نسبی شکل گیری آن ها نشان می دهد که دست کم سه مرحله ای اصلی دگرریختی شکل پذیر این سنگ ها را تحت تاثیر قرار داده اند (Sheikholeslami et al., 2019). ایجاد دگرریختی ناحیه ای در این سنگ ها در ابتدا باعث شکل گیری چین ها و برگوارگی های اولیه در مجموعه های سنگی مختلف شده که طی مراحل بعدی هندسه آنها تغییر کرده است. طی مرحله اول دگرریختی شکل پذیر (D1)، سنگ های رسوبی و آذرین موجود در ناحیه دچار تغییرات ساختاری و بافتی شده اند. در این مرحله چین های نسل اول، برگوارگی نسل اول، خطواره ها و بودین های نسل اول شکل گرفته اند.

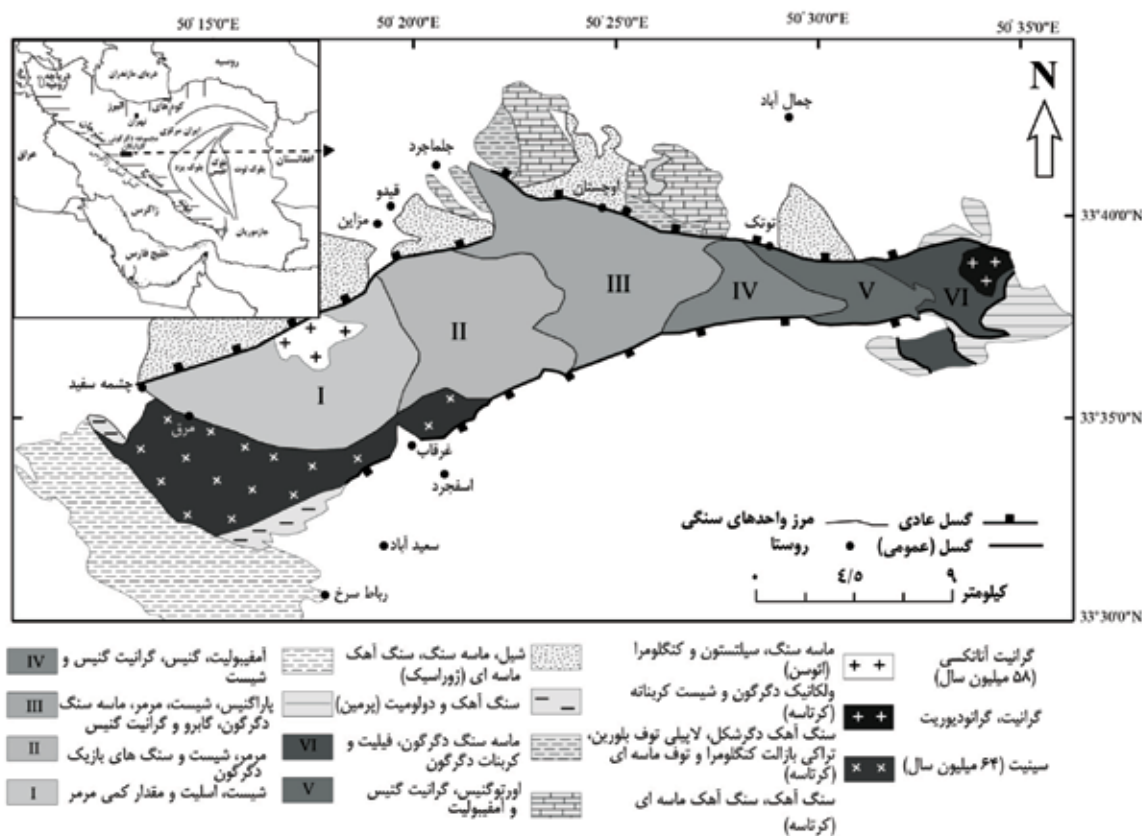
مرحله ای دوم دگرریختی در ادامه شرایط دگرریختی شکل پذیر روی داده و حاصل آن ایجاد ساختارهای میلیونیتی در مقیاس گسترده است (Moosavi et al., 2014). چین های نسل دوم، برگوارگی میلیونیتی و خطواره کشیدگی کانی در این مرحله از دگرریختی ایجاد شده اند. در اثر برش و جابجایی ایجاد

کدام با ساختارهای خاص خود قابل شناسایی هستند. بررسی مراحل دگرریختی بر پایه مطالعات ساختاری و ریزساختاری نشان می دهد، سنگ های موجود در این ناحیه تحت اثر پنج مرحله دگرریختی قرار گرفته اند. سه مرحله اول دگرریختی در شرایط دگرریختی شکل پذیر، مرحله چهارم دگرریختی در شرایط شکل پذیر-شکننده^۲ و آخرین مرحله دگرریختی در شرایط شکننده^۳ روی داده است (Moritz et al., 2006; Sheikholeslami et al., 2019). چین خوردگی ها از ساختارهایی هستند که طی سه نسل متوالی در جریان دگرریختی شکل پذیر پیش رونده به وجود آمده اند. در این پژوهش چین های شکل گرفته طی این سه نسل متوالی معرفی و الگوی تداخلی آن ها بازسازی شده اند. مدل سازی الگوهای تداخلی چین ها بر پایه کد نوشته شده در نرم افزار متلب توسط M.P.J Schöpfer (www.fault-analysis-group.ucd.ie) صورت گرفته است. در نهایت الگوهای به دست آمده توسط مدل سازی با الگوهای تداخلی واقعی مشاهده شده در صحرا مقایسه شده اند.

جایگاه زمین ساختی و زمین شناسی ناحیه ای

مجموعه دگرگونی گلپایگان در حاشیه جنوب غربی پهنه ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱). راندگی اصلی زاگرس این ناحیه را از کوه های زاگرس جدا می کند. مجموعه دگرگونی گلپایگان شامل بخش شرقی در شمال موهه و بخش غربی، در شمال گلپایگان است (رضایی نژاد و همکاران، ۱۳۹۶، Rachidnejad-Omran et al., 2002; Moosavi et al., 2014). این مجموعه دگرگونی از سنگ های مختلفی شامل شیست، مرمر، اسلیت، گنیس و آمفیبولیت به سن پرکامبرین تا کامبرین تشکیل شده است. سنگ های دگرگون در این مجموعه توسط سنگ های کربناته پرمین، رسوبات تخریبی ژوراسیک، سنگ های کربناته کرتاسه و رسوبات تخریبی ائوسن پوشیده شده اند. پهنه های برشی کششی و نیز گسل های جدایشی^۴ سنگ های دگرگون را از سنگ های دگرگون نشده و نیز سنگ نهشته های پراکنده حوضه های رسوبی جدا کرده اند (Moritz et al., 2006) (شکل ۱).

1. Ductile
2. Ductile-Brittle
3. Brittle
4. Detachment faults



شکل ۱. نقشه زمین شناسی ساده از مجموعه دگرگونی شمال گلپایگان و جایگاه زمین ساختی آن در میان پهنه های ساختاری ایران (Sheikhholeslami et al., 2019).

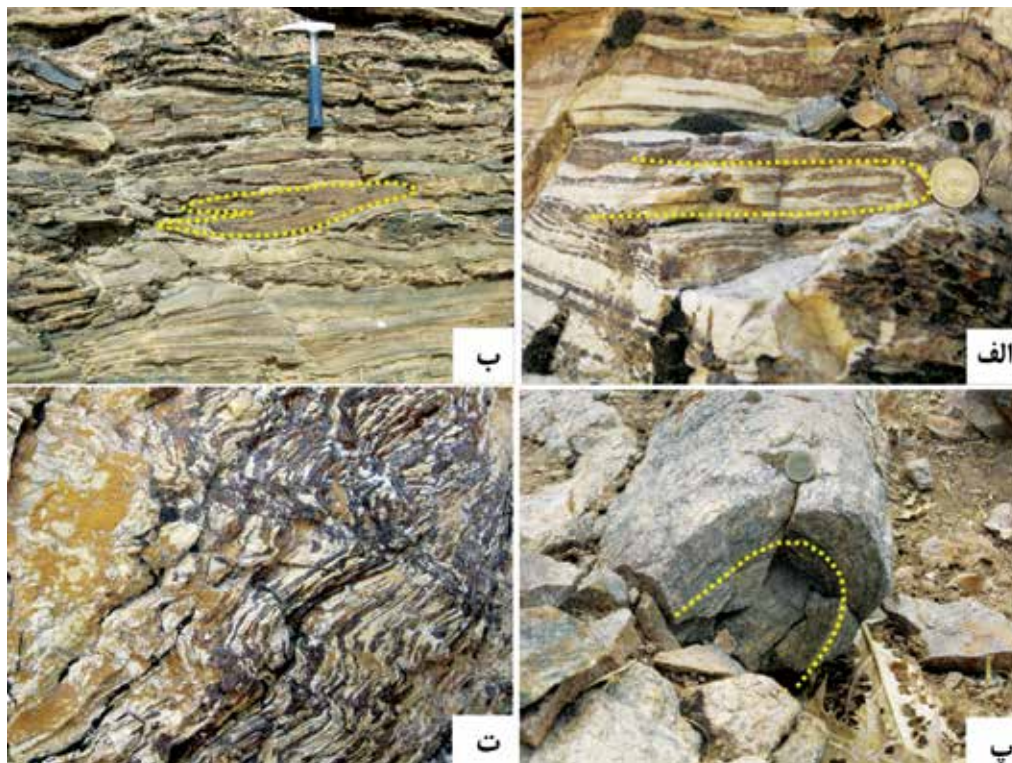
ایجاد فشردگی و کشیدگی در جریان اعمال دگربرختی های بعدی، یال های این دسته چین ها کشیده شده و ضخامت آنها در بخش لولا افزایش یافته است. در نتیجه این فرآیند، بیشتر این چین ها به حالت چین های مشابه^۱ و بدون ریشه درآمده اند (شکل ۲-ب). از ویژگی های شناسایی این چین ها در صحرا همراه نبودن آنها با ریزچین ها و یا چین های پارازیتی است. این دسته از چین ها در انواع سنگ ها و در مقیاس رخنمون دیده می شوند، ولی تمرکز آنها در مرمر و کالک شیست های منطقه بیشتر و در گنیس، شیست، اسلیت و کوارتزیت کمتر است. استریوگرام های شکل های ۳-الف و ب نشان دهنده مقادیر اندازه گیری شده محور و صفحه محوری چین های F1 در واحدهای دگرگونی مختلف می باشد. محور میانگین این دسته از چین ها دارای وضعیت ۰۹۲/۱۷ (میل/روند) و صفحه محوری میانگین ۱۴۶/۰۲ (شیب/جهت شیب) می باشد.

شده طی این مرحله از دگربرختی، چین ها و بودین های شکل گرفته در مرحله اول و دوم به ترتیب به چین های جدا شده و بی ریشه و بودین های کشیده و نامتقارن تبدیل شده اند. مرحله سوم دگربرختی به نسبت مرحله های قبل، شدت کمتری داشته و در شرایط دگرگونی پایین تری روی داده است. با این حال دگربرختی هنوز در شرایط شکل پذیر بوده است. با توجه به ویژگی های سنگ شناسی هر کدام از واحدهای دگرگونی، ساختارهای مربوط به این مرحله در تمامی واحدها به صورت یکسان گسترش نداشته و در برخی واحدها گسترش کمتری دارد. این مرحله دگربرختی باعث ایجاد چین ها، برگوارگی ها و خطوارگی های نسل سوم شده است.

هندسه چین ها

چین های نسل اول (F1): چین های نسل اول بیشتر به صورت چین های هم شیب^۱ دیده می شوند (شکل ۲-الف). یال های این چین ها موازی با برگوارگی اولیه (S1) بوده و تنها در بخش لولای چین با این برگوارگی زاویه می سازند. به دلیل

1. Isoclinal
2. Similar folds



شکل ۲. نمونه‌هایی از چین‌های ایجاد شده در مرحله‌های مختلف دگرریختی، الف) چین نسل اول (F1) از نوع موازی با برگوارگی در توالی مرمر و کالک شیست، جنوب جلمجرد، ب) چین نسل اول بدون ریشه در مرمرهای جنوب شرقی مزاین که در اثر جابجایی و ایجاد برش شکل گرفته است، پ) چین نسل دوم با صفحه محوری پرشیب در گنیس‌های جنوب توتک، ت) چین نسل سوم از نوع ریزچین در شیست‌های جنوب غربی مزاین

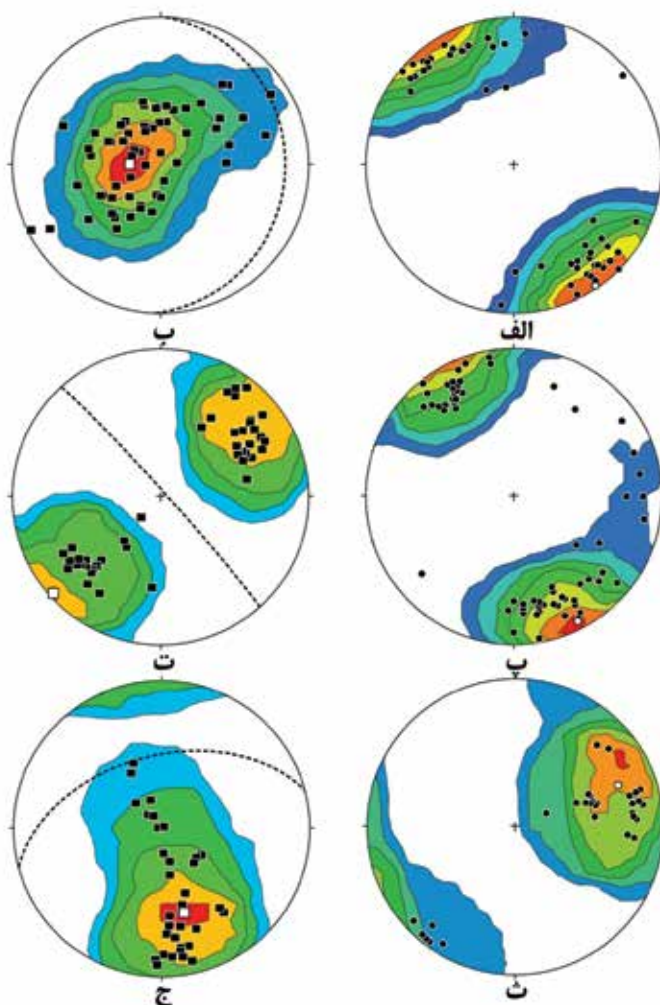
سوم دگرریختی ایجاد شده‌اند، بیشتر از نوع ریزچین^۱ و چین‌های میان مقیاس هستند. صفحه محوری آن‌ها با برگوارگی اولیه زاویه بزرگی می‌سازد (شکل ۲-ت). به دلایل سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی، حضور این چین‌ها در انواع شیست‌ها، به‌ویژه میکاشیست‌های ناحیه بیشتر است. ریزچین‌ها به دو گونه گسترش یافته‌اند. دسته‌ای از آن‌ها توسط برگوارگی ریزچین قطع شده و دسته‌ی دیگر شامل ریزچین‌های متشکل از لایه‌های غنی از کانی‌های مافیک و لایه‌های کوارتزفلدسپاتیک، بدون حضور برگوارگی ریزچین هستند. استریوگرام‌های شکل‌های ۳-ث و ج نشان‌دهنده‌ی وضعیت محور و صفحه‌های محوری این دسته از چین‌هاست. محور میانگین این چین‌ها دارای وضعیت ۰۶۸/۲۶ (میل/روند) و صفحه محوری میانگین ۳۴۵/۴۹ (شیب/جهت شیب) می‌باشد.

چین‌های نسل دوم (F2): چین‌های نسل دوم بیشتر از نوع چین‌های ایستاده افقی تا مایل هستند و از مشخصه‌های شناسایی آن‌ها همراهی با چین‌های پارازیتی S، Z و M شکل است. این چین‌ها هم به صورت موازی و هم به صورت مشابه دیده می‌شوند. گسترش این چین‌ها در مرمر، کالک شیست و گنیس به نسبت واحدهای سنگی دیگر بیشتر است (شکل ۲-پ). این چین‌ها بیشتر در مقیاس رخنمون هستند اما انواع ناحیه‌ای آن‌ها نیز توسط موسوی و محجل (۱۳۹۳) گزارش شده‌اند.

استریوگرام‌های شکل ۳-پ و ت نشان‌دهنده وضعیت محور و صفحه‌های محوری این چین‌ها در واحدهای دگرگونی مختلف می‌باشند. محور میانگین این دسته از چین‌ها دارای وضعیت ۱۵۳/۰۶ (میل/روند) و صفحه محوری میانگین ۰۴۸/۸۷ (شیب/جهت شیب) می‌باشد.

چین‌های نسل سوم (F3): این چین‌ها که طی مرحله

1. Crenulation



شکل ۳. استریوگرام‌های نمایش دهنده‌ی محور و صفحه‌های محوری اندازه‌گیری شده چین‌های نسل‌های مختلف در مجموعه دگرگونی شمال گلپایگان، الف) استریوگرام محور چین‌های نسل اول (F1)، ب) استریوگرام صفحه محوری چین‌های نسل اول، پ) استریوگرام محور چین‌های نسل دوم (F2)، ت) استریوگرام صفحه محوری چین‌های نسل دوم، ث) استریوگرام محور چین‌های نسل سوم (F3)، ج) استریوگرام صفحه محوری چین‌های نسل سوم، (محور چین با دایره سیاه، قطب صفحه محوری چین با مربع سیاه، محور چین میانگین با دایره سفید، قطب صفحه محوری میانگین با مربع سفید و صفحه محوری میانگین با خط چین نمایش داده شده‌اند. استریوگرام‌ها بر پایه اندازه‌گیری مستقیم عناصر ساختاری در صحرای داده‌های ساختاری ارائه شده توسط Moosavi et al., 2014 رسم شده‌اند)

چین‌های فرانهاده و الگوهای تداخلی چین‌ها

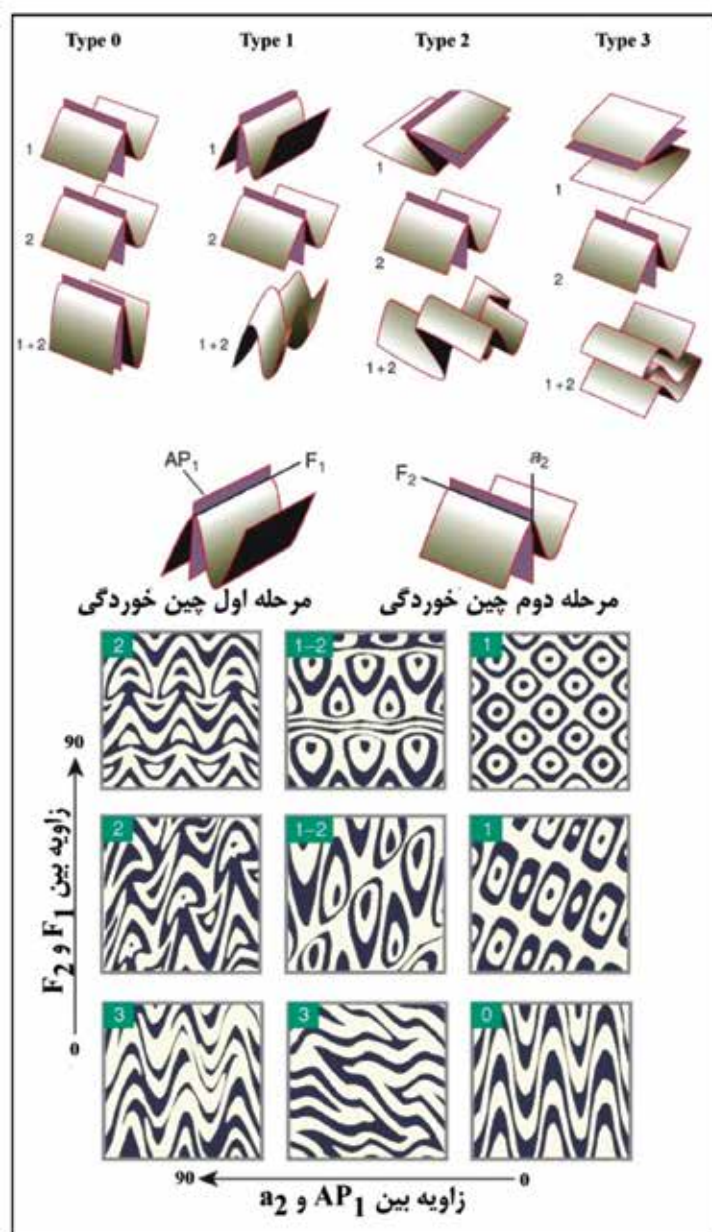
صورت ناهم‌محور خوانده می‌شوند. فرآیند چین خوردگی مجدد را بازچین خوردگی^۲ و الگوهای ناشی از بازچین خوردگی را الگوهای تداخلی چین^۳ می‌نامند. نوع الگوی تداخلی اطلاعاتی را در مورد جهت‌گیری و روابط زاویه‌ای دو نسل از چین ارائه می‌کند. بر پایه جهت‌گیری محور صفحات محوری چین‌های فرانهاده، چهار الگوی مشخص مطابق

در مناطقی که رویدادهای متعدد دگربرختی اثر کرده‌اند، افزون بر چین‌های اولیه، ساختارهای پیچیده‌تری به نام چین‌های فرانهاده^۱ شکل می‌گیرند. این ساختارها حاصل تکرار فرآیند چین خوردگی هستند. چین فرانهاده چینی است که محور یا صفحه محوری آن توسط یک چین جوان‌تر چین خورده باشد. چنانچه چین‌های فرانهاده دارای محورهای موازی با یکدیگر باشند، هم‌محور و در غیر این

1. Superimposed folds
2. Refolding
3. Fold interference patterns

تداخلی دو بعدی چین هایی که طی دو نسل متفاوت به وجود آمده اند، بر پایه زاویه بین محور چین نسل اول و دوم (F_1, F_2) و زاویه بین صفحه محوری چین اول (AP_1) و محور چین دوم (a_2) قابل نمایش است (شکل ۴).

شکل ۴ توسط Ramsay and Hubber (1987) معرفی شده است. الگوی شماره صفر به نام فرانهادگی افزونه، الگوی شماره یک به نام الگوی گنبد و حوضه^۱، الگوی شماره دو به نام الگوی گنبد-هلال-قارچی^۲ و الگوی شماره سه به نام الگوی همگرا-واگرا^۳ شناخته می شوند. الگوی



شکل ۴. چهار دسته الگوی تداخلی چین خوردگی سه بعدی (بالا) و الگوهای تداخلی دو بعدی حاصل در صفحه افقی (پایین) (برگرفته از Ramsay and Hubber, 1987)

1. Redundant superposition
2. Dome and basin
3. Dome-crescent-mushroom
4. Convergent-divergent pattern

مدل سازی الگوهای تداخلی چین ها با استفاده از نرم افزار متلب

برای دستیابی به تمامی الگوهای تداخلی ممکن از چین ها در ناحیه مورد مطالعه به شیوه توضیح داده شده، ابتدا الگوی تداخلی چین نسل دوم بر روی چین نسل اول را به دست می آوریم. سپس الگوی تداخلی چین های نسل دوم بر چین نسل سوم و در نهایت الگوی تداخلی چین نسل سوم بر چین نسل اول را رسم می کنیم. از آنجا که نرم افزار، محور چین و صفحه محوری را به صورت صفحه و زاویه ریک می پذیرد، لازم است داده های مربوط به محور چین خوردگی و سطوح محوری نسل های مختلف چین خوردگی را به صورت سه صفحه مجزا با زاویه ریک مشخص به دست آوریم. با توجه به اینکه در استریوگرام های شکل ۳ محورهای میانگین به طور تقریبی بر روی صفحه های محوری مربوط قرار دارند، برای تصحیح از نرم افزار تکتونیک اف پی استفاده کرده و نقطه معرف محور چین میانگین هر نسل چین خوردگی را بر روی دایره بزرگ معرف صفحه محوری میانگین همان نسل منطبق می کنیم. جدول ۱ و شکل ۵ نشان دهنده مقادیر تصحیح شده محور (روند/میل و زاویه ریک) و صفحه های محوری (شیب و جهت شیب) میانگین مربوط به سه نسل چین خوردگی در ناحیه مورد مطالعه برای ورود به نرم افزار هستند.

با وارد کردن اطلاعات جدول ۱ در نرم افزار متلب، حالت های مختلف الگوهای تداخلی چین های نسل های مختلف رسم می شوند. با مقایسه الگوهای رایانه ای به دست آمده و الگوهای تداخلی مشاهده شده در صحرا می توان فرآیند گذاری نسل های مختلف چین خوردگی را ارزیابی کرد.

با توجه به حضور نسل های مختلف چین خوردگی در مجموعه دگرگون شمال گلپایگان، الگوهای تداخلی متعددی از چین خوردگی ها حین برداشت های صحرایی شناسایی شده اند. به منظور تعیین الگوهای تداخلی امکان پذیر در ناحیه و انطباق آنها با الگوی تداخلی مشاهده شده از چین ها در مقیاس های رخنمون و تصویرهای ماهواره ای، از کد نگارش شده در نرم افزار متلب توسط M.P.J Schöpfer (www.fault-analysis-group.ucd.ie) استفاده شده است. روش کار بدین صورت است که با بارگذاری و اجرای این کد در نرم افزار متلب، وضعیت محور و صفحه های محوری دو چین مشخص توسط نرم افزار خواسته می شود. این اطلاعات به صورت دایره بزرگ و زاویه ریک توسط کاربر وارد می شود. نرم افزار ابتدا استریونت مربوط به داده ها را نمایش می دهد. پس از تایید کاربر، الگوی تداخلی دو بعدی از این چین ها به صورت رنگی یا سیاه و سفید رسم می شود. الگوی تداخلی حاصل به صورت شش وجه یک مکعب مربع باز شده به نمایش در می آید که دو وجه آن دید نقشه ای و چهار وجه دیگر دید عمودی هستند. لازم به ذکر است اطلاعاتی در خصوص پارامترهای چین خوردگی نیز برای نرم افزار قابل تعریف است و برای سهولت کار می توان از پیش فرض تعیین شده در کد استفاده کرد. خروجی پس از چاپ و برش به صورت الگوی سه بعدی نیز قابل استفاده خواهد بود.

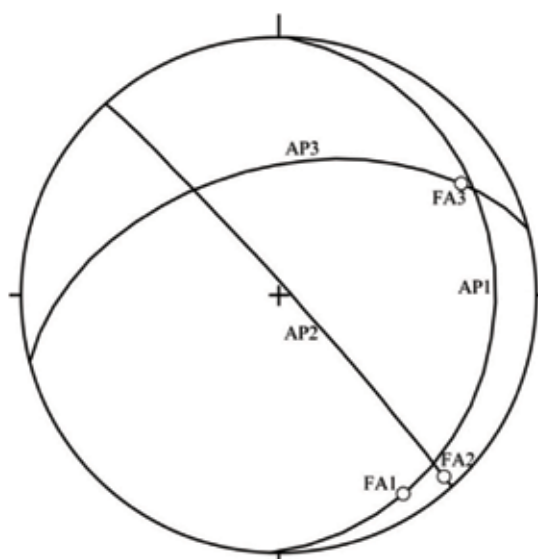
جدول ۱. مختصات محور و صفحه های محوری میانگین سه نسل چین خوردگی پس از تصحیح توسط نرم افزار تکتونیک اف پی، قطب صفحه محوری میانگین و محور a2 نیز توسط نرم افزار استریونت (Allmendinger et al., 2012; Cardozo and Allmendinger, 2013) محاسبه شده است.

نسل چین	صفحه محوری میانگین (شیب/جهت شیب)	قطب صفحه محوری میانگین (میل/روند)	محور میانگین (b2) (میل/روند)	محور a2 (میل/روند)	زاویه ریک محور روی صفحه محوری میانگین
F1	۹۲/۱۷	۲۷۲/۷۳	۱۴۸/۱۰	۲۴۵/۳۴	۳۵
F2	۴۸/۸۷	۲۲۲/۳	۱۳۸/۵	۲۶۴/۸۲	۵
F3	۳۴۵/۴۹	۱۶۵/۴۱	۵۹/۱۹	۲۳۹/۷۱	۲۴

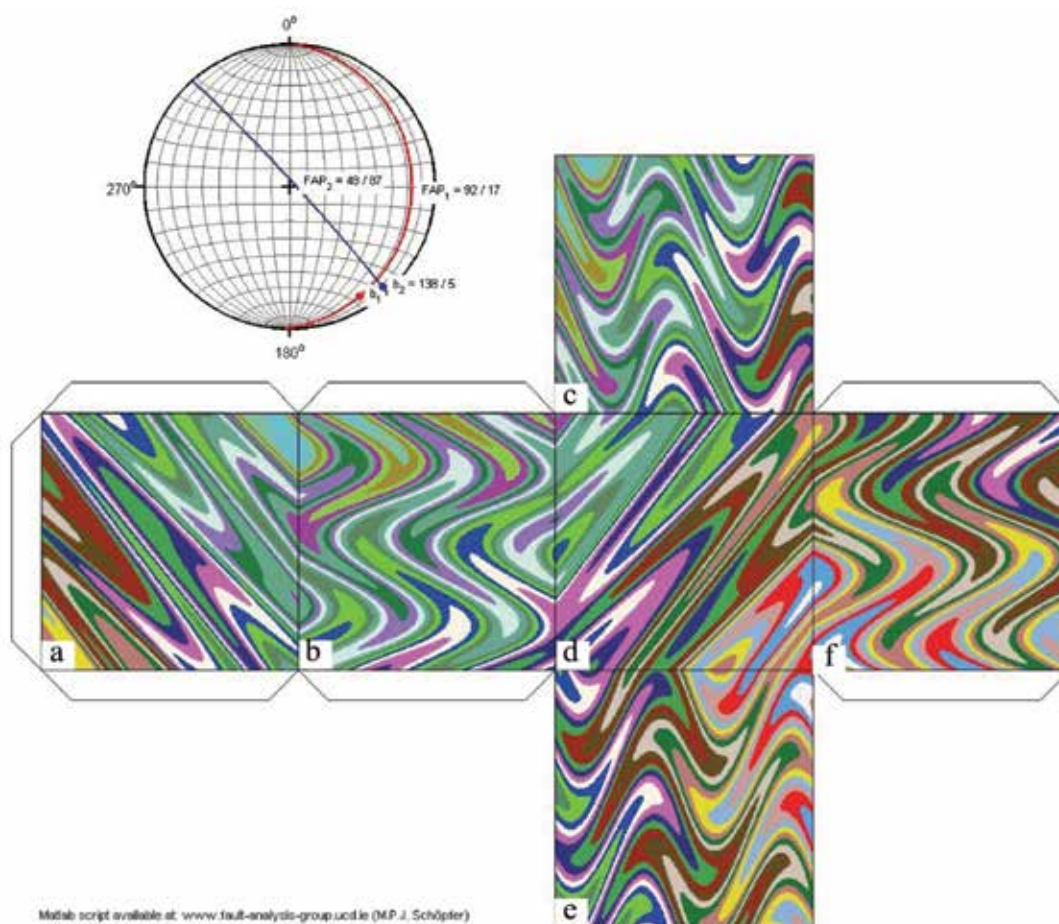
الگوی تداخلی چین نسل دوم بر چین نسل اول: چین

نسل دوم دارای میانگین سطح محوری با شیب ۸۷ درجه در جهت آزیموت ۴۸ درجه و محور با میل پنج درجه در راستای آزیموت ۱۳۸ درجه است و بر روی چین نسل اول با سطح محوری میانگین دارای شیب ۱۷ درجه در راستای آزیموت ۹۲ درجه و محور دارای میل ۱۰ درجه در راستای ۱۴۸ درجه فرا نهاده شده است. الگوی تداخلی این دو نسل توسط نرم افزار متلب به صورت شکل ۶ رسم شده است.

با توجه به مقادیر به دست آمده برای زاویه بین محور میانگین دو نسل چین خوردگی و زاویه بین قطب صفحه محوری میانگین با محور α_2 که به ترتیب ۱۱ و ۹ درجه هستند (شکل ۶ و جدول ۲)، الگوی تداخلی این دو نسل چین خوردگی در محدوده الگوی تداخلی شماره صفر و سه نمودار شکل ۴ قرار می گیرد. در الگوی رایانه ای شکل ۶



شکل ۵. استریوگرام مربوط به محور و صفحه های محوری میانگین سه نسل چین خوردگی (تصحیح شده توسط نرم افزار تکتونیک اف پی) (دایره های بزرگ نشان دهنده صفحه محوری و دایره های کوچک تو خالی نشان دهنده محور چین هستند)



شکل ۶. نمایش استریونت مربوط به صفحه های محوری و محور میانگین چین های نسل اول و دوم و مدل دو بعدی رایانه ای از الگوهای تداخلی ایجاد شده حاصل فرانهادگی چین نسل دوم بر روی چین نسل اول

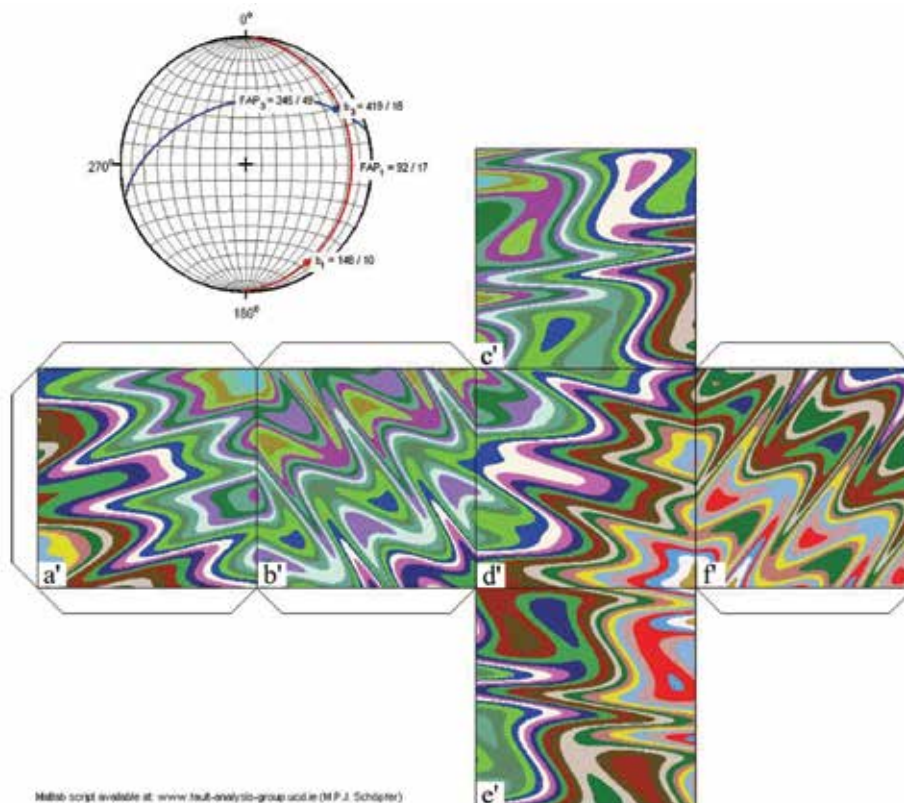
مشابهت بین وجه‌های d و a که معرف دید نقشه‌ای می‌باشند، b ، c ، e و f ، نشان‌دهنده الگوهای شکل گرفته در صفحات با الگوی تداخلی شماره صفر مشخص است. وجه‌های عمودی، با الگوی تداخلی شماره سه مطابقت دارند.

جدول ۲. مقادیر زاویه‌ای بین محور نسل‌های مختلف چین‌خوردگی و قطب صفحه محوری میانگین با محور a_2 که برای پیش‌بینی الگوهای تداخلی نمودار شکل ۴ به کار می‌آیند

نسل‌های چین	زاویه بین محور میانگین دو نسل چین	زاویه بین قطب صفحه محوری میانگین با محور a_2
F2-F1	11°	9°
F3-F1	86°	10°
F3-F2	78°	69°

میانگین با محور a_2 که به ترتیب برابر 86° و 10° درجه هستند (شکل ۷ و جدول ۲)، الگوی تداخلی این دو نسل چین‌خوردگی می‌تواند به شکل الگوی تداخلی صفر، یک و دو نمودار شکل ۴ ظاهر شود. در الگوی رایانه‌ای شکل ۷ مشابهت بین وجه‌های d' و a' (دید نقشه‌ای) با الگوی تداخلی شماره صفر و یک-دو مشخص است. همچنین وجه‌های b' و f' با الگوی صفر و دو و وجه‌های c' و e' با الگوی تداخلی شماره صفر و یک-دو مطابقت دارند.

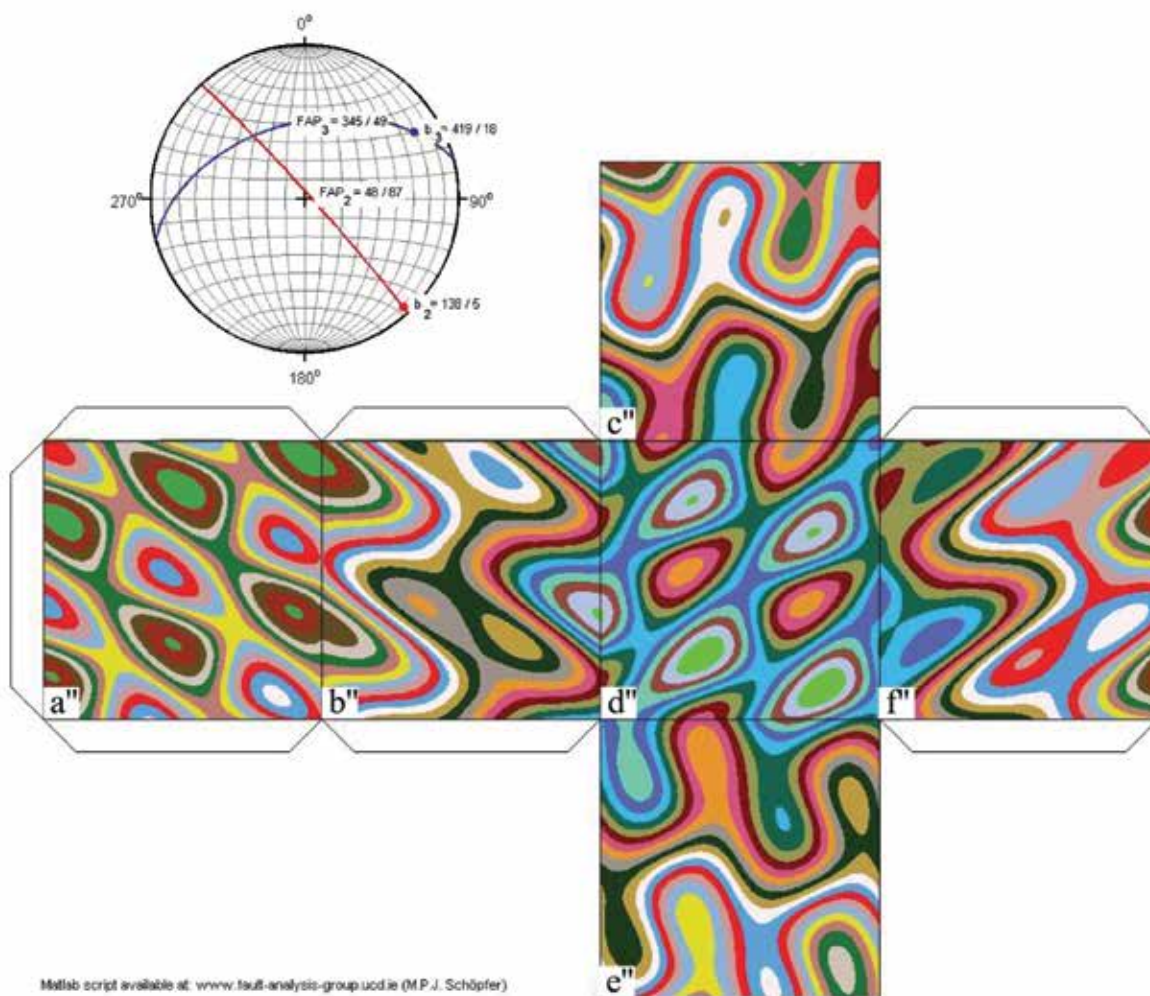
الگوی تداخلی چین نسل سوم بر چین نسل اول: چین نسل سوم دارای سطح محوری میانگین با شیب 49° درجه در جهت آزیموت 345° درجه و محور میانگین با میل 19° درجه در راستای آزیموت 59° درجه است که بر روی چین نسل اول فرا نهاده شده است (جدول ۱). الگوی تداخلی این دو نسل توسط نرم‌افزار متلب به صورت شکل ۷ رسم شده است. با توجه به مقادیر به دست آمده برای زاویه بین محور دو نسل چین‌خوردگی و زاویه بین قطب صفحه محوری



شکل ۷. نمایش استریونوت مربوط به صفحه‌های محوری و محور میانگین چین‌های نسل اول و سوم و مدل دو بعدی رایانه‌ای از الگوهای تداخلی ایجاد شده حاصل فرانهادگی چین نسل سوم بر روی چین نسل اول

الگوی تداخلی این دو نسل چین خوردگی می تواند به شکل الگوی تداخلی شماره های یک و دو در نمودار شکل ۴ ظاهر شود. الگوی رایانه ای رسم شده توسط متلب به گونه مشخصی الگوی غالب گنبد و حوضه را نشان می دهد. این الگو در دید نقشه ای (وجه های "a" و "d") نمود کامل تری دارد.

الگوی تداخلی چین نسل سوم بر چین نسل دوم: الگوی تداخلی این دو نسل توسط نرم افزار متلب به صورت شکل ۸ رسم شده است. با توجه به مقادیر زاویه بین محور دو نسل چین خوردگی و زاویه بین قطب صفحه محوری میانگین با محور a2 که به ترتیب برابر ۷۸ و ۶۹ درجه هستند (جدول ۲)،



شکل ۸. نمایش استریونت مربوط به صفحه های محوری و محور چین های نسل سوم و دوم و مدل دو بعدی رایانه ای به دست آمده حاصل فرآیندگی آنها

بحث

است به دو محدودیت اصلی در بازسازی الگوهای تداخلی چین ها با استفاده از کد مورد استفاده در متلب اشاره کنیم. اولین محدودیت، نبود توانایی نرم افزار در تعیین الگوی تداخلی یک نسل از چین خوردگی بر روی یک الگوی تداخلی از پیش موجود است. دلیل این محدودیت آن است که نرم افزار، الگوهای چین خوردگی را نسل به نسل بازسازی می کند و قادر نخواهد بود الگوی تداخلی

برای بررسی صحت الگوهای تداخلی به دست آمده بر پایه مدل سازی به مقایسه و انطباق آنها با الگوهای تداخلی مشاهده شده صحرائی می پردازیم. مشابهت بین الگوهای مدل سازی شده با الگوهای تداخلی صحرائی تاییدی بر درستی این شیوه در تحلیل چین خوردگی های سنگ های شمال گلپایگان خواهد بود. پیش از این انطباق لازم

F3 بر روی F1 در دید نقشه‌ای (وجه 'd) و دید عمودی (وجه 'c) مطابقت نشان می‌دهند (شکل ۷). در شکل ۹-ث الگوی تداخلی گنبد و حوضه در متاکربنات‌های جنوب قیدو نمایش داده شده که مشابه با الگوی تداخلی رایانه‌ای به دست آمده از فرانهادگی چین F2 بر روی چین F1 در دید نقشه‌ای است (شکل ۸).

انطباق الگوی رایانه‌ای با الگوهای تداخلی صحرائی در مقیاس تصاویر ماهواره‌ای

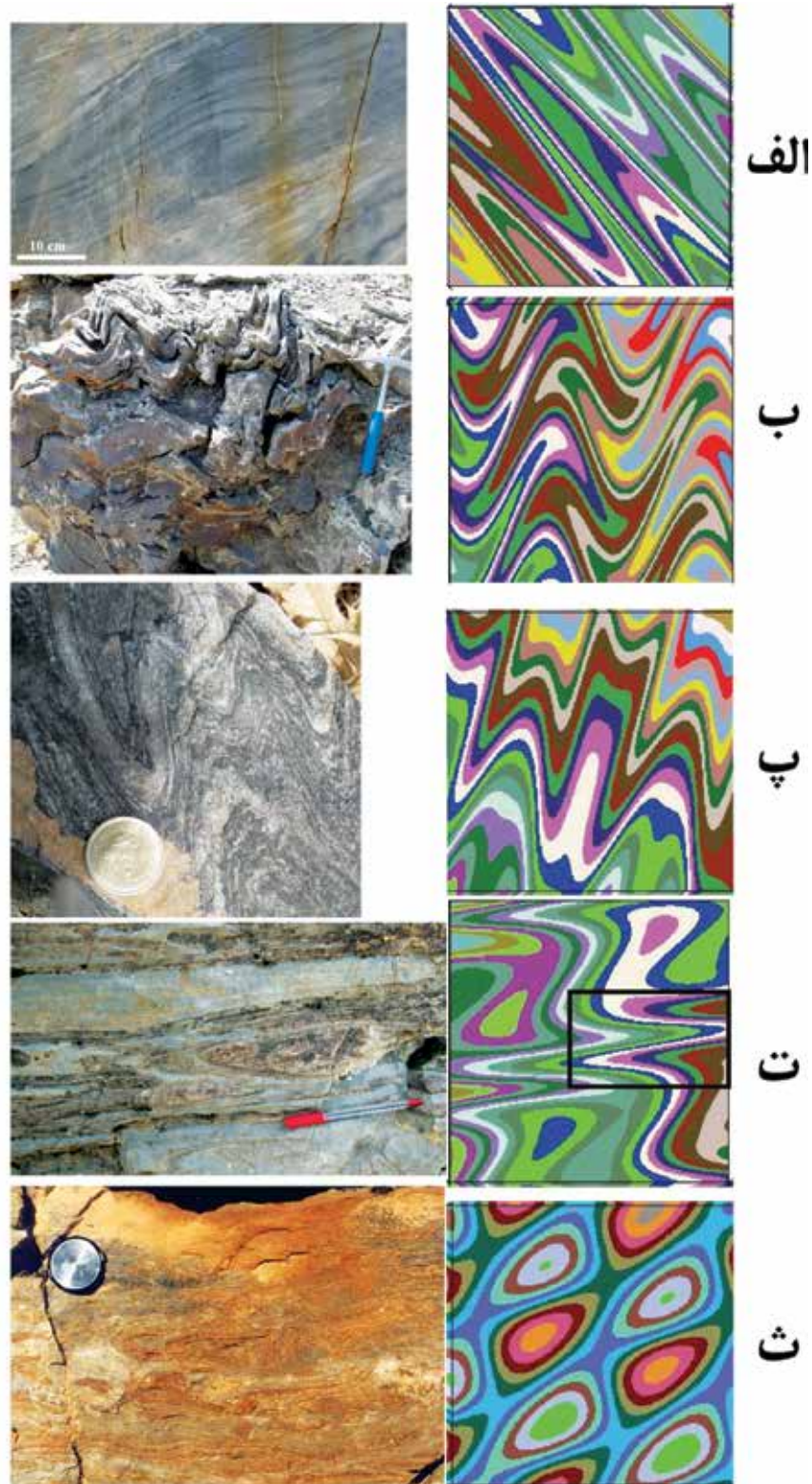
بررسی تصاویر ماهواره‌ای با استفاده از Google Earth در ناحیه شمال گلپایگان نشان می‌دهد که الگوهای تداخلی چین‌ها در مقیاس ناحیه‌ای نیز قابل تشخیص هستند. در شکل ۱۰ چند نمونه از الگوهای تداخلی در مقیاس ناحیه‌ای نشان داده شده‌اند. این الگوها بیشتر در توالی مرمر و شیبست در واحدهای سنگی II و III (شکل ۱) قابل شناسایی هستند. شکل ۱۰-الف الگوی تداخلی چین‌خوردگی ناحیه‌ای در مرمرهای جنوب شرق قیدو را نشان می‌دهد. این الگوی تداخلی مطابق با وجه 'd الگوی رایانه‌ای شکل ۸ است و دلالت بر فرانهادگی چین F3 بر چین F2 دارد. الگوی تداخلی چین‌خوردگی ناحیه‌ای شکل ۱۰-ب در واحد شیبست و مرمر جنوب قیدو با وجه 'f الگوی رایانه‌ای شکل ۸ مطابقت دارد و آن هم می‌تواند مربوط به فرانهادگی چین F3 بر روی چین F2 باشد. الگوی تداخلی چین‌خوردگی شکل ۱۰-پ در واحدهای شیبست، کالک شیبست و مرمر جنوب قیدو مطابق با وجه 'a الگوی رایانه‌ای شکل ۶ است و ناشی از فرانهادگی چین F2 بر F1 می‌باشد. الگوی تداخلی شکل ۱۰-ت مربوط به سنگ‌های متاکربناته چین‌خورده جنوب اوچستان نیز مطابق با وجه 'c الگوی رایانه‌ای ارائه شده در شکل ۷ و حاصل فرانهادگی چین نسل سوم بر روی چین نسل اول است.

یک نسل را بر روی الگوی تداخلی دو نسل پیش از خود تعیین نماید. در نتیجه بعضی از الگوهای تداخلی مشاهده شده در صحرا با مدل‌های به دست آمده متفاوت خواهند بود. دومین محدودیت، جهت یافتگی صفحاتی هستند که الگوی تداخلی چین‌ها بر روی آن‌ها تظاهر یافته است. در نرم‌افزار، الگوهای تداخلی در دید نقشه‌ای (افقی) و صفحه‌های عمودی به نمایش در می‌آیند، حال آنکه در طبیعت صفحاتی که الگوهای تداخلی بر آنها نمایان است می‌توانند جهت‌های گوناگونی داشته باشند. هرگونه انحراف از برش‌های مرجع می‌تواند تفاوت در شکل الگو را به دنبال داشته باشد.

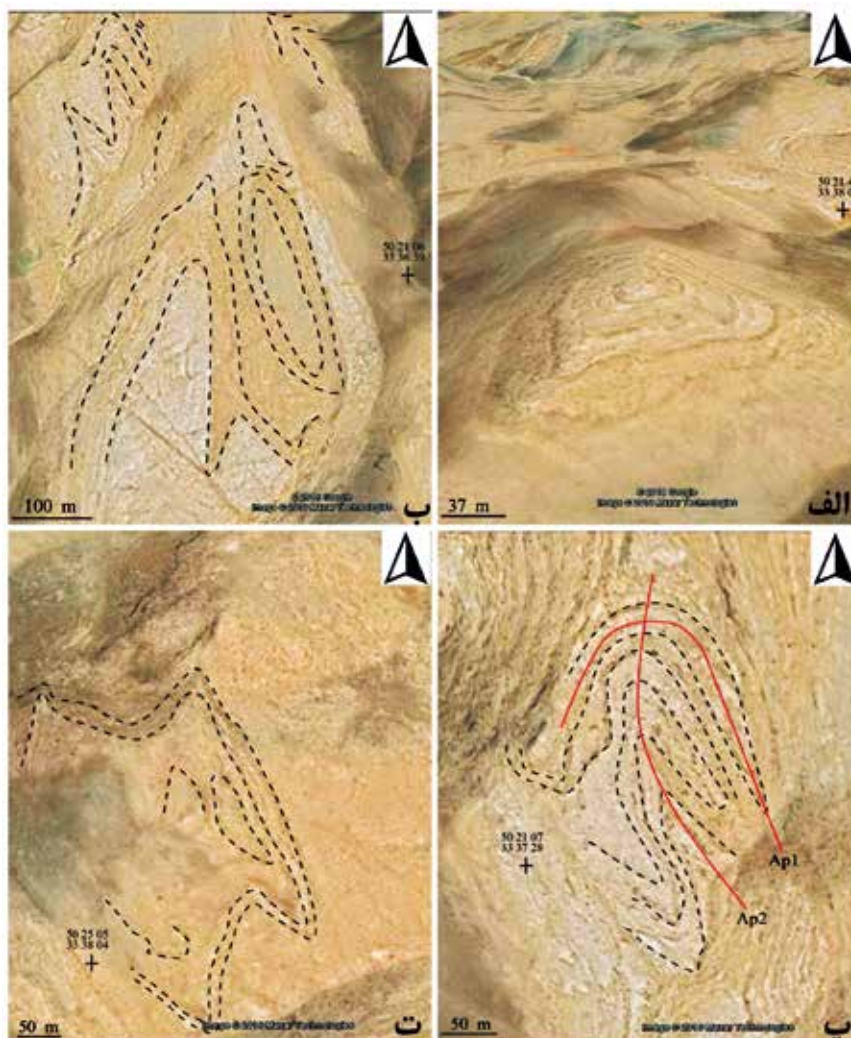
با در نظرگیری این محدودیت‌ها به ارائه شواهد صحرائی از الگوهای تداخلی و انطباق آنها با الگوهای رایانه‌ای به دست آمده می‌پردازیم. الگوهای تداخلی صحرائی در دو مقیاس رخنمون و مقیاس عکس ماهواره‌ای قابل شناسایی هستند.

انطباق الگوی رایانه‌ای با الگوهای تداخلی صحرائی در مقیاس رخنمون

مثال‌هایی از الگوهای تداخلی مشاهده شده در صحرا و انطباق آن‌ها با مدل‌های رایانه‌ای به دست آمده توسط نرم‌افزار متلب در شکل ۹ به نمایش در آمده‌اند. در شکل ۹-الف الگوی تداخلی چین‌خوردگی در مرمرهای جنوب مزاین دیده می‌شود که مشابه با الگوی رایانه‌ای فرانهادگی چین F2 بر روی چین F1، آن‌گونه که در وجه 'a (دید افقی) تظاهر یافته می‌باشد (شکل ۶). شکل ۹-ب نشان‌دهنده الگوی تداخلی مشاهده شده در اسلیت‌های شمال غرب غرقاب است که با الگوی تداخلی رایانه‌ای چین F2 بر روی چین F1 در وجه 'e (دید عمودی) مطابقت دارد. شکل ۹-پ و ت به ترتیب نشان‌دهنده الگوی تداخلی مشاهده شده در گنیس و کالک شیبست‌های جنوب اوچستان و جنوب جلماجرد هستند که با الگوی تداخلی رایانه‌ای چین



شکل ۹. مثال هایی از انطباق الگوهای تداخلی چین ها در مقیاس رخنمون با الگوهای یارانه ای به دست آمده توسط نرم افزار متلب، الف و ب) الگوهای تداخلی چین ها در مرمر و اسلیت جنوب مزاین و شمال غرب غرقاب که با الگوی تداخلی رایانه ای چین F2 بر روی F1 در دید افقی و عمودی مطابقت دارد، پ و ت) الگوهای تداخلی چین در گنیس و کالک شیست در جنوب اوچستان و جنوب جلماجرد که با الگوی تداخلی یارانه ای چین F3 بر روی چین F1 مشابهت دارند، ث) الگوی تداخلی گنبد و حوضه در متاکرینات های جنوب قیدو که مشابه با الگوی رایانه ای به دست آمده حاصل فرانهادگی چین F2 بر روی چین F1 در دید افقی است.



شکل ۱۰. مثال هایی از الگوهای تداخلي چين ها در مقیاس ناحیه ای (تصاویر ماهواره ای Google Earth)، الف) الگوی تداخلي چين در مرمراهی جنوب شرق قیدو، ب) الگوی تداخلي چين در توالی شیسست و مرمراهی جنوب جلماجرد، پ) الگوی تداخلي چين مرمز، شیسست و کالک شیسست های جنوب قیدو با اثر مشخص صفحه های محوری نسل اول و دوم، ت) الگوی تداخلي چين در سنگ های متا کربناته جنوب اوچستان

نتیجه گیری

واقعی صحرائی، در مقیاس رخنمون و در مقیاس ناحیه ای دارند. با وجود محدودیت هایی که این مدل سازی در انطباق با تمامی الگوهای تداخلي مشاهده شده از چين ها در سنگ های دگرگون شمال گلیپایگان دارد، بهره گیری از آن به عنوان ابزاری در تحلیل هندسی چين خوردگی ها، درک رابطه زایشی نسل های مختلف چين خوردگی و نیز تعیین توالی های دگربرختی پیشنهاد می شود. این شیوه مدل سازی رایانه ای قابل استفاده در دیگر مناطق دگرگونی که واجد چين خوردگی طی رویدادهای متوالی دگربرختی هستند نیز می باشد.

در این نوشتار چگونگی تهیه الگوهای تداخلي رایانه ای از نسل های مختلف چين خوردگی در مجموعه دگرگونی شمال گلیپایگان با استفاده از کد نوشته شده توسط M.P.J Schöpfer در نرم افزار متلب تشریح و مدل های مربوطه رسم شده اند. نتیجه این مدل سازی نشان می دهد که الگوهای تداخلي گوناگونی از چين ها در این مجموعه دگرگونی قابل تشکیل هستند. الگوهای تداخلي به دست آمده توسط نرم افزار متلب که بر پایه محور میانگین و صفحه محوری میانگین چين خوردگی نسل های مختلف تهیه شده اند، همخوانی قابل قبولی با الگوهای تداخلي

منابع

- 2006, Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan Tectonic Zone, western Iran: A result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros Orogen. *Economic Geology*. 101, 1497-1524.
- Rachidnejad-Omran N., Emami, M.H., Sabzehei, M., Rastad, E., Bellon, H. and Pique, A., 2002. Lithostratigraphie et histoire paléozoïque à paléocène des complexes métamorphiques de la région de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran méridional). *Comptes Rendus Geosciences*, 334, 1185-1191.
 - Ramsay, J. G. and Huber, M. H., 1987. *Modern Structural Geology, Folds and Fractures*. Academic Press, 2, 700.
 - Sheikholeslami, M.R., Ghassemi, M.R. and Hassanzadeh, J., 2019. Tectonic evolution of the hinterland of the Zagros orogen revealed from the deformation of the Golpaygan Metamorphic Complex, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 182, 103929.
 - Tectonics, F.P., Software for structural geology, written by Franz Reiter and Peter Acs.
 - Schöpfer, M.P.J., School of Earth Sciences at University College Dublin. www.fault-analysis-group.ucd.ie/
 - شیخ الاسلامی، م.ر. و زمانی پدram، م.، ۱۳۸۴. نقشه زمین شناسی یکصد هزارم محلات. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 - موسوی، ا. و محجل، م.، ۱۳۹۳. ساختار پهنه برشی و الگوهای تداخلی چین ها در شمال اسفجرد، پهنه سندج-سیرجان. فصل نامه علوم زمین، ۹۱، ۱۳۰-۱۱۹.
 - رضایی نژاد، س. شیخ الاسلامی، م.ر. رشیدنژاد عمران، ن. و پشتکوهی، م.، ۱۳۹۶. عناصر ساختاری مجموعه دگرگون جنوب محلات. فصلنامه زمین شناسی ایران، ۴۳، ۱۱۹-۱۳۲.
 - Allmendinger, R. W. Cardozo, N. and Fisher, D., 2012. *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors in Structural Geology*: Cambridge University Press, 302.
 - Cardozo, N. and Allmendinger, R.W., 2013. Spherical projections with OSX Stereonet: *Computers and Geosciences*, 51, 193-205, doi:10.1016/j.cageo.2012.07.021.
 - Moosavi, E., Mohajjel, M. and Rashidnejad-Omran, N., 2014. Systematic changes in orientation of linear mylonitic fabrics: An example of strain partitioning during transpressional deformation in north Golpaygan, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 94, 55-67.
 - Moritz, R., Ghazban, F. and Brad, S.,

زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی و پتانسیل سنجی کانسار لخشک،

پهنه زمین‌درز سیستان بر مبنای مطالعات ژئوفیزیکی (IP/RS)

- نسیم حیدریان دهکردی^۱، شجاع‌الدین نیرومند^{۲*}، شهرام ادیب^۳، حسینعلی تاج‌الدین^۴ و سعید میرزایی^۵
۱. دانشجوی دکترای زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران و استادیار، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی
 ۲. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران
 ۳. کارشناس ارشد اکتشاف، بخش طرح‌های اکتشافی، شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران، تهران
 ۴. استادیار، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران
 ۵. استاد، گروه زمین‌شناسی نفت، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۱/۱۷

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۲/۲۱

چکیده

کانسار لخشک در ۲۸ کیلومتری شمال غرب زاهدان و در پهنه زمین‌درز سیستان واقع است. عمده‌ترین واحدهای سنگی در گستره مورد مطالعه، مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی-آتشفشانی دگرشکل با سن ائوسن هستند که در حد رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند. کانی‌شناسی کانسنگ ساده و شامل کانی‌های استیبنیت، پیریت، آرسنوپیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و الکتروم می‌باشد. میزان اصلی کانه‌زایی در این گستره، واحدهای شیستی به‌ویژه کالک‌شیست با سن ائوسن است که با مجموعه‌ای از دگرسانی‌های کوارتز-سرسیت-مسکویت و سولفید همراه می‌باشند. براساس مطالعات ژئوفیزیکی به روش قطبش القایی و مقاومت ویژه (IP/RS) در پهنه برشی لخشک و تلفیق نتایج به‌دست‌آمده با اطلاعات زمین‌شناسی، دگرسانی و کانه‌زایی، واحدهای کالک‌شیستی، کمرندهای گسله و پهنه‌های دگرسان شده پتانسیل بالایی را برای کانه‌زایی طلا-آنتیموان نشان می‌دهند. بنابراین، با توجه به حدود تغییرات مقاومت ویژه و شارژپذیری در مقاطع، می‌توان گفت شدت شارژپذیری در نیمرخ‌های برداشتی، توانسته در مورد شناسایی کانه‌زایی و تعیین نواحی امیدبخش در این گستره مناسب باشد. کانسار لخشک بر اساس ویژگی‌های زمین‌شناختی و کانه‌زایی از جمله ماهیت سنگ میزبان، شکل کانه‌زایی، دگرشکلی و دگرسانی‌های همراه، بیشترین شباهت را با کانسارهای طلای تپ کوهزایی نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: پهنه برشی لخشک، دگرسانی، کالک شیست، کانه‌زایی طلا-آنتیموان، مطالعات ژئوفیزیکی.

مقدمه

از عمده‌ترین روش‌های ژئوفیزیک اکتشافی می‌توان به روش‌های لرزه‌نگاری، مغناطیس‌سنجی، گرانی‌سنجی و روش‌های الکتریکی، مقاومت ویژه و پلاریزاسیون القایی اشاره کرد. از میان روش‌های بیان شده، برای تعیین اختلاف جنس، درصد خلل و فرج و میزان سیال موجود در آنها، روش‌های مقاومت ویژه و پلاریزاسیون القایی مناسب‌ترین روش‌ها می‌باشند. بر این اساس، در بیشتر نقاط معدنی دنیا و همچنین در ایران، برای شناسایی بیشتر کانسارهای فلزی

* نویسنده مرتبط: niroomand@ut.ac.ir

به‌منظور تعیین مکان‌های مستعد کانه‌زایی در گستره مورد مطالعه می‌باشد.

روش مطالعه

این پژوهش شامل مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی شامل مطالعه واحدهای سنگی، دگرسانی‌ها، ساخت و بافت کانی‌سازی و برداشت نمونه‌های سنگی مناسب است. در این مرحله، بالغ بر ۱۵۰ نمونه سنگی از رخنمون‌ها و ترانشه‌ها برداشت و به آزمایشگاه‌های مربوطه ارسال شد. در مرحله آزمایشگاهی، پس از بررسی‌های مقدماتی، از میان نمونه‌های برداشت‌شده، تعداد ۷۰ مقطع نازک و ۶۰ مقطع نازک-صیقلی به‌منظور مطالعات سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری و ساخت و بافت مطالعه شدند. در ادامه، به‌منظور تعیین نقاط امیدبخش و پتانسیل‌سنجی، پس از بازدید اولیه از پهنه و طراحی نیمرخ‌ها (معدن جویان آذر زمین، ۱۳۹۴)، کار پیاده‌سازی نقاط در زمین و آماده‌سازی آنها برای برداشت انجام گرفت. پیاده‌سازی نقاط با استفاده از دستگاه GPS Garmin XL انجام شد. در حالت کلی، برای نقاطی که جریان به آنها وصل می‌شود، در حدود نیم متر حفر شده و فویل آلومینیومی در داخل زمین جای‌گذاری شد (معدن جویان آذر زمین، ۱۳۹۴). همچنین برای انتقال بهتر جریان و رسانندگی بیشتر، کلیه چاله‌های حفر شده با محلول آب و نمک به میزان حدود پنج تا ۱۰ لیتر پر شده‌اند. تجهیزات برداشت شامل یک دستگاه رسیور IP و مقاومت ویژه Scintrex ساخت کشور کانادا، ترنسمیتر ۸۰۰ ولتی، ژنراتور سه کیلو واتی، قرقره‌های سیم و الکترودهای برداشت می‌باشد. الکترودهای برداشت به‌صورت ظرف‌های پلاستیکی است که انتهای آنها به‌منظور داشتن خاصیت تراوایی از نوع سفال می‌باشد. درون الکترودها از محلول کات کبود (سولفات مس آبدار) پر شده و سیم توپر مسی در داخل آن قرار گرفته و سپس از طریق سیم‌های برداشت به گیرنده متصل هستند. در ادامه، تعداد ۱۸ نیمرخ در جهت شمالی-جنوبی (عمود بر روند کانه‌زایی)، با استفاده از روش‌های مقاومت ویژه الکتریکی و پلاریزاسیون القایی طراحی و

از دو روش بیان شده استفاده می‌شود. ژئوفیزیک اکتشافی، روشی غیرمستقیم است و سبب کاهش هزینه‌های اکتشافی می‌شود. در این اکتشافات، همواره دنبال یک ناهنجاری یا انحراف از مشخصات یکنواخت زمین‌شناسی می‌باشیم. تغییر ناگهانی در جنس مواد، برخورد با گسل، پهنه خرد شده و کمربندهای کانه‌دار، می‌تواند ناهنجاری‌هایی را نسبت به شرایط طبیعی نشان دهد (Figueiredo et al., 2014; Hashemi, 2010). بر این اساس، می‌توان بازدیدهای صحرایی بعدی، برداشت‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی دقیق‌تر زمینی را در مقیاس بزرگ برای گستره مورد مطالعه برنامه‌ریزی کرد. با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی، ضمن انتخاب محل دقیق ذخیره پنهان، می‌توان شکل، گسترش و عمق آن را نیز تعیین کرد. در ادامه، با تلفیق اطلاعات ژئوفیزیکی با اطلاعات زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و دگرسانی نیز می‌توان محل‌های مناسب و مستعد را برای حفاری تعیین و در صورت موفقیت، مقدار ذخیره کانسار را تخمین زد (رسا و حیدریان دهکردی، ۱۳۹۰). کانسار لخشک، در جنوب شرق ایران و در فاصله ۲۸ کیلومتری شمال غرب زاهدان واقع است. این کانسار از نظر تقسیم‌های ساختاری در پهنه زمین‌درز سیستان قرار دارد (Tirrule et al., 1983). تا قبل از این تحقیق، مطالعاتی در خصوص تعیین سن و ژنز گرانیتهای زاهدان (Camp and Griffis, 1982)، کمپلکس‌های برافزایشی (Tirrule et al., 1983)، زمین‌شناسی و کانی‌شناسی آنتیموان لخشک (مظلوم و همکاران، ۱۳۹۶)، سنگ‌شناسی و پترولوژی توده‌های نفوذی زاهدان (رضایی و همکاران، ۱۳۹۶؛ سرحدی و همکاران، ۱۳۹۶؛ بومری، ۱۳۹۳؛ سراوانی و کنعانیان، ۱۳۹۰؛ کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۶؛ صادقیان و ولی‌زاده، ۱۳۸۶) انجام شده است. با این‌که مطالعات انجام شده، تاکنون مطالعات ژئوفیزیکی مبنی بر پتانسیل‌سنجی و تعیین نواحی امیدبخش کانسار بیان شده از نظر کانه‌زایی طلا و نقش کمربندهای گسله و پهنه برشی در کنترل کانه‌زایی انجام نشده است. هدف از این پژوهش استفاده از روش‌های IP/RS و تلفیق نتایج حاصله با اطلاعات زمین‌شناسی، کانه‌زایی و دگرسانی

بین بلوک‌های لوت و سیستان و تکتونیک کششی بعد از تصادم را برای شکل‌گیری پهنه زمین درز سیستان در نظر گرفتند. براین اساس، به‌دنبال فرورانش بلوک لوت به زیر بلوک سیستان، در زمان ماستریشتین، سنگ‌های آتشفشانی کلسیمی-قلیایی پالئوسن-اؤسن در پهنه زمین درز سیستان شکل یافت. پهنه اشاره شده از دو مجموعه گوه برافزایشی رتوک (در شرق) و نه (در غرب) تشکیل شده است که توسط سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی حوضه پیش‌کمان سفیدابه از یکدیگر جدا شده‌اند (شکل ۱). کمپلکس رتوک یک مجموعه‌ای از رسوبات فلیش کرتاسه فوقانی و ملائزهای افیولیتی کرتاسه را دربر دارد (Fotoohi Rad et al., 2005). در بخش شرقی کمپلکس رتوک، سنگ‌های بی‌سنگ بلوک افغان رخمون دارند که شامل آهک‌های کرتاسه زیرین می‌باشند و به‌صورت ناپیوسته برروی سنگ‌های پروتروزوئیک قرار گرفته‌اند (Tirrul et al., 1983).

کمپلکس نه، ترکیبی از مجموعه افیولیتی بوده و سن آن از سنونین تا اؤسن پیشین می‌باشد. برروی کمپلکس رتوک و نه به‌صورت ناپیوستگی، حوضه پیش‌کمان سفیدابه قرار دارد که شامل رسوبات تخریبی دگرگون نشده از ماستریشتین پیشین تا اؤسن می‌باشد (Tirrul et al., 1983).

زمین‌شناسی گستره

کانسار لخشک در هفت کیلومتری غرب روستای لخشک واقع است. این گستره بخشی از چهارگوش ۱:۲۵۰/۰۰۰ زاهدان است. گستره مورد مطالعه متشکل از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی دگرگون شده در حد رخساره شیست سبز است. این بخش توسط تعدادی توده نفوذی با ترکیب اسیدی تا حدواسط و عمدتاً به شکل دایک قطع شده‌اند. واحدهای شیستی گستره بیشتر از نوع کالک‌شیست و کوارتز شیست با سن اؤسن و دایک‌ها از نوع داسیت و ریولیت با سن الیگوسن می‌باشند. در این پژوهش، به‌منظور پتانسیل سنجی و تعیین نقاط امیدبخش کانه‌زایی، از روش‌های ژئوفیزیکی استفاده شده است. برای بررسی

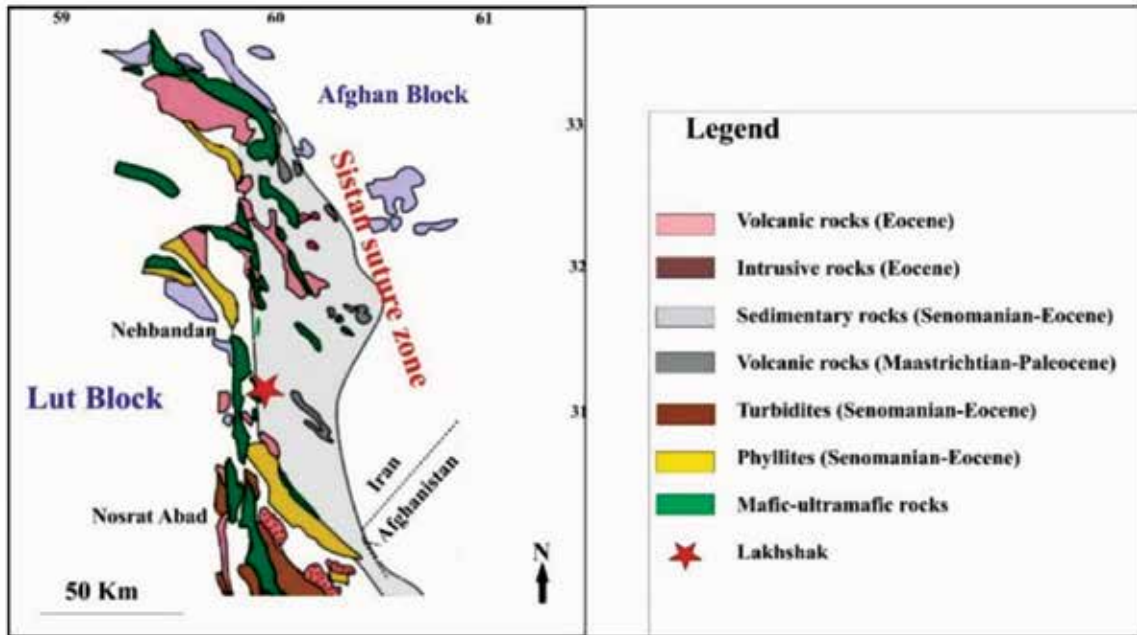
برداشت شدند. هر یک از این نیمرخ‌ها به‌گونه‌ای طراحی شدند که در راستای آنها دو نیمرخ مقاومت ویژه الکتریکی و قطبش‌پذیری القایی برداشت شد. برای رسم نقشه‌ها از نرم‌افزار Res2dinv استفاده شد. برای هر نیمرخ یک نقشه شارژپذیری و یک نقشه مقاومت ویژه رسم شد. پس از تهیه نقشه‌ها، از عملگرهای فازی برای تطبیق آنها استفاده شد. در نهایت نقشه تلفیق نهایی اکتشافی به‌منظور انتخاب نقاط حفاری تهیه شد. با توجه به وجود ضرایب وزنی مختلف برای تلفیق نقشه‌ها، چندین مدل نقشه نهایی اکتشافی به‌دست‌آمده است، تا نتیجه مطمئن‌تر و قابل اعتمادتری از ترکیب تفسیر داده‌های مختلف ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی به‌دست آید. در پایان، براساس نتایج حاصل از مطالعات ژئوفیزیکی و به‌منظور تکمیل آن، برروی رگه-رگچه‌های حاوی کانه‌زایی آنتیموان-طلا و نواحی امیدبخش، تعداد ۲۴ ترانشه حفر شد.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

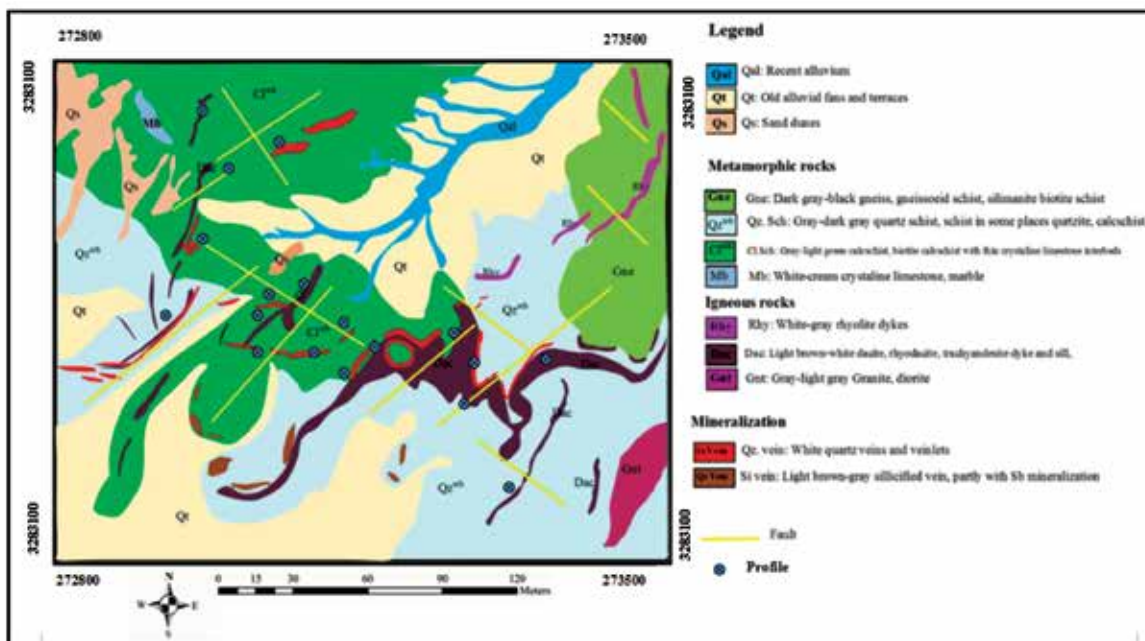
(Tirrul et al., 1983) و Camp and Griffis (1982)، پهنه فلیش شرق ایران را که محصور بین دو بلوک لوت و افغان می‌باشد را پهنه زمین‌درز سیستان نامیده‌اند. این پهنه به‌دنبال فرورانش و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و برخورد میان دو بلوک قاره‌ای لوت و افغان شکل یافته است. این پهنه در پایانه شرقی ایران میانی، در حد فاصل دو گسل نهبندان (در غرب) و هریرود (در شرق)، در گستره‌ای به وسعت ۸۰۰ کیلومتر درازا و ۲۰۰ کیلومتر پهنا قرار دارد (Tirrul et al., 1983; Camp and Griffis, 1982). ویژگی شاخص این پهنه، جوان‌تر بودن واحدهای زمین‌شناسی در مقایسه با دیگر پهنه‌های ساختاری ایران می‌باشد؛ به‌طوری‌که در این پهنه سنگ‌های قدیمی‌تر از کرتاسه رخمون ندارند (Camp and Griffis, 1982). (Fotoohi Rad et al., 2005) درخصوص شکل‌گیری و تکوین حوضه فلیش شرق ایران نظریات متفاوتی وجود دارد. (Camp and Griffis, 1982) پنج مرحله کافتی شدن بین‌قاره‌ای، بازشدگی و گسترش اقیانوسی، فعالیت ماگمایی نوع قوس حاشیه قاره‌ای، تصادم قاره‌ای

زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی و پتانسیل سنجی کانسار لخشک ...

عمق کانه‌زایی، از روش‌های قطبش القایی و مقاومت ویژه استفاده شده است. بر این اساس، تعداد ۱۸ نیمرخ برداشت شد که بیشتر آنها در جهت شمالی-جنوبی (عمود بر روند کانه‌زایی)، طراحی و اجرا شده‌اند. در شکل ۲، واحدهای سنگی و موقعیت نیمرخ‌ها بر روی نقشه زمین‌شناسی پهنه نشان داده شده است.



شکل ۱. تقسیم‌بندی پهنه زمین‌درز سیستان. موقعیت قرارگیری دو کمپلکس برافزایشی رتوک و نه که توسط نهشته‌های حوضه سفیدابه از هم جدا شده‌اند (Tirrul et al., 1983)



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی و موقعیت نیمرخ‌های برداشت شده در گستره مورد مطالعه، (معدن جویان آذر زمین، ۱۳۹۴)

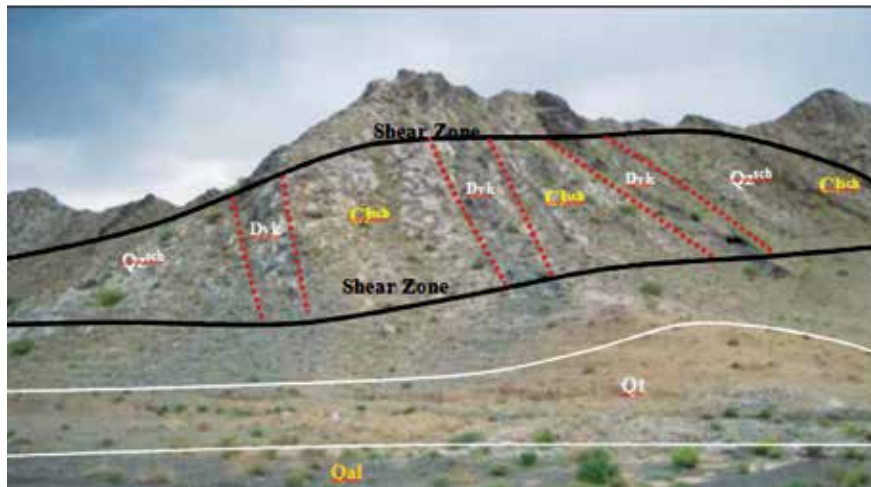
آثار رگه-رگچه‌های کوارتزی حاوی کانه‌زایی آنتیموان-طلا در این واحد و یا مرز تماس آن با توده‌های نفوذی گرانودیوریتی با سن الیگوسن قابل مشاهده است. کانی‌های اصلی این واحد شامل کوارتز، سریسیت، کلریت، آمفیبول، بیوتیت، کلسیت و کانی‌های تیره می‌باشند. آمفیبول در این سنگ‌ها نیز عمدتاً از نوع بلورهای کشیده اکتینولیت است (شکل ۴-ب). کانی‌های میکایی نیز شامل بیوتیت به همراه اندکی سریسیت می‌باشند. فلدسپات از نوع پلاژیوکلاز سدیک با ماکل پلی‌سنتتیک دیده می‌شود. کوارتز در این واحد از نظر حجمی، سازنده اصلی بوده و خاموشی موجی، تبلور مجدد دینامیکی و ساب‌گرین‌شدگی از جمله تغییرات دگرشکلی در آن است.

واحدهای سنگی

این واحدها توسط یک پهنه برشی با راستای شمال‌شرق-جنوب‌غرب بریده شده‌اند (شکل ۳). به طور خلاصه، زمین‌شناسی واحدهای سنگی در گستره کانسار لخشک به شرح زیر می‌باشند:

واحد کالک‌شیسیت (Cl^{sch})

اصلی‌ترین واحد سنگی با گسترش زیاد در گستره لخشک، واحد کالک‌شیسیت می‌باشد (شکل ۴-الف). این واحد میزبان اصلی کانسنگ‌های آنتیموان و طلا در کانسار لخشک است. فرآیندهای دگرگونی و دگرریختی در این واحد در حد رخساره شیسیت سبز پیشرفت کرده است.



شکل ۳. دورنمای کلی از واحدهای سنگی گستره لخشک (دید به سمت شمال‌شرق)، نمایی از پهنه برشی (گستره میان دو خط سیاه) و پهنه‌های دگرسان و کانه‌دار (پهنه برشی)*، کالک‌شیسیت (Cl^{sch})، کوارتزشیسیت (Qzsch)، دایک داسیتی و ربولیتی (Dyk)، رسوبات آبرفتی قدیمی (Qal)، رسوبات آبرفتی جدید (Qt)، نشانه‌های اختصاری واحدها از مقاله Whitney and Evans, 2010 اقتباس شده است

*Shear Zone

واحد کوارتزشیسیت (Qzsch)

نوارهای تیره متشکل از میکا و سریسیت که با فابریک‌های C/S همراه هستند، دیده می‌شود (شکل ۴-ت). فلدسپات نیز به صورت پورفیروکلاست در مقاطع میکروسکوپی این واحد قابل مشاهده است.

واحد گرانیتی (Gnt)

واحد گرانیتی در جنوب‌شرق گستره رخمنون دارد. این واحد منسوب به گرانیت‌های زاهدان بوده و متعلق به

واحد کوارتزشیسیت، بیشتر در جنوب و غرب گستره مورد مطالعه رخمنون دارد (شکل ۴-پ). در این واحد آثار تورق و شیسیتوزیته به خوبی مشاهده می‌شود. کوارتز و سریسیت تشکیل‌دهندگان اصلی این واحد هستند. در این واحد می‌توان گسترش برگوارگی میلونیتی ناشی از جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌های روشن به شدت دگرشکل شده (اولترامیلونیت) را مشاهده کرد. در مقاطع این واحد تناوبی از نوارهای روشن متشکل از کوارتز و فلدسپات و

می‌شوند شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند و بیوتیت می‌باشند. فنوکریست‌های کوارتز و پلاژیوکلاز فراوان‌تر و نمایان‌تر هستند (شکل ۴-ح). بافت سنگ پورفیری و بلورهای بیوتیت در برخی از نمونه‌ها شکل‌دار می‌باشند. در برخی نمونه‌ها بیوتیت به کلریت تبدیل شده‌اند. دایک‌های ریولیتی (Rhy) بیشتر در جنوب شرق و مرکز گستره رخنمون دارند (شکل ۴-خ). ضخامت این دایک‌ها همواره کمتر از ۱/۵ متر می‌باشد. این دایک‌ها دارای رنگ سبز تیره بوده و در کالک‌شیسست‌های پهنه تزریق شده‌اند. این دایک‌ها دارای بافت پورفیری است و از بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت تشکیل شده‌اند (شکل ۴-د). در مقاطع این دایک، بلورهای کوارتز با اندازه متوسط و بی‌شکل دیده می‌شوند.

بحث دگرسانی

به‌طور کلی، موقعیت بسیاری از کانسارها با ساختار موجود در سنگ‌ها که شامل درزه‌ها، گسل‌ها، پهنه‌های برشی و یا چین‌ها می‌باشند، کنترل می‌شود (Groves and Bierlein, 2007; Groves et al., 2005. Goldfarb et al., 1979; Cox et al., 2005). در گستره لخشک، یک پهنه برشی رخ داده است و آثار و شواهد عملکرد گسل‌ها به فراوانی و در مقیاس‌های مختلف مشاهده می‌شوند. در پهنه مورد مطالعه، همخوانی خوبی بین کانه‌زایی، گستره‌ی دگرسان شده و بیشترین فراوانی گسل‌ها قابل مشاهده است. عملکرد این گسل‌ها بیشتر در شیسست‌ها بوده و روند گسل‌های اصلی گستره که پهنه کانه‌زایی و دگرسان شده را در بر گرفته است، شمال‌غربی-جنوب‌شرقی است. در این گسل‌ها، رگه‌های کوارتزی و کمربندهای دگرسان شده دارای کانه‌زایی آنتیموان-طلا مشاهده می‌شوند. کانسار مورد مطالعه، از نظر زمین‌شناسی، کانه‌زایی، ماهیت سنگ میزبان، نوع دگرسانی‌ها، ساخت، بافت، پاراژنز، جایگاه تکتونیکی، ماهیت و نقش کنترل‌کننده‌های ساختاری، بیشترین شباهت را با کانسارهای طلای تیپ کوهزایی دارا است. از سوی دیگر، با توجه به موقعیت ژئودینامیکی پهنه‌زمین‌درز سیستان، قرار گرفتن در حاشیه فعال قاره‌ای،

اثوسن می‌باشد (شکل ۴-ث). در مقاطع میکروسکوپی این واحد، پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی است که بیشتر به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و ماکل مکانیکی و خمش ماکلی را نشان می‌دهد. کوارتز با بلورهای نیمه شکل‌دار و خاموشی موجی، به همراه بیوتیت و هورنبلند است. سریسیت فراوان‌ترین کانی ثانویه در این مقطع می‌باشد (شکل ۴-ج). در گستره مورد مطالعه، بخش‌هایی از واحد گرانیته به دلیل تحمل دگرشکلی بالا، میلونیتی شده و در آن بلورهای کوارتز در اثر تحمل فشارهای دینامیکی، علاوه بر خاموشی موجی، ساب‌گرین‌شدگی نیز نشان می‌دهند. پورفیروکلاست‌های موجود در مقطع، بیشتر فلدسپات می‌باشند. برخی از ریز شکستگی‌های ایجاد شده در طی دگرشکلی شکنا توسط پیریت‌های درشت بلور تا متوسط و به‌طور کامل خود شکل‌پر شده‌اند. در مقاطع میکروسکوپی رگه-رگچه‌های کوارتزی توسط رگه-رگچه‌های اکسید آهن قطع شدگی نشان می‌دهند.

دایک‌ها

دایک‌های گستره، دارای روند شمالی-جنوبی می‌باشند و درون واحدهای دگرگون شده گستره (کالک‌شیسست و کوارتزشیسست) تزریق شده‌اند. این دایک‌ها تحت تأثیر عوامل تکتونیکی بعدی قرار گرفته و خردشدگی نشان می‌دهند. دایک‌های گستره لخشک از نظر سنگ‌نگاری به دو گروه داسیتی و ریولیتی تقسیم می‌شوند. دایک‌های داسیتی (Dac) مهم‌ترین و فراوان‌ترین دایک‌های گستره می‌باشند که ضخامت آنها بین یک تا ۱۲ متر است. این دایک‌ها در شرق پهنه قابل مشاهده می‌باشند. دایک داسیتی رنگ رخنمون روشن‌تری در مقایسه با دایک ریولیتی دارد.

مشاهدات و مطالعات سطحی و هم‌چنین لاگ زمین‌شناسی گمانه‌های اکتشافی، بیانگر آن است که در مرز تماس دایک با ترکیب داسیت، آثاری از رگه-رگچه‌های کوارتزی دارای کانه‌زایی آنتیموان-طلا حضور دارند (شکل ۴-چ). رگه-رگچه‌های کوارتزی کانه‌دار، بیشتر در کمر پائین دایک داسیتی تشکیل شده و دارای کانی‌زایی آنتیموان و طلا هستند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده دایک‌ها، که به‌صورت پورفیروکلاست در مقاطع میکروسکوپی مشاهده



شکل ۴. الف) نمایی از رخنمون واحد کالک‌شیسست، در داخل پهنه برشی دگرسان و کانه‌دار، (دید به سمت شمال شرق)، (ب) تصویر میکروسکوپی از اکتینولیت، کوارتز، کلریت، بیوتیت، سریسیت و پلاژیوکلاز با ماگل پلی‌سنتتیک (نور پلاریزه متقاطع)، (پ) نمایی از رخنمون واحد کوارتز شیسست در داخل پهنه برشی دگرسان و کانه‌دار، (دید به سمت شمال شرق)، (ت) تصویر میکروسکوپی از واحد کوارتز شیسست، در این مقطع فابریک C/S به همراه تناوبی از نوارهای روشن کوارتز و فلدسپات و نوارهای تیره میکا-سریسیت دیده می‌شود، (نور پلاریزه متقاطع)، (ث) نمایی از توده گرانیته در جنوب‌شرق گستره (دید به سمت شرق)، (ج) تصویر میکروسکوپی از توده گرانیته، در این مقطع ماگل مکانیکی و خمش ماگلی در پلاژیوکلازها و خاموشی موجی در کوارتزها قابل مشاهده است، (نور پلاریزه متقاطع)، (چ) رخنمونی از دایک داسیتی و رگه-رگچه‌های کوارتزی کانه‌دار که در کمر پایین دایک داسیتی تشکیل شده‌اند و دارای کانه‌زایی آنتیموان-طلا است، (دید به سمت شرق)، (ح) تصویر میکروسکوپی از دایک داسیتی با بافت پورفیری، در این مقطع کوارتز با بافت خلیجی، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند قابل مشاهده است، (نور پلاریزه متقاطع)، (خ) رخنمونی از دایک ریولیتی که در کالک‌شیسست‌های گستره تزریق شده است، (د) تصویر میکروسکوپی از دایک ریولیتی که دارای بافت پورفیری بوده و از بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت تشکیل شده است، (نور پلاریزه متقاطع). (دید به سمت شمال شرق). (اکتینولیت (Act)، کوارتز (Qtz)، کلریت (Cl)، بیوتیت (Bio)، پلاژیوکلاز (Pl)، هورنبلند (Hor) و سریسیت (Ser)، نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از مقاله Whitney and Evans, 2010 اقتباس شده است)

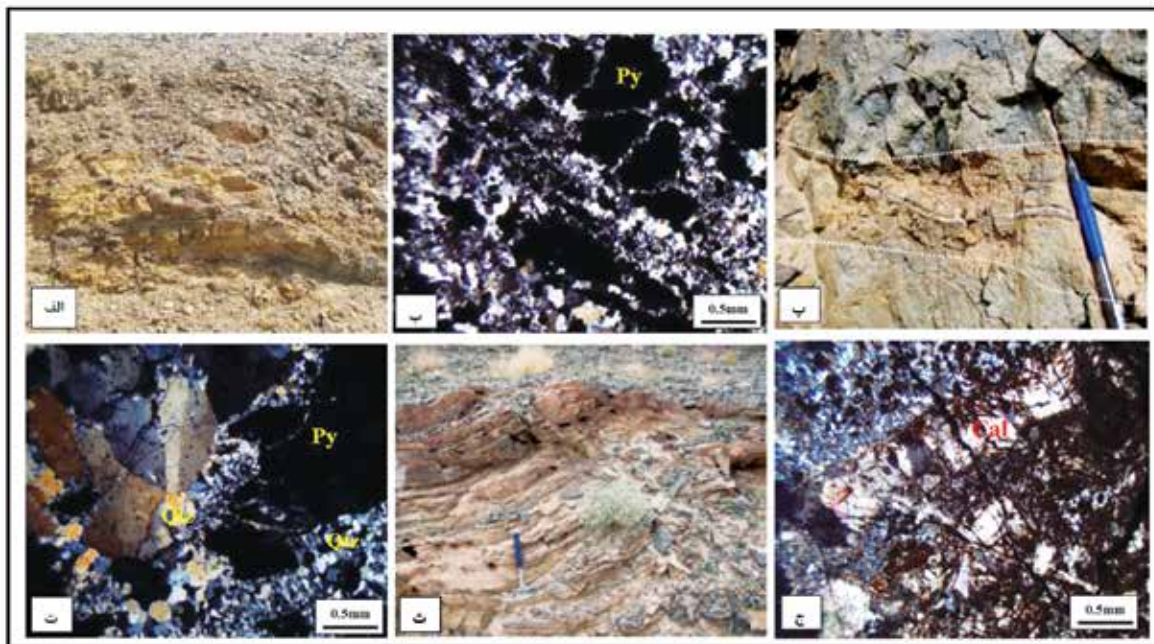
فرآیندهای ماگمایی و دگرگونی فراهم کند. در کانسارهای طلای کوهزایی، دگرسانی به‌شدت توسط عواملی از جمله: ۱- رژیم تکتونیکی تشکیل کانسار، ۲- نسبت‌های سیال به سنگ و مدت زمان واکنش آنها، ۳- ترکیب لیتولوژی‌های میزبان، ۴- ترکیب سیال هیدروترمالی شامل pH، Eh، فعالیت H_2O ، CO_2 ، H_2O ، S ، K ، Na ، H و شوری، ۵- حرارت، ۶- فشار حاکم بر رخداد دگرسانی هیدروترمالی و کانه‌زایی طلا و ۷- شرایط تعادل یا عدم تعادل، کنترل می‌شود. (Kerrick and Caldera, 1998) براساس بررسی‌های انجام شده در گستره مورد مطالعه، دگرسانی‌های موجود

وجود رسوبات منشوری برافزایشی و میزبانی کانه‌زایی طلا در شیسست‌ها، محیطی مناسب و مستعد برای تشکیل ذخایر طلای کوهزایی می‌باشد (حیدریان دهکردی و همکاران، ۱۳۹۸). کانسنگ طلا‌دار در کانسار لخشک مشابه با بیشتر کانسارهای طلای کوهزایی در یک پهنه برشی به‌شدت دگرشکل (میلونیت-اولترامیلونیتی) و دگرسان شده تشکیل شده است (Niroomand et al., 2011). دگرسانی‌های گرمایی همراه با کانی‌سازی شامل کوارتز، سریسیت و سولفیدی است. دگرسانی هیدروترمال، می‌تواند اطلاعات ارزشمندی را در ارتباط با فرآیندهای دگرشکلی ناحیه‌ای،

در پهنه‌های دگرشکل شده و در مجموعه سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی دگرگونه و به‌طور کامل دگرشکل شده، رخ داده است. واحدهای دگرگون شده در پهنه برشی لخشک از شدت و نوع دگرسانی متفاوتی برخوردار می‌باشند. مهم‌ترین دگرسانی‌های گسترده شامل دگرسانی سیلیسی، سولفیدی، آرژیلی، سربیسیت-کوارتز، کربناتی و کلریتی می‌باشند. بر اساس مطالعات انجام شده، موقعیت و شدت دگرسانی‌ها و همچنین کانه‌زایی، توسط دگرشکلی در گستره کنترل شده است (حیدریان دهکردی و همکاران، ۱۳۹۸). همچنین با توجه به گسترش و ماهیت دگرسانی‌های سنگ دیواره در گستره و کنترل آن توسط عواملی مانند پهنه‌های برشی و نوع لیتولوژی، بررسی فرایند دگرسانی، انواع آن و ارتباط آن با دگرشکلی‌های موجود در پهنه به‌منظور فهم ارتباط آنها با کانه‌زایی، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. دگرسانی سربیسیت-کوارتز در همراهی با رگه‌های سیلیسی طلا دار مشاهده می‌شود. در این دگرسانی سربیسیت‌ها به‌صورت نوارهای طویل و تیغک‌ها، پورفیروکلاست‌های کوارتز و فلدسپات را دور زده و در راستای برگوارگی میلونیته جهت یافته‌اند. در این نوع دگرسانی، مقدار طلا نسبت به رگه‌های سیلیسی به‌شدت کاهش یافته است. این کاهش عیار نشان می‌دهند که سیال گرمایی کانه‌دار بیشتر طلا را در رگه-رگچه‌های کوارتزی و کمتر در سنگ میزبان دگرسان شده نهشته ساخته است. دگرسانی سولفیدی، یکی از مهم‌ترین دگرسانی‌های گسترده است (شکل ۵-الف) و به‌صورت کانی‌های سولفیدی (بیشتر پیریت) در کانسنگ‌های سیلیسی طلا دار مشاهده شده است (شکل ۵-ب). بیشتر سولفیدها در رخنمون‌های سطحی به‌طور بخشی تا کامل اکسایش یافته و به ترکیبات هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. مهم‌ترین محصولات این دگرسانی شامل پیریت، آرسنوپیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و پیروتیت می‌باشند. پیریت، بیشترین کانی سولفیدی بوده که سایر سولفیدها آن را در پهنه‌های دگرسانی همراهی می‌کنند (شکل ۵-ب) و به دلیل میدان پایداری بالای پیریت در مقایسه با سایر سولفیدها است (Zhu et al., 2011). دگرسانی سیلیسی، اصلی‌ترین دگرسانی میزبان طلا در کانسنگ‌های طلا دار

در گستره لخشک می‌باشد (شکل ۵-پ) که به‌صورت رگه-رگچه‌های کوارتزی و سیلیسی شدن سنگ میزبان قابل مشاهده است (شکل ۵-ت). به‌طور کلی، دگرسانی‌های سیلیسی و سولفیدی بیشترین گسترش را در بخش‌های داخلی پهنه برشی داشته و منطبق بر پهنه‌های کانه‌دار می‌باشند. این مسأله قابل توجه است از این نظر که بر اساس نتایج مطالعات ژئوفیزیکی در گستره، مناطق دارای آنومالی، با دگرسانی‌های سیلیسی و سولفیدی بخش‌های داخلی پهنه‌های برشی هم‌خوانی دارند. کلریت، از جمله کانی‌هایی است که در واحدهای سنگی پهنه برشی گستره گسترش داشته و جزء کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگ‌های دگرسان شده محسوب می‌شود. کلریت هم می‌تواند در طی دگرسانی کلریتی شدن (کلریت ثانویه) حاصل شود و هم در سنگ دیواره وجود داشته و جزء کانی‌هایی باشد که در شرایط دگرگونی ناحیه‌ای حاکم بر پهنه ایجاد شده است. بنابراین کلریت‌های موجود در سنگ‌های پهنه را می‌توان به دو گروه تقسیم کرد. گروه اول کلریت‌های حاصل از دگرگونی ناحیه‌ای در رخساره شیست سبز می‌باشند و بیشتر در راستای برگوارگی جهت‌یافتگی نشان داده و شکل‌های رشته‌ای و ماهی شکل نشان می‌دهند. این نوع کلریت، محصول دگرسانی نمی‌باشد. گروه دوم کلریت‌های حاصل از دگرسانی هیدروترمال می‌باشند و در پهنه برشی قابل مشاهده‌اند. این کلریت‌ها، محصول تأثیر سیالات هیدروترمال بر سنگ در برگیرنده و تجزیه کانی‌های آن می‌باشند. این کلریت‌ها در بخش بیرونی و میانی کمربند دگرسانی پهنه‌های برشی منطقه، گسترش بیشتری دارند. کلریت‌های این بخش، درون درزه-شکستگی‌ها، فضا‌های خالی بین دانه‌ای و رگه‌ها را پر کرده‌اند. کربناتی شدن یکی از دگرسانی‌های شاخص در کانسارهای تیپ کوهزایی می‌باشد (شکل ۵-ث) که محصول نهایی آن کلسیت، دولومیت و آنکریت است (شکل ۵-ج). در برخی نمونه‌های گستره، کربنات به‌صورت بلورهای دانه‌درشت به‌موازات برگوارگی و در برخی موارد در هم‌رشدی کوارتز و کربنات مشاهده می‌شود. برخی نیز به صورت رگه-رگچه‌های کربناتی می‌باشند که بلورهای اولیه را قطع نموده‌اند. براساس

تلفیق مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی، حجم و عیار کانی‌سازی طلا در کانسار طلای لخشک به واسطه شدت و نوع دگرشکلی و دگرسانی‌های گرمایی کنترل می‌شود. به نحوی که کانسنگ‌های پرعیار طلا در رگه‌های کوارتزی و کمربندهای به‌شدت دگرشکل و دگرسان شده در پهنه برشی رخ داده است.



شکل ۵. الف) دورنمایی از دگرسانی سولفیدی (دید به سمت شمال شرق)، ب) تصویر میکروسکوپی از کانی‌های سولفیدی (بیشتر پیریت) در کانسنگ سیلیسی طلا دار (نور پلاریزه متقاطع)، پ) دورنمایی از دگرسانی سیلیسی و رگه کوارتزی کانه‌دار (دید به سمت شمال شرق)، ت) تصویر میکروسکوپی از سیلیسی شدن سنگ میزبان (نور پلاریزه متقاطع)، ث) دورنمایی از دگرسانی کربناتی در گستره (دید به سمت شمال شرق)، ج) تصویر میکروسکوپی از کربناتی شدن (نور پلاریزه متقاطع)، (کوارتز (Qtz)، پیریت (Py) و کلسیت (Cal)، نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از مقاله Whitney and Evans, 2010 اقتباس شده است)

ساخت، بافت و پاراژنز کانه‌ها

شده‌اند. رگه‌های کوارتزی هم‌زمان تا کمی بعد از تشکیل، در درجه‌های مختلف متحمل دگرشکلی شده‌اند. آثار این مرحله از دگرشکلی به‌صورت چین خوردگی و گسلش نمایان است.

بر اساس مطالعات پتروگرافی و کانه‌نگاری نمونه‌های کانسنگی (طلادار)، کانی‌های فلزی موجود در کانسار لخشک ساده بوده و شامل کانی‌های استیبنیت، پیریت، آرسنوپیریت، اسفالریت، کالکوپیریت، گالن و طلا می‌باشد. توالی پاراژنتیکی بر اساس مطالعات کانه نگاری و پتروگرافی و نیز روابط بافتی میان کانه‌ها و کانی‌های موجود در کانسار لخشک در شکل ۶ ارائه شده است.

بر اساس تلفیق مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی، حجم و عیار کانه‌زایی طلا در کانسار طلای لخشک به‌واسطه شدت و نوع دگرشکلی و دگرسانی‌های گرمایی کنترل می‌شود. به‌نحوی که کانسنگ‌های پرعیار طلا در رگه‌های سیلیسی و کمربندهای به‌شدت دگرشکل و دگرسان شده در پهنه برشی رخ داده است و همواره با رگه-رگچه‌های کوارتزی و مقادیر قابل توجهی از کانی‌های کوارتز، سریسیت و کانه‌های سولفیدی همراه می‌باشند. بافت و ساخت اصلی در کانسنگ‌های طلا دار در گستره کانسار لخشک رگه-رگچه‌ای است. در مقیاس رخنمون، کانه‌زایی طلا در ارتباط با رگه و رگچه‌های کوارتزی است که بیشتر به‌صورت هم‌راستا با برگواگی میلونیتی و گاه قطع‌کننده آنها تشکیل

Paragenetic Sequence				
Minerals	Stage (I)	Stage (II)	Stage (III)	Weathering
Quartz	—	—	—	—
Pyrite	—	—	—	—
Calcopyrite	—	—	—	—
Stibnite	—	—	—	—
Sphalerite	—	—	—	—
Arsenopyrite	—	—	—	—
Pyrrhotite	—	—	—	—
Gold	—	—	—	—
Electrum	—	—	—	—
Sericite and Muscovite	—	—	—	—
Calcite and Ankerite	—	—	—	—
Fe-hydroxides	—	—	—	—
Textures	Disseminated	—	—	—
	Laminated	—	—	—
	Vein and veinlet type	—	—	—

شکل ۶. توالی پاراژنتیکی کانی‌ها و بافت‌های آنها در کانسار لخشک

کانی‌ها

در اندازه‌های کوچک‌تر از یک میلی‌متر (بیشتر کوچک‌تر از ۲۰۰ میکرون)، بی‌شکل تا خود شکل است و به صورت بخشی تا کامل توسط ترکیبات هیدروکسیدهای آهن جانشین شده است. با توجه به روابط بافتی، پیریت‌ها با کانی‌های کوارتز-سرسیسیت و سایر کانه‌های سولفیدی و طلا هم‌رشد بوده‌اند. پیریت‌ها در برخی مقاطع بافت خوشه‌انگوری و تجمعی را نشان داده‌اند (شکل ۷-الف). در برخی مقاطع نیز پیریت‌ها از حاشیه و مرکز در حال تبدیل به هیدروکسیدهای آهن (گوتیت) می‌باشند و در برخی مقاطع فقط آثار هیدروکسیدهای آهن قابل مشاهده است. استینیت، فراوان‌ترین کانه سولفیدی در کانسار لخشک است و در نمونه‌های دستی با رنگ خاکستری و جلای فلزی قابل مشاهده است. در گستره مورد مطالعه، استینیت بیشتر در رگه‌های کانی‌زایی به همراه کوارتز قابل مشاهده است و در مقاطع به صورت بلورهای بی‌شکل توده‌ای، سوزنی و کشیده نمایان است (شکل ۷-ب). به طور کلی، طلا به صورت الکتروم می‌تواند در مقادیر پایین، در شبکه بلوری کانی‌های سولفیدی بویژه پیریت، آرسنوپیریت و کالکوپیریت، تمرکز یابد (Goldfarb et al., 2005).

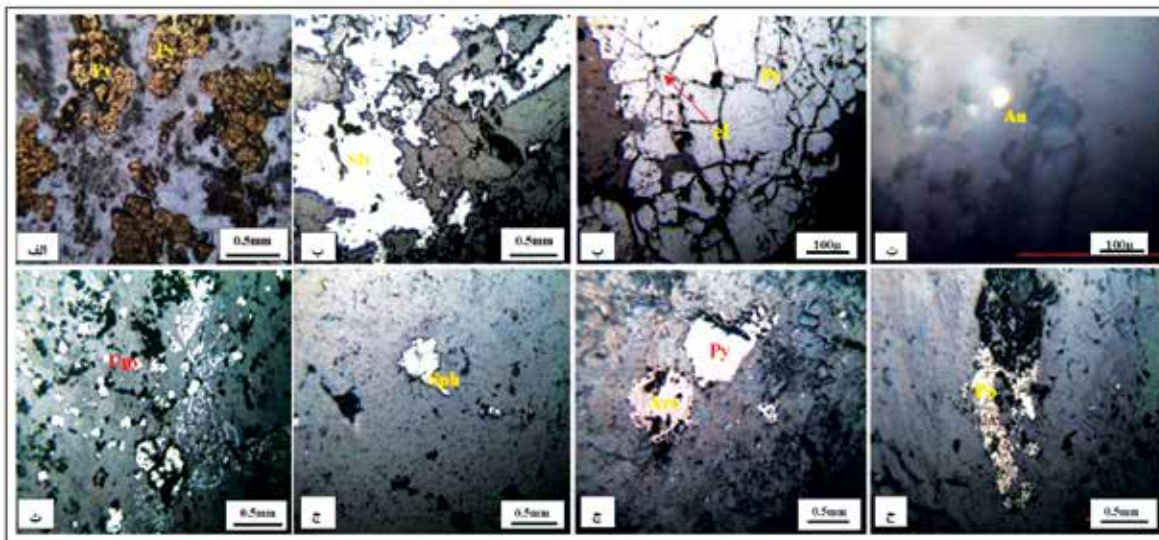
در گستره مورد مطالعه، کوارتز مهم‌ترین کانی دگرسانی همراه با کانی‌سازی می‌باشد، که بیشتر به صورت رگه-رگچه‌های کوارتزی رخداد دارد. کوارتز در مقاطع به فرم‌های شکل‌دار، نیمه‌شکل و بی‌شکل قابل مشاهده است. برخی از کوارتزها در راستای برگوارگی جهت‌یافتگی نشان می‌دهند، برخی دارای خاموشی موجی بوده و برخی نیز ساب‌گرین‌شدگی و تبلور دوباره را نشان می‌دهند. از دیگر کانی‌های دگرسانی در همراهی با کانی‌سازی می‌توان به مسکویت، سرسیسیت، اپیدوت، کانی‌های رسی (آلونیت، کائولینیت، ایلیت و مونت موریلونیت) و کربنات (کلسیت، دولومیت و آنکریت) اشاره کرد.

کانه‌های سولفیدی

کانه‌های سولفیدی در کانسار لخشک شامل؛ پیریت، استینیت، کالکوپیریت، پیروتیت و آرسنوپیریت است. این کانه‌ها در برخی مقاطع به فرم دانه‌پراکنده و در برخی موارد نیز به صورت جهت‌یافته در سنگ میزبان دگرشکل قابل مشاهده‌اند. پیریت یکی از فراوان‌ترین کانه‌های سولفیدی در کانسار لخشک است که کمتر از یک درصد حجم کانسنگ را تشکیل داده است. این کانی

در همراهی با پیریت قابل مشاهده است (شکل ۷-ث). اسفالریت نیز به فرم نیمه‌شکل‌دار در برخی از مقاطع با اندازه کمتر از ۱۰۰ میکرون مشاهده شد (شکل ۷-ج). آرسنوپیریت به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و با اندازه‌های کوچک‌تر از ۲۰۰ میکرون نمایان است (شکل ۷-چ). پیروتیت نیز به صورت بلورهای نیمه‌شکل تا بی‌شکل و در اندازه‌های کوچک‌تر از ۲۰۰ میکرون مشاهده شده است (شکل ۷-ح).

همچنین میزان تمرکز طلا در نهشته‌های طلا بیشتر ارتباط مستقیمی با مقادیر پیریت در آن کانسار دارد. در مقاطع کانسار مورد مطالعه، طلا به صورت الکتروم در داخل شبکه بلوری پیریت‌ها (شکل ۷-پ) و با ابعاد ۲۰ تا ۴۰ میکرون و به صورت آزاد، در رگه کوارتزی متقاطع با برگوارگی مشاهده گردید (شکل ۷-ت). بیشینه مقدار طلا در کانسنگ‌های طلا دار کانسار لخشک نیز ۳۸۳۳ PPb اندازه‌گیری شد. کالکوپیریت به صورت نیمه‌شکل تا بی‌شکل و با فراوانی کم



شکل ۷. الف) تصویر میکروسکوپی از پیریت در کانسنگ‌های طلا دار لخشک با فرم خوشه‌انگوری و تجمعی، ب) تصویر میکروسکوپی از استیبینیت به صورت پراکنده، پ) تصویر میکروسکوپی از ذره الکتروم با ابعاد ۲۰ تا ۴۰ میکرون در حاشیه پیریت، ت) تصویر میکروسکوپی طلای آزاد با ابعاد ۲۰ تا ۴۰ میکرون در رگه کوارتزی متقاطع با برگوارگی، ث) تصویر میکروسکوپی از کالکوپیریت، ج) تصویر میکروسکوپی از اسفالریت، چ) تصویر میکروسکوپی از آرسنوپیریت، ح) تصویر میکروسکوپی از پیروتیت در نمونه‌های مطالعه شده در کانسار لخشک (نور انعکاسی)، پیریت (Py)، استیبینیت (Sb)، الکتروم (el)، طلا (Au)، کوارتز (Qtz)، کالکوپیریت (Cpy)، اسفالریت (Sph)، آرسنوپیریت (Ars) و پیروتیت (Po)، نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از مقاله Whitney and Evans, 2010 اقتباس شده است

برداشت‌های ژئوفیزیکی (IP-RS)

برداشت به صورت بهینه‌ای انتخاب شد. به طور معمول، مناسب‌ترین امتداد یک نیمرخ برداشت نیمرخ است که با امتداد هدف مورد نظر زاویه ۹۰ درجه بسازد. در گستره مورد مطالعه نیمرخ‌ها به صورت عمود بر رگه‌ها و روندهای کانی‌شناسی و زمین‌شناسی طراحی و اجرا شده‌اند. در ادامه، داده‌های برداشت شده به کامپیوتر انتقال داده شده و پس از پردازش آماری، تصحیح خطاها و حذف داده‌های پرت، نقشه‌ها رسم شدند. برای رسم نقشه‌ها از نرم‌افزار Res2dinv استفاده شده است. برای هر نیمرخ یک نقشه

در این پژوهش، هر یک از نیمرخ‌ها به گونه‌ای طراحی شدند که در راستای آنها دو نیمرخ مقاومت ویژه الکتریکی و قطبش‌پذیری القایی برداشت شود. در تمامی عملیات ژئوفیزیک اکتشافی که به منظور تعیین توده کانه‌زایی و گسترش آن و تعیین نقاط امیدبخش صورت می‌پذیرد، از برداشت‌های شبکه‌ای استفاده می‌شود. در این‌گونه برداشت‌ها، تعیین محل دقیق خطوط برداشت و ایستگاه‌های اندازه‌گیری بسیار مهم است. بر این اساس، به منظور دستیابی به جزئیات مورد نظر، تعداد و فاصله نقاط

روند این نیمرخ شمال غربی-جنوب شرقی است. روند نیمرخ ۱۶ شمال غربی-جنوب شرقی می‌باشد. نیمرخ ۱۷ در ۵۰ متری شرق نیمرخ ۱۶ قرار گرفته است. پ نیمرخ شماره ۱۸، آخرین نیمرخ برداشت شده در گستره است که در ۸۰ متری شرق نیمرخ ۱۷ قرار دارد. روند این نیمرخ شمال شرقی-جنوب غربی است.

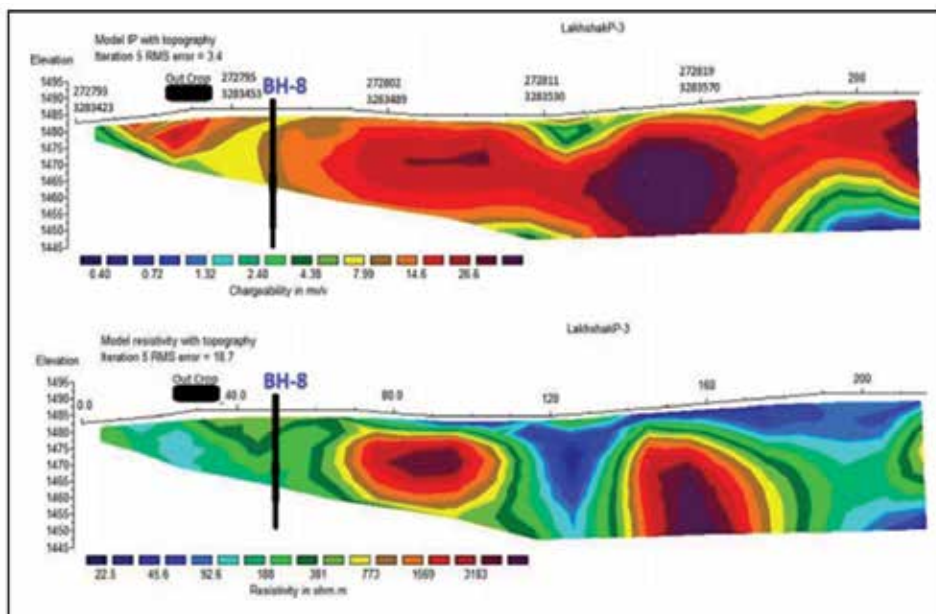
تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی

در این پژوهش برای رسم نقشه مقاومت ویژه نیمرخ، از نرم‌افزار Res2dinv استفاده شده است. بخش‌هایی که کمترین میزان بارپذیری را دارند با رنگ آبی کم‌رنگ تا آبی پررنگ علامت‌گذاری شده‌اند. مقادیر بالای بارپذیری با رنگ زرد و نارنجی نشان داده شده است. بیشترین مقدار بارپذیری نیز با رنگ بنفش مشخص شده است. در پهنه لخشک هم‌خوانی خوبی بین کانه‌زایی، گستره‌ی دگرسان شده و بیشترین فراوانی گسل‌ها مشاهده می‌شود. عملکرد این گسل‌ها بیشتر در شیست‌ها بوده و روند گسل‌های اصلی گستره که پهنه کانه‌زایی و دگرسان شده را در بر گرفته است، شمال غربی-جنوب شرقی است. با توجه به مشاهده‌های صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی، در این گسل‌ها، رگه‌های کوارتزی و کمربنده‌های دگرسان شده دارای کانه‌زایی آنتیموان-طلا مشاهده می‌شوند. از سوی دیگر، با توجه به شواهد موجود، بخش‌های پرعیار کانسنگ، که به صورت رگه-رگچه‌های کوارتزی پروزد دارند، مربوط به بخش‌های به‌شدت دگرشکل و دگرسان شده از پهنه برشی می‌باشند که دارای فابریک‌های میلوئیتی-اولترامیلونیتی بوده است. بخش‌های پرعیار کانسنگ و میزبان اصلی کانه‌زایی طلا لخشک در در داخل پهنه‌های برشی و کمربنده‌های گسلی، که در واحدهای شیستی (عمدتاً کالک‌شیست) میزبان شده‌اند، به صورت رخداد رگه و رگچه‌های کوارتز-استینیت-طلا تشکیل شده است. به عبارت دیگر، بخش‌های پرعیار کانسنگ مربوط به بخش‌های شدیداً دگرشکل و دگرسان شده از پهنه برشی با راستای شمال غرب-جنوب شرقی می‌باشند و با مجموعه‌ای از دگرسانی‌های کوارتز، سربیسیت-مسکویت و سولفید همراه هستند. بر این اساس، شواهد و نتایج بیان

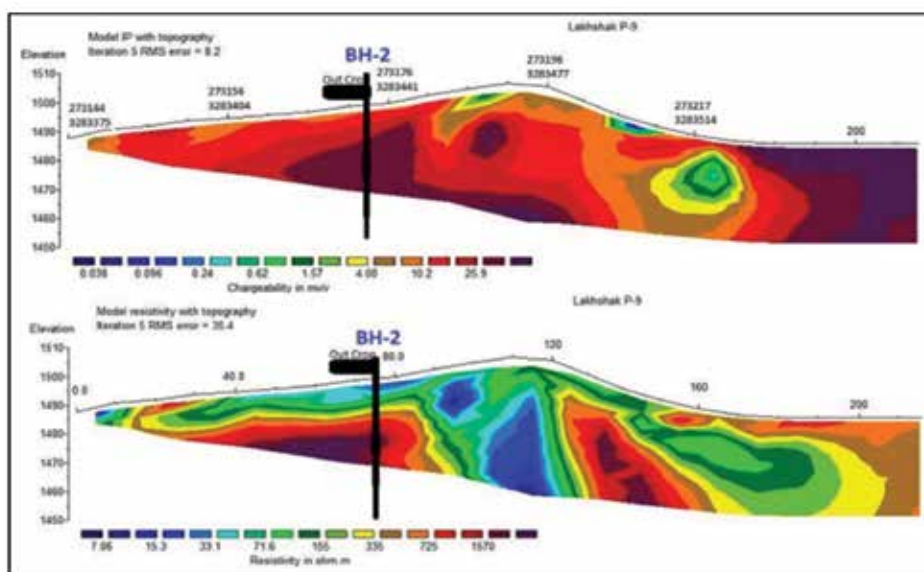
شارژپذیری و یک نقشه مقاومت ویژه رسم شد. پس از تهیه نقشه‌ها، از عملگرهای فازی برای تطبیق آنها استفاده شد. در نهایت نقشه تلفیق نهایی اکتشافی به منظور انتخاب نقاط حفاری تهیه شد. با توجه به وجود ضرایب وزنی مختلف برای تلفیق نقشه‌ها، چندین مدل نقشه نهایی اکتشافی به دست آمده است، تا نتیجه مطمئن‌تر و قابل اعتمادتری از ترکیب تفسیر داده‌های مختلف ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی به دست آید. نیمرخ ۱، شمالی‌ترین نیمرخ گستره می‌باشد. فاصله نقاط برداشت در این نیمرخ ۱۰ متر و عمق نفوذ حدود ۵۲ متر می‌باشد. طول نیمرخ نیز در حدود ۱۹۰ متر است. نیمرخ ۲، در فاصله حدود ۳۰۰ متری غرب نیمرخ ۱ قرار گرفته است. روند این نیمرخ شمال غربی-جنوب شرقی می‌باشد. نیمرخ ۳، در ۱۰۰ متری جنوب نیمرخ ۲ قرار دارد. روند این نیمرخ کم‌وبیش شمالی-جنوبی بوده است. نیمرخ ۴، در ۸۰ متری شرق نیمرخ ۳ قرار دارد. فاصله نقاط برداشت در این نیمرخ ۱۰ متر، طول کلی نیمرخ ۱۹۰ متر و عمق نفوذ حدود ۵۲ متر می‌باشد. روند این نیمرخ نیز شمالی-جنوبی است. نیمرخ ۵، در ۴۰ متری شرق نیمرخ ۴ قرار گرفته است. روند این نیمرخ شرقی-غربی می‌باشد. نیمرخ ۶، کم‌وبیش هم‌امتداد با نیمرخ‌های ۳ و ۴ می‌باشد. روند این نیمرخ شمالی-جنوبی است. نیمرخ ۷، کم‌وبیش در ۱۰۰ متری شرق نیمرخ ۶ قرار دارد. روند این نیمرخ شمال شرقی-جنوب غربی است. نیمرخ ۸ در ۱۰۰ متری شرق نیمرخ ۷ و ۱۰۰ متری غرب نیمرخ ۹ قرار دارد. روند این نیمرخ شمالی-جنوبی است. نیمرخ ۹ در ۱۰۰ متری شرق نیمرخ ۸ قرار دارد. روند این نیمرخ شمال شرقی-جنوب غربی می‌باشد. نیمرخ ۱۰ در فاصله ۱۰۰ متری شرق نیمرخ ۹ قرار گرفته است. روند این نیمرخ شمال شرقی-جنوب غربی است. نیمرخ ۱۱ در قسمت مرکزی گستره مورد مطالعه قرار دارد. روند این نیمرخ شمالی-جنوبی است. نیمرخ ۱۲ در فاصله ۸۰ متری شرق نیمرخ ۱۱ قرار گرفته است. روند این نیمرخ شمال غربی-جنوب شرقی بوده است. روند نیمرخ ۱۳ شرقی-غربی می‌باشد. نیمرخ ۱۴ در ۸۰ متری جنوب نیمرخ ۱۳ قرار دارد. روند این نیمرخ شمالی-جنوبی می‌باشد. نیمرخ ۱۵ کم‌وبیش عمود بر دو نیمرخ ۱۳ و ۱۴ می‌باشد.

و پلاریزاسیون القایی و مشاهدات زمین‌شناسی، نیمرخ‌های ۳، ۴، ۵، ۹، ۱۱، ۱۲، ۱۶ و ۱۷، نسبت به سایر نیمرخ‌های برداشت شده، مناطق امید بخش‌تری می‌باشند. در شکل‌های ۸ و ۹، نقشه مقاومت ویژه و پلاریزاسیون القایی نیمرخ‌های ۳ و ۹ ارائه شده است. در نقشه بارپذیری نیمرخ‌ها، محور سمت چپ نشان‌دهنده عمق نفوذ در داخل زمین بر حسب متر و محور افقی نشان‌دهنده فاصله از اولین نقطه برداشت بر حسب متر می‌باشد.

شده با نتایج مطالعات ژئوفیزیکی هم‌خوانی مناسبی نشان می‌دهد. بنابراین با توجه به حدود تغییرات مقاومت ویژه و شارژپذیری در مقاطع، می‌توان گفت که شدت شارژپذیری در نیمرخ‌های برداشتی از میزبان‌های شیستی و گستره‌های با درجه بالای دگرسانی سولفیدی-سیلیسی و پهنه‌های برشی و گسلی، شدت بالاتری داشته و ژئوفیزیک به روش قطبش القایی و مقاومت ویژه توانسته در مورد کانه‌زایی در این گستره مناسب باشد. بر اساس همبستگی داده‌های مقاومت ظاهری



شکل ۸. نقشه مقاومت ویژه و پلاریزاسیون القایی نیمرخ شماره ۳



شکل ۹. نقشه مقاومت ویژه و پلاریزاسیون القایی نیمرخ شماره ۹

نتیجه‌گیری

براساس مطالعات ژئوفیزیکی در گستره لخشک، کانه‌زایی به صورت رخداد رگه-رگچه‌های کوارتز-استیبیت-طلا در داخل پهنه‌های برشی و کمربندهای گسلی، که در واحدهای شیستی (بیشتر کالک‌شیست) میزبان شده‌اند، نمایان است. بخش‌های پرعیار کانسنگ مربوط به بخش‌های به‌شدت دگرشکل و دگرسان شده از پهنه برشی می‌باشند که با مجموعه‌ای از دگرسانی سیلیسی-سولفیدی همراه هستند. ناهنجاری‌های به‌دست آمده از برداشت‌های ژئوفیزیکی در گستره، انطباق خوبی با مطالعات زمین‌شناسی، آلتراسیون و کانه‌زایی دارند. بر این اساس می‌توان گفت که ژئوفیزیک به روش قطبش القایی و مقاومت ویژه برای شناسایی کانی‌سازی و تعیین نواحی امیدبخش در گستره لخشک مناسب بوده است. براساس نتایج مطالعات ژئوفیزیکی، شدت شارژپذیری در تعدادی از نیمرخ‌ها شدت بالاتری داشته است و ژئوفیزیک به روش قطبش القایی و مقاومت ویژه توانسته در مورد کانه‌زایی در این گستره مناسب باشد. بر این اساس، نیمرخ‌های ۳، ۴، ۵، ۹، ۱۱، ۱۲، ۱۶ و ۱۷ نسبت به سایر نیمرخ‌های برداشت شده، مناطق امید بخش‌تری می‌باشند.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند از شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران بخاطر پشتیبانی و حمایت‌های مالی برای انجام مطالعات ژئوفیزیکی تشکر نمایند.

منابع

- خصوصیات و خاستگاه کانه‌زایی طلا در واحد آتشفشانی ائوسن کانی‌سازی چشمه خونی، انارک. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵، ۱۷، ۷۳-۸۵.
- رضائی کهخانی، م.، علی موسی، ز. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۶. تعیین شرایط فیزیکی تبلور در توده گرانودیوریتی لخشک و دایک‌های درون آن. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۵، ۲، ۳۱۱-۳۲۸.
- سراوانی، م. و کنعانیان، ع.، ۱۳۹۰. بررسی شیمی توده نفوذی کوه زرگلی (شمال غرب زاهدان). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۸۵.
- سرحدی، ن.، علی یاری، ف. و راستاد، ا.، ۱۳۹۶. سنگ‌شناسی و ژئوشیمی دایک‌های مزوکرات و ملانوکرات در پیکره گرانودیوریتی لخشک، شمال غرب زاهدان. نشریه علوم زمین، ۲۶، ۱۴۹-۱۶۲.
- صادقیان، م. و ولی‌زاده، م.، ۱۳۸۶. ساز و کار جایگیری توده گرانیتوئیدی زاهدان در پرتو روش AMS. مجله علوم زمین، ۶۶، ۱۳۴-۱۵۹.
- کنعانیان، ع.، رضایی کهخانی، م. و اسماعیلی، د.، ۱۳۸۶. سنگ‌شناسی و جایگاه زمین‌ساختی توده گرانودیوریتی لخشک، شمال غرب زاهدان، ایران. نشریه علوم زمین، ۶۵، ۱۲۶-۱۴۳.
- مظلوم، غ.، فردوست، ف. و کهرازی، م.، ۱۳۹۶. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آنتیموان لخشک، شمال غرب زاهدان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۸۴.
- معدن جویان آذر زمین.، ۱۳۹۴. گزارش انجام عملیات ژئوفیزیکی کانسار آنتیموان لخشک. ۷۰.
- نیرومند، ش.، تاج‌الدین، ح. و حقیری قزوینی، س.، ۱۳۹۹. زمین‌شناسی و کانه‌زایی طلا در محدوده غرب کسنزان،
- Camp, V.E. and Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 15, 221-239.
- Cox, L., MacKenzie, D.J., Craw, D., Norris, R.J. and Frew, R., 2006. Structure and geochemistry of the Rise and Shine shear zone mesothermal gold system, Otago Schist, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and*

- Geophysics, 49, 429-442.
- Figueiredo, A.M., Puc-rio, T., Silva, F.B., Silva, P.M., Milidiú, R.L. and Gattass, M., 2014. A seismic facies analysis approach to map 3D seismic horizons. *Ore Geology*, 10, 1501-1505.
 - Fotoohi Rad, GR., Droop, GTR., Amini, S. and Moazzen, M., 2005. Eclogites and blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran: a comparison of P-T histories from a subduction mélange. *Lithos*, 84, 1-24.
 - Goldfarb, R.J., Baker, T., Dube, B., Groves, DI., Hart, C.J.R. and Gosselin, P., 2005. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology*, 100, 407-450.
 - Groves, DI., Condie, KC. and Goldfarb, R.J., 2005. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. *Economic Geology*, 100, 203-224.
 - Groves, DI. and Bierlein FP., 2007. Geodynamic settings of mineral deposit systems. *Geological Society, London*, 164, 19-30.
 - Hashemi, H., 2010. Logical considerations in applying pattern recognition techniques on seismic data: Precise ruling, realistic solutions. *CSEG Recorder*, 8, 47-50.
 - Kerrich, DM. and Caldera, K., 1998. Metamorphic CO₂ degassing from orogenic belts. *Chemical Geology*, 145, 213-232.
 - Niroomand, S., Moore, F. and Goldfarb, R., 2011. The Kharapeh orogenic gold deposit: geological, structural, and geochemical controls on epizonal ore formation in West Azarbaijan province, northwestern Iran. *Mineral Deposita*, 46, 409-428, <https://doi.10.1007/s00126-011-0335-x>.
 - Tirrul, R., Bell I.R., Griffis R.J. and Camp V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 134-150.
 - Zhu, Y., Fang, A. and Juanjuan, T., 2011. Geochemistry of hydrothermal gold deposits. *Geoscience Frontiers*, 2, 367-374.

چینه‌نگاری زیستی بخش فوقانی سازند گرو بر اساس نانوفسیل‌های آهکی در برش تاقدیس شیخ صالح در شمال غرب کرمانشاه، پهنه لرستان (حوضه زاگرس)

سعیده سنماری^(*)

۱. دانشیار، گروه معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره) قزوین، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۳/۱۸

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۶/۲۲

چکیده

در این مطالعه بخش فوقانی سازند گرو به ضخامت ۲۴ متر در برش تاقدیس شیخ صالح واقع در شمال غرب کرمانشاه از نقطه‌نظر نانوفسیل‌های آهکی مورد بررسی قرار گرفت. در این برش سازند گرو در اصل از آهک‌های آرزلیلی متوسط لایه تشکیل شده است. به‌منظور معرفی گونه‌های شاخص و زیست‌زون‌ها، ۱۷ اسلاید از سازند گرو مطالعه شد که در نتیجه منجر به تشخیص سه زیست‌زون شد. در نتیجه این مطالعه ۲۰ گونه و ۱۵ جنس از نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شد. بر اساس زون‌های زیستی به دست آمده، بازه زمانی بخش فوقانی سازند گرو در برش مورد مطالعه از اواخر سنومانین پیشین تا اواخر سنومانین پسین پیشنهاد می‌شود. این بازه با بخش فوقانی زیست‌زون Eiffelithus turriseiffelii Zone (CC9) و Microrhabdulus decorates Zone (CC10) و بخش زیرین زیست‌زون Quadrum gartneri Zone (CC11) از زون‌بندی (Sissingh (1977) و زون‌های زیستی UC1, UC2, UC3 و بخش زیرین زیست‌زون UC7 از زون‌بندی (Burnett (1998) هم‌خوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: چینه‌نگاری زیستی، حوضه زاگرس، سازند گرو، کرتاسه، نانوفسیل‌های آهکی.

مقدمه

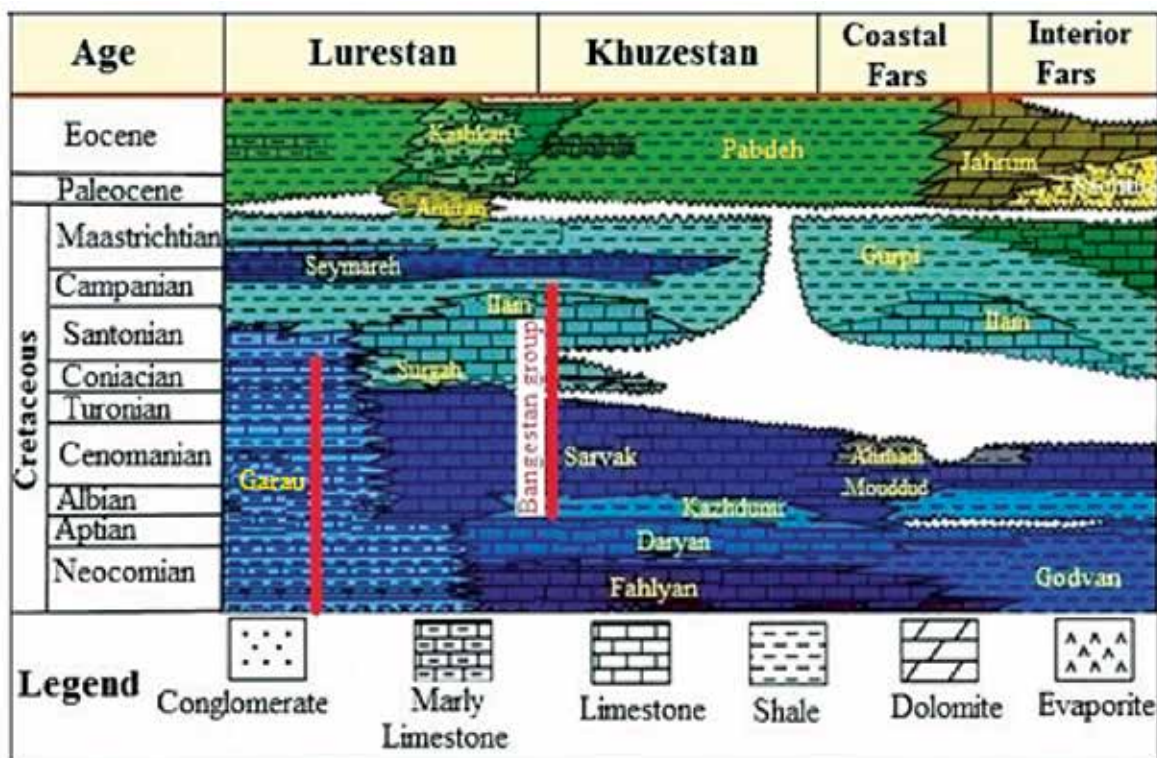
ژرف زیر پهنه‌های فارس و خوزستان (سازندهای فهلیان، گدون، داریان، کژدمی، سروک و ایلام) تفاوت دارد (James and Wynd, 1965). در این رابطه James and Wynd (1965) نام آهک‌های رودیستی کرتاسه را به گروه بنگستان تغییر داده و چهار سازند کژدمی، سروک، سورگاه و ایلام را در این گروه تعریف کردند (شکل ۱). نام سازند گرو از تنگ گرو واقع در کبیرکوه استان لرستان گرفته شده است (James and Wynd, 1965). برش نمونه این سازند در ۱۰ کیلومتری شمال شرقی روستای قلعه دره واقع در یال جنوب غربی کبیرکوه انتخاب شده است. مختصات

زاگرس چین‌خورده در همه جا ویژگی‌های زمین‌شناختی یکسانی ندارد بنابراین به پهنه‌های مختلفی نظیر فروافتادگی کرکوک، لرستان، پهنه ایذه، فروافتادگی دزفول، دشت آبادان، پهنه فارس و خشکی بندرعباس تقسیم می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۴). زیرپهنه لرستان بخشی از زاگرس چین‌خورده با روند کلی شمال غرب تا جنوب شرقی است و در آن تاقدیس‌های متعدد بزرگ و کوچکی به چشم می‌خورد. در این زیر پهنه، رخساره‌های دریایی باز (سازندهای گرو، سروک و ایلام) بیشتر گسترش داشته و با رخساره‌های کم

* نویسنده مرتبط: s.senemari@eng.ikiu.ac.ir

سازند از لحاظ علمی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. از تحقیقات صورت گرفته بر روی این سازند می‌توان به تحقیقات تولایی و همکاران (۱۳۸۶)، جمالیان و همکاران (۱۳۹۰)، عظام‌پناه و همکاران (۱۳۹۱)، صرفی و همکاران (۱۳۹۶)، Sarfi et al. (2014) اشاره کرد. سازند گرو در برش مورد مطالعه به‌طور عمده از سنگ‌آهک آرژیلی نازک لایه تشکیل شده است. ضخامت بخش فوقانی سازند گرو در برش مورد مطالعه ۲۴ متر است. تفکیک مرز بالایی این سازند با سازند سروک به دلیل سنگ‌شناسی آهکی همسان، چندان ساده نیست اما جدایش ردیف لایه‌های آهکی ضخیم لایه به همراه نبود آهک‌های آرژیلی و جدایش آن از آهک‌های نازک لایه از یک سو و همچنین تعیین سن انجام شده از سوی دیگر، مرز هم‌شیب و تدریجی بین دو سازند را به‌صورت تقریبی معین و معرفی می‌کند. در این راستا، مطالعه بخش فوقانی سازند گرو که در پهنه زمین‌شناسی لرستان قرار دارد با در نظر گرفتن چگونگی تعیین مرز آن با سازند سروک بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی هدف این نوشتار است.

جغرافیایی قاعده برش نمونه "۵۵' ۴۱" ۴۶° طول شرقی و "۴۲' ۲۵" ۳۳° عرض شمالی است (مطیعی، ۱۳۷۴). سازند گرو در تنگ گرو از شیل، مارن‌های تیره رنگ و سنگ‌آهک‌های رسی نازک لایه تشکیل و ضخامت آن ۸۹۶ متر است. این سازند در برش نمونه با ناپیوستگی فرسایشی در زیر سنگ‌آهک‌های گروه بنگستان قرار دارد. البته این مرز در مناطق مختلف متفاوت است، به‌طوری‌که سازند گرو در شرق فروافتادگی دزفول در زیر سازند فهلیان با سن نئوکومین و در نواحی مرکزی لرستان در زیر سازند سورگاه با سن کنیاسین قرار دارد. بر اساس شواهد زیرزمینی، سازند گرو در نواحی لرستان و فروافتادگی دزفول بر روی رسوبات تبخیری سازند گوتنیا و یا سنگ‌آهک‌های برشی شده معادل گوتنیا قرار دارد (مطیعی، ۱۳۷۴). مطالعات انجام شده در ناحیه لرستان نشان می‌دهد که پس از رسوب‌گذاری سازند گوتنیا، از اوایل کرتاسه پیشین به بعد شرایط احیایی در محیط عمیق رسوبی برقرار گشته و شیل‌های سیاه رنگ همراه با سنگ‌آهک‌های رسی متورق سازند گرو از بریازین تا آپتین و گاه تا کنیاسین نهشته شده‌اند. با توجه به پتانسیل بالای سازند گرو به‌عنوان سنگ منشأ نفت، بررسی این



شکل ۱. چگونگی گسترش سازند گرو در پهنه لرستان (James and Wynd, 1965)

منطقه جغرافیایی و روش مطالعه

تحت تأثیر فاکتورهای انحلال و دیاژنز قرار گرفته که این عوامل سبب تغییر در حفظ‌شدگی نمونه‌ها شده و تشخیص آنها را با مشکل روبرو می‌کند (Roth, 1983). به نظر می‌رسد که تغییرات فاکتورهای محیطی وابسته به رویداد بی‌اکسیژن اقیانوسی^۱ (OAEs)، به‌عنوان مثال در حوضه‌های پلاژیک متعلق به بازه زمانی اواخر سنومانین تا تورونین در جهان رخ داده است (صرفی و همکاران، ۱۳۹۶)، عامل موثر در چگونگی حفظ‌شدگی گونه‌ها و همچنین نبود فسیلی در فواصلی از ستبرای برش مورد مطالعه در این بخش از حوضه نئوتتیس باشد. در این تحقیق برای انجام مطالعه چینه‌نگاری زیستی بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی از زون بندی Sissingh (1977) و Burnett (1998) استفاده شد. همچنین اولین حضور و آخرین حضور گونه‌های شاخص به ترتیب با نمادهای FO و LO نشان داده شده است. نماد CC بیانگر کولیت‌های کرتاسه و نماد UC بیانگر زون‌های کرتاسه بالایی است.

بحث

حوادث زیستی نانوفسیل‌های آهکی

اولین رویدادهای زیستی مربوط به نانوفسیل‌های آهکی، در بخش فوقانی سازند گرو، به ترتیب ثبت اولین حضور گونه شاخص *Corollithion kennedyi*، اولین حضور گونه شاخص *Gartnerago segmentum* و اولین حضور گونه شاخص *Microrhabdulus decoratus* است. در این فاصله گونه *Eiffellithus turriseiffelii* نیز در نمونه‌ها مشاهده و ثبت شد. از این‌رو، این بخش از سازند گرو، معادل بخش فوقانی زون CC9 (دقیق‌تر زیرزون CC9c) از زون بندی Sissingh (1977) و UC1 از زون بندی Burnett (1998) است. نخستین حضور گونه *M. decoratus* (سنومانین میانی) در ضخامت پنج متری از بخش مورد مطالعه، در سازند گرو رخ داد. سپس حادثه زیستی بعدی، ثبت اولین حضور گونه شاخص *Lithraphidites acutus* است. ثبت حضور گونه *L. acutus* در ضخامت ۵/۲ متری صورت گرفت.

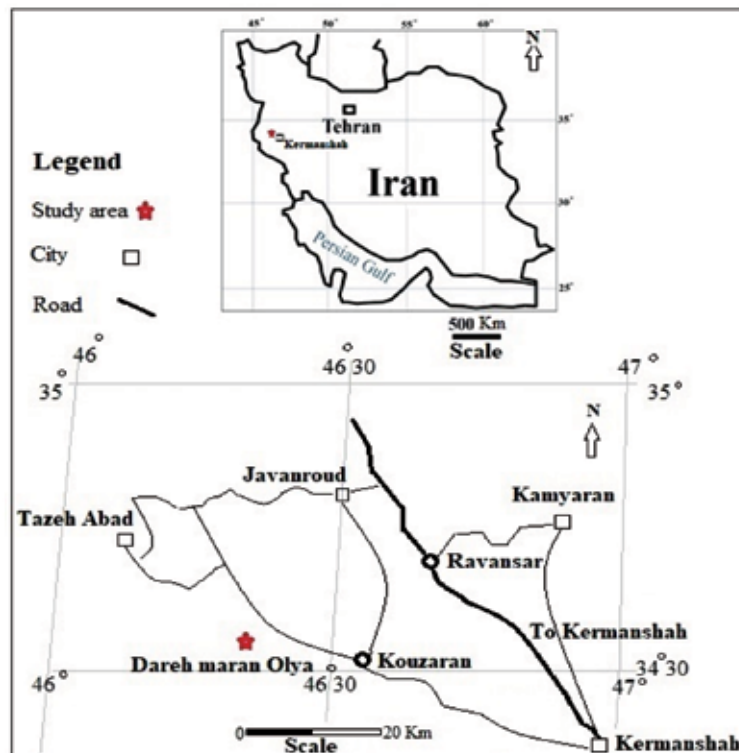
برش مورد مطالعه در شمال غرب کرمانشاه، در شمال روستای دره مران علیا از یال شمالی تاق‌دیس شیخ صالح قرار دارد (شکل ۲). مختصات جغرافیایی برش مورد مطالعه در موقعیت بین طول‌های جغرافیایی ۳۰°۴۶'۰۰" شرقی و بین عرض‌های جغرافیایی ۳۴°۳۰'۰۰" شمالی قرار دارد. در برش مورد مطالعه، بخش فوقانی سازند گرو با حدود ۲۴ متر از رسوبات آهک‌های آرژیلی مورد مطالعه قرار گرفت. این سازند در زیر سازند سروک قرار دارد. مرز فوقانی سازند گرو با سازند سروک از طریق تبدیل آهک‌های نازک لایه به آهک‌های ضخیم لایه و نبود آهک‌های آرژیلی مشخص می‌شود. برای مطالعه نانوفسیل‌ها تعداد ۱۷ نمونه به صورت سیستماتیک از بخش فوقانی سازند گرو و یک نمونه از قاعده سازند سروک برداشت شد (در مجموع ۱۸ نمونه). آماده‌سازی نمونه‌ها طبق روش اسمیر اسلاید^۲ صورت گرفت (Bown and Young, 1998). سپس اسلایدها توسط میکروسکوپ پلاریزان المپوس با بزرگنمایی ۱۰۰۰ در نورهای معمولی (PPL) و پلاریزه (XPL) مطالعه شدند.

الگوی زیست زون بندی نانوفسیل‌های آهکی

گستره سنی کوتاه، فراوانی نسبی و گسترش جغرافیایی وسیع نانوفسیل‌های آهکی، این گروه فسیلی را به‌عنوان شاخصی مهم در مطالعات چینه‌نگاری زیستی مطرح می‌کند (Sissingh, 1977; Perch-Nielsen, 1985; Watkins et al., 1996; Burnett, 1998; Lees, 2002; Sissingh (1977). Watkins and Self-Trail, 2005). در حوضه تتیس، زون‌های زیستی CC1-CC9 را برای بازه زمانی بریازین-آلبین (کرتاسه پیشین) معرفی کرد. بعدها Applegate et al. (1989) تصحیحاتی را بر روی این زون بندی انجام داده و این بازه زمانی را علاوه بر زون‌های تعریف شده به ۱۲ زیرزون نیز تقسیم کرد (Mutterlose, 1992). در برش مورد مطالعه از بخش فوقانی سازند گرو، تعداد ۲۰ گونه متعلق به ۱۵ جنس از نانوفسیل‌های آهکی با حفظ‌شدگی متوسط تا ضعیف شناسایی شد. در رابطه با حفظ‌شدگی، تجمعات نانوفسیل‌های آهکی ممکن است

1. Smear slide

2. Oceanic Anoxic Events



شکل ۲. موقعیت ناحیه مورد مطالعه در شمال غرب کرمانشاه (بر اساس Google Earth)، برش مطالعه شده توسط ستاره مشخص شده است

حد فوقانی زون CC11 در زون‌بندی (Sissingh 1977) است، ثبت نشد. بنابراین با توجه به ثبت اولین حضور گونه *Quadrum gartneri* تنها بخش زیرین زون زیستی CC11 در برش مورد مطالعه تعیین و مشخص شد. بلافاصله پس از حضور گونه شاخص مذکور، که تعیین کننده حد زیرین زون CC11 است، آخرین حضور گونه *Stoverius achylosus* ثبت شد (فقط یک گونه در نمونه شماره ۱۶، ضخامت ۲۳/۶ متر). این بخش از زون CC11، معادل بخش زیرین زون UC7 از زون‌بندی (Burnett 1998) است (شکل ۳).

شرح زون‌های زیستی شناسایی شده در این برش به ترتیب زیر است:

Eiffellithus turriseiffelii Zone (CC9)

این زون از حضور گونه *Eiffellithus turriseiffelii* تا حضور گونه *Microrhabdulus decoratus* ادامه دارد (Perch-Nielsen, 1985). این زون توسط Thierstein (1971) معرفی و به وسیله Sissingh (1977) تصحیح شده است. از مهم‌ترین تجمع‌های فسیلی همراه در این زون می‌توان به گونه‌های *Eiffellithus turriseiffelii*

این قسمت از بخش فوقانی سازند گرو، یعنی فاصله بین اولین حضور گونه *Gartnerago segmentum* تا حضور گونه *L. acutus* معادل زون UC2 از زون‌بندی (Burnett 1998) است. به دنبال حادثه زیستی بعدی ثبت آخرین حضور گونه *C. kennedyi* در ضخامت ۱۲/۷ متری است. ثبت حضور گونه *L. acutus* تا آخرین حضور گونه *C. kennedyi* معادل زون UC3 از زون‌بندی (Burnett 1998) است. به دنبال این حوادث، اولین حضور گونه *Quadrum gartneri* در سنومانین پسین، در ضخامت ۲۰/۱۴ متری از بخش فوقانی سازند گرو ثبت شد. در فاصله بین اولین حضور گونه *M. decoratus* تا اولین حضور گونه *Quadrum gartneri* هیچ حادثه زیستی دیگر، به غیر از ثبت آخرین حضور گونه *C. kennedyi* (ضخامت ۱۲/۷ متری) وجود نداشت، از این رو مطابق با سایر زون‌های وابسته به زون‌بندی (Burnett 1998) فراهم نشد. از این رو تقسیمات زون‌بندی (Burnett 1998) برای زون‌های UC4, UC5, UC6 با علامت سوال در شکل ۳ مشخص شده است. از سویی دیگر در این مطالعه، گونه *Lucianorhabdus maleformis* که شاخص

acutus, *Zeugrhabdotus embergeri*, *Watznaueria fossacincta*, *Microrhabdulus decoratus*, *Eprolithus floralis* است. در این مطالعه هر دو گونه شاخص تعیین کننده زون CC10 ثبت شد. ثبت حضور گونه *Microrhabdulus decoratus* (مترایژ ۴/۹، نمونه ۵) و گونه *Quadrum gartneri* (بازه زمانی سنومانین پسین، نمونه ۱۴)، در ضخامت ۲۰/۱۴ متری صورت گرفت. بنابراین ضخامت زون مورد مطالعه حدود ۱۵/۲ متر و سن زون مورد نظر، سنومانین پسین است. بخشی از این زون در مقطع مورد مطالعه، برای ثبت حضور گونه *L. acutus* در ضخامت ۵/۲ متری (نمونه ۵) و ثبت آخرین حضور گونه *C. kennedyi* در ضخامت ۱۲/۷ متری (نمونه ۱۱) معادل زون UC3 از زون بندی (Burnett 1998) است. زون UC3 در زون بندی (Burnett 1998) از اولین حضور گونه *L. acutus* تا اولین حضور گونه *Cylindralithus biarcus* تعریف می شود. این زون به زیرزون های UC3a تا UC3e تقسیم می شود. در مطالعه حاضر با توجه به ثبت اولین حضور گونه *L. acutus* (شاخص مرز زیرین زیرزون UC3a) تا آخرین حضور گونه *C. kennedyi* (شاخص مرز فوقانی زیرزون UC3d)، گستره زون UC3 تعیین شد. سایر شاخص های زیستی برای انجام مطابقت با زون های مربوط به زون بندی (Burnett 1998) شناسایی نشد. از این رو تعیین سایر زون های (Burnett 1998) فراهم نشد.

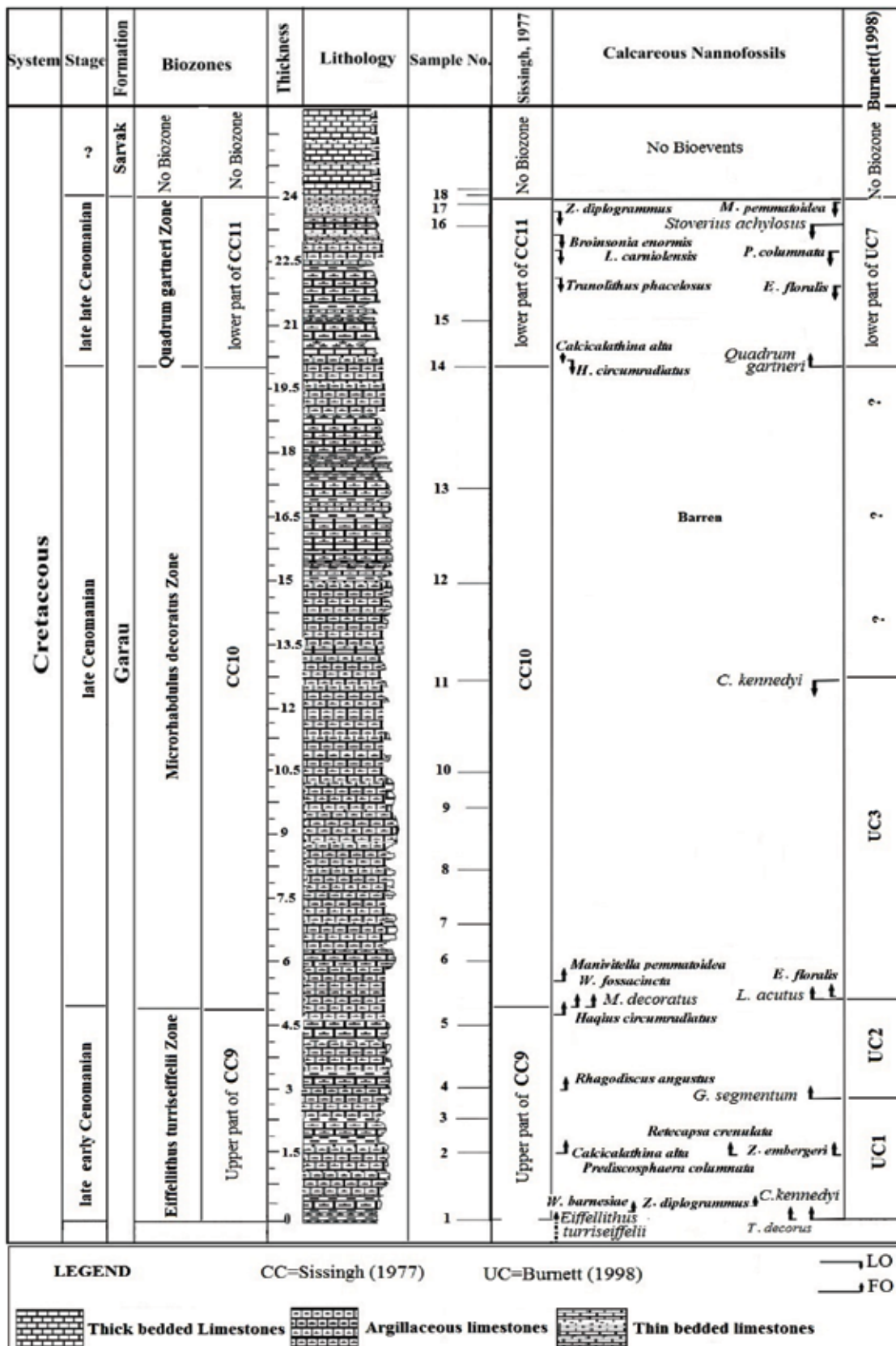
Quadrum gartneri Zone (CC11)

آخرین زون مطالعه شده در بخش فوقانی سازند گرو، زون *Quadrum gartneri* Zone است. این زون از اولین حضور گونه *Quadrum gartneri* تا اولین حضور گونه *Lucianorhabdus maleformis* ادامه دارد (Perch-Nielsen, 1985). برخی از مهم ترین تجمع های فسیلی همراه در این زون گونه های *Quadrum gartneri*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Tranolithus orionatus*, *Broinsonia enormis*, *Lithraphidites carniolensis*, *Watznaueria barnesiae*, *Zeugrhabdotus diplogrammus*, *Manivitella pemmatoidea*, *Stoverius achylosus*, *Calcicalathina alta*,

Corollithion kennedyi, *Zeugrhabdotus diplogrammus*, *Watznaueria barnesiae*, *Watznaueria biporta*, *Zeugrhabdotus embergeri*, *Retecapsa crenulata*, *Calcicalathina alta*, *Rhagodiscus angustus*, *Gartnerago segmentatum* اشاره کرد. در این مطالعه، بر اساس ثبت اولین حضور گونه شاخص *C. kennedyi* (مترایژ ۰/۱، نمونه ۱) به همراه گونه *Eiffellithus turriseiffelii* (در قاعده برش مورد مطالعه) و به دنبال آن اولین حضور گونه شاخص، *Microrhabdulus decoratus* (مترایژ ۴/۹، نمونه ۵) ضخامتی حدود پنج متر از بخش فوقانی زون CC9 برای آغاز بخش فوقانی سازند گرو از برش مطالعه شده تعیین شد. نخستین حضور گونه *M. decoratus* در ضخامت حدود پنج متری از بخش مورد مطالعه در سازند گرو ثبت شد. این بخش از سازند گرو، برای ثبت حضور گونه های شاخص *C. kennedyi* و سپس *G. segmentum* (مترایژ ۲/۶، نمونه ۳) معادل زون UC1 و برای ثبت متوالی حضور گونه های *G. segmentum* و سپس *L. acutus* (مترایژ ۵/۲، نمونه ۵) معادل زون UC2 از زون بندی (Burnett 1998) است. زون UC1 در زون بندی (Burnett 1998)، از اولین حضور گونه *C. kennedyi* تا اولین حضور گونه *G. segmentum* تعریف می شود. همچنین زون UC2، از اولین حضور گونه *G. segmentum* تا اولین حضور گونه *L. acutus* تعریف می شود. بنابراین، بر اساس فسیل های شاخص و مجموعه نانوفسیل های شناسایی شده، سن بخش فوقانی زون CC9 (زیرزون CC9c)، اواخر سنومانین پیشین می باشد.

Microrhabdulus decoratus Zone (CC10)

این زون از اولین حضور گونه *Microrhabdulus decoratus* تا اولین حضور گونه *Quadrum gartneri* ادامه دارد (Perch-Nielsen, 1985). این زون توسط Sissingh (1977) معرفی شده است (Perch-Nielsen, 1985). برخی از مهم ترین گونه ها در تجمع های فسیلی گونه های *Eiffellithus turriseiffelii*, *Corollithion kennedyi*, *Zeugrhabdotus diplogrammus*, *Watznaueria barnesiae*, *Watznaueria biporta*, *Lithraphidites*



شکل ۳. موقعیت گونه‌های شاخص نانوفسیلی و زون‌های زیستی ثبت شده در طول برش مورد مطالعه در بخش‌های فوقانی سازند گرو در برش مورد مطالعه

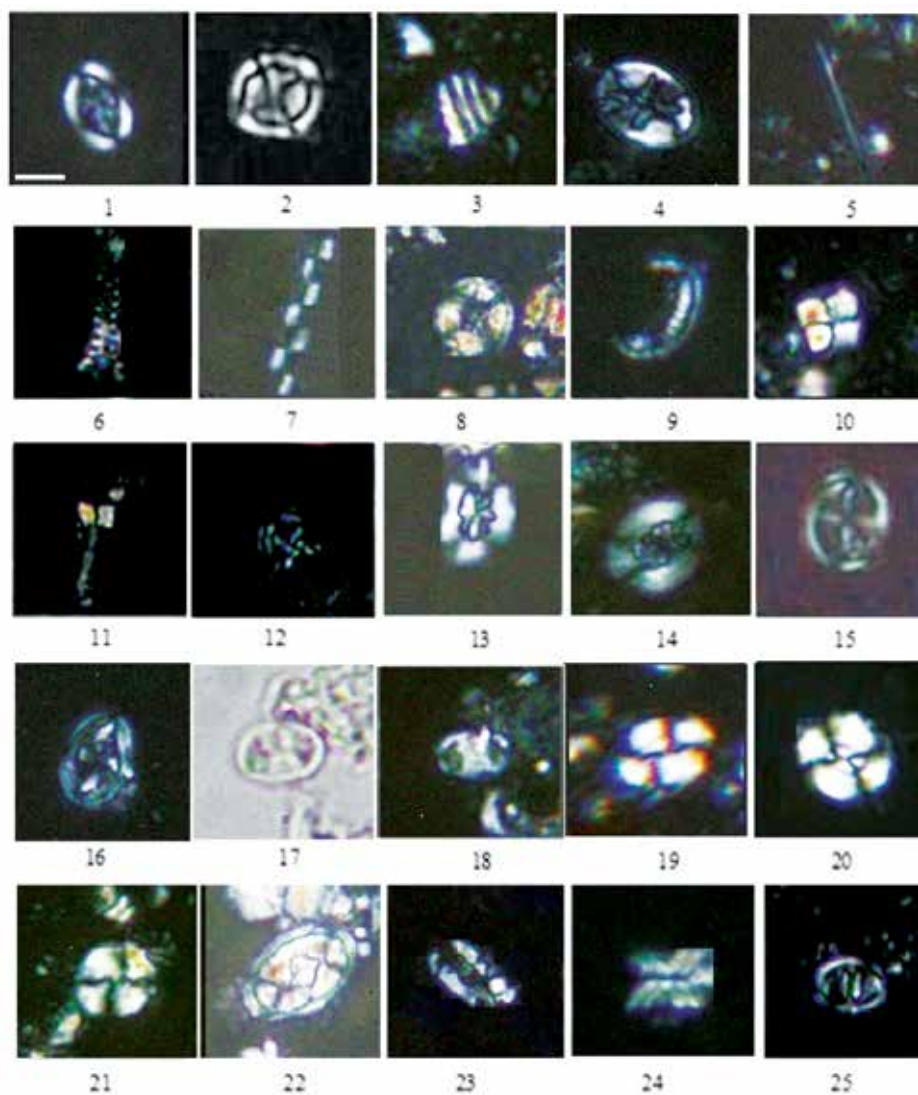


Plate 1: All figures in XPL except figure 17 in PPL, Light micrographs 1000× (Scale bar 5µm); the taxa considered in the present figure are referenced in Perch-Nielsen (1985). 1. *Broinsonia enormis* (Shumenko, 1968) Manivit, 1971. (XPL); Sample No. G-15, 2. *Corolithion kennedyi* Crux, 1981. (XPL); Sample No. G-5, 3. *Calcicalathina alta* Perch-Nielsen, 1979, (XPL); Sample No. G-9, 4. *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Reinhardt, 1965; (XPL); Sample No. G-1, 5. *Lithraphidites carniolensis* Deflander, 1963. (XPL); Sample No. G-15, 6. *Tetrapodorhabdus decorus* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Wind & Wise 1983 (XPL); Sample No. G-14, 7. *Microhabdulus decoratus* Deflandre, 1959. (XPL); Sample No. G-15, 8. *Haqius circumradiatus* (Stover, 1966) Roth, 1978, 9. *Manivitella pemmatoidea* (Deflandre in Manivit, 1965) Thierstein, 1971. (XPL); Sample No. G-11, 10. *Quadrum gartneri* Prins & Perch-Nielsen in Manivit et al., 1977. (XPL); Sample No. G-14, 11-12. *Prediscosphaera columnata* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1984. (XPL); Sample No. G-16, 13. *Retecapsa angustiforata* Black, 1971. (XPL); Sample No. G-9, 14. *Retecapsa crenulata* (Bramlette & Martini, 1964) Grün in Grün and Allemann, 1975. (XPL); Sample No. G-15, 15. *Staurolithites mutterlosei* Crux, 1989, (XPL); 16. *Gartnerago segmentatum* (Stover, 1966) Thierstein, 1974. (XPL); Sample No. G-4, 17-18. *Tranolithus orionatus* (Reinhardt, 1966a) Reinhardt, 1966b. (PPL-XPL); Sample No. G-10, 19. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown in Bown & Cooper, 1989. (XPL); Sample No. G-16, 20. *Watznaueria barnesiae* (Black in Black & Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968; (XPL); Sample No. G-14, 21. *Watznaueria biporta* Bukry, 1969. (XPL); Sample No. G-15, 22. *Zeugrhabdotus embergeri* (Noël, 1958) Perch-Nielsen, 1984. (XPL); Samples No. G-7, 23. *Rhagodiscus angustus* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1971. (XPL); Sample No. G-13; 24. *Eprolithus floralis* (Stradner, 1962) Stover, 1966, (Side view); 25. *Zeugrhabdotus diplogrammus* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Burnett in Gale et al., 1996. (XPL); Samples No. G-12.

مطابقت دارد. همچنین با توجه به ثبت نشدن برخی از گونه‌های شاخص، تعیین مرز بین برخی از زون‌های زیستی از زون‌بندی (Burnett 1998) امکان‌پذیر نشد. بنابراین بر پایه زون‌های زیستی ارائه شده سن بخش فوقانی سازند گرو در برش یال شمالی تاقدیس شیخ صالح از اواخر سنومانین پیشین تا اواخر سنومانین پسین پیشنهاد می‌شود.

منابع

- تولایی، م.، افتخاری، ن. و کسائی، م.، ۱۳۸۶. مطالعه و ارزیابی سازند گرو در مقطع کوه سفید مرز لرستان-کرمانشاه از نظر سنگ منشأ. پژوهش صنعت نفت، ۵۶(۲)، ۱۲۹-۱۲۱.
- جمالیان، م.، آدابی، م.، موسوی، م. و صادقی، ع.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی و پتروگرافی سازند گرو (نئوکومین-آپسین) در برش نمونه (کبیرکوه، استان ایلام). پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۴۳(۲)، ۲۶-۱.
- صرفی، م.، نویدطلب، ا.، قاسمی نژاد، ا. و یزدی مقدم، م.، ۱۳۹۶. چینه‌نگاری زیستی و ایزوتوبی گذر سنومانین-تورونین و تغییرات وابسته به رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی ۲ در برش هلول در غرب کرمانشاه. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۴۳(۴)، ۶۸-۵۳.
- عظام پناه، ی.، صادقی، ع.، آدابی، م. و جمالی، ا.، ۱۳۹۱. تغییرات مورفولوژی روزن‌داران پلانکتونی در سازند گرو و ارتباط آن با حوادث بی‌هوازی اقیانوسی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۲۱، ۱۰۱-۸۱.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۴. زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۶.

- Applegate, J. L., Bergen, J. A., Covington, J. M. and Wise, S., 1989. Lower Cretaceous calcareous nanofossils from continental margin drill sites off North Carolina (DSDP Leg 93) and Portugal (ODP Leg 103). A comparison. In: J. A. Crux, and S. E. van Heck (eds.), Nanofossils and their Applications, Ellis Horwood, Chichester, UK, 212-222.

- Bown, P.R. and Young, J.R., 1998. Techniques. In: Bown, P.R. (eds.), Calcareous Nanofossil Biostratigraphy. Chapman and Hall, Lon-

در این مطالعه گونه *Eprolithus floralis* است. در بخش فوقانی سازند گرو شناسایی نشد. از این رو تعیین بخش فوقانی زون CC11 فراهم نشد. لازم به ذکر است که در مطالعه اسمیراسلاید تهیه شده از بخش تحتانی سازند سروک هیچ‌گونه نانوفسیلی مشاهده نشد. در واقع مرز بین سازند گرو و سازند سروک، مرزی است که با تغییر مشخصات سنگ‌شناسی از آهک متوسط لایه آرژیلی به آهک ضخیم لایه بدون مواد رسی و فاقد هر گونه آثار نانوفسیلی منتهی می‌شود. به عبارتی دیگر، زون *Quadrum gartneri Zone* تا شروع قاعده سازند سروک ادامه دارد. در این زون، آخرین حضور گونه *Stoverius achylosus* (مترائز ۲۳/۶، نمونه ۱۶) ثبت شد. با توجه به ثبت اولین حضور گونه شاخص *Quadrum gartneri* (مترائز ۲۰/۱۴، نمونه ۱۴) و سپس آخرین حضور گونه *Stoverius achylosus* (مترائز ۲۳/۶، نمونه ۱۶)، بخش تحتانی زون CC11، معادل بخش تحتانی زون UC7 از زون‌بندی (Burnett 1998) تعیین شد. زون UC7 در زون‌بندی (Burnett 1998) از اولین حضور گونه *Quadrum gartneri* تا اولین حضور گونه *Eiffellithus eximius* تعریف می‌شود. در مطالعه حاضر، گونه *E. eximius* ثبت نشد. از این رو فقط بخش زیرین زون مورد نظر تعیین شد. ضخامت بخش تحتانی زون CC11، ۴ متر و سن آن، اواخر سنومانین پسین است. تصاویر برخی از گونه‌های مهم در پلیت ۱ ارائه شده است.

نتیجه‌گیری

در برش مورد مطالعه تعداد ۲۰ گونه متعلق به ۱۵ جنس از نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شد. زون‌های زیستی تشخیص داده شده در این مطالعه سه زون زیستی است که قابل انطباق با زون‌بندی‌های ارائه شده توسط Sissingh (1977) در کرتاسه است. این زون‌های زیستی شامل: *Eiffellithus turriseiffelii Zone* (CC9)-*Microrhabdulus decorates Zone* (CC10)-*Quadrum gartneri Zone* (CC11) است. زون‌های شناسایی شده با زون‌های زیستی UC1, UC2, UC3 و بخش زیرین زون UC7 از زون‌بندی (Burnett 1998)

don, 16-28.

- Burnett, J. A., 1998. Upper Cretaceous. In: Bown, P.R. (eds.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*, British Micropalaeontological Society Publication Series. Chapman and Hall limited Kluwer Academic Publisher, London, 132-165.

- James, G. A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *American Association of Petroleum Geologists*, 49, 2182-2245.

- Lees, J.A., 2002. Calcareous nannofossil biogeography illustrates palaeoclimate change in the Late Cretaceous Indian Ocean. *Cretaceous Research*, 23, 537-634.

- Mutterlose, J., 1992. Biostratigraphy and palaeobiogeography of Early Cretaceous calcareous nannofossils: *Cretaceous Research*, 13, 167-189.

- Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic Calcareous Nannofossils. In: Bolli, H.M., et al. (eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 329-426.

- Roth, P.H., 1983. Jurassic and Lower Cretaceous calcareous nannofossils in the Western North Atlantic (Site 534): Biostratigraphy, Preservation, and Some Observations on Biogeography and Paleoceanography. In: Sheridan, R.E., Gradstein, F.M., et al. (eds.), *Initial Reports of*

the Deep Sea Drilling Project, 76, 587-621. DOI: 10.2973/dsdp.proc.76.125.1983.

- Sarfi, M., Ghasemi-Nejad, E., Mahanipour, A., Yazdi-Moghadam, M. and Sharifi, M., 2014. Integrated biostratigraphy and geochemistry of the lower Cretaceous Radiolarian Flood Zone of the base of the Garau Formation, northwest of Zagros Mountains, Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 8,9, 1-11.

- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie En Mijnbouw*, 56, 37-65.

- Thierstein, H.R., 1971. Tentative Lower Cretaceous calcareous nannoplankton zonation. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 64, 459-488.

- Watkins, D.K. and Self-Trail, J.M., 2005. Calcareous nannofossil evidence for the existence of the Gulf Stream during the late Maastrichtian. *Paleoceanography*, 20, PA3006, doi:10.1029/2004PA001121.

- Watkins, D.K., Wise Jr, .S.W., Pospichal, J.J. and Crux, J., 1996. Upper Cretaceous Calcareous Nannofossil Biostratigraphy and Paleoceanography of the Southern Ocean. In: Mognilevsky, A., Whatley, R. (eds.), *Microfossils and Oceanic Environments*. University of Wales, Aberystwyth Press, 355-381.

مطالعات رخساره‌شناسی و محیط تشکیل مجموعه آتشفشانی سهند (شمال غرب ایران)

فرهاد پیرمحمدی علیشاه^{۱*} و احمد جهانگیری^۲

۱. استادیار، گروه عمران، دانشکده فنی و مهندسی، واحد شبستر، دانشگاه آزاد اسلامی، شبستر، ایران

۲. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۴/۱۶

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۶/۰۲

چکیده

مجموعه آتشفشانی سهند در جنوب تبریز و شرق دریاچه ارومیه واقع شده و شامل تناوبی از گدازه، مواد آذرآواری و رسوبات تخریبی است و تحت تاثیر چین‌خوردگی‌ها و شکستگی‌های زیادی قرار دارد. این آتشفشان از نظر سنی به نسبت جوان (میوسن تا پلیوسن) می‌باشد و ساختار آن تا حدودی سالم است، به طوری که مطالعات رخساره‌شناسی و آتشفشان‌شناسی در بخش بالایی این مجموعه که پیوستگی جانبی خوبی دارد، امکان پذیر می‌باشد. بر اساس مطالعات رخساره‌شناسی در این بخش، ساختمان آتشفشان سهند را می‌توان در چهار رخساره مرکزی، رخساره نزدیک، رخساره متوسط و رخساره دور تفکیک کرد. مطالعات رخساره‌ای و آتشفشان‌شناسی نشان می‌دهد که ساختمان آتشفشان سهند در اثر چندین فاز فورانی انفجاری ایجاد شده که برخی از آنها با دخالت آب همراه بوده‌اند و فاصله زمانی زیادی میان فوران‌ها وجود نداشته است. ویژگی‌هایی چون جوش خوردگی شدید و رنگ نهشته‌های آذرآواری نشان می‌دهد که این واحدها در زمان تشکیل، دمای بالایی داشته و در خشکی تشکیل شده‌اند. در مجموع، فوران‌های آتشفشانی سهند بیشتر انفجاری بوده‌اند و به همین دلیل مقدار نهشته‌های آذرآواری خیلی بیش از گدازه است. در رخساره‌های مرکزی، نزدیک و متوسط سهند آثاری از فعالیت‌های گرمایی جدید یافت نمی‌شود و فقط در رخساره دور، چشمه آبگرم وجود دارد (بستان‌آباد). برای اثبات ارتباط این چشمه‌ها با آتشفشان سهند، به مطالعات بیشتری نیاز است.

واژه‌های کلیدی: آتشفشان‌شناسی، رخساره‌های آتشفشانی، سهند، گدازه‌ها، مواد آذرآواری.

مقدمه

تشکیل می‌دهد که به‌ویژه در استراتوولکان‌ها (که همگی گستردگی زیادی دارند) انجام آن ضروری است. با مطالعات رخساره‌شناسی، می‌توان درک درستی از سازوکار فعالیت‌های یک آتشفشان، نوع فوران‌ها و نحوه تشکیل محصولات آتشفشانی به‌دست آورد. در آتشفشان‌های عهد حاضر، خطرات ناشی از فوران‌ها و مراقبت از آنها، و در آتشفشان‌های خاموش و نیمه‌فعال، مطالعات

امروزه بررسی‌های آتشفشان‌شناسی جایگاه ویژه‌ای در مطالعات زمین‌شناسی دارند، به طوری که این مطالعات روی آتشفشان‌های فعال و نیز روی انواع خاموش و یا نیمه‌فعال انجام می‌گیرد (Azizi and Moinevaziri, 2009; Dogan et al., 2013). یکی از بخش‌های بسیار مهم آتشفشان‌شناسی را مطالعات رخساره‌شناسی

* نویسنده مرتبط: Petrofarhad@iaushab.ac.ir

زمین‌شناسی منطقه

آتشفشان سهند با حداکثر ارتفاع ۳۵۹۵ متر از سطح دریا در شمال غرب ایران بین تبریز و مراغه قرار دارد و فعالیت این توده آتشفشانی از اواسط میوسن شروع شده و تا اواخر پلیستوسن ادامه داشته است. سنگ‌های آتشفشانی در این منطقه دارای طیف وسیعی است و شامل انواع سنگ‌های پیروکلاستیک، اپی‌کلاستیک و گدازه‌ها می‌باشند و به شکل روانه، گنبد و چینه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۱). واحدهای سنگی در این منطقه با الگوی مشخصی جایگیری کرده‌اند، به طوری که سنگ‌های پیروکلاستیک و اپی‌کلاستیک با ضخامت قابل توجه و رخساره انفجاری در شروع فوران‌ها تشکیل شده و بیشتر در اغلب مناطق مورد مطالعه واحدهای آتشفشانی پیروکلاستیک، رسوبات تبخیری تشکیلات قرمز فوقانی با سن میوسن فوقانی را قطع کرده و یا با مرز دگرشیبی زاویه‌دار بر روی آنها قرار دارند (عامل، ۱۳۸۶). این منطقه از دیدگاه تقسیمات واحدهای رسوبی آفانباتی (۱۳۸۵)؛ نبوی (۱۳۵۵) و Stocklin and Setudenia (1971)، جزو ایران مرکزی و در مجاورت کمربند ماگمایی ارومیه-دختر ارزیابی شده است. بعد از بسته شدن نئوتتیس در اواخر کرتاسه و ادامه همگرایی پلیت‌ها و تشدید آن در پلیوسن کوتاه‌شدگی، ضخیم‌شدگی و بالآمدگی قابل توجهی در پوسته شمال غرب ایران و شرق ترکیه به وجود می‌آید و هم‌زمان فعالیت‌های آتشفشانی گسترده پلیوکواترنری شکل می‌گیرد (Azizi and Moinevaziri, 2009). در اثر بالآمدگی، شکستگی‌ها و گسل‌های متعددی در حد فاصل مناطق خرد شده به وجود آمد. در اثر حاکمیت نیروهای کششی و حرکت در امتداد گسل‌ها بویژه گسل‌های امتداد لغز و حوضه‌های کشیده شده، محل تقاطع گسل‌ها و محور چین‌های جوان فوران‌های آتشفشانی صورت گرفت (Allen et al., 2011). سنگ‌های آتشفشانی در منطقه مورد مطالعه متشکل از آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت هستند که به سری ماگمایی کالک-آلکال و کالک-آلکال پتاسیم متوسط تعلق دارند (شکل ۲). این سنگ‌ها لوکوکرات، با درشت بلورهای فلدسپار، آمفیبول و بیوتیت هستند، بافت‌های اصلی این سنگ‌ها هیالومیکرولیتیک

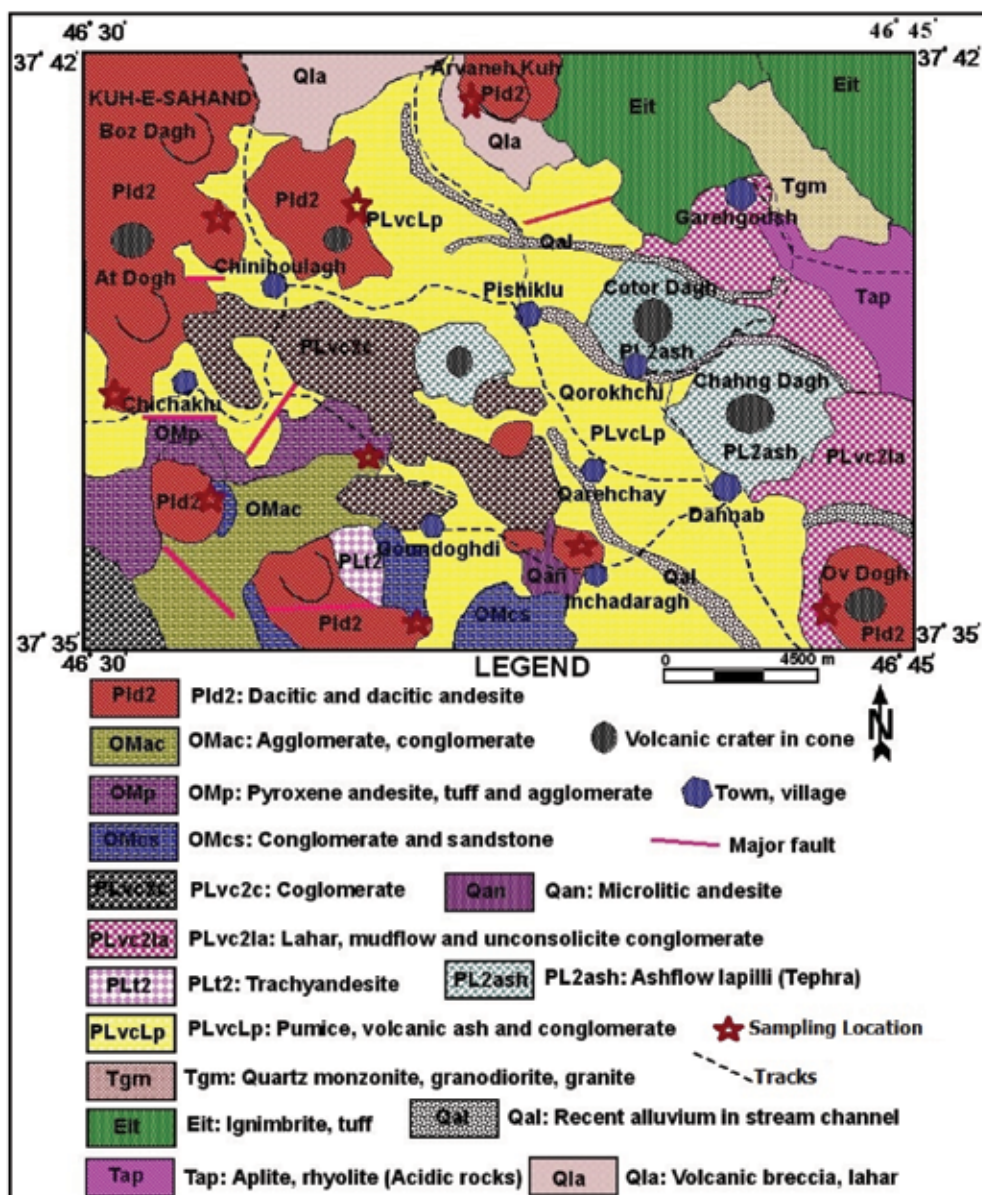
زمین‌گرمایی و کانسارسازی‌های وابسته، از اهمیت به‌سزایی برخوردار است. مطالعات رخساره‌شناسی می‌تواند در فهم پدیده‌های وابسته به آتشفشان‌ها مورد استفاده قرار گیرد (خلیلی، ۱۳۹۰؛ Santacroce et al., 2008). هدف از این مطالعه، رخساره‌شناسی مجموعه آتشفشان سهند و ارائه مدل رخساره‌ای آن است. برای رسیدن به این هدف، سعی شده تا با استفاده از مطالعات صحرایی گسترده و معرفی و توصیف رخساره‌ها و محصولات آتشفشانی و شیمی گدازه‌های موجود، رخساره‌ها مورد شناسایی و بررسی قرار گیرند. با توجه به این‌که آتشفشان‌های زیادی در ایران وجود دارد این‌گونه مطالعات، در مناطق دیگر نیز ضروری به نظر می‌رسد.

روش مطالعه

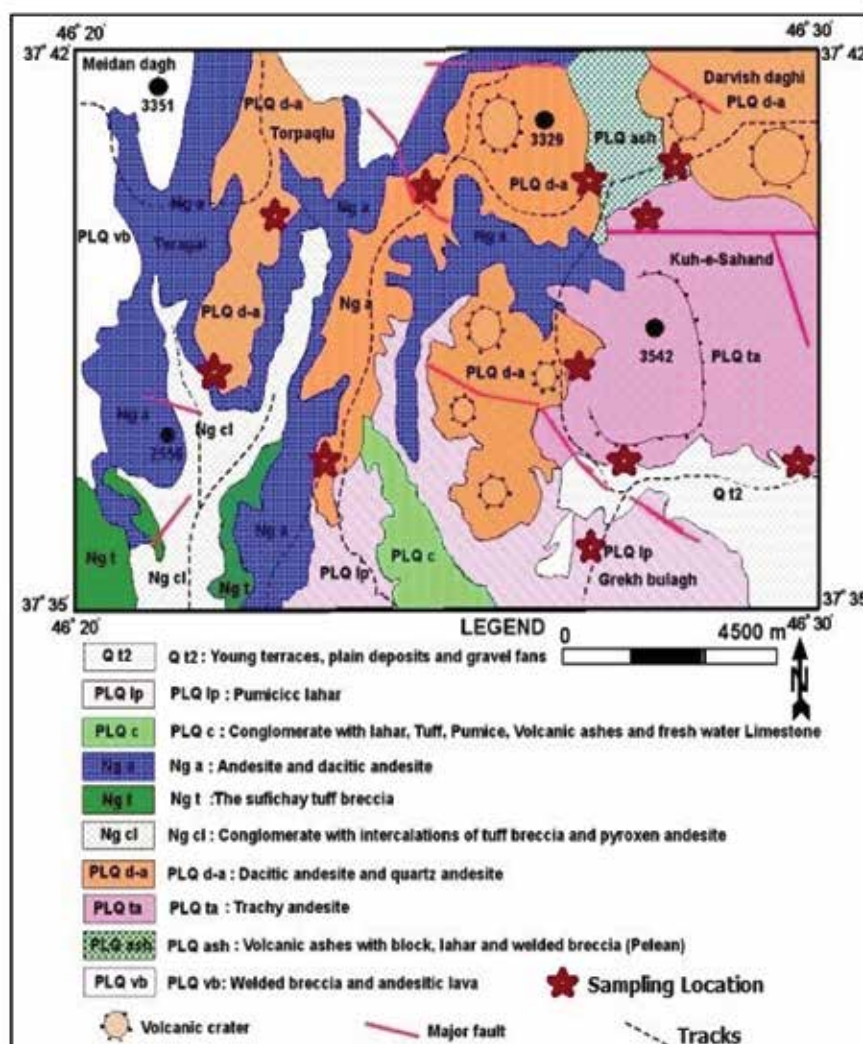
با توجه به تاکید بر رخساره‌شناسی مجموعه آتشفشانی سهند در این مقاله، از ابتدا سعی شد که مطالعات صحرایی به‌صورت منظم و در قالب پیمایش مقاطع چینه‌شناسی انجام گیرد، تا تغییرات لیتولوژی و رخساره‌ای واحدها مشخص شود. همچنین برای بررسی تغییرات جانبی رخساره‌ها، تعداد ۲۰ مقطع با فاصله مشخص به‌طور دقیق بررسی و اندازه‌گیری شد و واحدهای موجود علاوه بر سنگ‌شناسی، از نظر ویژگی‌های رخساره‌شناسی مطالعه شدند تا نوع مواد پیروکلاستیک از لحاظ ژنتیکی مشخص شود. در مرحله بعد با بررسی رخساره‌شناسی محصولات آتشفشانی و مطالعه بافت‌ها و ساختارهای رسوبی موجود در نهشته‌های پیروکلاستیک و اپی‌کلاستیک مقاطع مختلف سعی شد، با استفاده از این ابزارها، تا حدودی ویژگی‌های محیط رسوب‌گذاری و چگونگی تشکیل سنگ‌ها تعیین شود. در نهایت با استفاده از مطالعات صحرایی گسترده و معرفی و توصیف رخساره‌ها و محصولات آتشفشانی، ضمن اندازه‌گیری ضخامت، بررسی‌های سنگ‌شناسی و رخساره‌شناسی بر روی آنها انجام گرفت. با مطالعه ستون‌های فورانی و تطابق آنها با یکدیگر مدل رخساره‌ای مجموعه آتشفشانی سهند تعیین شد.

پورفیریک، میکرولیتیک پورفیریک و هیالومیکرولیتیک پورفیریک با بافت جریان‌ی است، به طوری که درشت بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند در زمینه‌ای از میکرولیت و شیشه قرار دارند. در میان فنوکریست‌ها، پلاژیوکلاز و هورنبلند بیشترین فراوانی را دارند (پیرمحمدی، ۱۳۹۰). به طور کلی در سهند فعالیت‌های انفجاری ایگنیمبریت‌ساز به طور متناوب با فوران‌گدازه همراه هستند. در فواصل زمانی بین فعالیت‌های آتشفشانی سهند رسوبات سیلابی، رودخانه‌ای، و یخچالی تشکیل شده است.

کانی‌شناسی (Azizi and Moinevaziri, 2009). کانی‌شناسی ناهمگن، شواهد ژئوشیمیایی، صحرایی و بافتی همچون بافت غربالی در پلاژیوکلازها، بالا بودن مقدار نورم کوارتز و حواشی تحلیل رفته برخی از کانی‌ها مانند آمفیبول‌ها و منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازها نشان‌دهنده این است که ماگمای اولیه حین صعود، دستخوش فرایندهای مختلف ماگمایی از جمله جدایش، تبلور بخشی، هضم و آلیش شده است (پیرمحمدی و همکاران، ۱۳۹۲).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی گستره غرب مجموعه آتشفشانی سهند، اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بستان‌آباد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور (بهروزی و همکاران، ۱۳۷۴)



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی گستره شرق مجموعه آتشفشانی سهند، اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اسکو، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور (بهروزی و همکاران، ۱۳۷۴)

بررسی‌های رخساره‌ای آتشفشان سهند

عامل تاثیرگذار بر روی تشکیل نهشته‌ها در این محیط‌ها می‌باشند (Martina et al., 2006; Kataoka and Nakajo, 2002; Manassero et al., 2000). دوره‌های فرسایشی قدرتمندی که در مناطق آتشفشانی وجود دارند، به احتمال زیاد مربوط به تغییرات آب و هوایی (کاهش سطح آب، انواع مختلف گیاهان در طول دامنه) یا تغییرات آتشفشانی-زمین‌ساختمانی منطقه هستند (Calcaterra et al., 2007). در این مطالعات همواره از مدل‌های سه رخساره‌ای یا چهار رخساره‌ای استفاده می‌شود. در مدل سه رخساره‌ای که توسط پژوهشگران مختلفی چون Williams and Mc Birney (1979) و Best (1982)

نیاز به فهم فرایندهای فیزیکی ایجادکننده آتشفشان‌ها و تشخیص محیط رسوب‌گذاری آنها باعث شده است که مطالعات رخساره‌شناسی در این حوزه‌ها انجام پذیرد. با انجام چنین مطالعاتی می‌توان محیط رسوبی و فرایندهای رسوبی این آتشفشان‌ها را بهتر شناخت و تصویر روشنی از ساز و کار آتشفشان ارائه داد (قلمقاش و چهارلنگ، ۱۳۹۳). مطالعات اخیر بر روی رسوب‌گذاری در محیط‌های رسوبی که تحت تأثیر فعالیت‌های آتشفشانی انفجاری هستند، نشان داده که تناوب شرایط رسوب‌گذاری هم‌زمان با فوران و شرایط رسوبی بین‌فورانی، مشخص‌ترین

سهند سنگ‌جوش، لاپیلی‌توف، ماسه‌های آتشفشانی و کنگلومرانی با سیمان سست از گسترش بیشتری برخوردار بوده و حداکثر ستبرایی که برای این واحد قابل دید است نزدیک به ۴۰۰ متر بوده که در مسیر روستای قره‌چای به چینی‌بلاغ رخنمون دارد. درون این طبقات لایه فسیل‌داری دیده نشده ولی در ناحیه خلعت‌پوشان واقع در غرب ورقه بستان‌آباد، لایه‌های دیاتومیتی و سینریتی دیده می‌شود و حاوی فسیل ماهی‌های آب شیرین و دیاتومه‌ها می‌باشد (پیرمحمدی و همکاران، ۱۳۹۲).

در بخش جنوب غربی منطقه عدسی کنگلومرانی ضخیمی در درون این واحد با سیمان سست و با قلوه سنگ‌های داسیتی دیده می‌شود. روی این واحد ته‌نشست‌های آذرآواری با خاستگاه آتشفشانی شامل جریان‌های گلی با قلوه‌های درشت در اندازه‌های مختلف و قطعات گدازه‌های زاویه‌دار با خمیره سفید از سنگ جوش، خاکستر و لاپیلی توف به‌طور متناوب قرار دارد. این ته‌نشست‌ها هم‌زمان با فعالیت‌های انفجاری سهند همراه هستند. ستبرای این ته‌نشست‌ها برابر ۱۰۰ متر بوده که در دامنه غربی مخروط چاناق و قطورداغی و پیرامون اوداغ دیده می‌شود. رسوبات کنگلومرانی با منشاء قاره‌ای در بخش شمالی کوهستان سهند تا شمالی‌ترین بخش ورقه بستان‌آباد قرار می‌گیرند. این رسوبات قدیمی‌تر از گندهای آتشفشانی به نظر می‌رسند. قطعات این کنگلومرا همگی داسیتی است و در مواردی به‌صورت عدسی درون جریان‌های گلی دیده می‌شوند. ستبرای کنگلومرا بین ۲۰۰-۳۵۰ متر تخمین زده می‌شود و توسط روانه‌های برشی پوشانده شده‌اند. گدازه‌های آتشفشانی سهند به دلیل غلظت زیاد همگی به‌صورت گنبد و مخروط‌های ناقص و به‌ندرت کامل دیده می‌شوند. مخروط‌های سهند، بزداغ، اجاق‌داغ، به ارتفاع ۲۸۱۲، ۳۶۹۵ و ۲۶۲۱ متر از درون گدازه

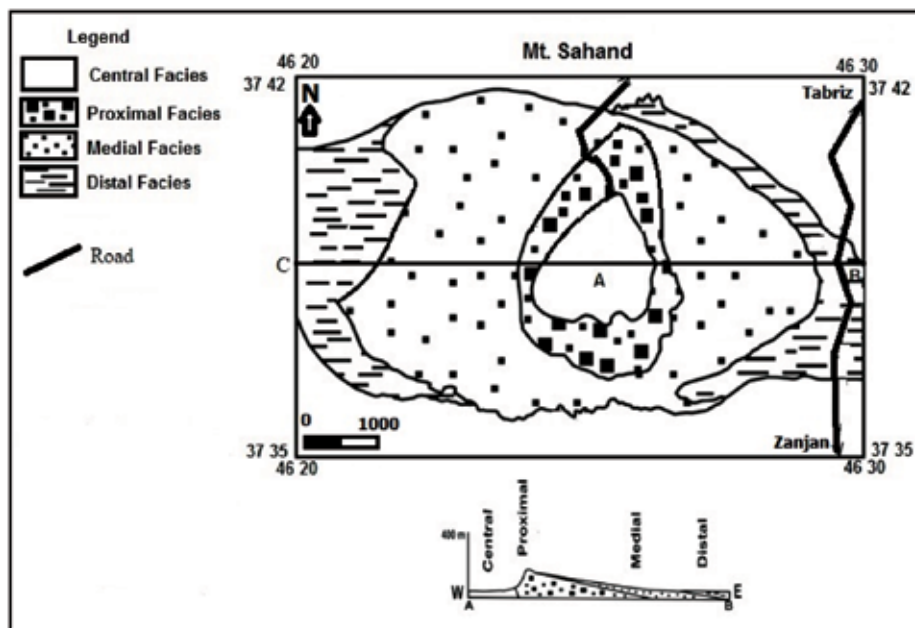
ارائه شده است، به تدریج و به ترتیب با فاصله گرفتن از دهانه اصلی آتشفشان، سه بخش رخساره مرکز، رخساره جنبی (نزدیک) و رخساره دور^۳ در نظر گرفته می‌شود. در مدل چهار رخساره‌ای که توسط پژوهشگرانی چون Lowe (1988) and Cas and Wright (1991) و Vessel and Davies (1981) ارائه شده، چهار رخساره مرکزی^۴، نزدیک (جنبی)^۵، متوسط^۶ و دور^۷ معرفی شده است. مدل چهار رخساره‌ای همواره در آتشفشان‌های مرکب کالک‌آلکان دارای کالدر^۸، با اندازه‌های متوسط و بزرگ کاربرد دارد (Pike and Clow, 1981; Cas and Wright, 1988). بنابراین با توجه به مساحت آتشفشان سهند که سطحی حدود ۷۲۰۰ کیلومتر مربع را اشغال کرده است، از مدل چهار رخساره‌ای استفاده شد. برای جلوگیری از طولانی شدن مطالب، ویژگی‌های نهشته‌های آذرآواری سهند، در بخش بررسی رخساره‌ها بیان می‌شود.

رخساره‌شناسی آتشفشان سهند

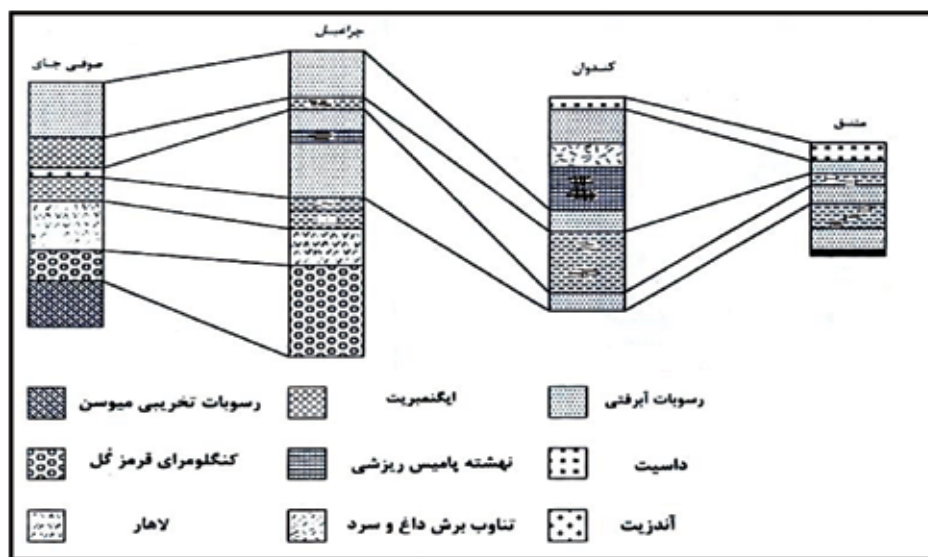
همان‌گونه که در نقشه رخساره‌شناسی آتشفشان سهند (شکل ۳) دیده می‌شود، ساختار این آتشفشان را می‌توان به چهار رخساره مرکزی، نزدیک، متوسط و دور تقسیم کرد. ستون چینه‌شناسی چهار دره اصلی سهند در شکل ۴ قابل مشاهده است.

مطالعات توالی چینه‌شناختی و خصوصیات لیتولوژیکی ایگنیمبریت‌های سهند توسط (پیرمحمدی و همکاران، ۱۳۹۲) نشان می‌دهد، علاوه بر دو انتشار وسیع ایگنیمبریت، انتشار ایگنیمبریت به‌صورت محلی با گسترش کمتر به همراه نهشته‌های ریزشی نیز در گستره مورد مطالعه وجود دارند. علاوه بر نهشته‌های ایگنیمبریتی، روانه‌های لاهار نیز در دامنه‌های اطراف سهند به‌وفور مشاهده می‌شود. روانه‌ها در اثر باران‌های سیل‌آسا هم‌زمان و یا متعاقب فعالیت‌های آتشفشانی انفجاری، به وجود آمده‌اند. جریان لاهار به‌صورت بین چینه‌ای با رسوبات آبرفتی و نهشته‌های ایگنیمبریتی قرار دارد. رسوبات یخچالی را در دره کندوان و گنبر به‌صورت سنگ‌های سرگردان در قسمت‌های فوقانی رسوبات آبرفتی و سیلابی می‌توان مشاهده کرد. در میان واحدهای آذرآواری

1. Near vent or central facies
2. Flank or proximal facies
3. Distal or alluvial facies
4. Core or central
5. Proximal
6. Medial
7. Distal
8. Caldera



شکل ۳. نقشه رخساره‌شناسی آتشفشان سهند بر اساس عکس‌های هوایی ۱:۵۰۰۰۰ (قلمقاش و چهارلنگ، ۱۳۹۳)



شکل ۴. مقطع‌های چینه‌شناسی نهشته‌های آذرآواری چهار دره اصلی سهند

و بالاخره طبقات مطبق لایبلی توف، خاکستر همراه با اسکوری که نشانی از فعالیت‌های متعدد این آتشفشان است، ساخته شده است (شکل ۵). در اطراف دودکش این دستگاه آتشفشانی گدازه‌های داسیتی دیده می‌شود. مخروط آلمالی‌گول نیز مشابه مخروط چاناخ‌داغ بوده و دهانه آن به‌گونه استخری از آب پر شده است، ولی در قوطورداغی یک مخروط ناقص را می‌توان در بخش گدازه‌های آن تشخیص داد (شکل ۶).

و ته‌نشست‌های متعلق به نئوزن فوران کرده‌اند و در بیشتر موارد هم باعث کماتش رسوبات قدیمی‌تر رو به بالا شده‌اند. نمونه‌ای از این قبیل ساخت در شمال چراغعلی مردان‌داغی دیده می‌شود (پیرمحمدی و همکاران، ۱۳۹۲). در بخش مرکزی ورقه‌بستان‌آباد سه مخروط کامل آتشفشانی دیده می‌شود. ارتفاع مخروط چاناخ ۲۲۳۵ متر با قطر و عمق دهانه به ترتیب ۱۳۰۰ و ۲۰ متر است و از خاکستر دانه‌ریز، ماسه‌های آتشفشانی قطعات سنگ جوش، گدازه داسیتی



شکل ۵. مخروط چاناخ داغ و دهانه مربوط به آن



شکل ۶. عکس دهانه آلمالی گول و تالاب ایجاد شده در داخل آن

چینه‌شناسی نهشته‌های آذرآواری دره گنبر (چراغیل)

توسط رسوبات آبرفتی و آگلومرا پوشیده شده است.

۲. اولین پهنه ایگنیمبریت چراغیل که بر رسوبات آبرفتی دره چراغیل قرار دارد (شکل ۸-الف).

۳. دومین پهنه ایگنیمبریت چراغیل که توسط رسوبات سیلابی نازک لایه (حداکثر یک متر) از اولین پهنه ایگنیمبریت جدا می‌شود و همچنین بر روی این نهشته، رسوبات آبرفتی و آگلومرا با ضخامت حداکثر ۵۰ متر قرار دارد (شکل ۸-ب).

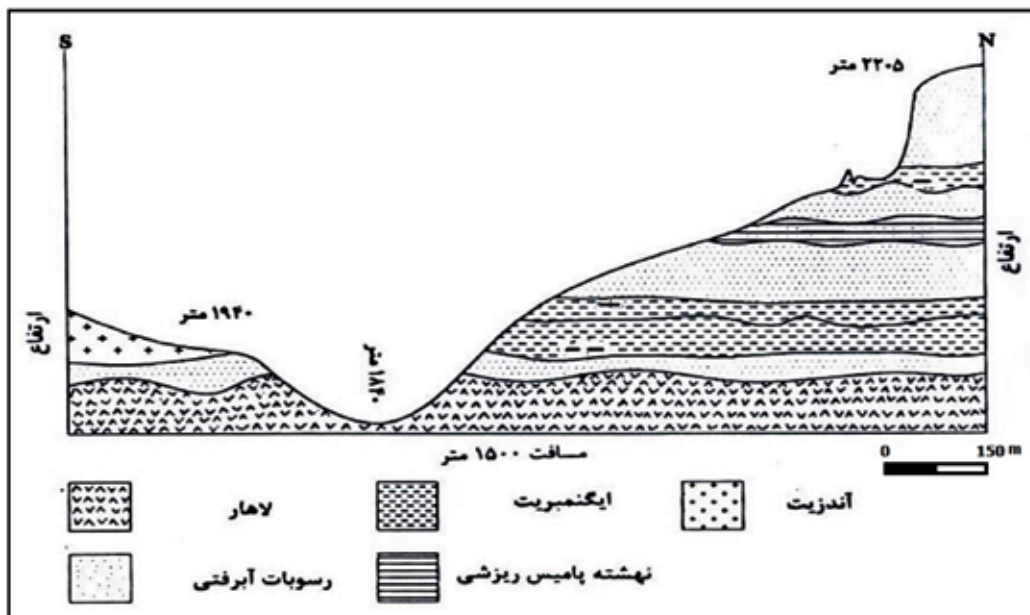
۴. نهشته ریزشی چراغیل

۵. سومین پهنه ایگنیمبریت چراغیل که از پایین با نهشته ریزشی زیرین جدا شده و این که خود این پهنه توسط رسوبات آبرفتی، کنگلومرای و ماسه‌ای سینریت پوشیده شده است (شکل ۸-پ).

دره گنبر در غرب توده سهند واقع است و به دلیل برونزدگی خوب نهشته‌های آذرآواری در دهکده چراغیل (شکل ۷)، این نقطه بهترین و مناسب‌ترین محل برای مطالعه این نهشته‌ها است. در این دره سه پهنه ایگنیمبریتی و یک نهشته ریزشی که توسط رسوبات آبرفتی سیلابی از هم جدا شده‌اند، یافت می‌شود (شکل ۸). این نهشته‌های ایگنیمبریتی در اصل بیانگر سه فعالیت ایگنیمبریت ساز در این محل است. به همین دلیل این نهشته‌ها به‌عنوان اولین، دومین و سومین پهنه ایگنیمبریتی چراغیل نام‌گذاری شده‌اند.

توالی چینه‌شناسی این دره از پائین به بالا به شرح زیر است.

۱. کف رودخانه از لاهار تشکیل شده است. این لاهار



شکل ۷. توالی چین‌شناختی دره گنبر در دهکده چراغیل (مقیاس عمودی دقیق نیست)



شکل ۸. الف) اولین پهنه ایگنمبریت چراغیل به رنگ سفید که بر روی لاهار و رسوبات کنگلومرا قرار می‌گیرد (دید به سمت شمال)، ب) دومین پهنه ایگنمبریت چراغیل که توسط آگلومرای نازک لایه از اولین پهنه ایگنمبریت جدا شده است (دید به سمت شمال غرب)، پ) سومین پهنه ایگنمبریت چراغیل که شاید هم‌زمان با ایگنمبریت کندوان انتشار یافته است (دید به سمت شمال)، ت) رسوبات سیلابی با قطعات مختلف داسیتی و عدسی‌هایی از خاکسترهای آتشفشانی حمل مجدد یافته (دید به سمت شمال)

بخش‌های زیر است:

۱. یک نهشته پامیس ریزشی در قسمت تحتانی دره که بیانگر اولین فعالیت انفجاری در این منطقه است (شکل ۹)

۲. بعد از این فعالیت انفجاری در اثر فعالیت رودخانه‌های پیرامون سهند و جریانات سیلابی، رسوبات آبرفتی و سیلابی تشکیل می‌شود و نهشته پامیس ریزشی را می‌پوشاند.

۳. بعد از یک فاصله زمانی فعالیت آتشفشانی در منطقه به صورت فعالیت ایگنیمبریت‌ساز از سر گرفته می‌شود که به موجب آن اولین پهنه ایگنیمبریتی در دره متنق تشکیل می‌شود (شکل ۱۰-الف). همچنین در قاعده این نهشته یک پامیس ریزشی وجود دارد که در زیر دیگر نهشته‌های ایگنیمبریت سهند (دره‌های کندوان و گنبر) یافت نمی‌شود. بعد از این فعالیت آتشفشانی انفجاری دوباره رودخانه‌ها و سیلاب‌ها در منطقه فعال شده و رسوبات آبرفتی محتوی قلوه‌های درشت و ریز داسیت را به وجود آورده‌اند (غیوری و معین‌وزیری، ۱۳۸۱).

۴. دوباره فعالیت آتشفشانی انفجاری ایگنیمبریت‌ساز بعد از یک وقفه زمانی از سر گرفته می‌شود که موجب تشکیل دومین پهنه ایگنیمبریتی، بنام پهنه بالائی ایگنیمبریت متنق می‌شود (شکل ۱۰-ب). در زیر این ایگنیمبریت نیز یک نهشته پامیس ریزشی وجود دارد که مثل پهنه پایینی نحوه تشکیل این نهشته را برای ما بازگو می‌کند.

۵. یک فاز آرامش و فرسایش پس از انتشار دومین پهنه ایگنیمبریتی

به طرف مرکز آتشفشان سهند این نهشته‌ها توسط گدازه‌های داسیتی که هم‌زمان یا به دنبال فعالیت‌های انفجاری ایگنیمبریت‌ساز بیرون ریخته‌اند، پوشیده می‌شوند. به طرف حاشیه سهند نهشته‌های فوق توسط رسوبات آبرفتی، سیلابی و دریاچه‌های پوشیده شده و بجز در دهکده ایرانق (بین روستای متنق و سعیدآباد) رخنمون دیگری از این نهشته‌ها مشاهده نمی‌شود.

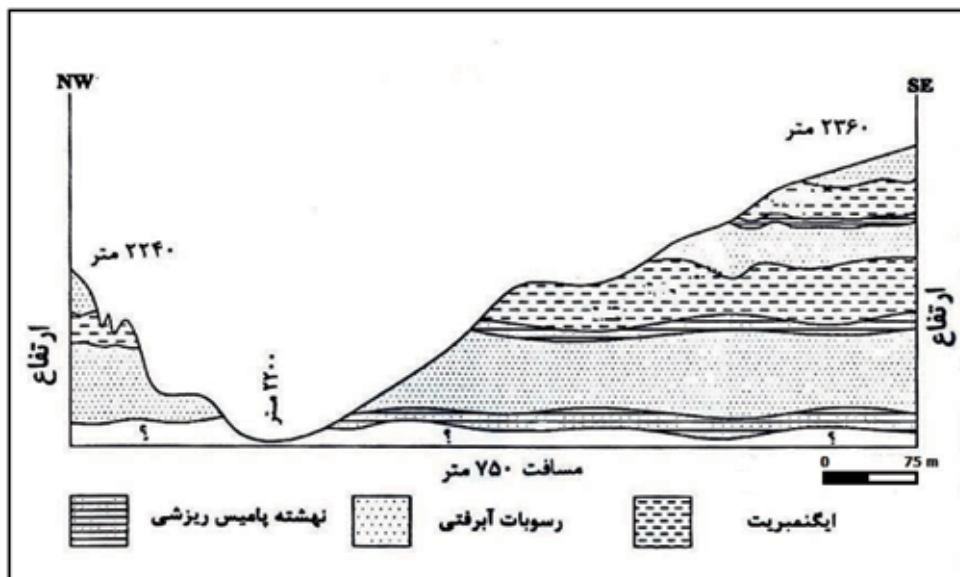
به‌طور کلی در چراغیل، سه فعالیت آتشفشانی ایگنیمبریت‌ساز قابل تفکیک است که در فواصل زمانی مختلف فعالیت کرده‌اند. علاوه بر این سه فعالیت ایگنیمبریت‌ساز یک فعالیت انفجاری دیگر در فاصله زمانی دومین و سومین فعالیت ایگنیمبریت‌ساز رخ داده و منجر به تشکیل نهشته ریزشی در منطقه شده است. نهشته‌های آذرآواری توسط رسوبات کنگلومرا از هم جدا شده‌اند. این رسوبات در اثر فعالیت رودخانه‌ها و سیلاب‌ها در فاصله‌های زمانی فعالیت‌های آتشفشانی تشکیل شده‌اند. بنابراین بیانگر دوره‌های آرامش (بدون فعالیت‌های آتشفشانی) در منطقه است (غیوری و معین‌وزیری، ۱۳۸۱). درشتی و جنس قطعات رسوبات کنگلومرا متنوع است و گاهی قطر دانه‌ها به بیش از یک متر می‌رسد. قطعات این رسوبات از سنگ‌های آتشفشانی سهند تشکیل شده و سیمانی سست شامل ماسه، رس و خاکستر آتشفشانی آنها را به هم چسبانده است. همچنین عدسی‌هایی از خاکسترهای آتشفشانی به صورت بین لایه‌ای با طبقات کنگلومرا همراه است (شکل ۸-ت).

بین دامنه جنوبی و شمالی دهکده چراغیل هیچ تشابه از نظر سنگ‌شناسی وجود ندارد. به طوری که در دامنه شمالی سه پهنه ایگنیمبریت به صورت بین لایه‌ای با طبقات آگلومرا مشاهده می‌شود، در حالی که در دامنه جنوبی هیچ پهنه ایگنیمبریتی مشاهده نمی‌شود، بلکه در مقابل ضخامت قابل توجهی از لاهار دیده می‌شود. همچنین در دامنه جنوبی زمین لغزهایی صورت می‌گیرد که باعث به هم ریختگی این رسوبات و سست شدن آنها شده است (Azizi and Moinevaziri, 2009).

چینه‌شناسی نهشته‌های آذرآواری دره متنق

دره متنق در شمال شرقی توده آتشفشانی سهند واقع شده است. در این دره دو پهنه ضخیم ایگنیمبریتی که توسط آگلومرا از هم جدا شده‌اند، قابل مشاهده است (شکل ۹).

جزئیات چینه‌شناسی دره متنق از پائین به بالا شامل



شکل ۹. توالی چین‌شناختی دره متنق در روستای متنق (مقیاس عمودی دقیق نیست)



شکل ۱۰. الف) نمایی از پهنه پائینی ایگنمبریت متنق همراه با پامیس ریزشی که در زیر پهنه ایگنمبریتی مشاهده می‌شود (دید به سمت جنوب شرقی)، ب) نمایی از پهنه بالایی ایگنمبریت متنق همراه با پامیس ریزشی که در زیر پهنه ایگنمبریتی مشاهده می‌شود (دید به سمت جنوب شرقی)

چینه‌شناسی نهشته‌های آذرآواری دره کندوان

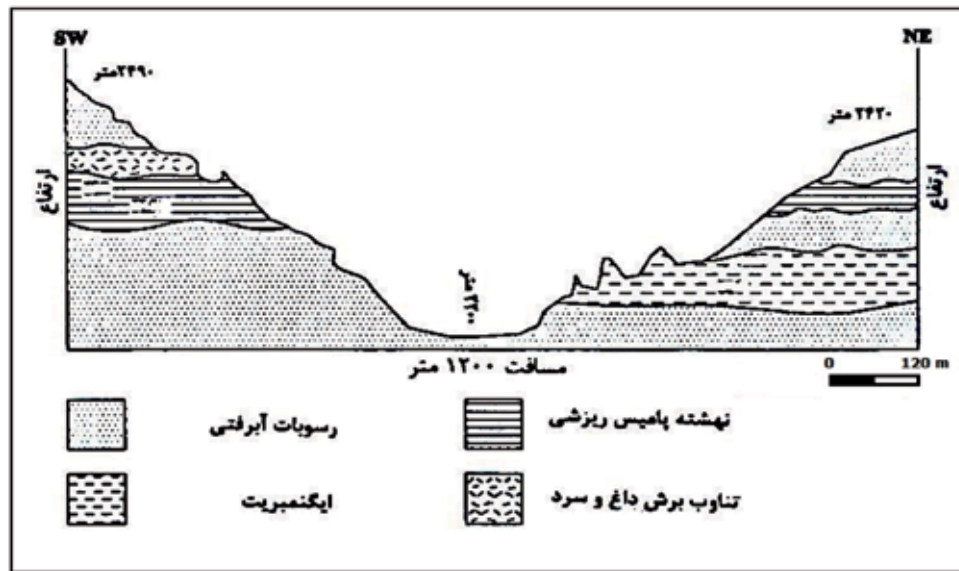
(غیوری و معین‌وزیری، ۱۳۸۱). چینه‌شناسی دره کندوان در شکل ۱۱ به صورت شماتیک معرفی شده است.

در دره کندوان (شمال غرب توده آتشفشانی سهند) یک روانه ضخیم ایگنمبریت بر روی طبقات برش قرار گرفته و روی آن را یک سری نهشته‌های ریزشی می‌پوشاند (شکل ۱۲-الف). نهشته‌های ریزشی کندوان از چند لایه ریزشی تشکیل شده‌اند. این نهشته‌های ریزشی با مرز مشخص از هم تفکیک می‌شوند و بیانگر فعالیت‌های انفجاری با فواصل کم است. در (شکل ۱۲-ب) یکی از نهشته‌های ریزشی حالت جریان‌ی نشان می‌دهد و می‌توان آن را به‌عنوان ایگنمبریت

نهشته‌های ایگنمبریتی کندوان شاید از کراتر و یا کالدرای قارمش‌داغ خارج شده و تا مسافتی حداقل ۴۰ کیلومتر (نزدیکی اسکو) به طرف شمال غرب (در جهت دره کندوان) و غرب (در جهت دره گنبر) در چاله‌ها و دره‌های آن زمان جریان یافته است. طبق مطالعه توالی چینه‌شناسی سهند، این نهشته‌ها آخرین فعالیت انفجاری ایگنمبریت‌ساز قارمش‌داغ (مرکز اصلی فوران‌های سهند) و شاید هم‌زمان با سومین پهنه ایگنمبریت چراغیل است

جنوب غربی مشاهده نمی‌شود. به نظر می‌رسد که این عدم تشابه سنگ‌شناسی در اثر عملکرد گسل به وجود آمده است (Azizi and Moinevaziri, 2009)، ولی به سمت مرکز سهپند، قرارگیری روانه‌های برشی در یک ارتفاع در دو طرف دره، این امکان را از بین می‌برد. این عدم تقارن می‌تواند در اثر وجود برجستگی قدیمی در دامنه جنوب غربی بوده باشد که مانع جریان روانه آذرآواری در این بخش شده است.

در نظر گرفت. نهشته‌های ریزشی توسط روانه‌های برشی که تناوبی از برش داغ و سرد است، پوشیده می‌شود (شکل ۱۲-پ و ت). بین دامنه شمال شرقی و جنوب غربی دهکده کندوان تشابه سنگ‌شناسی خوبی مشاهده نمی‌شود، به طوری که نهشته‌های ریزشی و روانه‌های برشی روی آنها در دامنه شمال شرقی بخوبی برون زدگی ندارند ولی نشانه‌های سفید رنگی که حکایت از وجود نهشته‌های ریزشی دارد مشاهده می‌شود. همچنین روانه ایگنیمبریت در دامنه



شکل ۱۱. توالی چینه‌شناختی دره کندوان، (مقیاس عمودی دقیق نیست)

از توپوگرافی زمان خود تبعیت می‌کند. نهشته‌های ریزشی چنان که از نامشان پیداست از فروریزش ستون فورانی که در اثر فعالیت انفجاری به وجود می‌آیند، تشکیل می‌شوند.

چینه‌شناسی نهشته‌های آذرآواری دره صوفی‌چای

دره صوفی‌چای در جنوب توده آتشفشانی سهپند واقع است. در انتهای دره صوفی‌چای، به طرف مرکز سهپند دو پهنه آذرآواری مشاهده می‌شود (شکل ۱۳) که در زیر و روی گدازه آندزیتی با سن ۱۰ میلیون سال (سن رادیومتری انجام شده توسط معین‌وزیری و امین‌سبحانی (۱۳۵۶)، قرار دارند. نهشته زیر گدازه، یک روانه لاهار و ایگنیمبریت است و لاهار از دور مانند روانه ایگنیمبریتی به نظر می‌رسد. لاهار

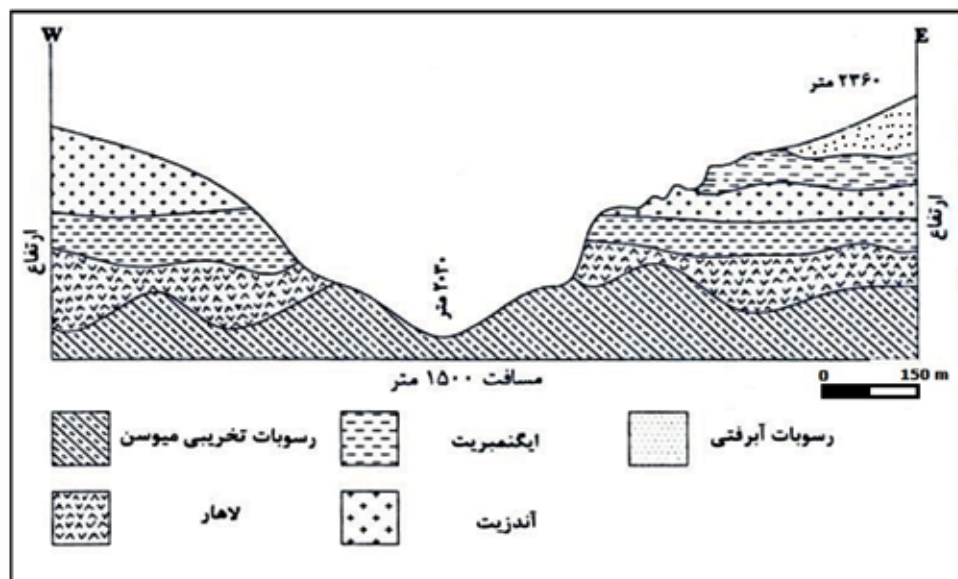
در بعضی نقاط سهپند قطعات سنگ‌های سرگردان در اندازه‌های مختلف (گاهی به قطر ۱۰ متر) یافت می‌شوند که از نظر اندازه هیچ تناسبی با قطعات تشکیل‌دهنده رسوبات آبرفتی ندارند. این قلوه‌های بسیار بزرگ و گرد شده توسط یخچال‌های دوره‌های یخبندان کواترنر از مرکز سهپند به این نقطه حمل شده‌اند. نهشته‌های ریزشی که بنام نهشته‌های ریزشی پامیس‌دار کندوان نام‌گذاری شده‌اند، از نظر خصوصیات لیتولوژی خیلی شبیه روانه‌های ایگنیمبریتی است و تنها تفاوت آنها نحوه تشکیل آنهاست. زیرا ایگنیمبریت به صورت جریان‌ی تشکیلی شده و نواحی پست قدیمی را پر کرده و در برخی نقاط دیده نمی‌شود. درحالی‌که نهشته‌های ریزشی با ضخامت کم و بیش یکنواخت پستی و بلندی‌ها را می‌پوشاند (شکل ۱۱). بنابراین سطح فوقانی آن



شکل ۱۲. الف) ایگنیمبریت کندوان با منظره کله‌قندی که در اثر فرسایش ترجیحی حاصل شده است. در ارتفاعات اثر سفید رنگی مشاهده می‌شود که نهشته‌های ریزشی کندوان هستند و در دامنه شمال شرقی رخنمون خوبی نشان نمی‌دهند (دید به‌طرف شمال شرقی)، ب) بمب سقوط کرده در نهشته‌های ریزشی کندوان که از چندلایه ریزشی تشکیل شده‌اند، این نهشته‌های ریزشی با مرز مشخص از هم تفکیک می‌شوند و بیانگر فعالیت‌های انفجاری با فواصل کم است، در این شکل یکی از نهشته‌های ریزشی حالت جریان‌ی نشان می‌دهد و می‌توان آن را به‌عنوان ایگنیمبریت در نظر گرفت (دید به‌طرف جنوب غرب)، پ) دره کندوان به مرکز سه‌پند (دید به‌طرف جنوب شرقی)، در دامنه دره روانه‌های برشی مشاهده می‌شود، ت) نهشته‌های خیزایی کندوان که در زیر روانه برش کندوان قرار گرفته دارد

آتشفشانی جوش خورده محتوی قلوه‌های گرد شده به خود می‌گیرد (شکل ۱۴). قلوه‌ها نسبت به زمینه خاکستر سخت‌تر بوده و اندازه آنها به نیم متر می‌رسد. در خمیره و روی قلوه‌های گرد روانه خاکستر، قطعات ریز سنگ‌های آتشفشانی با ترکیبات مختلف (اغلب داسیتی) نیز یافت می‌شود. لاهارها مانند ایگنیمبریت‌ها در شیب‌های تند و نزدیک مراکز انتشار نازک لایه هستند درحالی‌که در پائین‌دست‌ها و چاله‌های قدیمی ضخیم لایه می‌شوند، همچنین لاهارها مانند روانه‌های ایگنیمبریتی به‌هنگام ورود به نواحی باز و هموار پخش می‌شوند و در نتیجه گسترش زیاد و ضخامت کمتر پیدا می‌کنند. لازم به ذکر است که در منطقه فقط در این روانه ساندین مشاهده شده است.

مزبور با دگرشیبی بر روی رسوبات کنگلومرا با میان لایه‌هایی از ماسه و توفیت به سن میوسن قرار دارد. نهشته‌های بالای گدازه آندزیتی یک روانه ایگنیمبریتی سفید رنگ است. این دو نهشته آذرآواری با دور شدن از مرکز آتشفشان و به‌علت پایان پذیرفتن گدازه آندزیتی، بر روی هم قرار می‌گیرند. لاهار دره صوفی‌چای، با وسعت و پراکندگی زیاد تا نزدیکی مراغه پیش رفته است. حداکثر ضخامت این روانه آذرآواری در روستای صومعه‌سرا به ۳۵۰ متر می‌رسد. از صومعه‌سرا به‌طرف مراغه از ضخامت لاهار کاسته شده و بر گسترش عرضی آن اضافه می‌شود (غیوری و معین‌وزیری، ۱۳۸۱). در نزدیکی سد علویان در انتهای دره صوفی‌چای و حوالی روستای قشلاق (نزدیک مراغه) لاهار شکل یک روانه خاکستر



شکل ۱۳. توالی چین‌شناختی دره صوفی‌چای، (از روستای یای شهر به طرف مرکز سه‌سند)، مقیاس عمودی دقیق نیست



شکل ۱۴. نمای نزدیک از انتهای جنوبی لاهار دره صوفی‌چای با قلوه‌های همجنس در داخل آن

بحث

مدل رخساره‌ای

بررسی‌های صحرایی نهشته‌های مورد مطالعه نشان دهنده ویژگی‌های زیر است:

- حجم زیاد آذرآواری نسبت به گدازه
- جور شدگی به نسبت خوب
- خرد شدگی شدید
- گستردگی بسیار زیاد محصولات

این ویژگی‌ها نشان می‌دهند که فازهای فورانی سازنده نهشته‌های مذکور، از نوع انفجاری بوده و بیشتر به سمت انواع پلینین تا فراتوپلینین سوق می‌کنند. زیرا نهشته‌های

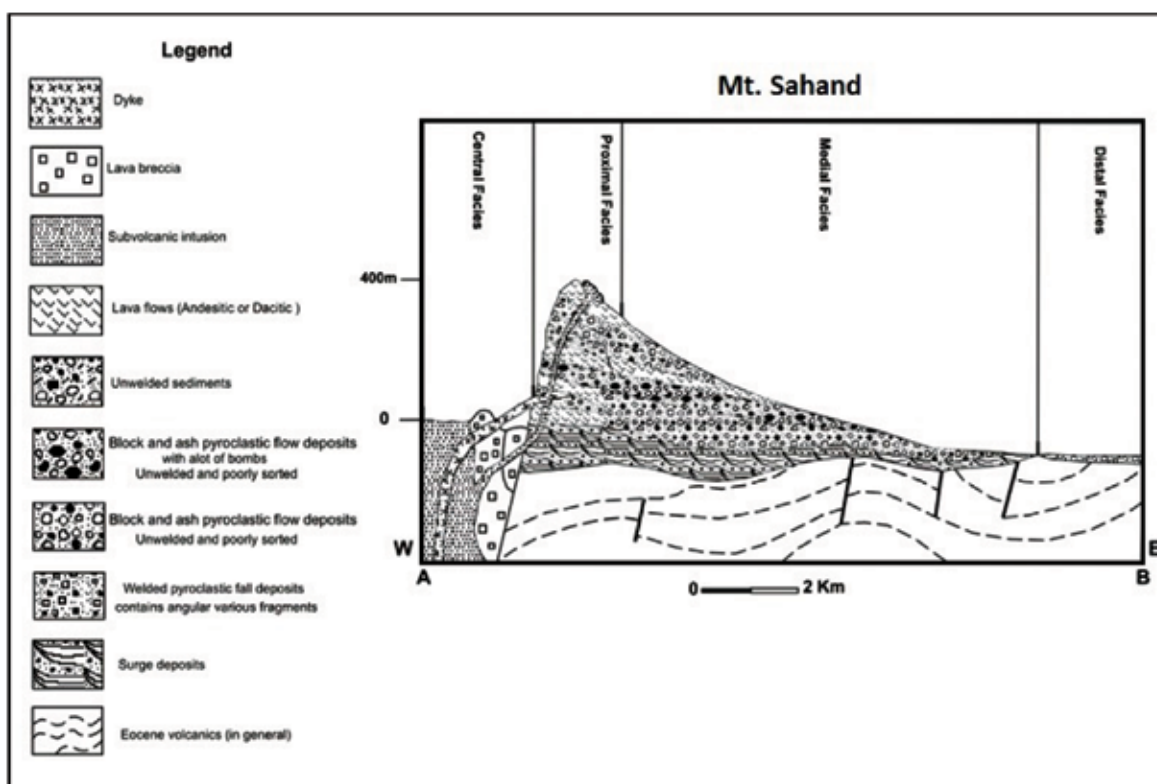
ولکانین و به‌ویژه سورتزین، اغلب کم‌حجم بوده و گسترش کمی دارند (Sigurdsson et al., 2000). کاهش ضخامت لایه‌ها و اندازه قطعات با افزایش فاصله از مرکز احتمالی فوران و همچنین وجود پامیس‌های فراوان، فازهای مورد نظر را در رده پلینین قرار می‌دهد. مطالعه ستون‌های فورانی و تطابق آنها با یکدیگر نشان داد، اگرچه شکل‌گیری ساختار چنین آتشفشان‌هایی نتیجه فوران انواع آذرآواری‌ها و گدازه‌هایی است که از دهانه اصلی خارج می‌شود، ولی نقش ریزش توده‌ای^۱ که حجم گسترده‌ای از توالی‌های اپی‌کلاستیک، به‌ویژه در رخساره‌های میانی و دور را تشکیل

1. Mass Wasting

برش‌ها در اثر انفجارهای قوی است، به طوری که این انفجارها سبب قطعه‌قطعه شدن سنگ‌ها و پاشیدن فضای موجود در میان قطعات، توسط گدازه‌های فوران‌های بعدی می‌شود. اندازه‌دانه‌های موجود در این مجموعه خرد شده، بیانگر قدرت انفجاری آن است (غیوری و معین‌وزیری، ۱۳۸۱). با توجه به اندازه قطعات موجود در برش‌های کالدراي سهند که قطرشان در حدود سه تا هشت سانتی‌متر است، می‌توان گفت در هنگام تشکیل این برش‌ها، شاید فوران‌های انفجاری روی داده است. گردشگی و جورشدگی در این قطعات بسیار ضعیف بوده و نشانه عدم تحرک آنها در زمان شکل‌گیری و پس از آن است. دگرسانی شدید در این بخش و شکستگی‌های فراوان سبب شده تا در طی زمان، حجم وسیعی از رسوبات در آن تشکیل شود و در نتیجه محیط مناسبی برای کشاورزی در رخساره مرکزی آتشفشان سهند ایجاد شود.

می‌دهد، نباید از نظر دور داشت. بر اساس اطلاعات موجود، ستون رخساره‌ای آتشفشان سهند در شکل ۱۵ نمایش داده شده است.

- **رخساره مرکزی:** این بخش در گستره کالدراي آتشفشان سهند قرار گرفته و قطری حدود ۱۰ کیلومتر دارد (شکل ۱۵) و شامل برش‌های گدازه‌ای، گنبدها و توده‌های نفوذی کم‌عمق و دگرسان شده است. برش‌های گدازه‌ای که شامل قطعات آندزیتی زاویه‌دار در یک زمینه از جنس گدازه داسیتی هستند، حجم زیادی از رخساره مرکزی را به خود اختصاص داده و اثری از لایه‌بندی در آنها مشاهده نمی‌شود. بافت رخساره مرکزی هر آتشفشان، انعکاسی از نحوه تشکیل آن و فرایندهای خاصی است که در آن رخساره اتفاق افتاده است (Sigurdsson et al., 2000). بافت برشی و خرد شده موجود در برش‌های گدازه‌ای رخساره مرکزی آتشفشان سهند که جابه‌جایی زیادی را تحمل نکرده است، نشان از شکل‌گیری آن



شکل ۱۵. مدل رخساره‌ای آتشفشان سهند بر اساس نقشه رخساره‌ای و ستون‌های رسم شده

1. Central Facies

متوسط بسیار زیاد است، لذا فرورفتگی‌های قبلی در این بخش به‌طور کلی توسط مواد آذرآواری پوشیده شده‌اند. محصولات فورانی موجود در این بخش از آتشفشان سهند، بیشتر آذرآواری‌های جریانی با حجم بالا و همچنین جریان‌های گدازه و نهشته‌های خیزابی هستند. رخساره متوسط، ساختمان چندان پیچیده‌ای ندارد و شامل لایه‌های متعدد آذرآواری و لاهار است که گاهی گدازه آنها را همراهی می‌کند (شکل ۱۴). حجم‌ترین محصولات موجود در رخساره متوسط را آذرآواری‌های جریانی و لاهارها تشکیل می‌دهند. هرچندکه در مجموع، نهشته‌های جریانی، ظاهری لایه‌لایه دارند، ولی هر یک از این لایه‌ها معرف یک واحد فورانی است که به‌صورت یک جریان تک واحدی روی زمین جریان یافته و پس از توقف، مواد همراه خود را رسوب داده است. ستبرای محصولات فوق میان ۳۰ تا ۳۰۰ متر متغیر است و در بیشتر نقاط می‌توان نهشته‌های یاد شده را بر روی خیزابی‌های قاعده‌ای مشاهده کرد (شکل ۱۲). نهشته‌های خیزابی قاعده‌ای موجود در رخساره متوسط رنگ روشن دارند و در دامنه جنوبی سهند دارای ضخامت ۱۰۰ متری می‌باشند. در این رخساره، نهشته‌های آذرآواری جریانی چندین بار تکرار شده‌اند و یکی از این نهشته‌ها، دارای مقادیر زیادی بمب است (شکل ۱۲). این نهشته که از نوع آذرآواری‌های جریانی دارای قطعات و خاکستر است، در انطباق لایه‌ها به‌عنوان لایه‌ای کلیدی به شمار می‌رود.

اندازه دانه‌های متشکله در انواع آذرآواری‌های موجود در این رخساره در مجموع کوچک‌تر از رخساره نزدیک است. جورشدگی قطعات در این رخساره ضعیف است و از نقطه نظر بافت‌شناسی، تراکم دانه‌ها در آذرآواری‌های جریانی بیشتر است. خردشدگی در مواد آذرآواری تشکیل‌دهنده رخساره میانی متفاوت است. به این صورت که مواد آذرآواری خیزابی شدیدتر و آذرآواری‌های جریانی کمتر تحت تأثیر خردشدگی قرار دارند. شاید بتوان شدت خردشدگی در این دو نوع محصول فورانی را در نحوه

- **رخساره نزدیک:** در اطراف رخساره مرکزی بجز در بخش شمالی، مناطق مرتفعی وجود دارد که پرشیب است و دور تا دور رخساره مرکزی را احاطه کرده‌اند (شکل ۱۵)، این دیواره‌های مرتفع که توالی محصولات فورانی در آنها به‌خوبی دیده می‌شود، تحت عنوان رخساره نزدیک معرفی می‌شوند. رخساره بیان شده در نقاط مختلف آتشفشان سهند دارای ستبرای متفاوتی است، ولی در مجموع، ستبرای محصولات فورانی در این رخساره بیشترین مقدار را دارد (حدود ۵۰۰ متر). حجم بسیار بالای محصولات فورانی در این رخساره سبب شده تا عوارض پیشین زمین‌شناسی (گودی‌ها و تپه‌ها)، به‌طور کامل توسط آنها پوشیده شود. در این رخساره، واحدهایی که جوش‌خوردگی ضعیف‌تری دارند به‌صورت برجستگی‌های کم‌شیب و محصولات با جوش‌خوردگی بهتر به همراه گدازه‌ها، دارای دیواره‌های عمودی‌تر هستند (شکل ۱۰). در این رخساره، حمل‌شدگی مواد آذرآواری در کمترین حد خود بوده و به همین دلیل، گردشگری قطعات بسیار ضعیف است. به‌علت نزدیکی رخساره به محل خروج مواد، قطر قطعات تشکیل‌دهنده آذرآواری‌ها نیز بیش از دیگر رخساره‌ها است. محصولات فورانی موجود در رخساره نزدیک شامل آذرآواری‌های خیزابی، ریزشی، جریانی و گدازه‌ها می‌باشد که به‌صورت توالی‌های متعدد دیده می‌شوند. با توجه به تغییر شیب توپوگرافی از شیب زیاد و دیواره به‌طور کامل عمودی در رخساره نزدیک، به ارتفاعاتی با شیب ملایم در رخساره میانی و همچنین تغییر محسوس در مشخصات محصولات فورانی می‌توان رخساره نزدیک را از رخساره میانی تفکیک کرد.

- **رخساره متوسط:** رخساره متوسط در آتشفشان سهند وسیع‌ترین بخش محصولات فورانی را به خود اختصاص داده و میان رخساره نزدیک و دور آتشفشان قرار دارد (شکل ۱۵). این رخساره توپوگرافی ملایمی دارد و تمامی رخنمون‌های موجود در آن، ساختمان لایه‌ای دارند (شکل ۸). به‌گونه‌ای که در حال حاضر لایه‌ها با شیبی کم (حدود شش درجه) به‌سوی بیرون کالدرای قرار دارند. از آنجایی که حجم محصولات فورانی در رخساره

1. Proximal Facies
2. Medial Facies

باید این محصولات را رسوبی دانست تا آتشفشانی، اما از آنجا که منشأ آتشفشانی دارند و در ارتباط تنگاتنگ با دیگر رخساره‌های تشکیل شده هستند، به‌عنوان جزئی از رخساره‌های موجود در این آتشفشان به شمار می‌آیند، هر چند که فرایندهای تشکیل دهنده این نهشته‌ها به‌گونه‌ای است که باید آنها را اپی‌کلاستیک نامید (Karaoglu and Helvaci, 2012).

نتیجه‌گیری

طبق مطالعات صحرایی جدید و بر اساس مدل رخساره‌ای ارائه شده در این تحقیق، می‌توان ساختمان مجموعه آتشفشانی سهند را در چهار رخساره تفکیک کرد. رخساره مرکزی در محل کالدرای واقع شده و شامل واحدهای سنگی برش‌های گدازه‌ای، گنبد‌ها و توده‌های نفوذی کم‌عمق و دگرسان شده می‌باشد. رخساره نزدیک آتشفشان به‌صورت دیواره‌های پرشیب و مرتفع در اطراف کالدرای گسترش پیدا کرده و ساختار چینه‌ای را به‌خوبی نشان می‌دهد و در آن، توالی‌های ستبر واحدهای آذرآواری ریزشی، خیزابی، جریان‌ی و گدازه به‌صورت متناوب قرار می‌گیرند. رخساره میانی با بیشترین گسترش، به‌طور عمده از مواد آذرآواری خیزابی، جریان‌ی، گدازه و لایه‌های متعدد لاهار تشکیل شده است. رخساره دور آتشفشان سهند، ستبرای کمی دارد و شامل رسوبات رودخانه‌ای درشت دانه‌ای است و در اثر تحرک دوباره محصولات اولیه آتشفشان و حمل آنها توسط رودخانه‌ها به وجود آمده‌اند. مطالعات رخساره‌ای نشان می‌دهد مجموعه آتشفشان سهند در اثر چندین فاز فورانی انفجاری ایجاد شده و برخی از آنها با دخالت آب همراه بوده و فاصله زمانی زیادی میان فوران‌ها وجود نداشته است. اولین فوران آتشفشانی در سهند، بسیار انفجاری و با دخالت آب همراه هستند. به‌گونه‌ای که واکنش آب و ماگمای اسیدی در زیرسطح زمین، سبب انفجارهای عظیم فراتوماگماتیک شده و قطعاتی از سنگ‌های میزبان، به همراه خاکستر آتشفشانی و پامیس به هوا پرتاب و اولین محصولات سهند را ساخته‌اند. تشخیص

تشکیل آنها جستجو کرد، به‌طوری‌که در خیزابی‌ها حمل مواد در یک محیط با گرانیروی پایین و جریان آشفته صورت می‌گیرد و توسط گازها به جلو رانده می‌شده است. اما در جریان‌ی‌ها مواد در یک جریان مملو از قطعات سنگ، با گرانیروی بالا منتقل می‌شده‌اند. این رخساره در حقیقت تغییر تدریجی رخساره نزدیک، به واسطه فاصله گرفتن از مرکز فوران است و قطعات موجود به دلیل دوری از آتشفشان، حمل و نقل بیشتری را تحمل کرده و همین مقدار فاصله سبب شده تا قطعات تشکیل دهنده آن ریزتر شده و گردشگری بیشتری نیز داشته باشند. این رخساره مرز تدریجی با رخساره نزدیک و رخساره دور دارد.

رخساره دور: این رخساره در انتهای مخروط آتشفشان سهند قرار می‌گیرد و بیشترین گسترش را در بخش‌های شرقی و غربی کالدرای دارد. در این رخساره، رسوبات بیشتر شامل محصولات فرسایشی و جابجا شده رخساره‌های دیگر هستند و به‌ندرت دنباله مواد آذرآواری جریان‌ی و لاهار نیز در آن قابل تشخیص است. توالی خاصی در این رخساره قابل تشخیص نیست و ستبرای آن نیز از دیگر رخساره‌ها کمتر می‌باشد و به‌سختی به ۶۰ متر می‌رسد. کاهش ستبرای در این رخساره تدریجی بوده، تا آنجا که در نیمرخ، شکلی زبانه مانند پیدا می‌کند (شکل ۱۵)، و روی رسوبات ائوسن قرار گرفته دارد. کاهش ستبرای در این رخساره همراه با نحوه شکل‌گیری آن سبب شده تا به‌شدت تحت تأثیر توپوگرافی پیش از رسوب‌گذاری واقع شود. تنوع ترکیب قطعات در این رخساره بسیار بالاست و از آنجا که حاصل فرسایش و حمل و نقل موادی است که از قبل وجود داشته‌اند، گردشگری و جورشدگی بهتری را نشان می‌دهد، ولی جوش‌خوردگی وجود ندارد. تراکم دانه‌ها در این رخساره به نسبت بالا است و قطعات توسط زمینه‌ای گلی به هم پیوسته‌اند. این رخساره از یک طرف به رخساره متوسط، مرزی تدریجی دارد و از سوی دیگر و به‌سوی خارج از کالدرای ستبرایش کاهش یافته تا این‌که در انتها ناپدید می‌شود و همان‌گونه که پیش از این توضیح داده شد، شکل گوه‌مانند به خود می‌گیرد. با توجه به اطلاعات فوق به نظر می‌رسد که

- زمین‌شناسی کشور.
- پیرمحمدی علیشاه، ف.، عامری، ع.، جهانگیری، ا.، مجتهدی، م. و کسکین، م.، ۱۳۹۲. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی جنوب تبریز (آتشفشان سهند). پترولوژی ۳۷، ۱، ۹-۵۶.
- پیرمحمدی علیشاه، ف.، ۱۳۹۰. پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی شرق و جنوب شرق آتشفشان سهند با نگرشی ویژه بر سنگ‌های آذرآواری، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تبریز، ۱۹۸.
- خلیل مبرهن، ش.، ۱۳۹۰. آتشفشان‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز آتشفشان بیدخوان واقع در جنوب بردسیر، رساله دکتری، استان کرمان، دانشگاه شهید باهنر کرمان، دانشکده علوم، ۲۶۵.
- عامل، ن.، ۱۳۸۶. پترولوژی و پتروژنز سنگ‌های ماگمایی پلیوکواترنری آذربایجان، شمال غرب ایران، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تبریز، ایران، ۱۸۸.
- غیوری، ن. و معین‌وزیری، ح.، ۱۳۸۱. مطالعه چینه‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی افق‌های ایگنمبرینتی سهند، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۶۷.
- قلمقاش، ج. و چهارلنگ، ر.، ۱۳۹۳. بررسی و مقایسه آتشفشان‌های میوسن-کواترنری در شمال باختر ایران، قفقاز کوچک و جنوب خاور آناتولی: ژئوشیمی، خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی. فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین، ۹۳(۲۴)، ۱۷۱-۱۸۲.
- معین‌وزیری، ح.، امین‌سبحانی، ا.، ۱۳۵۶. سهند از نظر ولکانولوژی و ولکانوسدیمانولوژی. چاپ دانشگاه تربیت معلم تهران، ۵۹.
- نبوی، م.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹.
- Allen, M. B., Mark, D. F., Kheirkhah, M., Barfod, D., Emami, M. H. and Saville, C., 2011. 40Ar/39Ar dating of Quaternary lavas in north-west Iran: constraints on the landscape evolution and incision rates of the Turkish-Iranian plateau. *Geophysical Journal International*, 185, 3, 1175-1188.
- Azizi, H. and Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Qua-

این فاز فورانی، فقط با مطالعه رخساره متوسط امکان‌پذیر است، زیرا نهشته‌های آذرآواری خیزابی قاعده‌ای که حاصل این فوران بوده‌اند، در این رخساره بهترین رخنمون‌ها را دارند. سپس فوران متوقف شده و عوامل فرسایشی باعث ایجاد گودی‌هایی در سطح نهشته‌های خیزابی شده‌اند. این عوارض در رخساره متوسط قابل دیدن هستند. وقایع فورانی بعدی که مقدار بسیار زیادی نهشته‌های آذرآواری جریانی را ایجاد کرده‌اند، با صعود مکرر ماگماهای آندزیتی و داسیتی، فوران‌های پی‌درپی، تشکیل گنبد‌های گدازه‌ای و فروریزش گنبد‌ها و گاه با خروج گدازه همراه بوده‌اند. آثار این وقایع در رخساره‌های نزدیک و متوسط قابل مشاهده است. بعد از این، کالدرای سهند فروریخته و فاز بعدی شامل فوران‌های هم‌زمان و پس از تشکیل کالدرای بوده که با ایجاد آخرین نهشته‌های آذرآواری و گدازه‌ها همراه بوده است. آثار این فاز را در رخساره‌های مرکزی، نزدیک و متوسط می‌توان دید. پدیده‌های فرسایشی نیز، توده نفوذی مورد نظر را که فقط در محل رخساره مرکزی قرار دارد، در سطح زمین نمایان کرده‌اند. در رخساره‌های مرکزی، نزدیک و متوسط سهند آثاری از فعالیت‌های گرمایی جدید یافت نمی‌شود و فقط در رخساره دور، چشمه آبگرم وجود دارد (بستان‌آباد). برای اثبات ارتباط این چشمه با سهند، به مطالعات بیشتری نیاز است.

سپاسگزاری

از اساتید ارجمند جناب آقای دکتر منصور وثوقی عابدینی و دکتر منصور قربانی که با حوصله و دلسوزی و رایه نظرات و پیشنهادات و راهنمایی‌های ارزنده در انجام این پژوهش ما را یاری رساندند، نهایت تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران، ۵۸۶.
- بهروزی، امینی فضل، و امینی آذر.، ۱۳۷۴. نقشه زمین‌شناسی بستان‌آباد در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان

- ternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics*, 47,4,167-179.
- Best, M. G., 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Freeman and Company, San Francisco, 630.
 - Dogan, A. M., Peate, D. W., Dogan, M., Yesilyurt-Yenice, F. I. and Unsal, O., 2013. Petrogenesis of mafic-silicic lavas at Mt. Erciyes, central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 256, 16-28.
 - Karaoglu, O. and Helvaci, C., 2012. Growth, destruction and volcanic facies architecture of three volcanic centres in the Miocene Uşak-Güre basin, western Turkey: Subaqueous-subaerial volcanism in a lacustrine setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 245-246, 1-20.
 - Kataoka, K. and Nakajo, T., 2002. Volcaniclastic resedimentation in distal fluvial basins induced by large-volume explosive volcanism: The Ebisutoge-Fukuda tephra, Plio-Pleistocene boundary, central Japan. *Sedimentology*, 49, 319-334.
 - Manassero, M., Zalba, P.E., Andreis, R.R. and Morosi, M. 2000. Petrology of continental pyroclastic and epiclastic sequences in the Chubut Group (Cretaceous): Los Altares-Las Plumas area, Chubut, Patagonia Argentina. *Revista Geologica de Chile*, 27, 13-26.
 - Martina, F., Davila, F.M. and Astini, R.A., 2006. Mio-Pliocene volcaniclastic deposits in the Famatina Ranges, southern Central Andes: A case of volcanic controls on sedimentation in broken foreland basins. *Sedimentary Geology*, 186, 51-65.
 - Pike, R. J. and Clow, G. D., 1981. Revised classification of terrestrial volcanoes of topographic dimensions with new results on edifice volcano. US Geological Survey. Open file report, of 81-1038.
 - Santacroce, R., Cioni, R., Marianelli, P., Sbrana, A., Sulpizio, R., Zanchetta, G., Donahue, D. J. and Joron, J. L., 2008. Age and whole rock glass compositions of proximal pyroclastics from the major explosive eruptions of Somma-Vesuvius: A review as a tool for distal tephrostratigraphy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 1-18.
 - Sigurdsson, H., Houghton, B.F., Mc Nutt, S.R., Rymer, H. and Stix, J., 2000. *Encyclopedia of volcanoes*, Academic Press, 1417.
 - Smith, G. A. and Lowe, D. R., 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris-flow-hyperconcentrated flow continuum in Fisher RV and Smith GA (eds) *Sedimentation in Volcanic Settings*. SEPM Special Publication, 45, 59-70.
 - Stocklin, J. and Setudenia, A., 1971. Stratigraphic lexicon of Iran. Geological survey of Iran, Tehran. tephrostratigraphy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 1-18.
 - Vessell, R. K. and Davis, D. K., 1981. Non-marine sedimentation in an active fore-arc basin. In: *Recent and ancient non-marine depositional environments: models for exploration*, F. G. Etheridge and R. M. Flores (Eds), SEPM Special Publication, 31, 31-45.
 - Williams, H. and Mc Birney, A. R., 1979. *Volcanology*. Freeman Cooper and Co, San Francisco, 397.
 - Wright, J. V., Smith, A. L. and Self, S., 1980. A working terminology of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, 315-336.

سن چین‌خوردگی تاقدیس جریک در فروافتادگی دزفول براساس مطالعه هندسه چینه‌های رشدی

احمد لشگری^{۱*}، محمودرضا هیهات^۲، محمد مهدی خطیب^۳ و مهدی نجفی^۴

۱. دکتری تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۳. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۴. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۱۲/۱۵

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۲/۱۵

چکیده

نحوه توسعه زمانی و مکانی دگرریختی در کمربندهای چین‌خورده-رانده یکی از جنبه‌های مهم درک تکامل ساختاری این پهنه‌های دگرریخت شده است. با تعیین سن دگرریختی در یک ناحیه و مقایسه آن با نواحی مختلف یک کمر بند چین‌خورده-رانده می‌توان به درک بهتری از تاریخچه تکامل ساختاری آن دست یافت. زمان شروع و نحوه توسعه دگرشکلی (کوهزایی) در کمر بند چین‌خورده-رانده زاگرس از موضوعاتی است که به‌طور گسترده‌ای بررسی شده و باور عمومی بر آن است که کوهزایی در زاگرس از میوسن با برخورد دو ورقه ایران مرکزی و عربستان شروع و از شمال شرق به جنوب غرب به تدریج توسعه یافته است. در این پژوهش، سن چین‌خوردگی بر اساس مطالعه هندسه نهشته چینه‌های رشدی، اواخر میوسن میانی (سراوالین) برآورد شده است. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که زمان آغاز چین‌خوردگی تاقدیس جریک در این ناحیه هم‌زمان با نهشته شدن آجاجاری زیرین است.

واژه‌های کلیدی: فروافتادگی دزفول، تاقدیس جریک، سازند آجاجاری، چینه‌های رشدی.

مقدمه

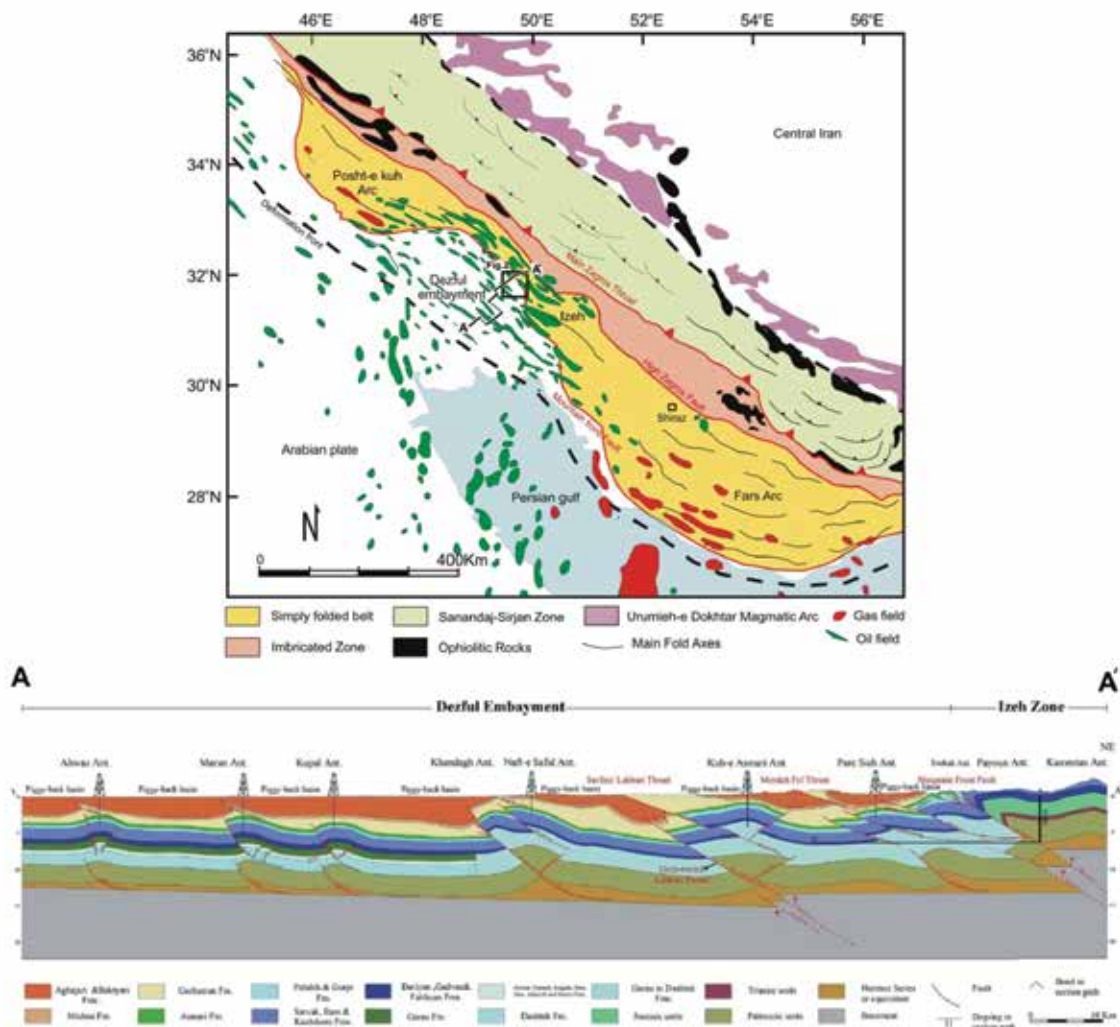
زمان‌سنجی رسوبات نهشته شده هم‌زمان با تکتونیک (چینه‌های رشدی)، نقش مهمی در تعیین زمان دگرریختی سامانه‌های چین‌رانده در کمربندهای کوهزایی دارد. در گذشته تعیین سن چین‌خوردگی با استفاده از روش‌های مختلفی انجام شده است از جمله: در هیمالیا (Burbank et al., 1988)، در آند (Jordan and Alonso, 1987)، در آلپ (Reynolds et al., 1990) و در پیرنه (Burbank et al., 1992). در زاگرس نیز اخیراً چند تلاش برای زمان‌سنجی چینه‌های رشدی انجام شده است (Homke et al., 2004; Khadivi et al., 2010; Emami, 2008; Ruh et al., 2014; Najafi et al., 2020). تمامی مطالعات انجام شده در نواحی مختلف زاگرس چین‌خورده انجام شده است. در این پژوهش در فروافتادگی دزفول با استفاده از مطالعه هندسه چینه‌های رشدی در توالی رسوبی مربوط به نئوژن مطالعه زمان شروع شکل‌گیری چینه‌های رشدی، زمان آغاز چین‌خوردگی در این ناحیه محاسبه شده است.

* نویسنده مرتبط: ahmadlashkari@ymail.com

موقعیت زمین ساختی گستره مورد مطالعه

در مجاورت یکی از میادین نفتی فروافتادگی دزفول (میدان پره سیاه) است (شکل‌های ۱ و ۲). ساختمان زمین‌شناسی که در این پژوهش مورد مطالعه قرار گرفته است تاقدیس جریک است که در گستره جغرافیایی ذکر شده قرار گرفته است.

گستره مورد مطالعه در استان خوزستان و ۲۰ کیلومتری شرق شهر مسجد سلیمان قرار گرفته است. این گستره در موقعیت طول‌های جغرافیایی ۴۹°۲۰' تا ۴۹°۵۰' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۱°۴۰' تا ۳۲°۰۰' شمالی قرار دارد و



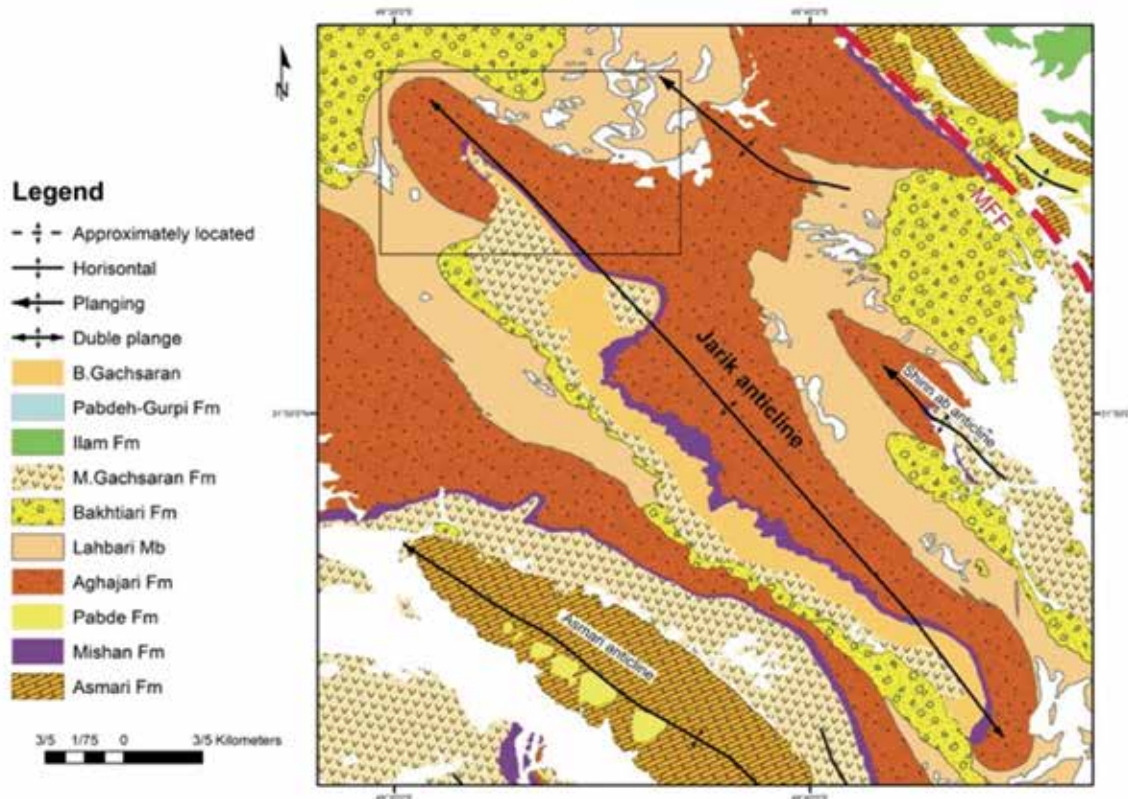
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی کمربند چین-رانده زاگرس موقعیت منطقه مورد مطالعه در شکل ۲ (کادر سیاه رنگ) و برش ناحیه‌ای دربرگیرنده بخشی از پهنه‌های ایذه و فروافتادگی دزفول (برگرفته از Derikvan et al., 2018)

با امتدادی شمالی-جنوبی به نام زون گسلی کازرون قرار دارد. این فروافتادگی را باید حوضه‌ای رسوبی با فرونشست تدریجی در جنوب کمربند چین‌خورده زاگرس دانست (Berberian., 1995). فروافتادگی دزفول نسبت به مناطق هم‌جوار از نظر زمین ساختی پایدارتر است لذا از فارس، لرستان و پس بوم بندرعباس کمتر چین‌خورده است. این اختلاف شاید با جابجائی‌های جانبی در راستای خمش بالا

فروافتادگی دزفول در جنوب‌غربی زاگرس دربرگیرنده بیشتر میدان‌های نفتی تاقدیسی ایران است. سه پدیده مهم ساختاری حدود فروافتادگی دزفول را تعیین می‌کنند. در شمال، منطقه خمشی با جهت شرقی-غربی به نام بالارود، در شمال شرقی، پهنه خمشی جبهه کوهستانی که راستایی شمال غربی-جنوب شرقی دارد و در حد شرق و جنوب شرقی یک پهنه پیچیده خمشی و گسلی

غرب فارس دیده می‌شود، در فروافتادگی دزفول مشاهده نمی‌شود. به علاوه ستبرای پوشش رسوبی در فارس به مراتب کمتر از فروافتادگی دزفول است. از دیگر تفاوت‌های مهم حضور گنبد‌های نمکی در فارس و نبود آن‌ها در فروافتادگی دزفول است. دیگر مشخصه فرونشست دزفول آن است که سازند آسماری در آن رخمون ندارد.

رود و پهنه گسله کازرون جبران می‌شود. با نگاهی اجمالی به نقشه زمین‌شناسی زاگرس می‌توان دریافت که تفاوت‌های ویژه‌ای بین ساختمان‌های سکوی فارس و فروافتادگی دزفول موجود است، به‌طور مثال در فارس تاقدیس‌ها دچار فرسایش ژرف‌تری شده‌اند و ناودیس‌ها در سکوی فارس بسیار باریک هستند، درحالی‌که در فروافتادگی دزفول چنین نیست. از سوی دیگر نزدیکی و تنگاتنگی تاقدیس‌ها که در



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی تاقدیس جریک (کادر سیاه رنگ موقعیت شکل ۹ را نشان می‌دهد)

چینه‌های رشدی

مشاهده شده در داده‌های لرزه‌ای اغلب به‌عنوان نتیجه چین‌خوردگی و نسبت رسوب‌گذاری به برخاستگی در نظر گرفته می‌شوند (Shaw et al., 1997).

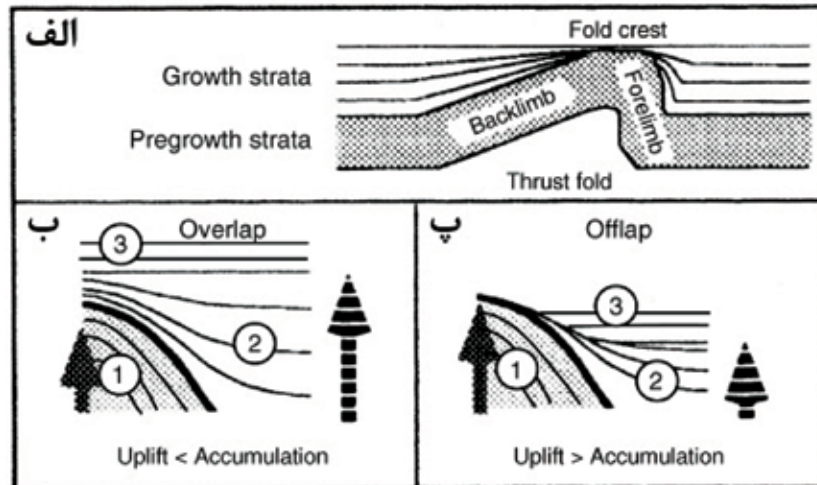
شناخت چینه‌های رشدی در سطح

از آنجا که چینه‌های رشدی شامل توالی رسوبی نهشته شده هم‌زمان تکتونیک هستند، با توجه به موقعیت قرارگیری نسبت به محور و دماغه چین در حال شکل‌گیری و همچنین تغییر میدان تنش و چرخش محور چین حین

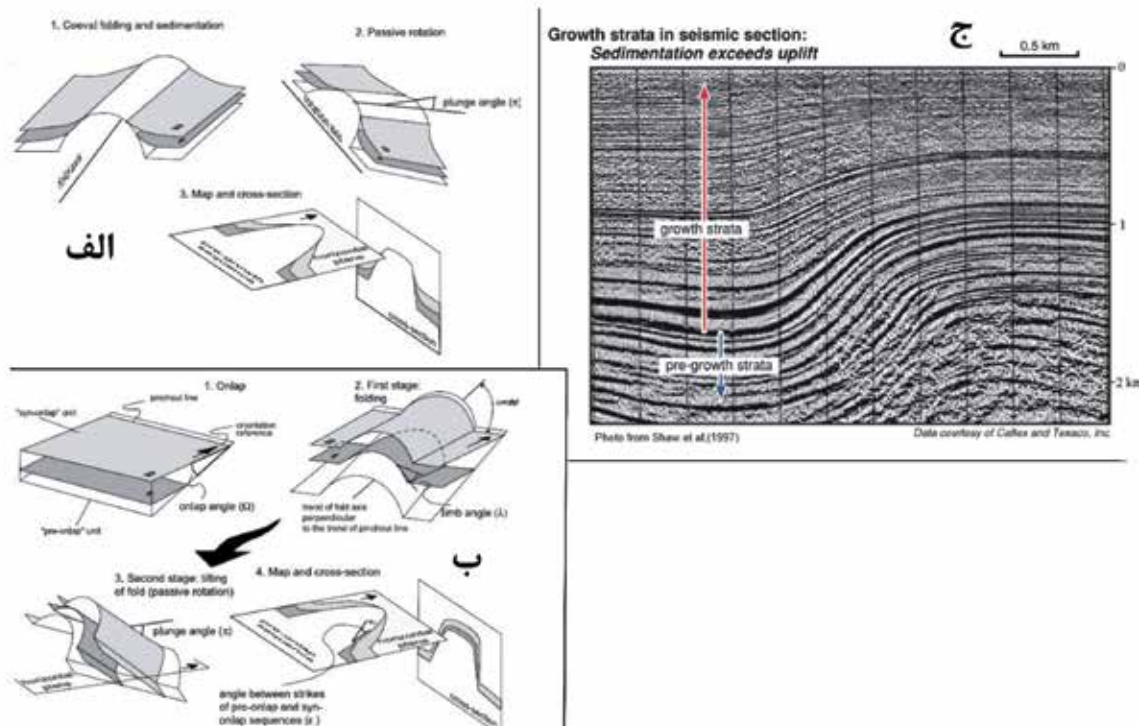
چینه‌های رشدی یا هم‌زمان با تکتونیک فواصل چینه‌ای هستند که در طول دگرریختی حاصل از فعالیت تکتونیکي نهشته شده‌اند (شکل ۳). بنابراین، تعیین سن چینه‌های رشدی، زمان دگرریختی را تعیین می‌کنند (Verges et al., 2002). در چین‌های مرتبط با گسل، چینه‌های رشدی از سمت یال‌ها به سمت ناحیه لولای برخاسته، نازک می‌شوند. هندسه ساختارهای رشدی توسط سازوکار چین‌خوردگی، میزان نسبی نرخ رسوب‌گذاری و همچنین برخاستگی کنترل می‌شوند. بدین ترتیب، الگوهای رشدی

گوهای شکل می‌شود که نازک شدگی آن به سمت دماغه چین یا جهت میل محور می‌باشد. اما در صورتی که کج شدگی محور چین هم‌زمان با ادامه رسوب‌گذاری چین‌های رشدی باشد هندسه چین‌های رشدی در سطح به صورت گوه‌ای شکل اما دارای انحنا در می‌آید (شکل ۴-الف، ب).

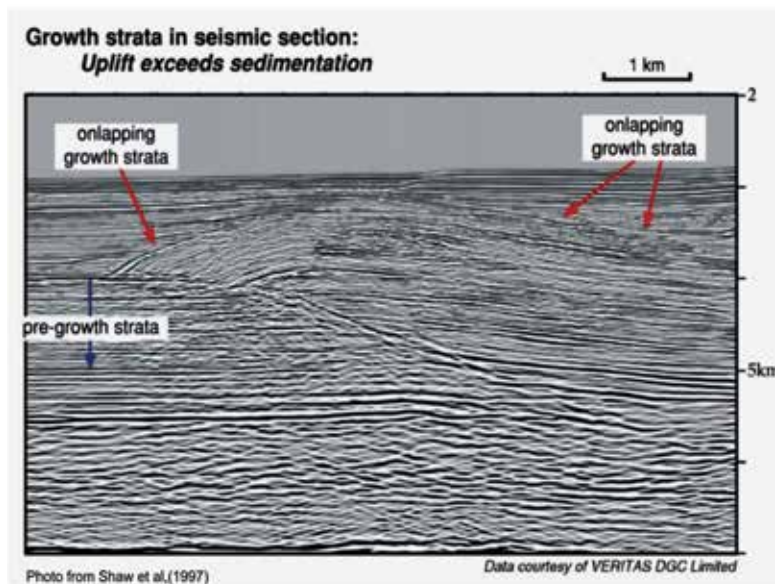
رسوب‌گذاری، اشکال مختلفی از چین‌های رشدی در سطح ایجاد می‌شود (Casas-Sainz et al., 2005). در نواحی نزدیک دماغه چین و یا هنگامی محور چین بعد از توقف رسوب‌گذاری چین‌های رشد دچار کج شدگی شده و شیب‌دار گردد، هندسه چین‌های رشدی در سطح به صورت



شکل ۳. الف) شکل‌گیری چین‌های رشدی هم‌زمان با چین‌خوردگی، ب) هندسه چین‌های رشدی در حالتی که رسوب‌گذاری از برخاستگی ناشی از چین‌خوردگی بیشتر است، پ) هندسه چین‌های رشدی در حالتی که برخاستگی ناشی از چین‌خوردگی از رسوب‌گذاری بیشتر است (Burbank and Verges, 1994)



شکل ۴. الگوهای متفاوت چین‌های رشدی ایجاد شده در سطح و مقطع با توجه به، الف) موقعیت قرارگیری نسبت به محور و دماغه چین در حال شکل‌گیری، ب) تغییر میدان تنش و چرخش محور چین حین رسوب‌گذاری (Casas-Sainz et al., 2005)، پ) چین‌های رشد در نیمرخ لرزه‌ای در حالتی که میزان برخاستگی از رسوب‌گذاری بیشتر است (Shaw et al., 1997)



شکل ۵. چینه‌های رشد در نیمرخ لرزه‌ای در حالی که میزان برخاستگی از رسوب‌گذاری کمتر است (Shaw et al., 1997)

اطلاعات عکس‌های ماهواره‌ای و همچنین نیمرخ‌های لرزه‌ای تهیه شده، تغییر ضخامت واقعی لایه‌ها و همچنین تغییر شیب آن‌ها هم در سطح و هم در نیمرخ‌های لرزه‌ای قابل مشاهده است (شکل‌های ۶ تا ۱۰). همچنین حالت بازشدگی و افشانی شدن اثر سطحی لایه‌ها از سمت دماغه تاقدیس به سمت میانه آن که ناشی از تغییر ضخامت آنها است در یال شمال شرقی به خوبی دیده می‌شود.

بر اساس اطلاعات حاصل از منابع ذکر شده در توالی رسوبی رخنمون شده در تاقدیس جریک (سازندهای گچساران، میشان، آغاچاری و بختیاری) تغییر ضخامت و افزایش لایه‌ها در یال نسبت به دماغه تاقدیس در آغاچاری زیرین به بعد دیده می‌شود و در آغاچاری زیرین و قبل از آن ضخامت لایه‌ها در تمام نواحی تاقدیس ثابت است بنابراین در این تاقدیس، آغاچاری زیرین به بعد به‌عنوان چینه‌های هم‌زمان با رشد و و قبل از آغاچاری زیرین به‌عنوان چینه‌های قبل از رشد در نظر گرفته می‌شوند. شروع چینه‌های رشد با دامنه تغییر چند ده متری در آغاچاری زیرین قابل تشخیص است (شکل‌های ۱۰ و ۱۱)، بنابراین شروع چین خوردگی این تاقدیس هم‌زمان با نهشته شدن آغاچاری زیرین در این منطقه اتفاق افتاده است.

1. Onlap

2. Post-tectonic

چینه‌های رشدی در مقاطع لرزه‌ای

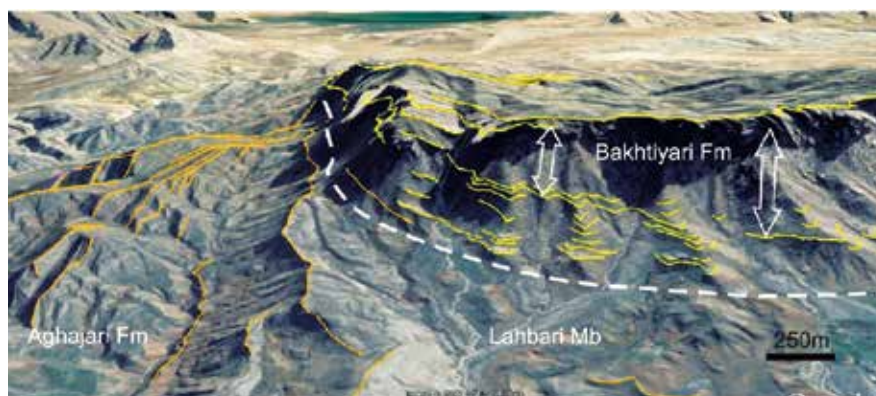
در حالی که میزان رسوب‌گذاری کمتر از میزان برخاستگی است، چینه‌های رشدی به‌طور مشخص توسط دو یا تعداد بیشتری بازتابنده لرزه‌ای تشخیص داده می‌شوند که به سمت برخاستگی ساختمانی نازک می‌شوند. چینه‌های رشدی همه در یک یا تعداد بیشتری از یال‌های ساختمان چین می‌خورند. چینه‌های رشدی به سمت قله برخاستگی نازک می‌شوند (شکل ۴-پ) در حالی که میزان برخاستگی از رسوب‌گذاری کمتر باشد، واحدهای رشدی به‌طور معمول به سمت قله برخاستگی نازک شده و پیش‌رونده^۱ خاتمه می‌یابند واحدهای رشدی همواره در بالای قله برخاستگی حضور ندارند، اما در یک یا تعداد بیشتری از یال‌های ساختمان چین می‌خورند (شکل ۵) (Shaw et al., 1997). در این حالت، چینه‌های رشدی به سمت قله برخاستگی یک چین مرتبط با گسل پیش‌رونده خاتمه می‌یابند و با رسوبات پس از تکتونیک^۲ پوشیده می‌شوند (Shaw et al., 1997).

چینه‌های رشدی در منطقه مورد مطالعه

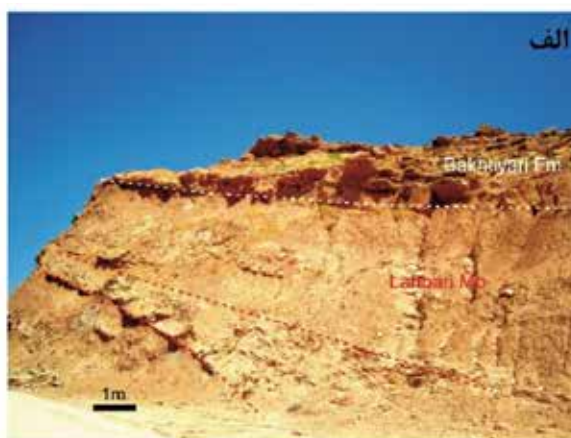
در منطقه مورد مطالعه و در یال شمال شرقی تاقدیس جریک بر اساس مشاهدات حاصل از عملیات صحرایی،



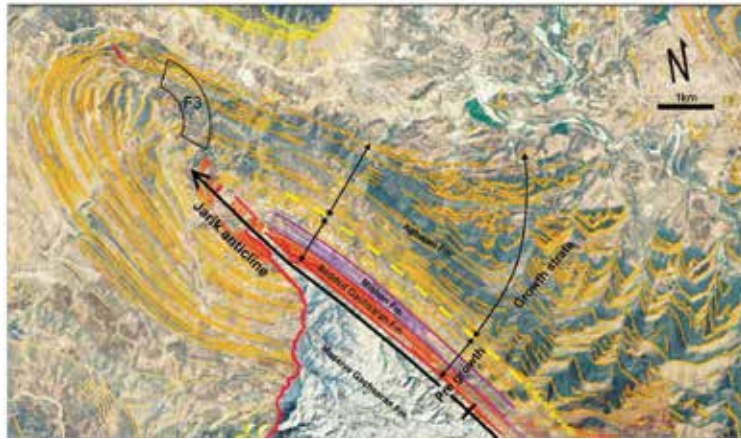
شکل ۶. تصویر بانوراما نشان‌دهنده تغییر شیب لایه‌ها در یال شمال شرقی تاقدیس جریک (مرکز تصویر دید به سمت جنوب شرق با موقعیت F3 در شکل ۹)، خط چین‌های سفید نشان‌دهنده لایه‌بندی است



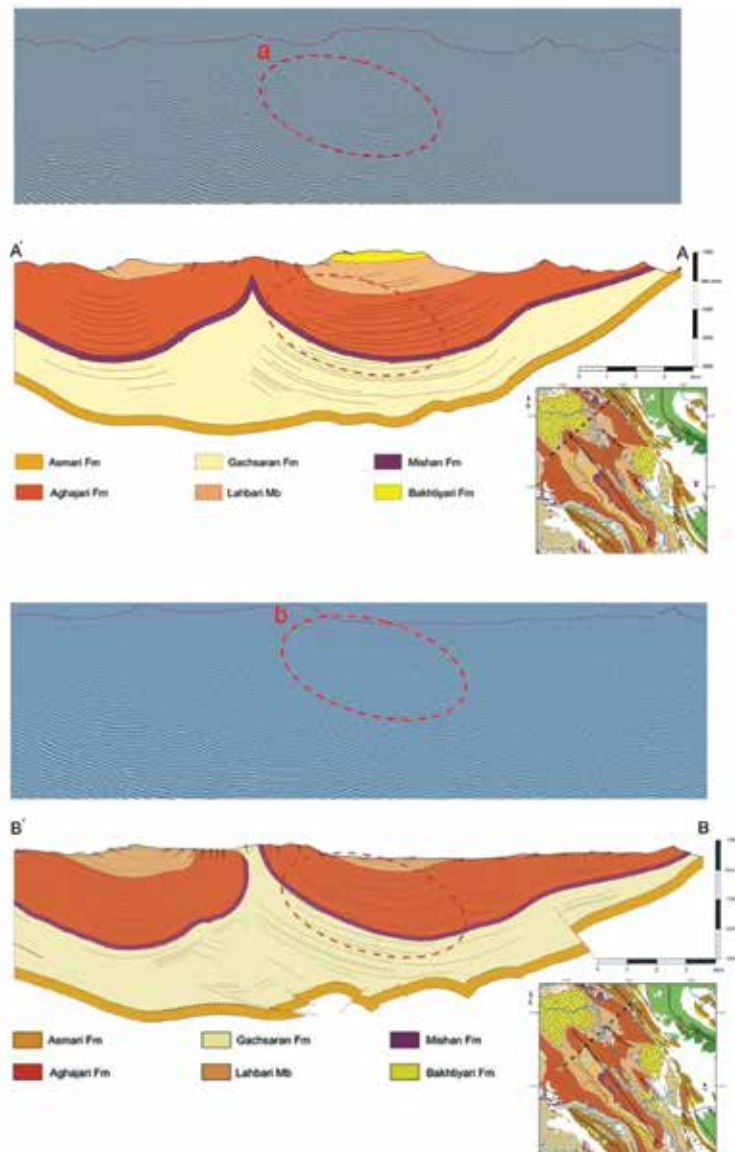
شکل ۷. تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده تغییر ضخامت و تغییر شیب لایه‌ها (چینه‌های رشدی) در تاقدیس شمال شرقی تاقدیس جریک (تاقدیس پره سیاه)، خط چین سفید رنگ مرز بین آغاچاری و لهبری را نشان می‌دهد (دید به سمت جنوب شرق)



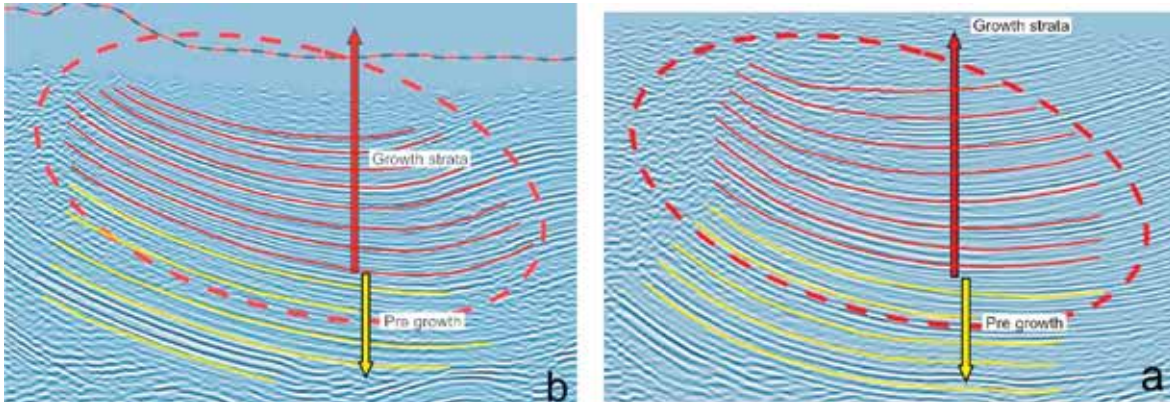
شکل ۸. تغییر ضخامت و گوه‌ای شدن لایه‌ها (چینه‌های رشدی) در یال شمال شرقی تاقدیس جریک، الف) دید به سمت شمال، ب و پ) دید به سمت جنوب شرق



شکل ۹. تصویر ماهواره‌ای دماغه شمال غربی تاقدیس چریک که موقعیت آن در شکل ۲ نشان داده شده است، چینه‌های قبل از رشد (Pre growth) شروع چینه‌های رشد (Base of growth) و چینه‌های رشد (Growth strata). F3 میدان دید شکل ۶ را نشان می‌دهد



شکل ۱۰. نیمرخ‌های لرزه‌ای و مقاطع ساختمانی AA' و BB' از تاقدیس چریک. کادرهای بیضی شکل a,b محل چینه‌های رشدی را نشان می‌دهد



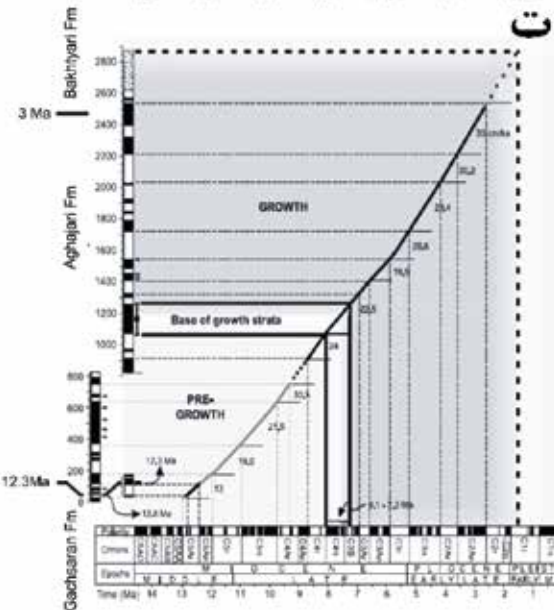
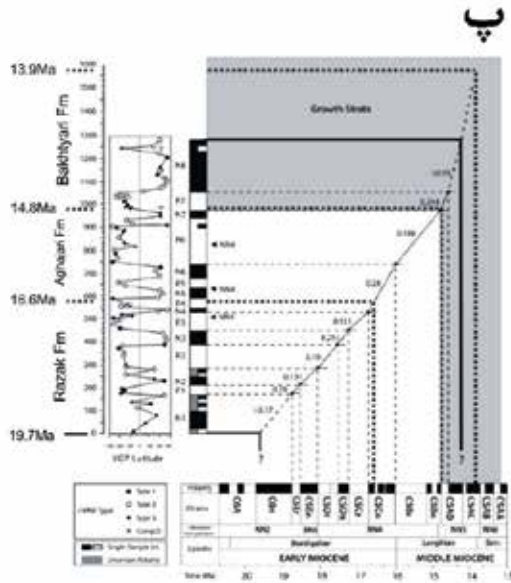
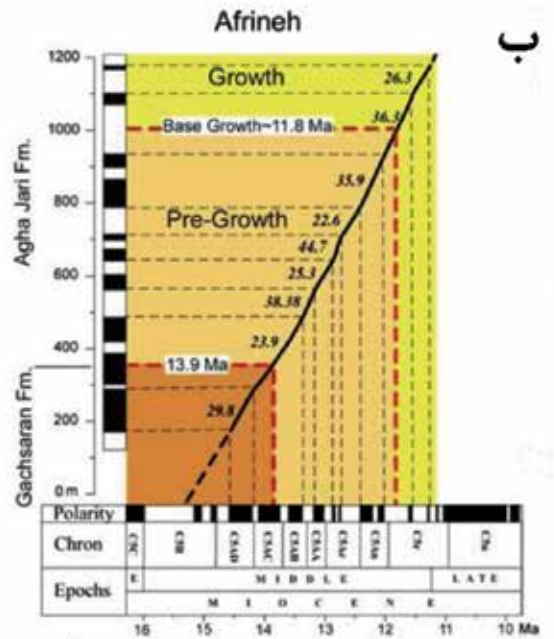
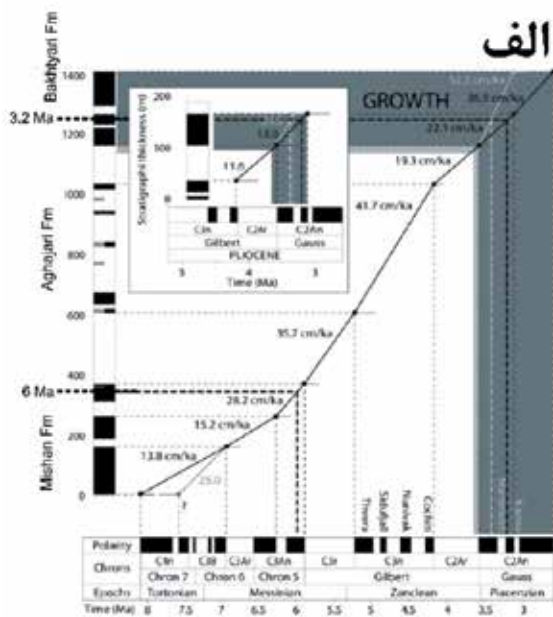
شکل ۱۱. a و b چین‌های رشدی در مقاطع ساختمانی AA' و BB' (شکل ۱۰)، در چین‌های رشدی بازتابنده‌های لرزه‌ای (خطوط قرمز رنگ) هندسه گوه‌ای شکل دارند، درحالی‌که در چین‌های پیش از رشد بازتابنده‌های لرزه‌ای هندسه موازی (خطوط زرد رنگ) دارند

سن چین خوردگی در شمال شرقی فروافتادگی دزفول

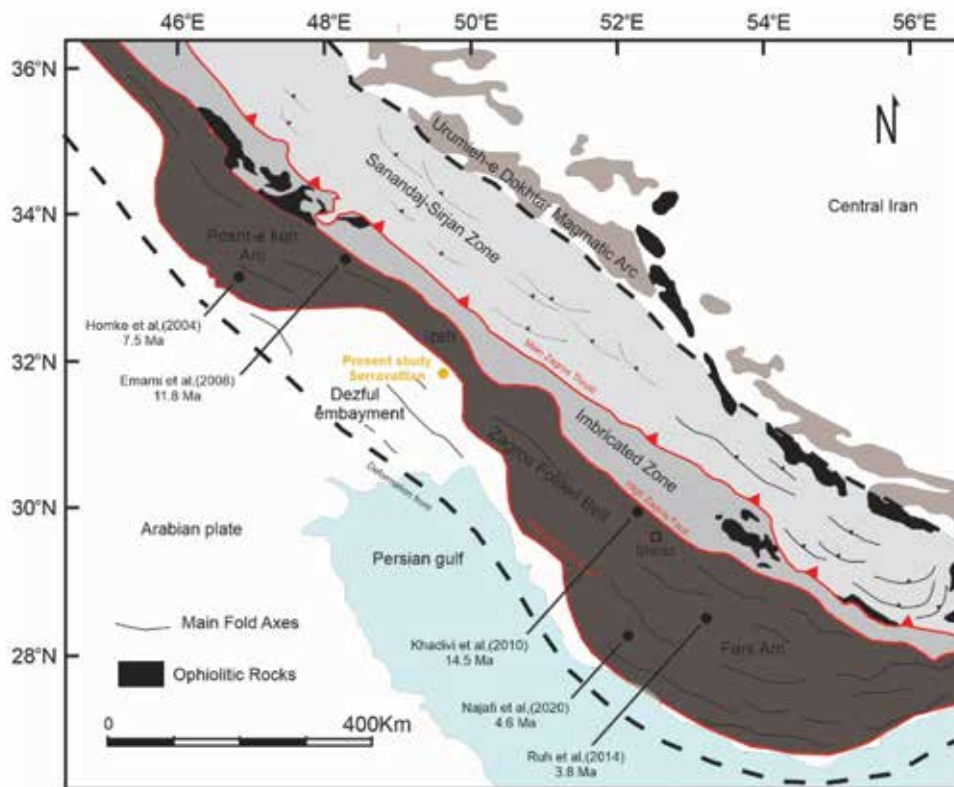
(Homke et al., 2004) انجام شده است. آنها در پژوهش خود زمان آغاز چین خوردگی را ۸/۱ تا ۷/۲ میلیون سال پیش برآورد کرده‌اند (شکل ۱۲).

همان‌طور که گفته شد چین‌های رشدی (اولین لایه‌های رشدی شکل گرفته) در یال شمال شرقی تاقدیس جریک در آجاجاری زیرین شکل گرفته‌اند. (Piruz et al., 2015) با استفاده از روش مطالعه ایزوتوپ‌های استرنسیم سن سازند میشان را در نواحی مختلف زاگرس محاسبه کرده‌اند، ایشان در مطالعه خود سن راس سازند میشان را در ناحیه مسجدسلیمان که در فاصله نزدیکی (۲۵ کیلومتری) از تاقدیس جریک قرار دارد، اوایل سراوالین به دست آوردند. بنابراین بر مبنای سن تعیین شده توسط (Piruz et al., 2015) برای راس سازند میشان و سن به دست آمده سازند آجاجاری توسط مطالعات انجام شده قبلی (Homke et al., 2004; Khadivi et al., 2010; Emami, 2008)؛ زمان آغاز چین خوردگی در این ناحیه هم‌زمان با رسوب‌گذاری آجاجاری زیرین یعنی اواخر میوسن میانی (آشکوب سراوالین) برآورد می‌شود. براساس سن‌های به دست آمده برای چین خوردگی در این مطالعات به نظر می‌رسد روند مهاجرت چین خوردگی در کمربند زاگرس از جنوب شرق به سمت شمال غرب است (شکل ۱۳). اثبات این فرضیه نیازمند مطالعات بیشتر است.

چینه‌های رشدی ایجاد شده در تاقدیس جریک که هم در سطح و هم در تصاویر لرزه‌ای قابل مشاهده‌اند، هم‌زمان با چین خوردگی تاقدیس جریک شکل گرفته‌اند. بالآمدگی ناشی از چین خوردگی از نرخ رسوب‌گذاری بیشتر است که فعالیت بالای تکتونیکی در این محل را نشان می‌دهد قدیمی‌ترین ناپیوستگی پیش‌رونده یا چین‌های رشدی در نئوزن توسط (Khadivi et al., 2010) در شمال غربی کمان فارس گزارش شده است. در آنجا شروع دگرریختی هم‌زمان است با آغاز نهشته شدن رسوبات رودخانه‌ای بختیاری در حدود ۱۴ تا ۱۵ سال پیش. (Ruh et al., 2014) در ناحیه کوه قل در فارس مرکزی زمان آغاز چین خوردگی را ۳/۸ میلیون سال پیش برآورد نمودند در آنجا نیز شروع دگرریختی هم‌زمان با آغاز نهشته شدن رسوبات رودخانه‌ای بختیاری برآورد شده است. (Najafi et al., 2020) زمان آغاز چین خوردگی در ناودیس دولت‌آباد واقع در فارس ساحلی را حدود ۴/۶ میلیون سال پیش به دست آوردند مگنتواستراتیگرافی چین‌های رشد کمان پشت کوه در لرستان توسط (Emami, 2008) انجام شده و در آن سن شروع دگرریختی را ۱۱/۸ میلیون سال برآورد کرده‌اند که نشان می‌دهد چین خوردگی فارس مرکزی از کمان پشت کوه جوان‌تر است. مطالعه دیگری از این دست در کمان پشت کوه نزدیک گسل پیشانی کوهستان توسط



شکل ۱۲. نمودار انطباق ستون‌های مگنتواستراتیگرافی به دست آمده در مطالعات پیشین با جدول زمانی جهانی قطبیت مغناطیس زمین و سنین به دست آمده در این مطالعات برای آغاز چین‌خوردگی و سازندهای حاوی چین‌های رشدی در این مناطق، الف) (Ruh et al., 2014)، ب) (Emimi, 2008)، پ) (Khadivi et al., 2010)، ت) (Homke et al., 2004)



شکل ۱۳. مطالعات انجام شده برای تعیین سن چین خوردگی با استفاده از مگنتواستراتیگرافی چینه‌های رشد در کمربند چین رانده زاگرس

نتیجه‌گیری

چینه‌های رشدی ایجاد شده در تاقدیس جریک که هم در سطح و هم در تصاویر لرزه‌ای قابل مشاهده‌اند، هم‌زمان با چین خوردگی تاقدیس جریک شکل گرفته‌اند. براساس سنین به دست آمده در مطالعات قبلی سن پایه چینه‌های رشدی (اولین لایه‌های رشدی شکل گرفته) اواخر میوسن میانی (سراوالین) برآورد می‌شود. بر همین اساس سن آغاز چین خوردگی در شمال شرق فروافتادگی دزفول برابر همین سن تخمین زده می‌شود. همچنین بالآمدگی ناشی از چین خوردگی از نرخ رسوب‌گذاری بیشتر است که فعالیت بالای تکتونیک در این محل را نشان می‌دهد. براساس سن‌های به دست آمده چین خوردگی بر مبنای این پژوهش و مطالعات قبلی که در فاصله به نسبت یکسانی از گسل زاگرس مرتفع قرار گرفته‌اند، به نظر می‌رسد روند مهاجرت چین خوردگی در کمربند زاگرس از جنوب شرق به سمت شمال غرب است (شکل ۱۳).

سپاسگزاری

انجام این پژوهش با حمایت‌های مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران صورت گرفته است. بدین وسیله از تمام عزیزانی که در تدوین این پژوهش ما را یاری کرده‌اند، صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.

منابع

- Berberian, M., 1995. Master Blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241, 193-224.
- Burbank, D.W., Puigdefa' bregas, C. and Mun_oz, J.A., 1992. The chronology of eocene tectonic and stratigraphic development of the Eastern Pyrenean Foreland Basin, Northeast Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1101-1120.
- Burbank, D.W. and Reynolds, R.G.H., 1988. Stratigraphic keys to the timing of thrusting

- in Terrestrial Foreland Basins: applications of the Northwestern Himalaya. In: *New Perspectives in Basin Analysis* (Ed. by K.L. Kleinspehn and C. Paola), Springer-Verlag, New York, 331-351.
- Burbank, D.W. and Vergés, J., 1994. Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. *Journal of Geophysical Research* 99, 20281-20297.
 - Casas-Sainz, A.M., Soto-Marín, R., González, A. and Juan José Villalán, J.J., 2005. Folded onlap geometries: implications for recognition of syn-sedimentary folds. *Journal of Structural Geology* 27, 1644-1657.
 - Derikvand, B., Alavi, A., Abdollahie Fard, I. and Haji Ali Beigi, H., 2018. Folding style of the Zagros foreland and foredeep: signatures of detaching horizons, deep-rooted faulting and syn-deformation deposition. *Marine and Petroleum Geology*, 91, 501-518.
 - Emami, H., 2008. Foreland propagation of folding and structure of the Mountain Front Flexure in the Pusht-e Kuh arc (NW Zagros, Iran), PhD thesis, University de Barcelona, Barcelona, 118.
 - Homke, S., Verges, J., Garces, M., Emami, H. and Karpuz, R., 2004. Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush Arc (Lurestan Province, Iran), *Earth and Planetary Science Letters*, 225(3-4), 397-410.
 - Jordan, T.E. and Alonso, R.N., 1987. Cenozoic stratigraphy and Basin Tectonics of the Andes Mountains, 20-281 South Latitude. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 49-64.
 - Khadivi, S., Mouthereau, F., Larrasoana, J. C., Verges, J., Lacombe, O., Khademi, E., Beamud, E., Melinte-Dobrinescu, M. and Suc, J. P., 2010. Magnetostratigraphy of synorogenic Miocene foreland sediments in the Fars arc of the Zagros Folded Belt (SW Iran), *Basin Research*, 22,6, 918-932.
 - Najafi, M., Beamud, E., Ruh, J., Mouthereau, F., Tahmasbi, A. Bernaola, G., Yasaghi, A., Motamedi, H., Sherkati, S., Hassan Goodarzi, M.G. and Vergés, J., 2020. Pliocene growth of the Dowlatabad syncline in Frontal Fars arc: Folding propagation across the Zagros Fold Belt, Iran: *Geological Society of America Bulletin* (2020).
 - Pirouz, M., Simpson, G., Chiaradia, M., 2015. Constraint on foreland basin migration in the Zagros mountain belt using Sr isotope stratigraphy, *Basin Research*, 27,6, 714-728.
 - Reynolds, J. H., Jordan, T. E., Johnson, N. M., Damanti, J. F. and Tabbutt, K. D., 1990. Neogene deformation of the Flat-Subduction Segment of the Argentine-Chilean Andes: magnetostratigraphic constraints from Las Juntas, La Rioja Province, Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 102, 1607-1622.
 - Ruh, J.B., Hirt, A.M., Burg, J.P. and Mohammadi, A., 2014. Forward propagation of the Zagros Simply Folded Belt constrained from magnetostratigraphy of growth strata. *Tectonics*, 33, 1534-1551
 - Schlunegger, F., Matter, A., Burbank, D.W. and Klaper, E.M., 1997. Magnetostratigraphic constraints on relationships between evolution of the Central Swiss Molasse Basin and Alpine Orogenic events. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 225-241.
 - Shaw, J. H., S. C. Hook, and Satrio, B., 1997. Complex structural reactivation defined by growth strata: *American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting Abstracts*, 6, 106.
 - Vergés, J., Marzo, M., and Muñoz, J.A., 2002. Growth strata in foreland settings. *Sedimentary Geology*, 146, 1-10.

تحلیل بافت، ساخت و محیط تشکیل تبخیری‌های سازند گند در برش ساران، البرز مرکزی، براساس داده‌های صحرایی، پتروگرافی و پراش پرتو ایکس

زینب علیزاده عرب^۱ و محبوبه حسینی برزی^{۲*}

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
۲. دانشیار، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۳/۱۸

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۶/۲۲

چکیده

سازند گند به سن ائوسن پسین در برش ساران واقع در البرز مرکزی، دارای لیتولوژی کربناته، مارنی، آذرآواری و تبخیری است و مرز زیرین و بالایی آن به ترتیب با سازندهای کرج و سرخ پایینی ناپیوسته است. این برش در بخش قابل توجهی از ضخامت خود دارای نهشته‌های تبخیری است. براساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و داده‌های پراش پرتو ایکس، نهشته‌های تبخیری سازند گند بیشتر شامل کانی‌های ژئپس، انیدریت، دولومیت، آهک و کوارتز هستند. مطالعات صحرایی و پتروگرافی نمونه‌های مورد مطالعه، حاکی از آن است که کانی‌های ژئپس و انیدریت به سه شکل اولیه (نوع اول)، ثانویه (نوع دوم) و ترشیاری (نوع سوم) تشکیل شده و دولومیت‌ها مرتبط با دیاژنز اولیه هستند. تبخیری‌های اولیه شامل لامینه‌ها و لایه‌هایی از ژئپس می‌باشند و در محیط زیرآبی کم‌عمق (سالینا) بر اثر تبخیر تشکیل شده‌اند. تبخیری‌های ثانویه با بافت نودولی، ساخت اینترولیتیک و قفس مرغی، در مرحله تدفین کم‌عمق (سبخای ساحلی) نهشته شده‌اند. در نهایت تبخیری‌های نوع سوم با بافت‌های آلاباسترین، پرفیرولاستیک و ساتن اسپار در نتیجه رخنمون یافتن تبخیری‌های اولیه و ثانویه در شرایط متغوریک فرآتیک به وجود آمده‌اند. فراوانی کانی‌های تبخیری در برش ساران، به همراه شواهد دیگر در این نهشته‌ها، بیان‌کننده گسترش شرایط آب و هوایی گرم و خشک در زمان تشکیل سازند گند است. با توجه به لایه‌ای بودن رسوبات تبخیری سازند گند در برش ساران، و همراهی آن‌ها با رخساره‌های کم‌عمق دریایی و وجود ضخامت قابل توجه نهشته‌های آذرآواری سازند کرج در زیر این نهشته‌ها، می‌توان منبع یون لازم را برای نهشت این واحدهای تبخیری، آب دریای ائوسن و همچنین مهاجرت یون‌ها از توف‌های قدیمی‌تر پیشنهاد کرد.

واژه‌های کلیدی: ائوسن پسین، پراش پرتو ایکس، سازند گند، سالینا، نهشته‌های تبخیری.

مقدمه

واژه تبخیری به سنگ‌هایی اطلاق می‌شود که از ته‌نشست شورابه‌های اشباع شده سطحی یا نزدیک به سطح، بر اثر تبخیر توسط نور خورشید حاصل می‌شود. نهشته‌های تبخیری به سه نوع اولیه، ثانویه و ترشیاری

(نوع سوم) تقسیم می‌شوند (Warren, 2006). براساس نظر Warren (2006) تبخیری اولیه به نمک‌هایی می‌گویند که توسط نور خورشید در حوضه‌های سطحی آب‌های خیلی شور ته‌نشست شده و شواهد

* نویسنده مرتبط: hosseini.barzi@gmail.com

بلورشناسی آن‌ها در طی فرایندهای رسوبی حفظ شده است. با تدفین تبخیری‌های اولیه و تغییر آنها طی فرایندهای دیاژنزی تبخیری‌های ثانویه تشکیل می‌شوند. همچنین در اثر بالآمدگی حوضه و حرکت سنگ‌های تبخیری ثانویه به نزدیک سطح زمین، انحلال تبخیری‌های ثانویه و در پی آن، تبخیر و ته‌نشست مجدد شورابه‌های حاصل، سنگ‌های تبخیری نوع سوم شکل می‌گیرد.

سازند کُند به صورت نهشته‌های مخلوط سیلیسی آواری، آذرآواری، تبخیری و کربناته، مرتبط با حوضه‌های محدود و محلی در مناطقی از دامنه‌های جنوبی البرز به سن ائوسن پسین و محدود بین دو ناپیوستگی تشکیل شده است (آقانباتی، ۱۳۸۵). تشکیل این حوضه‌های محلی در ساختار کلی رشته کوه‌های البرز به عنوان بخشی از سامانه آلپ-همیالیا و تحت تاثیر رخداد‌های کوهزایی آلپی ممکن شده است. (Allen et al., 2003; Alavi, 1996) نخستین کوهزایی آلپی واقعی در پالتوسن، هم‌زمان با رویداد لارامید، رخ داده که با گسلش راندگی، چین‌خوردگی و فراخاست، پیدایش حوضه‌های رسوبی میان کوهی، انباشت آواری‌های هم‌زمان با کوهزایی و مهاجرت پیش‌خشکی به سمت جنوب همراه هستند. کوهزایی بعدی در آغاز الیگوسن بوده که ماگماتیسیم درونی، از آب خارج شدن گسترده زمین و گسترش حوضه‌های میان کوهی را سبب شده است. بازپسین فاز کوهزایی آلپی در اواخر پلیوسن یا اوایل پلیستوسن صورت می‌گیرد و حاصل آن، گسلش، راندگی، مرتفع شدن و سیمای امروزی البرز است (آقانباتی، ۱۳۸۵).

گستره زمانی پالتوسن-ائوسن دوران بحرانی برای تکامل آب و هوای جهان هستند و شامل رخداد‌های افزایش دما می‌باشد، دمای فوق‌العاده بالا در پالتوسن-ائوسن تحت عنوان ماکزیمم دما معرفی شده است (Zachos et al., 2001 and 2008). رخداد افزایش دمای دوره‌ی ائوسن در اقیانوس تیتیس، هند، آرام و اطلس توسط محققین مختلف گزارش شده است (Jovane et al., 2007; Savian et al., 2014; Giorgioni et al., 2019 Bohaty and Zachos, 2003). در طی پالتوسن-ائوسن شرایط آب و هوایی از گلخانه‌ای به سردخانه‌ای تغییر کرده است

با توجه به ضخامت قابل توجه نهشته‌های تبخیری در برش ساران (در مجموع ۲۲۰ متر) و اهمیت اقتصادی آن، در این پژوهش سعی بر آن است تا با مطالعه صحرایی و پتروگرافی این تبخیری‌ها به بررسی ویژگی‌های بافتی و ساختی آنها پرداخته شده و بر این اساس محیط و شرایط تشکیل آنها مورد بررسی قرار گیرد. این دست مطالعات می‌تواند گامی باشد برای روشن شدن محیط رسوبی، شرایط آب و هوایی و جغرافیای دیرینه البرز طی ته‌نشست این رسوبات در ائوسن پسین و چگونگی تغییرات ثانویه آن پس از نهشت باشد.

چینه‌شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه

A: دولومادستون، مارن و سنگ‌آهک خاکستری رنگ با بین لایه‌های نازک تبخیری (۳۰ متر)، B: واحد سفید و خاکستری رنگ تبخیری پایینی (با توجه به ضخامتشان (۱۵۰ متر) معدن گچ را به خود اختصاص داده‌اند)، C: مادستون و دولومادستون کرمی رنگ با بین لایه‌هایی از مارن (۱۶ متر)، D: بین لایه‌هایی از شیل سبز و مارن قرمز رنگ (شش متر)، E: آهک نازک لایه کرمی رنگ (سه متر)، F: توالی مخلوط توف و آهک (پنج متر)، G: مادستون و دولومادستون با بین لایه‌های شیل سبز رنگ (۱۵ متر)، H: واحد سفید و خاکستری رنگ تبخیری بالایی (۷۰ متر)، و در نهایت I: دولومادستون و مادستون با بین لایه‌هایی از شیل و مارن قرمز رنگ (۱۱ متر) می‌باشد. (شکل ۲-الف، ب، پ و شکل ۳). مرز زیرین و بالایی تبخیری‌های مورد نظر در هر دو واحد با دولومادستون و مارن به صورت تدریجی مشاهده شده است. این واحد تبخیری به صورت گسترده با ضخامت‌های متفاوتی در نواحی مختلف البرز (روستای گند، روستای ساران و روستای بلان آجان) رخمون دارد (آقانباتی، ۱۳۸۵؛ امیدی و همکاران، ۱۳۹۷).

برش مورد مطالعه در ۸۰ کیلومتری شمال شرق تهران، در مسیر جاده فیروزکوه، گستره شهر گیلاوند در فاصله ۲۰ کیلومتری جنوب این شهر واقع شده است (شکل ۱). این برش بین طول "۲۸' ۳۰" ۳۵° شرقی و عرض جغرافیایی "۰۸' ۱۰" ۵۲° شمالی در گستره ساختاری البرز مرکزی (جنوب البرز مرکزی)، قرار دارد و بخشی از ورقه ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی تهران به شمار می‌آید (دانشمند، ۱۳۶۵). مقطع مورد مطالعه در نزدیکی روستای ساران واقع شده است. فاصله برش نمونه از برش مورد مطالعه واقع در روستای ساران ۸۰ کیلومتر می‌باشد. مرز زیرین سازند با توف‌های سازند کرج به صورت ناپیوستگی هم‌شیب و مرز بالایی آن با تخریبی‌های سازند سرخ زیرین به صورت ناپیوستگی (زاویه‌دار) است. سازند گند در برش ساران با ضخامت کل ۳۰۶ متر، دارای دو واحد تبخیری می‌باشد. واحد تبخیری پایینی ۱۵۰ متر (ضخیم لایه) و واحد تبخیری بالایی ۷۰ متر (متوسط لایه) ضخامت دارند. توالی چینه‌شناسی این سازند در برش مورد مطالعه به ترتیب از قاعده شامل واحدهای

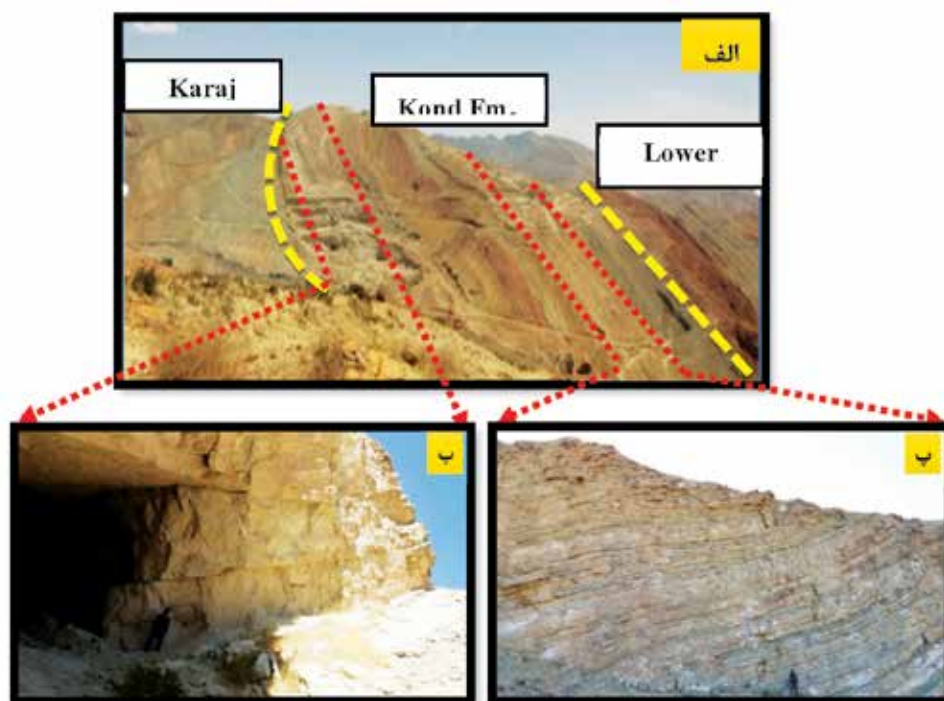


شکل ۱. راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (برگرفته شده از Google map)

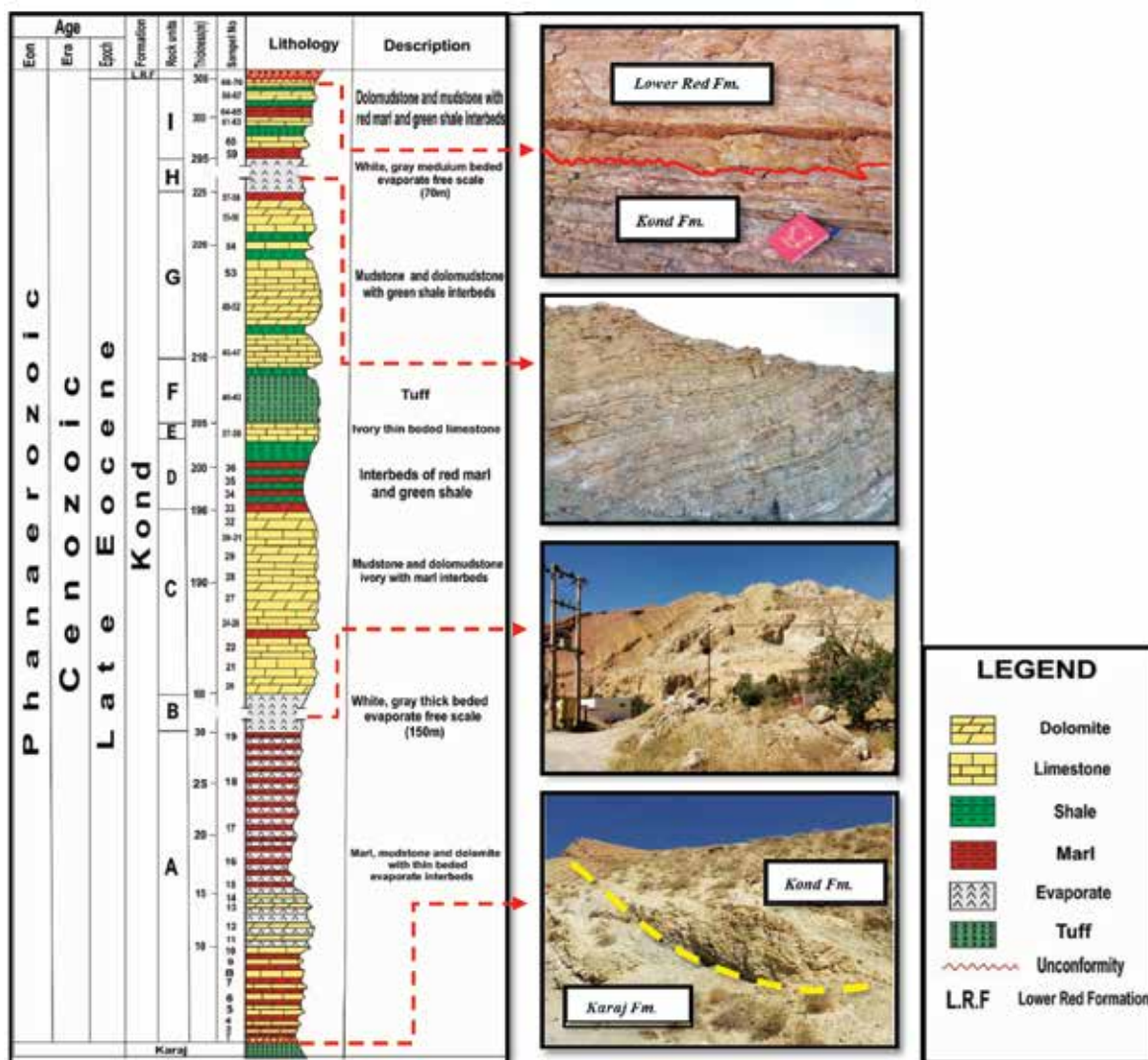
روش مطالعه

محلول سدیم کبالتی نیترات استفاده شده است (Hayes and Klugman, 1959). برای تعیین نوع کانی‌های رسی و کانی‌شناسی تبخیری موجود در نمونه‌های برداشت شده از سازند گند، تعداد پنج نمونه مارنی پودر شده با کمترین مقدار کربنات کلسیم، براساس نتایج آنالیز کلسی‌متری انتخاب شدند، آنالیز پراش پرتو ایکس در آزمایشگاه زرآما انجام شد. تعداد شش نمونه تبخیری از واحدهای پایینی و بالایی مورد آنالیز پراش پرتو ایکس در آزمایشگاه کریستالوگرافی دانشکده متالوژی و مواد دانشگاه تهران، در بازه پنج تا ۱۰۰ درجه توسط لامپ مس به طول موج ۱/۵۴ آنگستروم، سرعت چهار درجه بر دقیقه صورت گرفت. روش محاسبه درصد وزنی هم براساس روش ریتولد انجام شد. در نهایت برای نام‌گذاری آهک‌ها از طبقه‌بندی (Dunham, 1962)، برای نام‌گذاری توف‌ها از طبقه‌بندی (Pettijohn et al, 1987)، جهت تعبیر و تفسیر و نام‌گذاری دولومیت‌ها از مقاله (Adabi, 2009)، برای مطالعات تبخیری‌ها از (Warren, 2016) و برای تعیین و تشخیص میکروفاسیس‌ها از مدل (Wilson, 1975) و استاندارد (Flugel, 2010) استفاده شده است.

با مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی و عکس‌های هوایی و بررسی‌های صحرایی مقدماتی، برش ساران انتخاب شد. نمونه‌برداری از سازند مورد نظر با فواصل هر دو متر انجام شد و در بخش‌هایی که تغییرات لیتولوژی شدت می‌گرفت، به روش نمونه‌برداری هدفمند (Lewis and McConchie, 1994)، به ازاء هر یک متر و گاه نیم متر یک نمونه برداشت شد. در مجموع تعداد ۹۰ نمونه دولومیت، مارن، کربنات، آذرآواری و ۷۰ نمونه تبخیری در جهت عمود بر لایه‌بندی برداشت شد. تهیه ۱۴۰ عدد مقطع نازک میکروسکوپی در آزمایشگاه دانشگاه شهید بهشتی انجام گرفت و مطالعات پتروگرافی بر روی این مقاطع با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان انجام شد. در این مطالعه معیارهای سنگ‌شناسی، بافت، ساخت و ترکیب بررسی شده است. جهت تشخیص سیمان‌های کربناتی و تمایز کلسیت از دولومیت، حدود یک سوم از هر مقطع توسط محلول آلپازین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش (Dickson, 1965)، رنگ‌آمیزی شد. همچنین برای شناسایی مطمئن‌تر دانه‌های فلدسپاتی از



شکل ۲. الف) نمای کلی از واحد تبخیری سازند گند در برش ساران دید به سمت غرب، ب) لایه‌های ضخیم واحد تبخیری پایینی دید به سمت شرق، پ) تبخیری‌های متوسط لایه بالایی دید به سمت شرق



شکل ۳. توالی چینه‌شناسی سازند کند در برش ساران

پتروگرافی

دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور (دولومیکرواسپار) که به صورت سیمان فضاهای خالی اطراف انیدریت با بافت شعاعی را پر کرده‌اند، مشاهده شد (علیزاده عرب، ۱۳۹۷) (شکل ۴-الف و ب). فابریک و اندازه بلوری بسیار ریز دولومیکرایت‌ها و وجود ذرات پراکنده کوارتز، بیانگر این است که دولومیت‌های نوع اول در شرایط درجه حرارت کم و نزدیک به سطح و سبخا تشکیل شده‌اند که بر این اساس، آب دریا و محلول‌های غنی از Mg می‌توانند عامل این نوع دولومیتی شدن باشند (Adabi, 2009). همچنین با توجه به اینکه سیمان دولومیتی به دنبال تشکیل انیدریت فضای باقیمانده را پر کرده است، تشکیل آن به مصرف یون کلسیم

پتروگرافی مقاطع مورد مطالعه شامل بررسی شکل‌های رسوبی، مشخصات بافتی، کانی‌شناسی و بررسی فرایندهای دیاژنزی بخش مهمی از مطالعه این نهشته‌های تبخیری است. قبل از پرداختن به پتروگرافی تبخیری‌های سازند کند در برش ساران لازم است، به پتروگرافی میان لایه‌های کربناته، آذرآواری و مارنی همراه با این تبخیری‌ها اشاره شود. میان لایه‌های کربناته مورد نظر، در زیر میکروسکوپ شامل رخساره‌های دولومیتی و آهکی به شرح زیر هستند. دولومیت در این سازند به دو صورت دولومیت‌های بسیار ریز بلور به‌عنوان دولومیکرایت در زمینه و همچنین

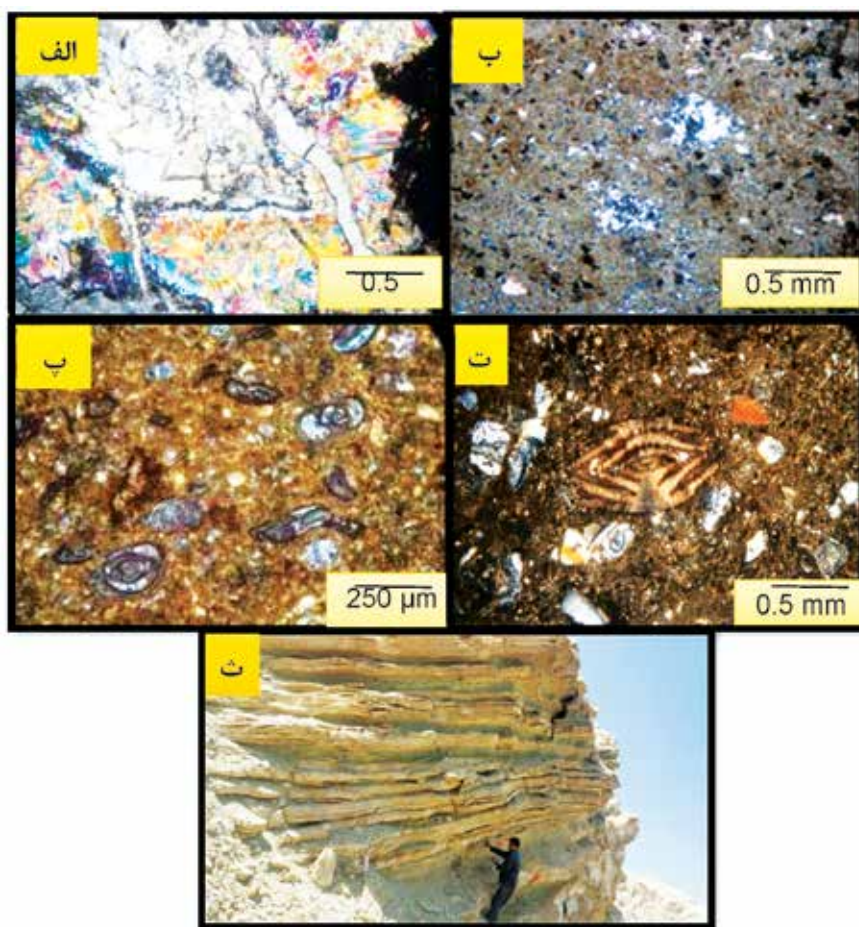
همین دلیل محیط نهشت آنها با دریای کم‌عمق مرتبط می‌باشد (علیزاده عرب، ۱۳۹۷) (شکل ۴-ت).

نهشته‌های مارنی با گسترش قابل توجهی در سازند کُند در برش ساران، دیده می‌شود (شکل ۴-ث). پس از آنالیز پراش پرتو ایکس نمونه‌های انتخابی به شناسایی چهار کانی ایلیت، کلریت، کائولینیت و مونت موریلونیت منجر شده است. حضور کانی‌های رسی ایلیت، مونت موریلونیت و کائولینیت به صورت همراه با هم، نشانگر محیط رسوبی حدواسط و لاگون و شرایط آب و هوایی خشک و نیمه‌خشک، ایلیت و مونت موریلونیت در آب و هوای خشک و نیمه‌خشک در حضور پوشش گیاهی و کائولینیت در آب و هوای خشک در نبود حضور پوشش گیاهی است (Meunier, 2005).

به دنبال تشکیل انیدریت در سیال دیاژنزی در محیط‌های دیاژنزی سطحی و نزدیک به سطح ارتباط داده می‌شود.

رخساره‌های آهکی در زیر میکروسکوپ به صورت وکستون‌هایی با فراوانی فرامینیفرهای بنتیک مانند میلیولید، نومولیت، دیسکوسیکلینا و مادستون‌های دولومیتی بوده و میکروفاسیس کربناته مرتبط با محیط لاگون و پهنه جزر و مدی را نشان می‌دهند (علیزاده عرب، ۱۳۹۷) (شکل ۴-پ). انواع سیمان‌های کربناته شامل از دولومیتی و کلسیتی و همچنین سیمان‌های تبخیری در این نمونه‌ها به وفور مشاهده می‌شود.

لایه‌های آذراواری موجود در سازند کُند به صورت کریستال توف آهکی تا وکستون-مادستون توفی (شکل ۴-ت) بوده و به نهشته‌های سقوطی و رخساره‌ای کلاستیک مرتبط هستند و در بین نهشته‌های کربناته قرار گرفته و به



شکل ۴. الف) حضور دولومیکرواسپارایت در مرکز بلورهای انیدریت با بافت شعاعی (نور پلاریزه)، ب) دولومیکرایت همراه با بلورهای ژیبس (نور پلاریزه)، پ) وکستون دارای میلیولید (نور پلاریزه)، ت) مقطعی از رخساره آذراواری با فسیل نومولیت (نور پلاریزه)، ث) رخساره مارنی با بین لایه‌های تبخیری در صحراء، دید به سمت شمال غرب

کانی‌شناسی

شکل هوازده ژپیس و انیدریت و رشد بلورهای ریز کربنات بر سطح آنها چهره متفاوت و مبهمی ایجاد کرده، برای کانی‌شناسی دقیق‌تر و مطمئن‌تر، از انواع روش‌های رنگ‌آمیزی نیز کمک گرفته شد. بر این اساس نیز فقدان فلدسپات و حضور اندکی کلسیت و بیشتر دولومیت در نمونه‌ها تایید شد. دو کانی ژپیس و انیدریت، هر یک با بافت‌های متفاوت ظاهر شدند که در ادامه آمده است.

مطالعات پتروگرافی بر روی تمامی مقاطع صورت گرفته و آنالیز پراش پرتو ایکس بر روی شش نمونه‌ی انتخابی از تبخیری‌های پایینی و بالایی انجام شد. بر این اساس، تبخیری‌های سازندگند در برش ساران دارای کانی‌های ژپیس، انیدریت، دولومیت، آهک و اندکی کوارتز می‌باشند (جدول ۱). از آنجایی که طی مطالعه برخی از مقاطع نازک،

جدول ۱. نتایج آنالیز پراش پرتو ایکس به صورت درصد

شماره نمونه	کوارتز	آهک	دولومیت	انیدریت	ژپیس	
۱	۵٪	۰	۱۷٪	۱۰٪	۶۸٪	پایینی تبخیری
۲	۰	۰	۰	۰	۱۰۰٪	
۳	۰	۱/۸٪	۰	۱۶/۸٪	۸۱/۴٪	
۴	۰	۰/۹٪	۲۴/۱٪	۸/۵٪	۶۶/۵٪	
۵	۰	۴/۳٪	۰	۱۴/۵٪	۸۱/۲٪	بالایی تبخیری
۶	۰	۱/۷٪	۱۲/۵٪	۱۳٪	۷۲/۸٪	

(Kendal, 1985; Warren, 2006). تبخیری‌های لایه‌ای و لامینه‌ای به شکل لامینه‌ها و لایه‌های ممتد با ضخامت‌های چند اینچ تا صدها فوت یافت می‌شوند و به شکل ژپیس از آب‌های خیلی شور ته‌نشین می‌شوند و سپس به انیدریت تبدیل می‌شوند. این شکل از انیدریت ممکن است به صورت لامینه‌ای یا متشکل از ندول‌های به هم پیوسته باشد (Lucia, 2007). تناوب لامینه‌های کربناته-ژپیس همواره ناشی از تغییرات شوری در سالیبای کم‌عمق است. در واقع، لامینه‌های ژپیس در طی افزایش شوری و لامینه‌های کربناته در زمان رقیق شدن نهشته می‌شوند (Schroder et al., 2003).

بافت و ساخت تبخیری‌ها

Warren (2006) معتقد است هر گروه از تبخیری‌ها دارای شواهد ساختی^۱، بر اساس مطالعات صحرایی و بافتی^۲، در مقیاس میکروسکوپی مختص خود هستند که شناسایی آنها را امکان‌پذیر می‌سازد.

ساخت‌های مشاهده شده در تبخیری‌ها

ساخت‌های رسوبی شکل‌هایی هستند که در صحرا قابل مشاهده و از نظر اندازه از اجزای تشکیل‌دهنده سنگ بزرگ‌تر می‌باشند (Pettijohn and Potter, 1964). ساخت لایه و لامینه‌ای^۳، ساخت قفس مرغی^۴، ساخت اینترولیتیک^۵ و ریپل مارک تداخلی^۶ مهم‌ترین و فراوان‌ترین ساخت‌های رسوبی مشاهده شده در توالی مورد مطالعه می‌باشند.

ساخت لایه‌ای و لامینه‌ای: از تبخیری‌های اولیه بوده و در یک محیط زیرآبی تشکیل می‌شوند (Warren and

1. Fabric
2. Texture
3. Bed and laminate
4. Chicken-wire
5. Enterolithic
6. Interference ripple

بافت‌های مشاهده شده در تبخیری‌های اولیه

در تبخیری‌های اولیه در برش مورد مطالعه، دو بافت جناغی و توفال‌های انیدریت لایه‌ای، طی مطالعات میکروسکوپی مشاهده شد.

بافت جناغی: یکی از مهم‌ترین مشخصه‌های نهشته‌های تبخیری زیرآبی به نسبت کم‌عمق، وجود بلورهای موازی در اندازه سانتی‌متری می‌باشد و به هسته سازی در کف استخرهای شورابه‌ای مربوط است. بسته به شوری شورابه‌ها، این بافت حاوی بلورهای جناغی حالت و یا ژپس است (Warren, 2006). برای تشکیل بافت جناغی باید شرایط محیطی نظیر دما و شوری اندکی ناپایدار و عمق کم باشد. همواره تبخیر باعث پایین افتادن سطح آب شده و به سرعت عمق آب کم می‌شود (Schreiber, 1986; Warren, 2016). بافت جناغی در نتیجه حفظ لبه‌ها می‌تواند در اثر رشد متوالی بلورهای ژپس حاصل شود. چنانچه کریستال‌ها به‌طور جانبی به همدیگر متصل شوند لایه‌های ضخیمی را تشکیل می‌دهند (Warren, 2006). در حوضه‌های تبخیری دریایی، محصور شدن و اشباع شدن آب برای نهشته شدن رسوبات تبخیری ضروری می‌باشد، چنین شرایطی به پسروری آب، محدودیت جغرافیایی دیرینه و نرخ بالای تبخیر نسبت داده می‌شود (Warren, 2006). در مقاطع مورد مطالعه، رخساره تبخیری پایینی سازند گند در برش ساران از لایه‌ها و لامینه‌های ژپسی دارای بافت جناغی تشکیل شده است. بررسی‌های پتروگرافی نشان می‌دهد، بلورهای ژپس به فرم دم چلچله‌ای، کاج یا نخل مانند و همچنین به صورت بافت جناغی مشاهده می‌شوند (شکل ۶-الف و ب).

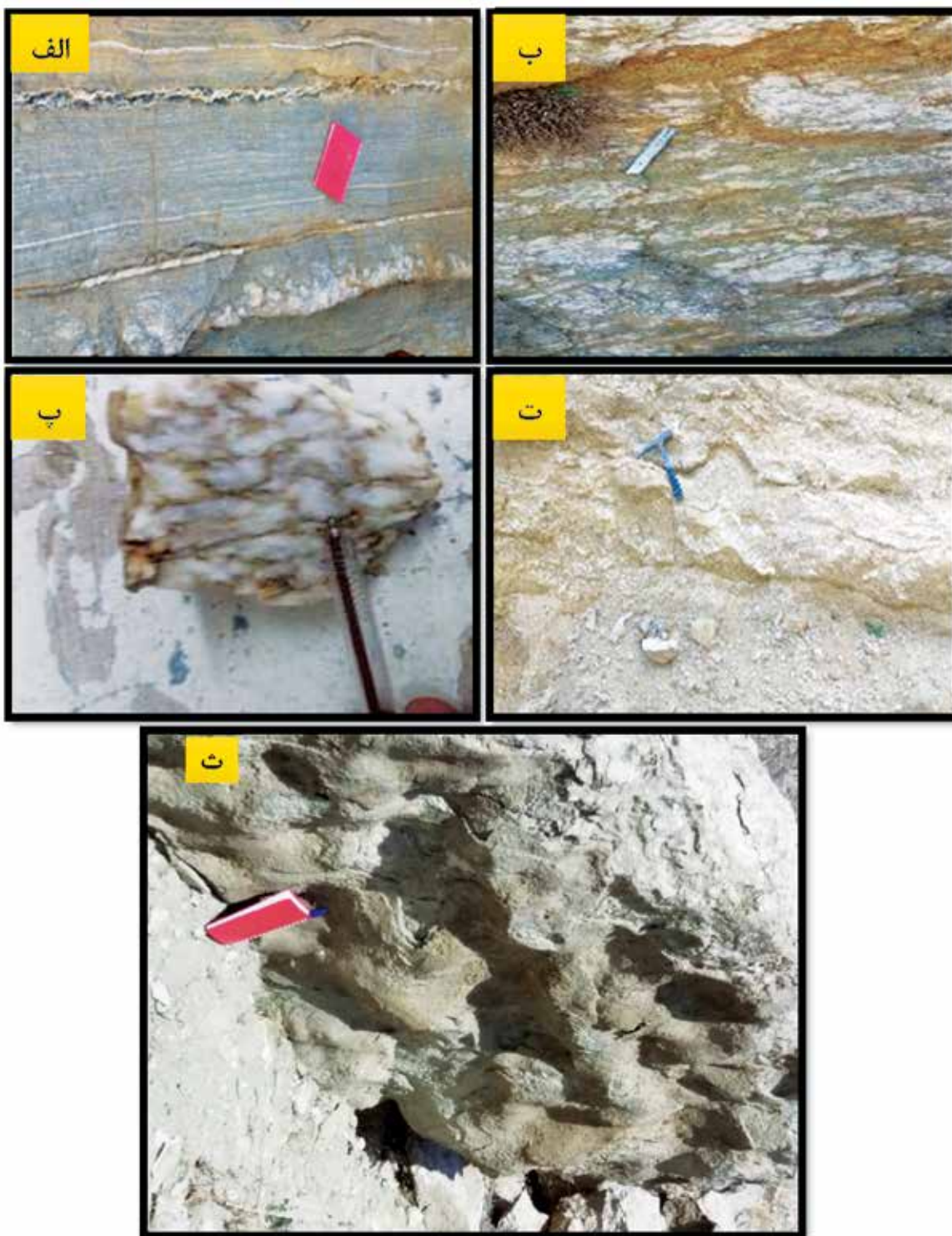
بافت توفال‌های انیدریت لایه‌ای: این نوع انیدریت شاید به صورت ژپس اولیه از شورابه‌های سبخایی ته‌نشین شده و سپس در نتیجه آب‌زدایی و تدفین به انیدریت تبدیل شده است. این لایه‌ها همواره به عنوان یک سد نفوذناپذیر عمل می‌کنند (Lucia, 2007). انیدریت لایه‌ای شاخص محیط سبخایی گرم و خشک با تبخیر شدید است (Warren, 2006).

در صحرا، لامینه‌هایی از تبخیری‌های سازند گند در واحد پایینی و بالایی در تناوب با لامینه‌های کربناته و مارنی مشاهده می‌شود (شکل ۵-الف).

ساخت قفس مرگی: از مهم‌ترین ساخت‌های مشاهده شده در تبخیری‌های ثانویه توالی مورد مطالعه می‌باشند. وقتی ندول‌های ژپس و انیدریت در آب‌های منفذی فوق اشباع زون مویبگی رشد کرده و به هم می‌پیوندند، تشکیل ساخت قفس مرگی را می‌دهند و بخش بالایی ناحیه جزر و مدی یک توالی سبخای ساحلی را مشخص می‌کند. این توالی می‌تواند از چند متر تا چندین ۱۰ متر متغیر باشد (Prothero and Schwab, 1996; Warren, 2006).

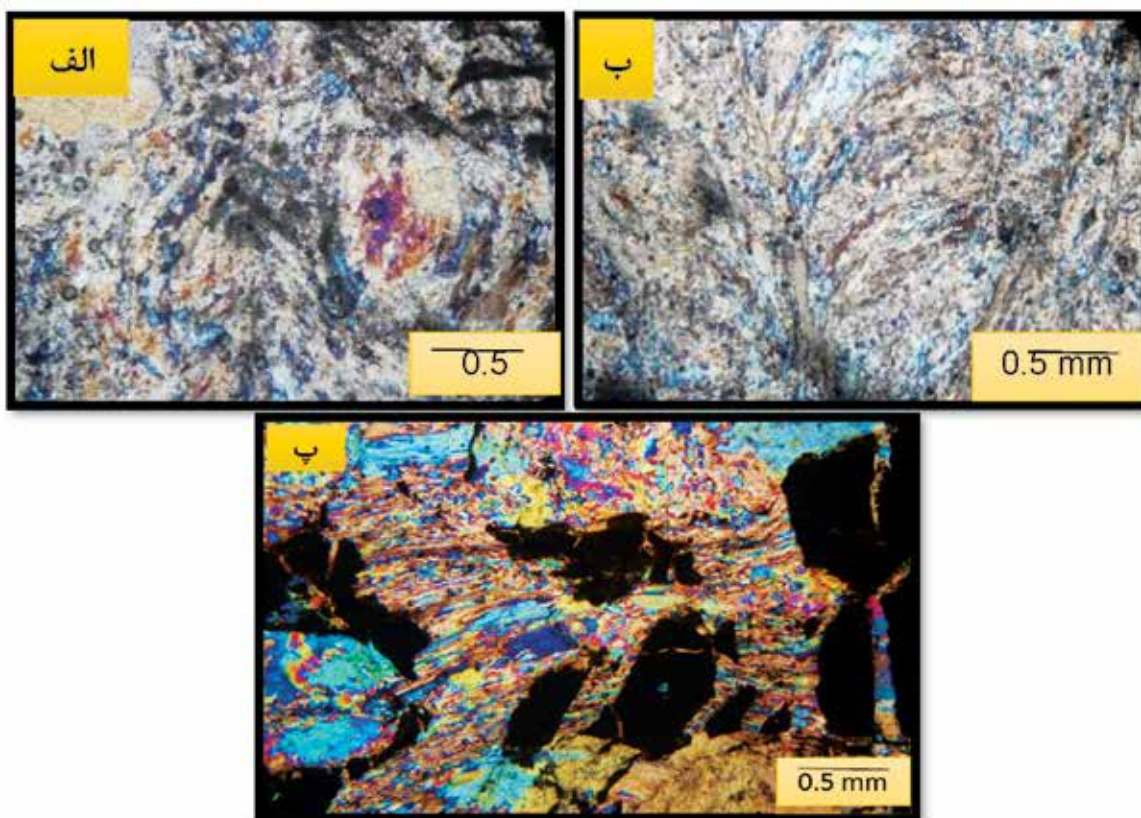
ساخت ندول‌های تبخیری به صورت قفس مرگی در تبخیری‌های پایینی سازند گند با اندازه چند سانتی‌متر در یک زمینه کربناتی-مارنی رشد کرده‌اند (شکل ۵-ب و پ). ساخت روده‌ای (اینترولیتیک): آزاد شدن آب بر اثر تبدیل ژپس به انیدریت باعث پر شدن در صدی از تخلخل‌های موجود از آب می‌شود. در طول زمان این آب‌ها به رسوبات مجاور نقل مکان می‌کنند. یکی از اثرات مهم تبدیل لایه‌های ژپس به انیدریت کاهش استحکام ذاتی انیدریت به دلیل افزایش روان شدگی و فشارهای فوق‌العاده بالا است. در این شرایط اگر آب نتواند آزادانه از ژپسی که آب خود را از دست داده خارج شود، موجب تغییر فرم‌های شدید و تشکیل ساخت اینترولیتیک می‌شود. این ویژگی مربوط به بخش بالایی جزر و مدی توالی سبخا و آب‌های خیلی کم عمق می‌باشد (Butler, 1970; Shearman, 2006; Warren, 1966).

ساخت اینترولیتیک در مطالعات صحرائی سازند گند در اوایل توالی واحد تبخیری پایینی مشاهده شده و ظاهری چین‌خورده و موج به برونزدها داده است (شکل ۵-ت). ریپل مارک تداخلی: ریپل‌های تداخلی در پهنه‌های جزر و مدی همواره طرح‌های پیچیده‌ای را نشان می‌دهند. ریپل‌ها بر اثر تغییرات عمق آب و جهت آب حاصل می‌شوند و به حضور جریان‌های جزر و مدی دلالت دارد (Tucker, 2001). در بخش‌های بالایی واحد تبخیری پایینی سازند گند در برش ساران، این ساخت رسوبی مشاهده شد (شکل ۵-ث).



شکل ۵. الف) ساخت لامینه، ب و پ) ساخت قفسه مرغی، ت) ساخت اینترولیتیک، ث) ریپل مارک تداخلی در واحدهای تبخیری سازند کند در برش ساران

بافت توفال‌های انیدریت لایه‌ای از بافت‌های اولیه مشاهده شده طی مطالعه میکروسکوپی نمونه‌های واحدهای تبخیری پایینی و بالایی است. در این نمونه‌ها، لایه‌ی انیدریت شامل ترکیب فشرده‌ای از بلورهای هم بعد یا توفال‌های کشیده و در هم بافته با جهت‌گیری نیمه موازی یا نامنظم و تصادفی است (شکل ۶-پ).



شکل ۶. الف) ژپس با بافت جناغی (نور پلاریزه)، ب) ژپس کاج مانند (نور پلاریزه)، پ) بافت انیدریت لایه‌ای (نور پلاریزه)

بافت‌های مشاهده شده در تبخیری‌های ثانویه

ندول‌های انیدریت و ژپس^۱، بافت قفس مرغی^۲ و بافت پویکیلوتوپیک^۳ از انواع بافت‌های تبخیری‌های ثانویه مشاهده شده در برش مورد مطالعه هستند.

ندول‌های انیدریت و ژپس در سبخای ابوظبی از مثال‌های تبخیری‌های ثانویه هم‌زمان با رسوب‌گذاری هستند (Kendall and Warren, 1988). این ندول‌ها به صورت جایگزینی^۴ یا به‌طور جانشینی از سیالات بین حفره‌ای تغلیظ شده در بخش‌های موئینه و قسمت بالای بخش فراتیک واقع در زیر سطح سبخا تشکیل می‌شوند (Kendall and Warren, 1988). اغلب ندول‌های تشکیل شده در سبخا انیدریتی هستند و سپس به ژپس تبدیل می‌شوند. ندول‌های انیدریت بیشتر در محیط‌های سبخایی و به همراه رسوبات گل پش‌تیبیان مثل دولومادستون‌ها تشکیل می‌شوند (Kasprzyk and Orti, 1998).

در مقاطع مورد مطالعه تبخیری‌های پایینی و بالایی

سازند کُند، انیدریت و ژپس به صورت ندول در یک زمینه‌ی مادستونی و دولومادستونی می‌باشد و به همراه رخساره‌های کربناته متعلق به رسوبات پهنه‌ی جزر و مدی است. (شکل ۷-الف و ب).

بافت قفس مرغی: در مکان‌هایی مانند رسوبات پهنه‌ی جزر و مدی خلیج فارس که دمای سطح خیلی بالا و آب خیلی شور است، انیدریت ثانویه مشاهده می‌شود (Lucia, 2007). ژپس که متداول‌ترین فرم سولفات رسوبی در دمای نزدیک به سطح و سطحی است، وقتی مدفون شده به دمای ۶۰ تا ۵۰ درجه می‌رسد، آب خود را از دست داده و به انیدریت تبدیل می‌شود (Warren, 2006). عمق دقیق این تبدیل شدن‌ها در هر ناحیه‌ای به فشار لیتواستاتیک، گرادیان زمین‌گرمایی محلی و شوری شورابه‌های منفذی بستگی دارد. اگر شوری سیالات منفذی

1. Nodular gypsum and anhydrite
2. Chichen-wire
3. Poikilotopic
4. Displacive

تبخیری پایینی و بالای سازند گند در برش ساران مشاهده شده‌اند. این بافت‌ها در گذر از شرایط فرآتیک ساکن به فرآتیک فعال تشکیل شده‌اند (شکل ۸).

بافت پورفیروبلاستی حاصل آبگیری انیدریت و بیانگر الگوی پراکندگی انیدریت اولیه می‌باشد (Warren, 2006; Holliday, 1970). این بافت همراه با تغییر شکل رسوبات ایجاد شده و طول کریستال‌ها و بافت کریستالوبلاستیک به‌وضوح نشان می‌دهد که کشیدگی مکانیکی باعث افزایش حجم و تغییر شکل کریستال‌ها شده است (Warren, 2016).

در تعداد زیادی از مقاطع مورد مطالعه، این بافت به‌صورت بلورهای بزرگ ژئیس در اندازه میلی‌متری به‌طور پراکنده در انیدریت مشاهده می‌شود (شکل ۸).

ژئیس‌های دانه ریز آلاباسترین از بلورهای به‌هم‌پیوسته کوچک تا بزرگ، که همواره به شکل ضخیمی در هم قفل شده‌اند و بیشتر دارای خاموشی نامنظم هستند، تشکیل شده است (Tucker, 1992). گاهی ندول‌هایی از انیدریت اطراف کریستال‌های ژئیس به‌صورت نامنظم و با جهت‌گیری‌های تصادفی حضور دارد. این ژئیس‌ها بر اثر آبگیری دوباره انیدریت به ژئیس‌های دانه ریز تشکیل شده‌اند. ژئیس‌های دانه درشت پورفیروبلاستی پس از ورود ندول‌های انیدریتی از منطقه فرآتیک ساکن^۴ به منطقه فعال جریان‌های فرآتیک^۵ حاصل می‌شوند. درحالی‌که ژئیس‌های آلاباسترین در زون فعال‌تر^۶ یعنی عمق کمتر تشکیل می‌شوند. (Warren, 2006) (شکل ۸).

ژئیس آلاباسترین در مقاطع مورد مطالعه به‌صورت بلورهای در هم قفل شده همراه با بلورهایی از انیدریت مشاهده می‌شود (شکل ۸).

رگه‌های ژئیس رشته‌ای (ساتن اسپار) همواره به‌صورت موازی یا نیمه موازی با لایه‌بندی هستند و به موازات کنتاکت با لایه‌های تبخیری قرار دارند. آن‌ها چند میلی‌متر

نزدیک سطح به درجه اشباع هالیت نزدیک شود تبدیل ژئیس به انیدریت در عمق‌ها و دماهای کمتری (۳۵ تا ۴۵ درجه سانتی‌گراد) اتفاق می‌افتد. فرآیند آب‌زدایی ژئیس و تبدیل آن به انیدریت یک واکنش برگشت‌پذیر می‌باشد (Selley, 2000). رسوب‌گذاری پی‌درپی انیدریت به فرم جابجایی باعث آرایش تنگ‌تنگ ندول‌ها در رسوب میزبان می‌شود و به رگه‌های نازکی محدود می‌شوند. به این بافت ندول ایجاد شده، انیدریت قفس مرغی گفته می‌شود و یک بافت تیپیک در بیشتر رسوبات سولفاته تبخیری قدیمه است. به سمت بخش‌های فوقانی منطقه بالای جزر و مدی یا ساحلی سبخایی با افزایش شوری به تدریج بر تعداد و بزرگی ندول‌ها افزوده شده و بافت قفس مرغی ایجاد شده است (Shearman 1966; Warren 2006).

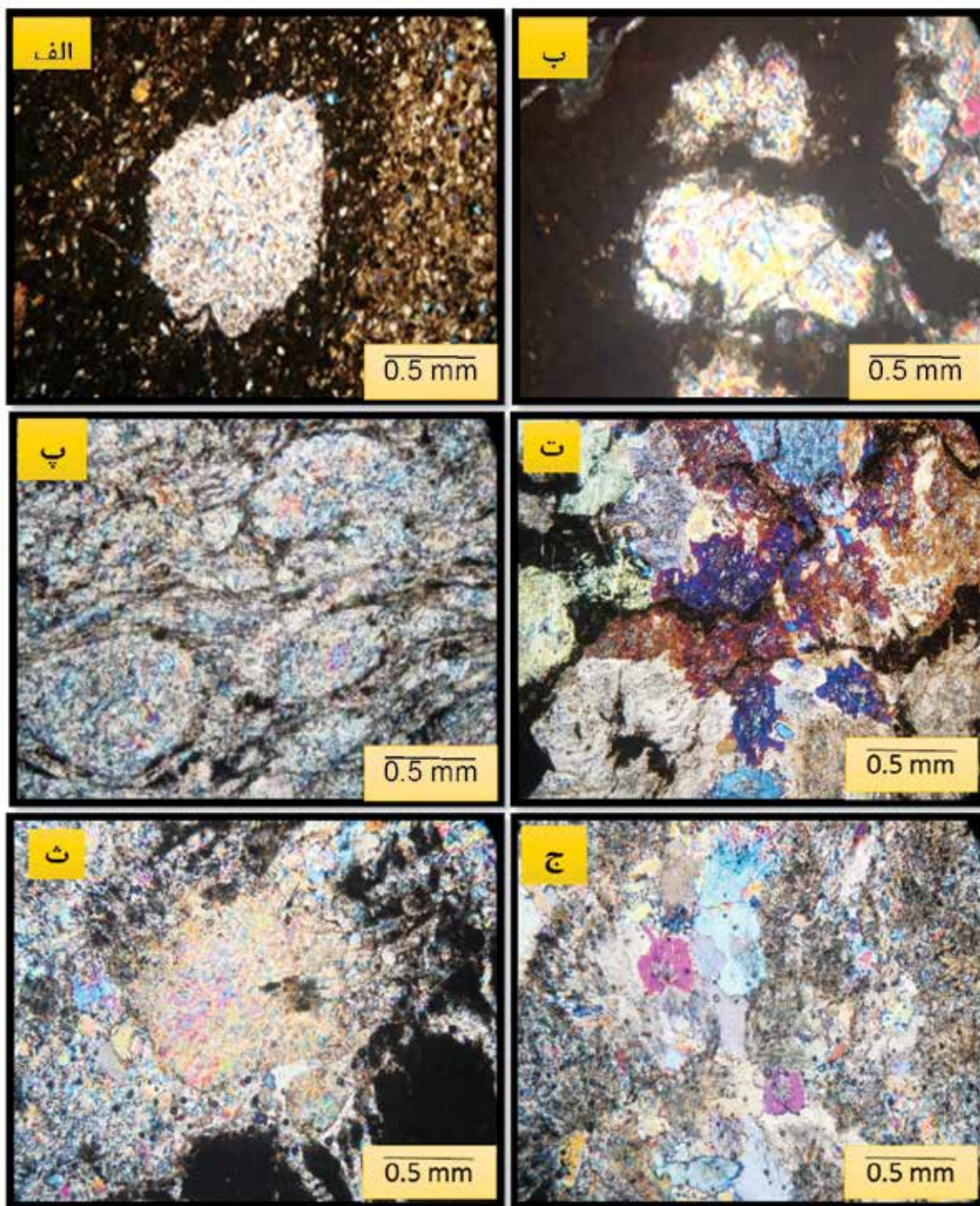
در مقاطع مورد مطالعه نیز این نوع انیدریت، به‌صورت ترکیبی از کریستال‌های موزاییکی منظم و خیلی نازک ندولار دیده می‌شود و در زمینه مادستونی یا دولومادستونی رشد کرده و بافت قفس مرغی را ایجاد کرده است (شکل ۷-پ و ت). اندازه بلورهای آن از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر متغیر می‌باشد. بافت مذکور در واحد تبخیری پایینی سازند گند، در برش ساران فراوان دیده شد و در واحد تبخیری بالایی به‌طور جزئی مشاهده شده است.

بافت پویکیلوتوپیک در مقاطع مورد مطالعه، بلورها بیشتر به‌صورت بلورهای بزرگ، پراکنده و نامنظم تبخیری که اغلب به‌طور تصادفی توزیع شده و دانه‌های دیگر را در بر می‌گیرند، مشاهده شد (شکل ۷-ث و ج). این بافت بیشتر در رخساره‌های مادستونی تشکیل شده است. بافت مورد نظر در هر دو واحد تبخیری پایینی و بالایی دیده شده است.

بافت‌های مشاهده شده در تبخیری‌های نوع سوم

بافت‌های ژئیس‌های دانه درشت پورفیروبلاستیک^۱ و ژئیس‌های دانه‌ریز آلاباسترین^۲ و رگه‌های ژئیس رشته‌ای (ساتن اسپار)^۳، از بافت‌های مرتبط با تبخیری‌های نوع سوم هستند. و طی عمل بالآمدگی و آبگیری دوباره، لایه‌های انیدریتی به ژئیس‌های دیاژنتیکی تبدیل شده و در واحدهای

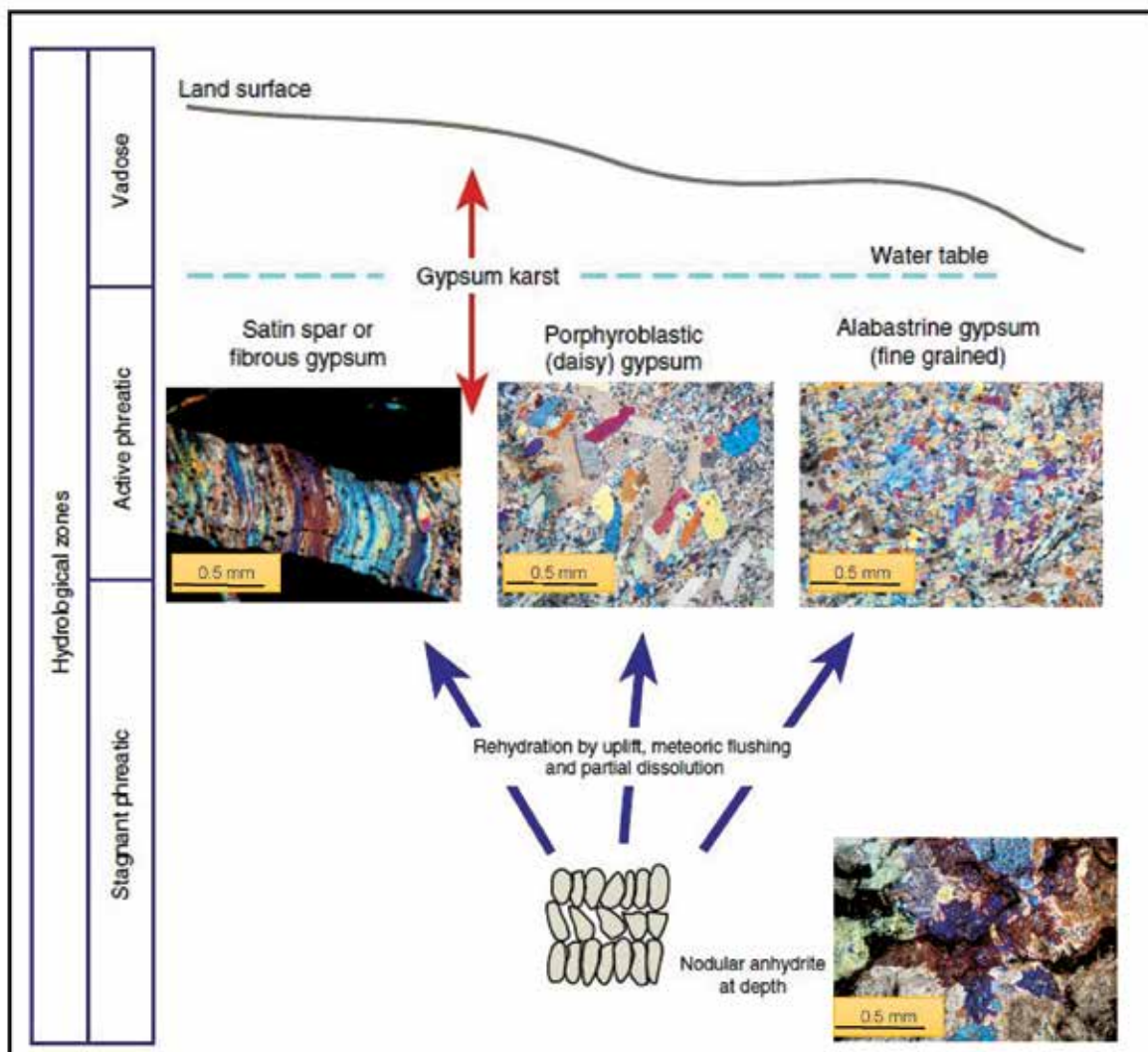
1. Porphyroblastic
2. Alabastrine
3. Satinspar
4. Stagnant phreatic
5. Active phreatic
6. More active phreatic



شکل ۷. الف و ب) ندول ژیبس و انیدریت در زمینه‌ی مادستون (نور پلاریزه)، پ و ت) بافت قفسه مرغی مشخصه تبخیری‌های ثانویه (نور پلاریزه)، ث و ج) اشکال مختلف انیدریت با بافت پویکیلوتوپیک در توالی تبخیری (نور پلاریزه)

تبدیل انیدریت به ژیبس، حاصل شده‌اند. در بررسی‌های پتروگرافی نمونه‌های مورد مطالعه، شکستگی‌ها و رگه‌هایی از ژیبس رشته‌ای (اسپار شفاف) با ضخامت چند میلی‌متر که به صورت عمودی مرتب شده‌اند در اکثر مقاطع مشاهده می‌شود (شکل ۸).

یا چند سانتی‌متر ضخامت داشته و از رشته‌هایی به صورت عمودی مرتب شده، تشکیل شده‌اند (Tucker, 2001). Shearman et al. (1972) معتقد است که رگه‌های پر شده از ژیبس‌های رشته‌ای، در اثر شکستگی‌های هیدرولیکی ناشی از فشار زیاد آب‌های زیرزمینی محبوس شده در هنگام



شکل ۸. تصویری از مکان تشکیل تبخیری‌های نوع سوم (Warren, 2006) همراه با تصاویر میکروسکوپی برگرفته از تبخیری‌های سازند گُند که موقعیت فراتیک فعال را برای بافت پورفیروبلاستی، آلاباسترین و ساتن اسپار و فراتیک ساکن را برای ندول‌های انیدریت نشان می‌دهد

بحث

جزر و مدی و سب‌خا تشکیل شده‌اند (Adabi, 2009).

- میان لایه‌های کریناته همراه با حضور ساخت لامینه‌ای در تبخیری‌ها طی دوره‌ی تازه شدگی آب دریا به وجود می‌آیند و شامل رخساره‌های وکستون بایوکلاستی و مادستون حاوی فسیل‌های دریایی (فرامینیفرهای بنتیک مانند میلیولید) (بخصوص در رخساره وکستونی) متعلق به محیط لاگون و بالای جزر و مدی می‌باشد (Wilson, 1975).

- ساخت اینترولیتیک مشاهده شده در صحرا، ساخت قفس مرگی و همچنین بافت قفس مرگی مشاهده شده در توالی تبخیری‌های سازند گُند، بیانگر تشکیل در

با توجه به مجموعه شواهد زیر، تبخیری‌های سازند گُند در برش ساران به مناطق حاشیه دریا مرتبط هستند و قاره‌ای نمی‌باشند.

- وجود بافت جناغی ژپس نشان‌دهنده محیط زیرآبی کم‌عمق (سالی‌نا) می‌باشد (Warren, 2016).

- تبخیری‌های سازند گُند در برش ساران با میان لایه‌هایی از دولومیکرایت‌ها همراه هستند که این دولومیکرایت‌ها با توجه به اندازه بلوری و فابریک بسیار ریز، تحت شرایط درجه حرارت کم و نزدیک سطح، به‌طور هم‌زمان، با رسوب‌گذاری یا در مراحل اولیه دیاژنز در گستره‌ی بالای

است. با توجه به مطالب ارائه شده و نتایج به دست آمده می‌توان منبع یون لازم، برای نهشت تبخیری‌های ائوسن آب دریای زمان مذکور که تا محیط پهنه‌ی جزر و مدی پیشروی کرده است، در نظر گرفت.

با توجه به میکروفاسیس‌های تعیین شده در کربنات‌های همراه با نهشته‌های تبخیری، متعلق به محیط لاگون و بالای جزر و مدی، محیط تشکیل سازندگند در این برش یک رمپ کربناته هستند (علیزاده عرب، ۱۳۹۷) و در واقع، به زمان بالا آمدن سطح آب دریا مربوط است. همچنین بر اساس بافت و ساخت‌های مشاهده شده در تبخیری‌های این سازند، براساس مدل ارائه شده توسط Warren (2006) و فراوانی قابل توجه رخساره‌های مرتبط با سبخا، آن‌ها را تبخیری‌های پهنه‌ی گلی و شامل شرایط سالینا^۱ و سبخا معرفی می‌کنیم. در واقع با توجه به بافت قفس مرغی و ساخت اینترولیک (محیط سبخا) و نیز بافت جناغی، ساخت لایه‌ای (محیط سالینا) نحوه قرارگیری واحدهای مختلف بر روی یکدیگر، می‌توان این‌گونه بیان کرد که حوضه سازندگند در برش ساران دارای یک سد یا مانع بوده که ارتباط آن را با محیط‌های مجاور محدود کرده است و به‌نظر می‌رسد این محدودیت در زمان‌های پایین افتادن تراز آب دریا به بیشترین میزان خود رسیده به‌گونه‌ای که حوضه کربناته به یک حوضه تبخیری سبخی (واحد پایین و بالایی) تبدیل شده‌است. این مورد با وجود حوضه‌های به نسبت کوچک، محدود شده و مجزا در پستی و بلندی‌های مراحل پس از برخورد در تکنیک البرز (حوضه‌های بین کوهستانی) (آقاناتی، ۱۳۸۵) است. در این محدوده زمانی، با بالا رفتن سطح آب گاه‌گاه با یکدیگر مرتبط شده و ویژگی‌های یک دریای یکپارچه را می‌گیرند، قابل توجیه است. قرارگیری این رخساره‌ها بر روی یکدیگر حاصل نوسان سطح آب یا تغییر در میزان تبخیر در محیط می‌تواند باشد (شکل ۹).

در مجموعه نهشته‌های سازندگند، محیط رسوبی نهشته‌های آهک توفی نیز با توجه به حضور آن‌ها بین

محیط سبخی می‌باشد (شکل ۵).

- حضور کانی‌های رسی ایلیت، مونت موریلونیت و کائولینیت از منشا تخریبی همراه با هم در بین لایه‌های مارنی متناوب با تبخیری‌های این سازند، نشانگر محیط رسوبی حدواسط (لاگون) می‌باشد (شکل ۴).
- اعتقاد بر این است که ندول‌های ژپیس و انیدریت در زون موئینه سبخا به‌صورت جانیشینی تشکیل می‌شوند (Warren and Kendall, 1985).
- ریپل‌مارک تداخلی مشاهده شده در واحد تبخیری به پهنه‌ی جزر و مدی تعلق داشته و بر اثر تغییرات عمق و جهت آب حاصل شده است.
- مطالعات پراش پرتو ایکس، بیانگر فراوانی بالای ژپیس و انیدریت در تبخیری‌های سازندگند می‌باشد. این نسبت، در سبخاهای دریایی فراوان‌تر از قاره‌ای است (در سبخاهای قاره‌ای هالیت و انیدریت بیشتر حضور دارند) (Warren, 2006).
- براساس نتایج حاصل از انجام آنالیز پراش پرتو ایکس، کانی‌های تبخیری محیط قاره‌ای همچون ترونا، پیرسینیت مشاهده نشد.
- به‌طور کلی تبخیری‌های پهنه‌ی گلی^۱، که بیشتر به‌صورت توالی‌هایی از واحدهای زمینه غالب هستند و با گسترش جانبی وسیع، بافت‌های شاخصی چون قفس مرغی، اینترولیتیک و ندولار (همان‌گونه که در نهشته‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود)، شناخته می‌شوند (Warren, 2006).
- خروج سیالات منیزیم‌دار باعث می‌شود سیالات بین حفره‌ای غنی از منیزیم شوند و باعث دولومیتی شدن ثانویه در سطح گسترده در کربنات‌های مجاور شوند. این بلورها درون رسوبات رشد می‌کنند. در ماتریکس، رسوبات بالای جزر و مدی و یا بین حد جزر و مدی مشاهده می‌شوند. با ادامه اشباع سولفات کلسیم در سیالات بین حفره‌ای، ندول‌های ژپیس و انیدریت رشد می‌کنند و پس از اتصال ندول‌ها به یکدیگر بافت قفس مرغی را ایجاد می‌کنند و حتی بر اثر آنگیری بافت روده‌ای را به وجود می‌آورند. این ویژگی مربوط به بخش بالای جزر و مدی توالی سبخا

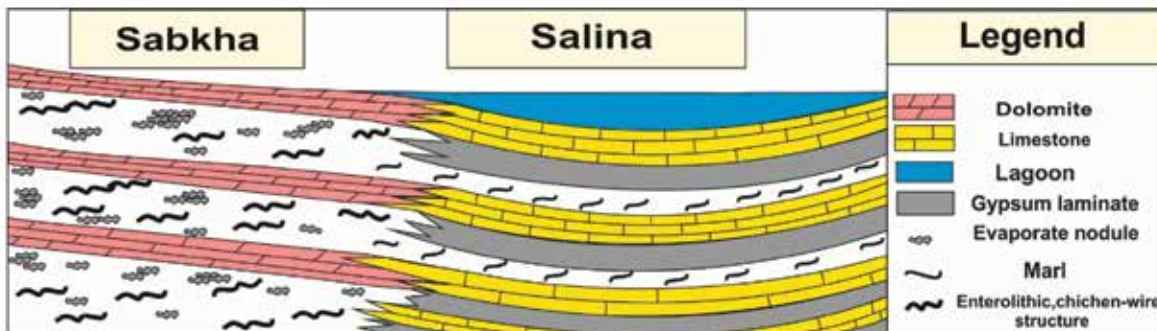
1. With sabkha, salina pans

2. Salina

2004) و نیز همراهی کانی‌های رسی ایلیت، مونت موریلونیت و کائولینیت، نشانگر محیطی با شرایط آب و هوای گرم و خشک است (Warren, 2006). شواهد سب‌خا بودن و وجود دولومیکرایت در سازند گُند نیز وجود داشته که سب‌خا یک محیط گرم و خشک است.

نهشته‌های کربناته و همچنین حضور فرامینیفرای بنتیک مانند نومولیت و میلیولید در داخل این نهشته‌ها، محیط کم‌عمق آبی (لاگون) پیشنهاد می‌شود (علیزاده عرب، ۱۳۹۷) (شکل ۴).

حضور انیدریت و دیگر تبخیری‌ها (El Tabakh et al., .)



شکل ۹. مدل محیط تبخیری‌های اولیه و ثانویه سازند گُند در برش ساران که در تناوبی از سب‌خا و سالینا در حوضه‌های محدود شده تشکیل شده‌اند

نتیجه‌گیری

۱. ائوسن پیشنهاد می‌شود. واحد تبخیری در دریای کم‌عمق و محیط سب‌خا، به دنبال پس‌روی دریای ائوسن در آغاز ائوسن پسین و تشکیل حوضه‌های کوچک و مجزا، نهشته شده‌اند. آب دریای ائوسن در اثر پمپاژ به سمت محیط سب‌خا، در رسوبات سب‌خا به تله می‌افتد و در حین پس‌روی (برگشت به سمت دریا) تبخیر شده است. یون‌های کلسیم و سولفات به‌صورت ژیبس ته‌نشین می‌شوند. با توجه به وجود نهشته‌های آهک توفی مابین این نهشته‌ها، می‌توان نتیجه گرفت که تامین یون در تبخیری‌های سازند گُند علاوه بر آب دریا می‌تواند با فعالیت‌های آتشفشانی سازند کرج نیز مرتبط باشد.

۷. به نظر می‌رسد باوجود دو واحد تبخیری مجزا، محیط رسوبی سازند گُند در برش ساران، دو سیکل پس‌رونده را نشان می‌دهد. ابتدا محیط سازند گُند در برش ساران لاگون بوده که به‌مرور به پهنه‌ی جزر و مدی و درنهایت با پس‌روی آب دریا به محیط سب‌خا می‌رسد و تبخیری‌های پایینی نهشته شده که در مراحل بعدی این سیکل دوباره تکرار می‌شود. درواقع، حوضه موردنظر در طی دوره‌های افت تراز سطح آب دریا به یک محیط مستعد برای تشکیل و ته‌نشست تبخیری‌ها تبدیل شده است.

۱. بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی نشان می‌دهد، تبخیری‌های سازند گُند در برش ساران شامل سه نوع اولیه، ثانویه و از نوع ترشیاری (نوع سوم) می‌باشند.

۲. تبخیری‌های اولیه با بافت لامینه‌ای، جناغی، تبخیری‌های ثانویه با بافت قفسه مرغی، بافت انیدریت ندولی، بافت پوکیلوتوپیک و ساخت اینترولیتیکی و همچنین تبخیری‌های ترشیاری با بافت‌های پرفیروبلاستیک، ساتن اسپار و آلاباسترین مشخص می‌شوند.

۳. فراوانی کانی‌های تبخیری و مجموعه کانی‌های رسی مشاهده شده، بیان‌کننده گسترش شرایط آب و هوایی گرم و خشک در زمان تشکیل سازند گُند است.

۴. نهشته‌های تبخیری ثانویه سازند گُند در برش ساران مرتبط با محیط سب‌خا می‌باشند و این مورد با مشاهده بافت قفس مرغی، ساخت قفس مرغ و اینترولیتیک تایید می‌شود.

۵. تشکیل بافت آلاباسترین، پرفیروبلاستیک و ساتن اسپار به محیط فرآتیک فعال نسبت داده می‌شود.

۶. منبع یون لازم برای نهشت واحد تبخیری، آب دریای

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از نظرات ارزشمند جناب آقای دکتر آدابی و نیز امکانات آزمایشگاهی دانشگاه شهید بهشتی، تشکر و سپاسگزاری می‌نمایند.

منابع

- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- برنا، ن.، ۱۳۹۲. پتروگرافی، دیاژنز و محیط رسوبی سازند کُند در برش نمونه، کُند علیا (البرز مرکزی). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۲۵.
- پرتوآذر، ح.، الله مددی، ش.، ۱۳۸۴. مطالعه بیواستراتیگرافی سازند کُند در نواحی کند و ساران. بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، ۴.
- امید، ر.، صادقی، ع.، حسینی برزی، م. و اکبری بس کلایه، ن.، ۱۳۹۷. زیست‌چینه نگاری سازندهای سروک و ایلام در میدان نفتی آب تیمور (چاه‌های شماره ۱ و ۱۴). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۲، ۴۶، ۷۵-۹۲.
- علیزاده عرب، ز.، ۱۳۹۷. پتروگرافی، دیاژنز و محیط رسوبی سازند کُند در برش ساران (البرز مرکزی). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۷۹.
- Adabi, M.H., 2009. Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh Basin, N.E. Iran. *Journal of Carbonates and Evaporates*, 24, 1, 16-32.
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain System in Iran. *Journal of Geodynamics*, 21, 1, 1-33.
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashib, M., 2003a. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25, 659-672.
- Bohaty, S.M. and Zachos, J.C., 2003. Significant southern ocean warming event in the late middle Eocene. *Geology*, 31, 11, 1017-1020.
- Butler, GP., 1970. Recent gypsum and anhydrite of the Abu Dhabi, Trucial Coast, Persian Gulf: an alternative explanation of origin. In: *Proceedings of 3rd international salt symposium*. Northern Ohio Geological Society, Cleveland, I, 120-152.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205, 587.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. In: Ham, W.E. (Eds.), *Classification of Carbonate Rocks*. American Association of Petroleum Geologist Memoirs, 1, 108-121.
- Edgar, K.M., Wilson, P.A., Sexton, P.F., Gibbs, S.J., Roberts, A.P. and Norris, R.D., 2010. New biostratigraphic, magnetostratigraphic and isotopic insights in the Middle Eocene Climatic Optimum in low latitudes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297, 670-682.
- El-Tabakh, M., Mory, A., Schreiber, C. B. and Yasin, R., 2004. Anhydrite cements after dolomitization of shallow marine Silurian carbonates of the Gascoyne Platform, Southern Carnarvon Basin, Western Australia. *Sedimentary Geology*, 164.
- Flugel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 1006.
- Giorgioni, M., Jovane, L., Rego, E.S., Rodelli, D., Frontalini, F., Coccioni, R., Catanzariti, R. and Özcan, E., 2019. Carbon cycle instability and orbital forcing during the Middle Eocene Climatic Optimum. *Scientific Reports*, 9, 9357.
- Hayes, J.R. and Klugman, M.A., 1959. Feldspar staining methods. *Journal of Sedimentary Research*, 29, 2, 227-232.
- Holliday, D.W., 1970. The petrology of secondary gypsum rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 734-744.
- Jovane, L., Florindo, F., Coccioni, R., Dinariès-Turell, J., Marsili, A., Monechi, S., Roberts, A.P. and Sprovieri, M., 2007. The middle

- Eocene climatic optimum event in the Contessa Highway section, Umbrian Apennines, Italy. Geological Society of America Bulletin, 119, 413-427.
- Kamran, M., Frontalini, F., Mirza, K., Jafavian, A., Latif, K., Ali, F., Kashif, M., Fawad, N., Shafi, M. and WAN, X.Q., 2020. Larger benthic foraminiferal assemblages and their response to Middle Eocene Climate Optimum in the Kohat Basin (Pakistan, eastern Tethys). Journal Pre-proof, 40.
 - Kasprzyk, A. and Otri, F., 1998. Palaeogeographic and burial controls on anhydrite genesis: the Badenian basin in the Carpathian Fore deep (southern Poland, western Ukraine). Sedimentology, 45, 889-907.
 - Kendall, C.G.S.C. and Warren, J.K., 1988. Peritidal evaporates and their sedimentary assemblages. In: Schreiber, B.C. (Ed.), Evaporates and Hydrocarbons. Columbia University Press, New York, 66-138.
 - Lewis, D.W. and McConchie, D., 1994. Practical Sedimentology. Chapman and Hall Press, 213.
 - Lucia, F. J., 2007. Carbonate Reservoir Characterization, 2nd edition: New York, Springer-Verlag, 336.
 - Meunier, A., 2005. Clays. Springer, New York, 231-377.
 - Miller, K.G., Wright, J.D. and Browning, J.V., 2005. Visions of ice sheets in a greenhouse world. Marine Geology, 217, 215-231.
 - Miller, K.G., Fairbanks, R.G. and Mountain, G.S., 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. Paleoceanography, 2, 1, 1-19.
 - Pettijohn, F. J., Potter, P. E. and Siever, R., 1987. Sand and Sandstone (2nd ed). Berlin, Springer-Verlag, 553.
 - Pettijohn, F.J. and Potter, P.E., 1964. Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures Springer-Verlag. New York, 370.
 - Prothero, D.R. and Schwab, F., 1996. An Introduction to Sedimentary Rocks Stratigraphy. Sedimentary Geology, New York, WH Freeman and Company, 575.
 - Savian, J.F., Jovane, L., Frontalini, F., Trindade, R.I.F., Coccioni, R., Bohaty, S.M. and Iacoviello, F., 2014. Enhanced primary productivity and magnetotactic bacterial production in response to middle Eocene warming in the Neotethys Ocean. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 414, 32-45.
 - Schreiber, B.C., 1986. Arid shorelines and evaporites. In: Reading, H.G. (Ed.), Sedimentary Environments and Facies. Blackwell, Oxford, 189-228.
 - Schroder, S., Schreiber, B.C., Amthor, J.E. and Matter, A., 2003. A depositional model for terminal Neoproterozoic-Early Cambrian Ara Group evaporates in south Oman. Sedimentology, 50, 879-898.
 - Selly, R.C., 2000. Applied Sedimentology. Academic Press, London, 663.
 - Shearman, D.J., Mossop, G., Dunsmore, H. and Martin, H., 1972. Origin of gypsum veins by hydraulic fracture. Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy. Section B. Applied Earth Sciences, 81, 149-55.
 - Shearman, D.J., 1966. Origin of marine evaporates by diagenesis. Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy. Section B. Applied Earth Sciences, 75, 208-21.
 - Tucker, M. E., 2001. Sedimentary Petrology. An introduction to the origin of sedimentary rocks. Blackwell Science, 262.
 - Tucker, M.E., 1992. Sedimentary Petrography. An introduction to the origin of sedimentary rocks, (2nd ed), Blackwell Scientific Publications, Oxford, London. 260.
 - Warren, J.K., 2016. Evaporates, A Geological Compendium, Second Edition. Springer In-

ternational Publishing Switzerland, 1822.

- Warren, J.K., 2006. *Evaporates: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer-Verlag, Berlin, 1035.

- Warren, J.K. and Kendall. C., 1985. Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) setting, modern and ancient. *American Association of Petroleum Geologists*, 69,1013-1023.

- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in

Geologic History. Springer-Verlag, Berlin, 471.

- Zachos, J.C., Dickens, G.R. and Zeebe, R.E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*. 451, 279-283.

- Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, 686-693.

Morphotectonic investigation of Talkhab and Tozlugol faults and formation of the Meyghan playa, Arak

Izadi Kian, L.¹, Piri, N.², Akbari Mihammad, J.³ and Molaie, M.²

1. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University

2. Master of Science, Geology Department, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University

3. Ph.D. Student, Geology Department, Faculty of Sciences, Birjand University

Received: 30 October 2019

Accepted: 05 February 2020

Abstract

Meyghan playa near Arak city is located at the boundary of the metamorphic zone of Sanandaj-Sirjan and Urmia-Bazman volcanic zone. Two main faults of Talkhab and Tozlugol (Tabarte) play a key role in the formation of this basin by right lateral movement with northwest - southeast trend. In this study, morphotectonic indices were investigated to study the tectonic activity of these two faults. The measured indices include altimeter integral index, asymmetry index, stream length gradient index and basin shape factor. Investigating the relative active tectonics using the above mentioned indicators shows that Arak region has a relatively moderate to high activity. Particularly, the region between the two Talkhab and Tozlugol faults is more active than the other regions. The graben of the Meyghan Desert is formed due to the activity of the Takhab and Thouzlugol faults during the Pleistocene by right lateral transpression zone. The southwestern side of the lake is in accordance with the Tozlugol fault. It seems that according to the morphometric studies of this area, the activity of the Talkhab fault is more than the Tozlugol fault and plays an important role in the formation of the Meyghan playa.

Keywords: Morphotectonic, Talkhab fault, Tozlugol fault, Meyghan playa, Arak.

Modeling of the fold interference patterns from the northern Golpaygan metamorphic complex using MATLAB

Sheikholeslami, M.R.¹

1. Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 06 September 2020

Accepted: 29 November 2020

Abstract

Modeling of geological structures plays an important role in understanding the geometry of the structures and their relationships. In recent years, digital modeling using computers has attracted the attention of engineers as well as researchers in basic sciences. "MATLAB" is one of the softwares that is used with its extensive facilities for data analysis and modeling in various sciences, including structural geology. In this paper, possible models of interference patterns of the three generations of folds in metamorphic rocks of the Golpayegan area were reconstructed using the script written in MATLAB software. The required data include the attitudes of the mean axis and the mean axial planes of three consecutive generations of folds which were obtained during field measurements. Field studies show that the first and second generation folds are almost coaxial, however the third generation folds have a different axial trend. The results of modeling indicate that four classical fold interference patterns may be formed in horizontal (map view) and vertical sections in Golpayegan metamorphic rocks. Modeled fold interference patterns are closely consistent with the natural fold interference patterns observed in the outcrop and regional scales. Using the modeling, it can be determined that the different interference patterns of the folds in the northern Golpayegan metamorphic rocks are related to superposition of the related fold generations.

Keywords: Interference pattern, Fold, Golpaygan, Modeling, MATLAB.

Geology, mineralogy, alteration and potential of Lakhshak deposit, the Sistan suture zone based on geophysical studies (IP/RS)

Heydarian Dehkordi, N.¹, Niroomand, S.², Adib, Sh.³, Tajeddin, H.⁴ and Mirzaei, S.⁵

1. Ph.D. Student of Economic Geology, School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Iran; Assistant Professor Institute of Applied Sciences (ACECR)
2. Assistant Professor, School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Iran
3. Exploration Manager of Iran Minerals Production Company, Tehran
4. Assistant Professor, Faculty of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran
5. Professor, Institute of Applied Sciences (ACECR)

Received: 05 April 2020

Accepted: 10 June 2020

Abstract

Lakhshak deposit is located 28 km northwest of Zahedan in the Sistan suture zone. The rocks in the Lakhshak area predominantly consist of Eocene volcanosedimentary and metamorphosed (greenschist facies) rocks. The mineralogy of the ore is simple and consists of stibnite, pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite, sphalerite, and electrum. The Lakhshak deposit is hosted in the shear and altered calc-schist unit which is associated with quartz, sericite-muscovite and sulfide alteration minerals. Based on geophysical studies, using induction polarity and special resistance (IP/RS) in the Lakhshak sheared area, combined with the results of geological, metamorphic and mineralization information, calligraphic calcification units, fault zones and metamorphosed areas have a high potential for Au-Sb mineralization. Therefore, using the amount of changes in specific resistance and chargeability, as well as the intensity of chargeability in the profiles, can appropriately identify the promising area for gold and stibnite mineralizations. This study indicates that the main characteristics of the geology and mineralization of the Lakhshak, such as the nature of the host rock, the form of mineralization, metamorphism and associated alterations, is similar to orogenic gold deposits.

Keywords: Lakhshak Shear zone, Alteration, Calc-schist, Au-Sb mineralization, Geophysical studies.

Calcareous nannofossil biostratigraphy in the upper part of the Garau Formation in the Sheikh Saleh section in Northwest of Kermanshah, Lurestan Province (Zagros Basin)

Senemari, S.¹

1. Associate Professor, Department of Mining, Faculty of Engineering, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

Received: 07 June 2020

Accepted: 12 September 2020

Abstract

In this study, the upper part of the Garau Formation with a thickness of 24 m in the section of Sheikh Saleh anticline located in the northwest of Kermanshah was investigated from the calcareous nannofossils. In this section, the Garau Formation is mainly composed of medium bedded argillaceous limestone. In order to introduce the index species and biozones, 17 slides from the Garau Formation were studied, which resulted in the identification of three biozones. As a result of this study, 20 species and 15 genera of calcareous nannofossils were identified. Based on the obtained biozones, the age of the upper part of the Garau Formation in the studied section is suggested the late early Cenomanian to the late late Cenomanian. This age is corresponding to the upper part of *Eiffellithus turriseiffelii* Zone (CC9), *Microrhabdulus decorates* Zone (CC10), lower part of *Quadrum gartneri* Zone (CC11) from the Sissingh (1977) zonation and UC1, UC2, UC3, and lower part of UC7 from the Burnett (1998) zonation.

Keywords: Biostratigraphy, Zagros basin, Garau Formation, Cretaceous, Calcareous nannofossils.

Facies studies and depositional environment of Sahand volcanic complex (NW of Iran)

Pirmohammadi Alishah, F.¹ and Jahangiri, A.²

1. Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering, Shabestar Branch, Islamic Azad University, Shabestar, Iran

2. Professor, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Received: 06 July 2020

Accepted: 23 August 2020

Abstract

Sahand volcanic complex is located in the south of Tabriz and east of Urmia Lake and includes an alternation of lava, igneous materials and clastic sediments that were affected by many folds and fractures. Sahand volcano is relatively young in age (Miocene to Pliocene) and its structure is somewhat intact. Consequently, where there is a good lateral continuity, facies and volcanological studies can be carried out in the upper part of the complex. Based on these studies, it was determined that the Sahand volcanic structure can be divided into four central, near, medium and distant facies. Facies studies show that the structure of Sahand Volcano was created by several explosive phases, some of which were associated with water intrusion and there was not much time between eruptions. Characteristics, such as severe welding and discoloration of pyroclastic deposits show that these units had a high temperature at the time of formation and were formed on land. Overall, Sahand volcanic eruptions were more explosive, and thus, the number of pyroclastic deposits is much higher than lava flows. In the central, near and middle facies of Sahand, no traces of younger hydrothermal activities can be found, and only in the distant facies, there is a hot spring (Bostan Abad), the relationship of which needs further study to prove the connection of these springs with the Sahand Volcano.

Keywords: Volcanology, Volcanic facies, Sahand, Flows, Pyroclastic deposits.

Determining the timing of folding of Jarik anticline in the Dezful embayment, based on the geometry of growth strata

Lashgari, A.¹, Heyhat, M.R.², Khatib, M.M.³ and Najafi, M.⁴

1. Ph.D. Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

2. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

3. Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

4. Assistant Professor, Department of Geology, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences Zanjan Iran

Received: 06 March 2019

Accepted: 05 May 2019

Abstract

Determining the direction of deformation migration in the fold- thrust belts, is one of the basic aspects for understanding the structural evolution of the fold and thrust belts. By studying the timing and mechanism of deformation and comparing it with different regions of a fold thrust belt, it is possible to gain a better understanding about the history of the structural evolution. The timing and development of deformation in the Zagros folded belt is one of the widely studied topics. The general belief is that the collision of two plates of central Iran and Arabian began in Miocene, and gradually developed from the northeast to the southwest. According to the present study, the timing of folding of the Jarik anticline in the northern of Dezful embayment is estimated to be end of Middle miocene (Serravalian). The results of the present study indicated that the onset folding of the Jarik anticline in this area coincides with the deposition of the lower Aghajari Formation.

Keywords: Dezful embayment, Jarik anticline, Aghajari Formation, Growth strata.

Analysis of texture, structure and depositional environment of evaporites in the Kond Formation, Saran section, Central Alborz, based on field data, petrography and XRD analysis

Alizadeh-Arab, Z.¹ and Hosseini-Barzi, M.²

1. M.Sc. in Sedimentology, Department of Sedimentary Basins and Petroleum, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2. Associate Professor, Department of Sedimentary Basins and Petroleum, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 07 June 2020

Accepted: 12 September 2020

Abstract

The late-Eocene Kond Formation in Saran section, Central Alborz, is a carbonate, marl, volcano-clastic and evaporite succession and the lower and upper boundaries with Karaj and Lower Red Formation is unconformable. The main thickness of the studied section consists of evaporite deposits. Based on the field studies, petrography and XRD data, these evaporite deposits are mostly consist of gypsum, anhydrite, dolomite, calcite and quartz. Field and petrographic study, imply that the gypsum and anhydrite are present in three types: primary (type one), secondary (type two) and Tertiary (type three) and dolomites are related to very early diagenesis. The primary evaporites which are laminated and layered gypsum, were deposited in a subaqueous shallow environment (salina) due to solar evaporation. Secondary evaporites with nodular texture and enterolithic and chicken-wire structures, were formed during epigenetic and shallow burial diagenesis (coastal sabkha). Moreover, tertiary evaporites with alabasterian, porphyroblastic and satin spar textures are related to burial and uplifting of primary and secondary evaporites in telogenesis and phreatic meteoric conditions. The abundance of evaporite minerals as well as other evidences of this sediments in the Saran section indicates a warm and dry climatic conditions during deposition of the Kond Formation. Due to the layered nature of evaporites of the Kond Formation in the Saran section and their association with shallow marine facies and the presence of significant thickness of volcano-clastic deposits of the Karaj Formation below these deposits, Eocene seawater and also migration of ions from older tuffs is suggested as the source of ions required for the deposition of these evaporite units.

Keywords: Late-Eocene, XRD, Kond Formation, Salina, Evaporite deposits.

Vol. 15, No. 58, Summer 2021

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

Dr. Khodaei, K., Assistant Professor - Research Institute of Applied Sciences

Editor in Chief:

Dr. Adabi, M.H., Professor - Shahid Beheshti University

Assistant Editor:

Dr. Nassery, H.R., Professor - Shahid Beheshti University

Editorial Board:

Dr. Adabi, M.H., Professor - Shahid Beheshti University

Dr. Nassery, H.R., Professor - Shahid Beheshti University

Dr. Rezaei, M.R., Professor - Curtin University of Australia

Dr. Raeisi, E., Professor - Shiraz University

Dr. Saeedi, A., Associate Professor - Geological Survey of Iran

Dr. Ghazban, F., Professor - Tehran University

Dr. Fatemi Aghda, S.M., Professor - Kharazmi University

Dr. Gharshi, M., Associate Professor - Geological Survey of Iran

Dr. Ghavidel, M., Professor of Institute of Petroleum Engineering - Tehran University

Dr. Moore, F., Professor - Shiraz University

Dr. Mousavi Harami, R., Professor - Ferdowsi University Mashhad

Dr. Mirzaei, S., Professor - Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Dr. Vossoughi Abedini, M., Associate Professor - Shahid Beheshti University

Dr. Kohandel, A., Associate Professor - Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Manager: Hatefi, R., Assistant Professor - Research Institute of Applied Sciences

Executive Director: Esmaili, E.

Editors: Dr. Nassery, H.R. and Faezi, N.

Designer: Ansari, A.

Published: Summer 2021

Print: Tarh and Naghsh

Print address: No. 40, 16 Azar Avenue, Keshavariz Boulevard, Tehran, Iran

Office address: Shahid Beheshti University, Evin, Tehran, Iran, P.O.Box. 196151171

Tel: +98(21)29903037-22431933-4

E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com

Website Journal: Journal.rias.ac.ir

Website: www.rias.ac.ir



Research Institute of Applied Sciences
(ACECR)



This Quarterly Review of Science-Research to Number 3/309 and History 16 April 2008 from the Ministry of Science, Research and Technology.

This journal is indexed in the following sites:

<http://www.isc.gov.ir>; <http://www.srlst.com>; <http://www.sid.ir>; <http://www.magiran.com>