



پژوهشکده علوم پایه کاربردی



سال ۱۶، شماره ۶۳، پاییز ۱۴۰۱

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر کمال خدائی، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

سر دبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهبشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهبشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهبشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهبشتی

دکتر محمدرضا رضایی، استاد دانشگاه کرتین استرالیا

دکتر عزت... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

دکتر عبد... سعیدی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر فریدون غضبان، استاد دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی 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 شهیدبهبشتی

دکتر کمال خدائی، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

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

صفحه‌آرا: آرزو انصاری

تاریخ انتشار: پاییز ۱۴۰۱

چاپ: مجتمع چاپ پیدایش

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

نشانی دفتر فصلنامه:

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

تلفن: ۲۹۹۰۲۵۹۴، 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.

تجزیه و تحلیل ویژگی‌های ژئوشیمیایی رسوبات غبار ریزشی شهر سبزوار با استفاده از تله رسوب‌گیر MDCO

آرش امینی^(۱) و بهنام شفیعی بافتی^(۲)

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان
۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۲/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۳/۰۳

چکیده

گرد و غبار یکی از پدیده‌های جوی است و آثار و پیامدهای زیست‌محیطی نامطلوبی بر جای می‌گذارد. برای بررسی غبار ریزشی شهر سبزوار، در سال ۱۳۹۰ و در انتهای چهار فصل، نمونه‌ها در ایستگاه‌های شانزده‌گانه‌ی منتخب در پشت‌بام منازل مسکونی یا ساختمان‌های اداری و بر مبنای جهت‌های جغرافیایی اصلی و فرعی جمع‌آوری شده و با ترازوی با دقت ۰/۰۰۱ گرم وزن شدند. اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی ریزگردها با استفاده از روش جذب اتمی و طیف‌سنجی پلاسمای جفت شده القایی برای مطالعات ژئوشیمیایی با توجه به حجم غبار جمع شده و اهمیت نمونه‌ها، مشخص و اندازه‌گیری شدند. نتایج به‌دست آمده نشان داد که بیشترین حجم غبار ریزشی در سبزوار مربوط به فصل بهار است در حالی که غلظت و تراکم اغلب عناصر آلاینده در فصل پاییز بیشتر است. از نظر آلودگی، عناصر کادمیوم و روی با قرار گرفتن در پهنه آلودگی شدید و ضریب آلودگی بسیار بالا و قابل توجه در غبار ریزشی شهر سبزوار، در درجه اول اهمیت قرار دارند. عناصر کروم و نیکل با قرار گرفتن در پهنه آلودگی متوسط و ضریب آلودگی قابل توجه در درجه بعدی اهمیت هستند. در شرایط فعلی، آلودگی عناصر آلاینده مانند مس، سرب و آرسنیک در ریزگردهای شهر سبزوار بحرانی و نگران‌کننده نیست.

واژه‌های کلیدی: آلودگی عناصر سنگین، رسوب‌گیر تیل‌های، ژئوشیمی، سبزوار، غبار ریزشی.

مقدمه

توسط عظیم‌زاده و همکاران (۱۳۸۹) در شهر یزد ارائه شد و بعد از آن نتایج استفاده از رسوب‌گیر تیل‌های حداقل در هفت شهر مختلف ایران از جمله بهبهان توسط اکبری و همکاران (۱۳۹۱)، در شهر ایلام توسط صدریان و همکاران (۱۳۹۲)، در شهر کرمان توسط جعفری و خادمی (۱۳۹۳)، در شهر اهواز توسط کریمیان و همکاران (۱۳۹۵)، در شهر قم توسط ترنج زو و همکاران (۱۳۹۶) و در شهر تهران توسط ارسلائی

برای اندازه‌گیری غبار ریزشی استفاده از رسوب‌گیر تیل‌های (MDCO) از سال ۱۹۷۵ میلادی در دنیا و از سال ۲۰۱۰ میلادی در ایران در دستور کار قرار دارد. استفاده از این رسوب‌گیر برای جمع‌آوری غبار ریزشی به عوامل مختلفی نظیر اندازه و شکل تیل‌ها، سرعت باد و اندازه ذرات وابسته است (Gossen and Offer, 2000). برای اولین بار در ایران نتایج استفاده از رسوب‌گیر تیل‌های

انجام گرفت.



شکل ۱. آماده‌سازی رسوب‌گیر تپله‌ای برای نمونه‌برداری از غبار ریزشی



شکل ۲. غبار ریزشی جمع شده در پایان یک دوره نمونه‌برداری پس از تخلیه تپله‌ها از ظروف پلاستیکی

۲. در مرحله دوم نصب رسوب‌گیر تپله‌ای در ۱۶ نقطه از شهر سبزوار بر مبنای شاخص‌ها و استانداردهای مورد نظر انجام گرفت. توضیح اینکه آرایش ایستگاه‌ها در یک حلقه داخلی و خارجی فرضی براساس هشت جهت جغرافیایی اصلی توجه شد (شکل ۳).

در انتخاب ایستگاه‌ها علاوه بر جهت‌های جغرافیایی، مکان‌های دولتی و غیردولتی مطمئن که کمترین احتمال جابجایی رسوب‌گیر را در طی دوره نمونه‌برداری داشتند، انتخاب شد.

۳. اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی ریزگردها با استفاده از روش جذب اتمی و طیف‌سنجی پلاسما جفت‌شده القایی ۱ در آزمایشگاه‌های شرکت ملی مس و زرآما

۴. تعیین میزان آستانه بیماری‌زایی گرد و غبار با توجه

و همکاران (۱۳۹۹) مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت. در این تحلیل‌ها تمرکز اصلی تحقیقات بیشتر بر حجم گرد و غبار ریزشی جمع‌آوری شده در دوره‌های زمانی مختلف و مکان‌های مختلف در شهرهای منتخب می‌باشد و کمتر به خصوصیات ژئوشیمیایی و تاثیر عناصر آلاینده در گرد و غبار پرداخته شده است.

شهر سبزوار از سالیان دور در معرض گرد و غبار است. ایستگاه حارث‌آباد در هشت کیلومتری جنوب شهر سبزوار به‌عنوان یکی از اولین ایستگاه‌های تحقیقات جنگلی و تثبیت شن‌های روان کشور در دهه ۱۳۴۰ برای مدیریت و کنترل گرد و غبار احداث و بهره‌برداری شد. بررسی باد حاصل از تحلیل گلبادهای ایستگاه سینوپتیک سبزوار (امینی، ۱۳۹۴) نشان می‌دهد در یک دوره طولانی آماري بادهای شرقی و شمال شرقی در تمام چهار فصل بیشترین فراوانی را داشته و در تابستان و بهار سال ۱۳۹۰ که طرح در آن انجام شده بادهای با جهت ۸۰ تا ۹۰ درجه بیشترین تعداد روزهای باد غالب را تشکیل می‌دهند درحالی‌که در پاییز و زمستان از تعداد روزهای بادهای غالب کاسته شده است.

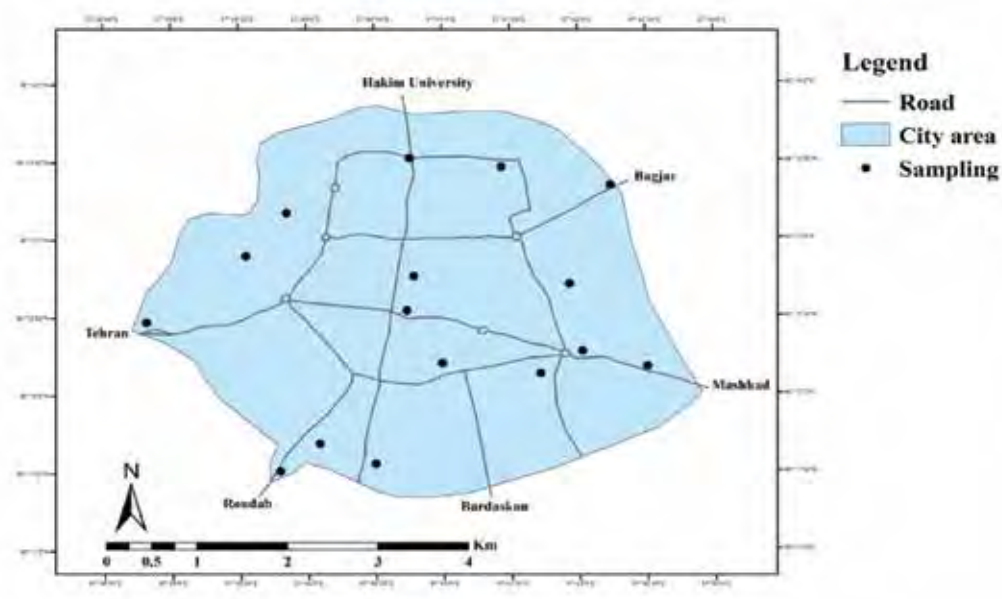
هدف از این تحقیق تعیین حجم غبار ریزشی شهر سبزوار در فصول مختلف و تشخیص آلودگی عناصر مختلف آلاینده موجود در غبار ریزشی و تعیین گستره و ضریب آلودگی این عناصر می‌باشد.

روش مطالعه

برای بررسی کمی و کیفی غبار ریزشی شهر سبزوار، مراحل انجام کار در بخش‌های مجزا به شرح زیر می‌باشند:

۱. در مرحله اول برای آماده‌سازی نمونه‌گیر از یک ظرف پلاستیکی استفاده شد و روی آن یک روکش آلومینیومی کشیده شد، بر روی روکش آلومینیومی دو ردیف تپله قرار گرفت و در روی تپله‌ها یک توری سیمی (فنس مرغی) برای محافظت تپله‌ها از عملکرد مخرب احتمالی پرندگان یا گربه‌ها تعبیه گرفته شد (شکل ۱). در مرحله بعد، جمع‌آوری نمونه‌ها (شکل ۲) و وزن کردن غبار بارشی به مدت یک سال و در پایان هر فصل (۳۱ خرداد و شهریور و ۳۰ آذر و اسفند) با ترازوی دقت ۰/۰۰۱ گرم

1. (Inductively Coupled Plasma) ICP



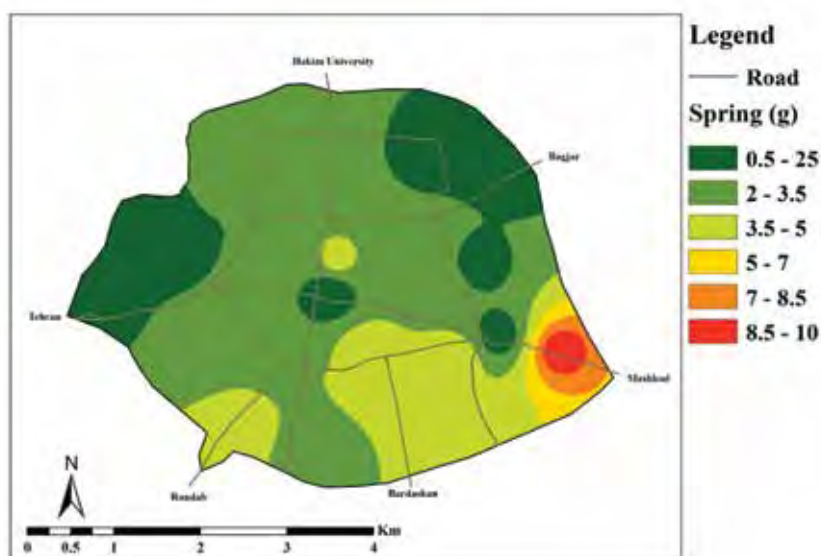
شکل ۳. آرایش ایستگاه‌های شانزده‌گانه در شهر سبزوار

توزیع مکانی ریزگردها
 توزیع مکانی ریزگردها در فصول مختلف با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS انجام گرفت و مشخص شد تراکم ریزگردها در تمامی فصول در بخش جنوب‌شرقی شهر سبزوار (خیابان جهاد کشاورزی) بیشتر است (شکل‌های ۴ تا ۷). الگوهای توزیع بهار و تابستان بسیار شبیه یکدیگر هستند، با این تفاوت که میزان غبار ریزشی در بهار نسبت به تابستان بیشتر می‌باشد.

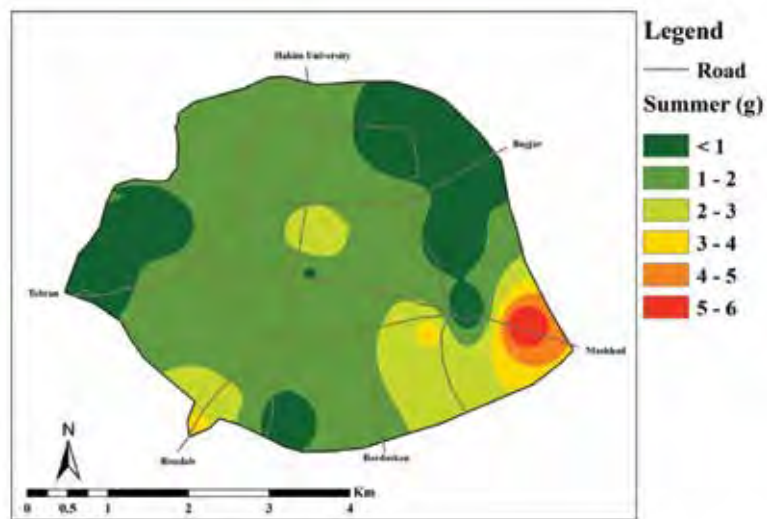
به حجم و ترکیب عناصر مضر موجود در ریزگردهای شهر سبزوار و تعیین گستره و ضریب آلودگی و شناسایی مناطق بحرانی
 ۵. ترسیم نقشه‌های مورد نیاز و جمع‌بندی نهایی

بحث

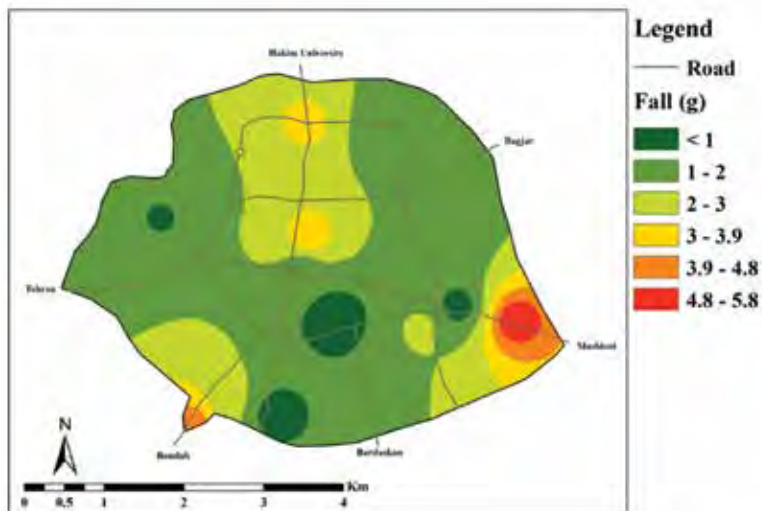
پس از تجزیه و تحلیل داده‌ها و رسم نقشه‌های مورد نیاز نتایج مشخص زیر به دست آمد:



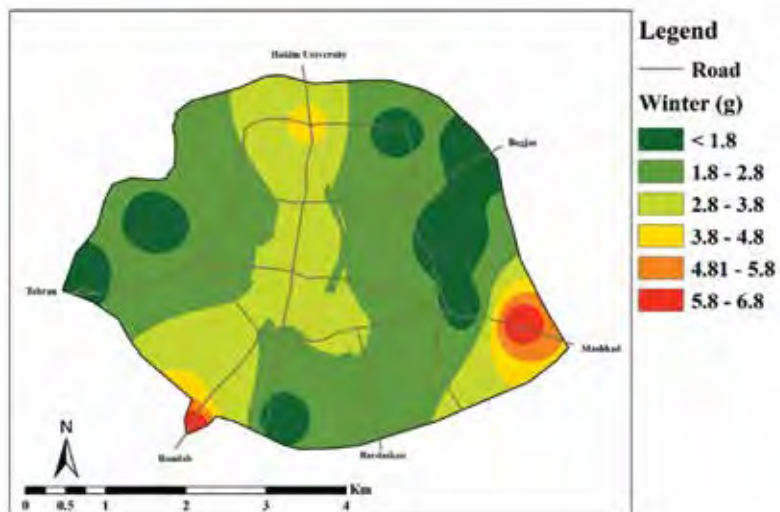
شکل ۴. تجمع و پراکنش ریزگردها در فصل بهار سال ۱۳۹۰



شکل ۵. تجمع و پراکنش ریزگردها در فصل تابستان سال ۱۳۹۰



شکل ۶. تجمع و پراکنش ریزگردها در فصل پاییز سال ۱۳۹۰



شکل ۷. تجمع و پراکنش ریزگردها در فصل زمستان سال ۱۳۹۰

درصد تا ۱۰/۱۰ درصد با میانگین ۷/۶۳ درصد، میزان CaO از ۱۰/۸۲ درصد تا ۱۴/۹۷ درصد با میانگین ۱۲/۵۹ درصد، میزان TiO_2 از ۰/۳۸ درصد تا ۰/۸۸ درصد با میانگین ۰/۷۱ درصد، میزان P_2O_5 از ۰/۱۷ درصد تا ۰/۲۹ درصد با میانگین ۰/۲۲ درصد، میزان MgO از ۶/۳۳ درصد تا ۸/۷۴ درصد با میانگین ۷/۸۲ درصد و میزان K_2O از ۱/۷۷ درصد تا درصد با میانگین ۱/۵۷ درصد در نوسان می‌باشند.

توزیع اکسیدهای اصلی در ریزگردهای شهری سبزوار

برای بررسی ژئوشیمیایی ریزگردهای شهر سبزوار، تعداد ۱۳ نمونه از اکسیدهای اصلی در ایستگاه‌های منتخب مورد آنالیز قرار گرفتند (جدول ۱). نتایج به‌دست آمده نشان دادند که میزان SiO_2 از ۴۴/۵۴ درصد تا ۵۲/۳ درصد با میانگین ۴۹/۰۳ درصد، میزان Al_2O_3 از ۱۰/۳۴ درصد تا ۱۳/۲۱ درصد با میانگین ۱۱/۶۷ درصد، میزان Fe_2O_3 از ۵/۱۳

جدول ۱. آنالیز اکسیدهای اصلی در ایستگاه‌های منتخب نمونه‌برداری در فصل‌های مختلف

MEASURING UNIT		%	%	%	%	%	%	%	%	%
SAMPLE NO.	SAMPLE NAME	Al_2O_3	K_2O	MgO	SO_3	P_2O_5	SiO_2	TiO_2	CaO	Fe_2O_3
۱	B ۷ M	۱۲/۶۱	۱/۸۳	۷/۴۶	۰/۵۵	۰/۲۹	۴۹/۸۸	۰/۸۱	۱۴/۹۷	۹/۲۵
۲	Z ۲ M	۱۰/۵۹	۱/۶۷	۷/۹۲	۱/۴۵	۰/۲۲	۴۵/۶۱	۰/۸۸	۱۳/۹۳	۸/۲۴
۳	P ۱۱ C	۱۲/۵۳	۱/۷۹	۸/۷۰	۰/۶۸	۰/۲۵	۵۲/۳۷	۰/۸۲	۱۲/۷۰	۸/۹۳
۴	Z ۵ M	۱۳/۰۱	۱/۷۱	۸/۶۹	۱/۰۰	۰/۲۸	۴۹/۹۹	۰/۸۲	۱۲/۲۹	۹/۳۷
۵	Z ۱۳ C	۱۲/۱۰	۱/۶۷	۸/۶۰	۱/۰۸	۰/۳۰	۴۸/۵۲	۰/۷۵	۱۲/۳۹	۱۰/۱۰
۶	B ۳ M	۱۳/۲۱	۱/۷۹	۷/۷۳	۰/۵۸	۰/۲۸	۵۱/۲۲	۰/۸۱	۱۳/۳۱	۸/۷۸
۷	B ۱۱ C	۱۲/۱۳	۱/۸۵	۷/۹۸	۰/۵۵	۰/۲۵	۵۰/۰۳	۰/۸۵	۱۳/۷۰	۸/۶۳
۸	Z ۸ M	۱۱/۲۰	۱/۱۲	۸/۲۳	۰/۴۸	۰/۱۷	۴۴/۵۴	۰/۶۶	۱۰/۸۲	۶/۱۴
۹	T ۱۱ C	۱۰/۴۶	۱/۲۶	۶/۳۳	۰/۵۰	۰/۱۶	۴۷/۰۴	۰/۶۵	۱۱/۵۶	۵/۱۳
۱۰	B ۱۲ C	۱۱/۱۴	۱/۲۷	۶/۷۰	۰/۱۸	۰/۱۷	۴۵/۳۳	۰/۷۰	۱۲/۰۳	۵/۴۷
۱۱	Z ۱۱ C	۱۱/۰۹	۱/۳۰	۸/۷۴	۰/۴۰	۰/۱۷	۵۲/۴۰	۰/۶۴	۱۱/۹۰	۶/۵۵
۱۲	T ۱۵ C	۱۰/۳۴	۱/۴۲	۶/۹۵	۱/۶۶	۰/۱۹	۴۹/۴۴	۰/۳۸	۱۱/۸۵	۵/۸۷
۱۳	Z ۷ M	۱۱/۳۴	۱/۷۷	۷/۵۹	۱/۲۰	۰/۲۰	۵۱/۰۵	۰/۴۲	۱۲/۲۰	۶/۷۷
میانگین		۱۱/۶۷	۱/۵۷	۷/۸۲	۰/۷۹	۰/۲۲	۴۹/۰۳	۰/۷۱	۱۲/۵۹	۷/۶۳

کودکان می‌باشند.

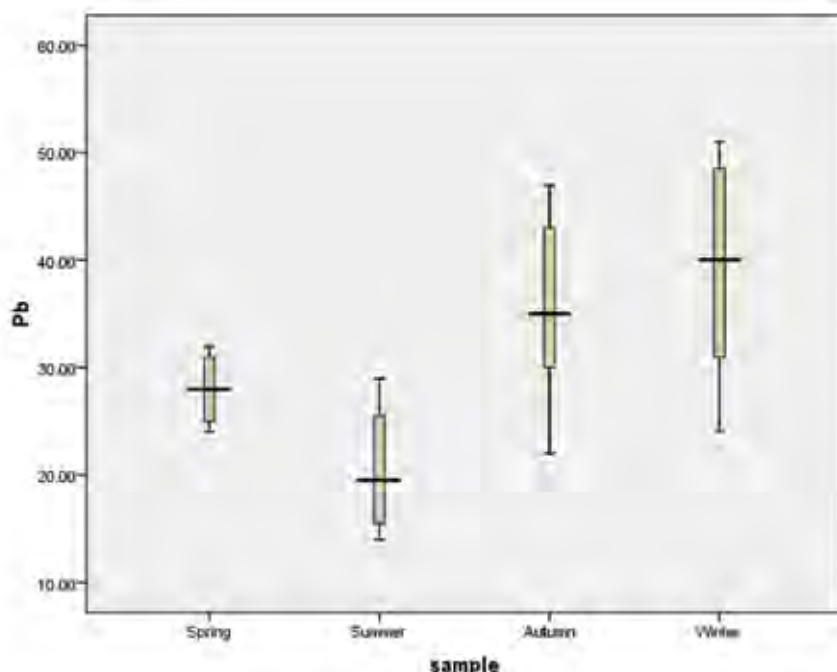
الگوی A

این الگو برای پراکنش عنصر سمی و آلاینده سرب مورد استفاده قرار گرفت و پس از رسم نقشه‌های هم‌سرب شهر مشخص شد، تراکم توزیع سرب در بخش‌های شرقی و جنوب‌شرقی شهر سبزوار بیشتر است. همچنین مشخص شد، تراکم سرب در ماه‌های پاییز و زمستان از ماه‌های دیگر بالاتر است (شکل‌های ۸ و ۹).

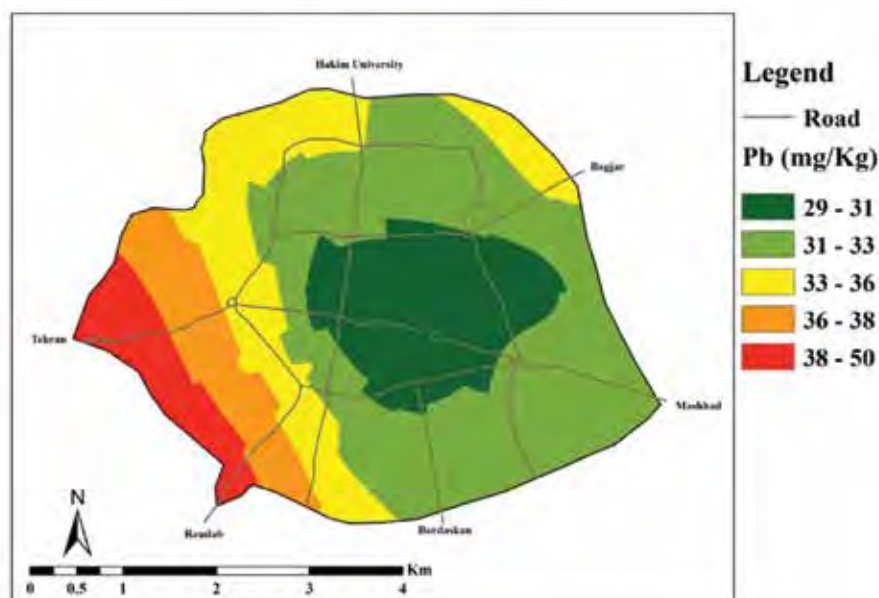
پراکندگی سرب در بخش شرقی و جنوب‌شرقی شهر سبزوار بی‌ارتباط با تردد وسایل نقلیه سنگین و سبک و قرارگیری ترمینال مسافری شهر سبزوار در این نواحی نمی‌باشد.

تجزیه و تحلیل عناصر آلاینده در ریزگردهای سبزوار

تعداد ۲۲ نمونه از کل نمونه ریزگردهای مورد مطالعه برای تشخیص عناصر فرعی مختلف با هدف بررسی آلاینده‌های جوی پهنه مورد مطالعه انتخاب شدند تا با استفاده از نتایج به دست آمده بتوان تجزیه و تحلیل‌های لازم زیست‌محیطی را انجام داد. در این راستا غلظت عناصر آلوده‌کننده محیط شامل سرب-مس و آرسنیک-نیکل و کادمیوم و کروم در سه الگوی مشخص A و B و C طبقه‌بندی شد (امینی، ۱۳۹۴). فلزات سنگین در بافت‌های چربی و اعضای بدن تجمع می‌یابند و می‌توانند بر دستگاه عصبی مرکزی اثر بگذارند یا عاملی برای دیگر بیماری‌ها باشند. از اثرات شایع مسمومیت با فلزات سنگین، اثر بر مغز و اختلال رشد در



شکل ۸. پراکندگی میزان سرب برحسب (ppm) در غبار ریزشی شهر سبزوار در فصل‌های مختلف سال

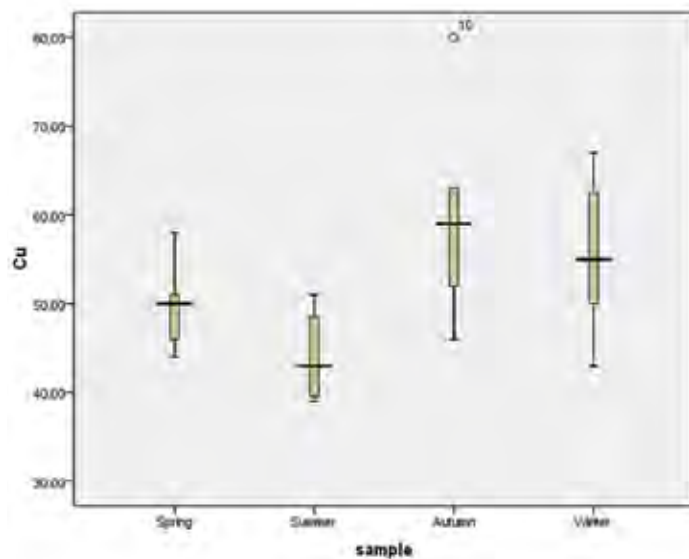


شکل ۹. توزیع مکانی سرب در غبار ریزشی شهر سبزوار

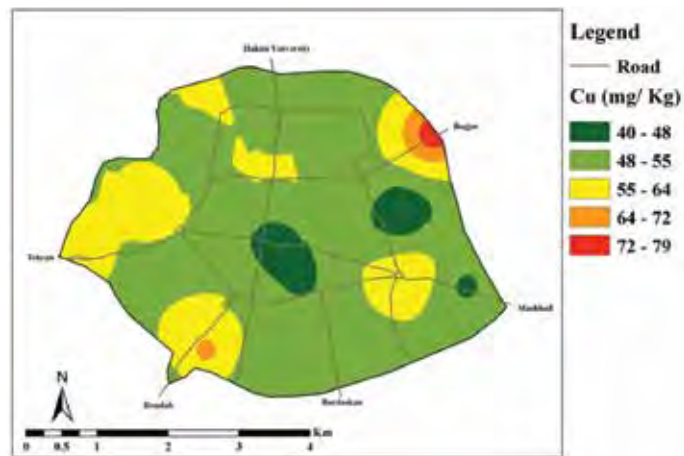
الگوی B

علاوه بر این مورد توزیع مس در فصل‌های پاییز و زمستان در مقایسه با فصل‌های دیگر بیشتر است، درحالی‌که آرسنیک در فصل پاییز بیشترین فراوانی را نسبت به فصل‌های دیگر نشان می‌دهد (شکل‌های ۱۰ و ۱۲).

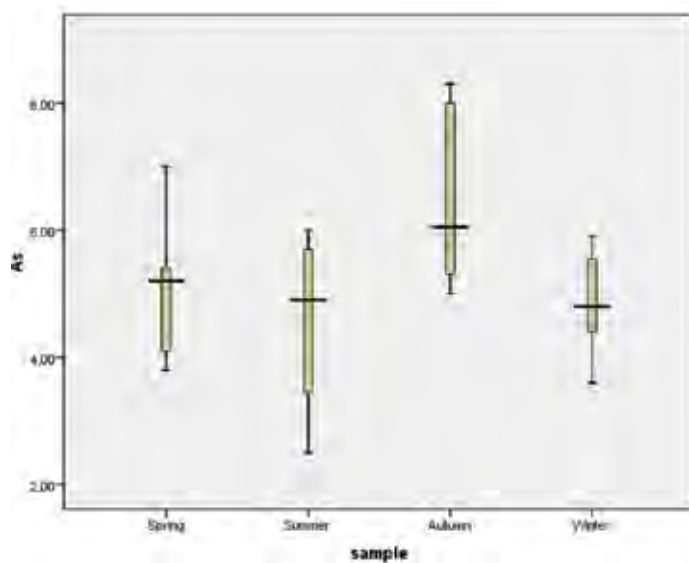
این الگو برای توزیع فلزات سنگین مس و آرسنیک در شهر سبزوار قابل ارائه می‌باشد. بدین صورت که در هر دو مورد، تراکم و توزیع این فلزات سنگین در بخش‌های شمال شرقی شهر از بقیه مناطق بیشتر می‌باشد (شکل‌های ۱۱ و ۱۳).



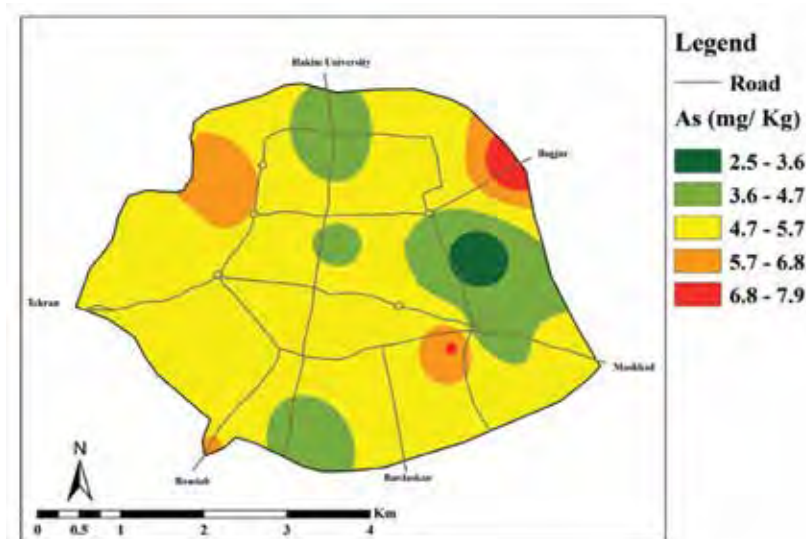
شکل ۱۰. پراکندگی میزان مس برحسب (ppm) در غبار ریزشی شهر سبزوار در فصل‌های مختلف سال



شکل ۱۱. توزیع مکانی مس در غبار ریزشی شهر سبزوار



شکل ۱۲. پراکندگی میزان آرسنیک برحسب (ppm) در غبار ریزشی شهر سبزوار در فصل‌های مختلف سال



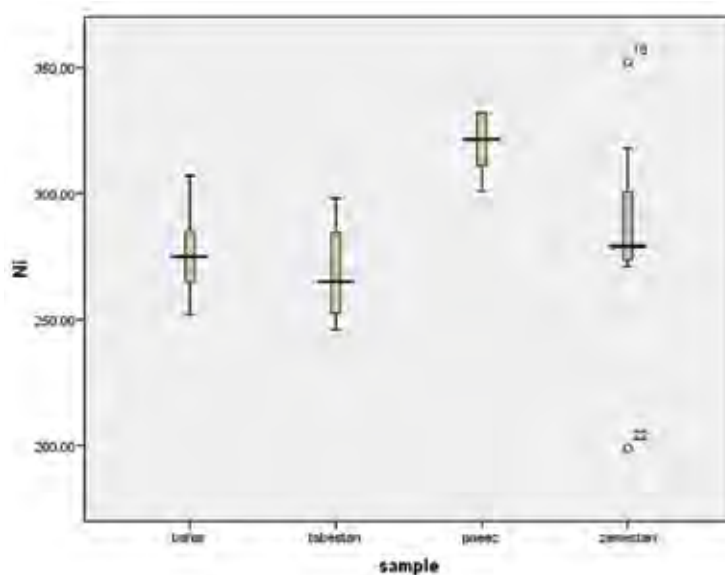
شکل ۱۳. توزیع مکانی آرسنیک در غبار ریزشی شهر سبزوار

الگوی C

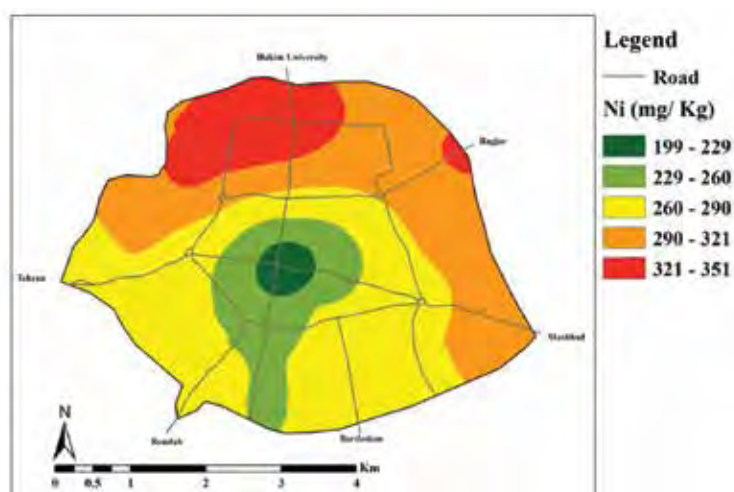
حاصل از این پهنه‌ها می‌تواند به راحتی به بخش شمالی شهر سبزوار انتقال یابد.

توزیع فصلی این عناصر بر مبنای نمودار جعبه‌ای (شکل‌های ۱۴، ۱۶ و ۱۸) نشان می‌دهد، میزان نیکل و کادمیوم در فصل پاییز نسبت به فصل‌های دیگر به صورت قابل ملاحظه‌ای بالاتر است. این در حالی است که پراکندگی کروم در فصل‌های مختلف با یکدیگر تفاوت زیادی ندارند و بیشترین میزان پراکندگی ثبت شده مربوط به فصل تابستان می‌باشد.

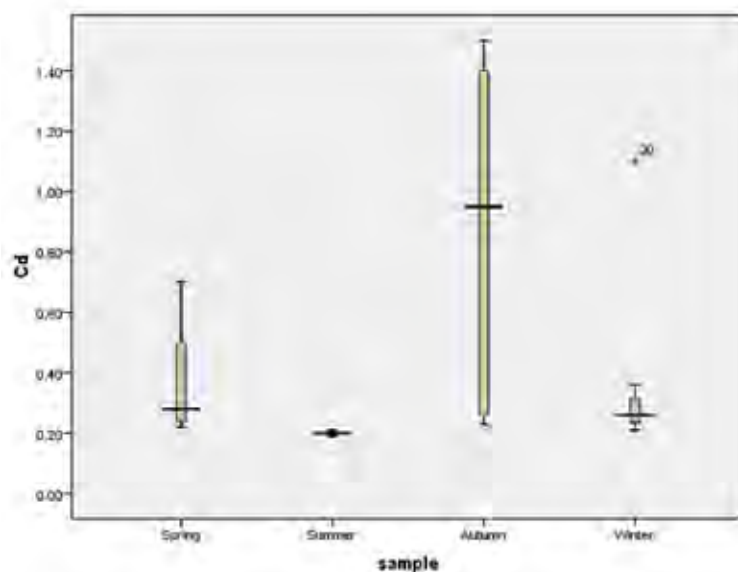
این الگو در مورد عناصر و فلزات سنگین نیکل، کادمیوم و کروم در شهر سبزوار قابل مشاهده است (شکل‌های ۱۵، ۱۷ و ۱۹). بر اساس این الگو تمرکز این فلزات سنگین در کمربند شمالی شهر، بالا و قابل توجه می‌باشد. بالا بودن میزان پراکنش این عناصر در غبار ریزشی شهر را می‌توان به گسترش نهشته‌های افیولیتی کمربند شمال سبزوار نسبت داد. در برخی پهنه‌های این گستره معدن کرومیت برای استخراج کروم نیز وجود دارد و نیکل و کادمیوم هم در مجموعه‌های افیولیتی پراکندگی بالایی دارند. بنابراین غبار



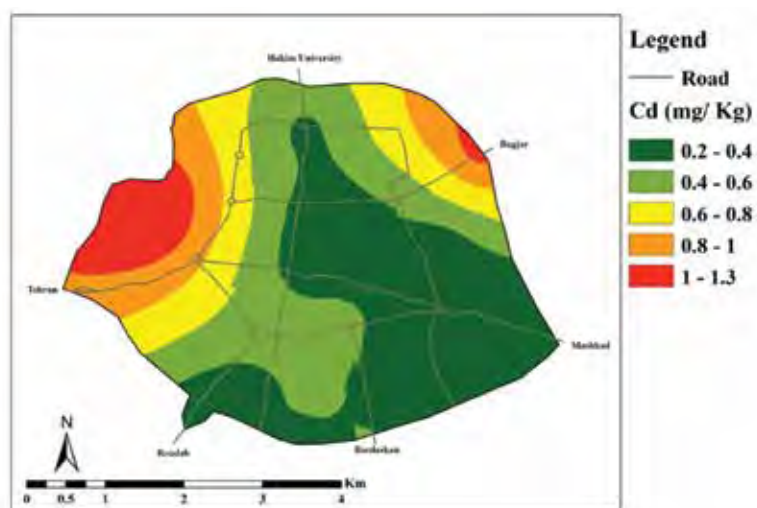
شکل ۱۴. پراکندگی میزان نیکل برحسب (ppm) در غبار ریزشی شهر سبزوار در فصل‌های مختلف سال



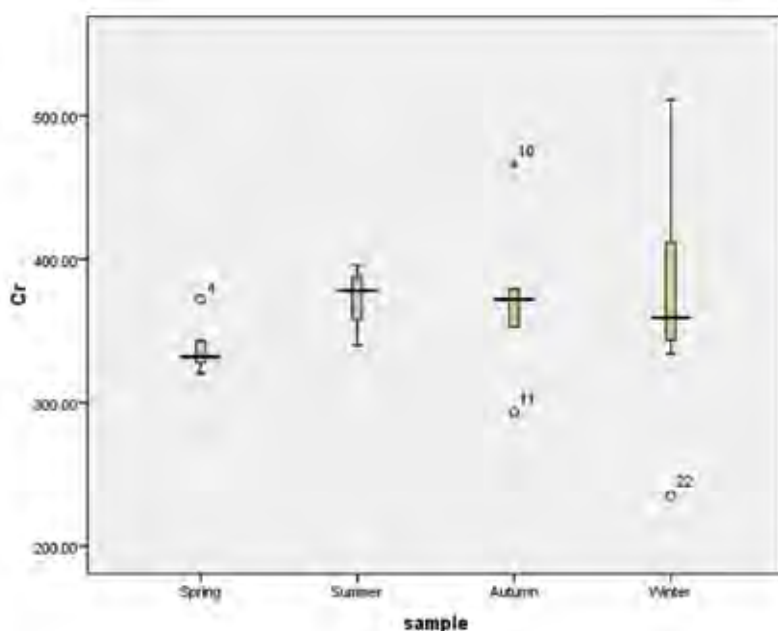
شکل ۱۵. توزیع مکانی نیکل در غبار ریزشی شهر سبزوار



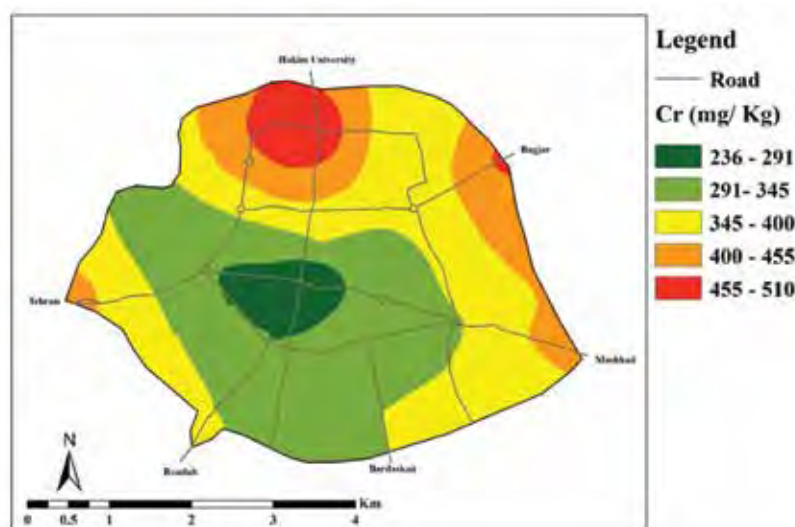
شکل ۱۶. پراکندگی میزان کادمیوم برحسب (ppm) در غبار ریزشی شهر سبزوار در فصول مختلف سال



شکل ۱۷. توزیع مکانی کادمیوم در غبار ریزشی شهر سبزوار



شکل ۱۸. پراکندگی میزان کروم برحسب (ppm) در غبار ریزشی شهر سبزوار در فصول مختلف سال



شکل ۱۹. توزیع مکانی کروم در غبار ریزشی شهر سبزوار

محاسبه شاخص‌های زمین‌شیمیایی

تغییرات زمین‌شناختی هر پهنه، به نوسان زیاد غلظت عناصر در رسوبات و سایر مواد هوازده سطحی منجر می‌شوند. علاوه بر این تفاوت‌های شیمیایی در بین گونه‌های گیاهی و جانوری، بیانگر رشد و تغذیه آنها در پهنه‌های با سازندهای زمین‌شناسی متفاوت می‌باشند. در مطالعات ژئوشیمیایی، شاخص‌های مختلفی برای پایش و ارزیابی میزان آلودگی ریزگردها وجود دارد که در این

در گذشته برای تفسیرهای زیست‌محیطی تعیین عیار زمینه زمین‌شیمیایی طبیعی، از غلظت میانگین عناصر مختلف در پوسته زمین (کلارک) استفاده می‌شد، اما به دلیل تغییرات زیاد غلظت عناصر در سنگ‌های تشکیل‌دهنده پوسته زمین، این غلظت‌ها باید با احتیاط و همراه با در نظر داشتن عوامل زمین‌شناختی طبیعی منطقه در پژوهش‌های زمین‌شیمی زیست‌محیطی استفاده شوند.

عنصر n است. مولر از ترکیب شیل میانگین به عنوان زمینه زمین شیمیایی استفاده کرده است. ضریب ۱/۵ نیز برای به حداقل رساندن تاثیر احتمالی غلظت فلز در ترکیب زمینه زمین شیمیایی (به عبارت دیگر برای بهنجار کردن غلظت‌ها در نمونه‌های آلوده، نسبت به غلظت‌ها در ترکیب شیل میانگین) که ناشی از تغییرات سنگ‌شناختی در رسوبات می‌باشد و نیز حذف اثرات انسان‌زاد بسیار کوچک استفاده می‌شود. مولر، درجه آلودگی عناصر آلاینده را بر اساس افزایش مقدار عددی ضریب زمین‌انباشت به هفت رده تقسیم کرد (جدول ۲).

تحقیق از دو شاخص عمده ضریب زمین‌انباشت^۱ و ضریب آلودگی^۲ استفاده می‌شود.

ضریب زمین‌انباشت

ضریب زمین‌انباشت اولین بار توسط مولر (Muller, 1969) برای تعیین و توصیف آلودگی فلز در رسوبات ارائه و سپس توسط پژوهشگران دیگر، تصحیحاتی روی آن اعمال شد. این ضریب از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$I_{geo} = \log_2 [Cn/1.5 Bn]$$

در این رابطه (Cn) غلظت عنصر تجزیه شده (n) در نمونه‌های مورد مطالعه و (Bn) غلظت زمینه زمین شیمیایی

جدول ۲. رده‌بندی مولر بر مبنای مقدار ضریب زمین‌انباشت (Igeo) در غبار ریزشی سبزوار

رد	گستره	وضعیت آلودگی	عناصر در منطقه مورد مطالعه
۰	$I_{geo} \leq 0$	عملاً غیرآلوده	P-Cu-As
۱	$0 < I_{geo} < 1$	غیرآلوده تا آلودگی متوسط	Pb
۲	$1 < I_{geo} < 2$	آلودگی متوسط	Ni-Cr
۳	$2 < I_{geo} \leq 3$	آلودگی متوسط تا شدید	Cd
۴	$3 < I_{geo} < 4$	آلودگی شدید	Cd-Zn
۵	$4 < I_{geo} < 5$	آلودگی شدید تا بی‌نهایت آلوده	---
۶	$I_{geo} \geq 5$	بی‌نهایت آلوده	---

ضریب آلودگی

که Cs غلظت عنصر موردنظر در رسوب و Cb غلظت طبیعی همان عنصر است. ضریب آلودگی، غنی‌شدگی فلز در رسوب را نشان می‌دهد. با استفاده از ضریب آلودگی می‌توان نمودارهای افزودگی-کاهیدگی را رسم و وضعیت غنی‌شدگی فلزات در نمونه‌های رسوب را مشخص کرد.

بر اساس طبقه‌بندی هاکنسون (Hakanson, 1980) برای Cf چهار گروه یا رده تعیین شد که گستره ضریب آلودگی عناصر در غبار ریزشی شهر سبزوار در جدول ۳ ارائه شده است.

جدول ۳. ضریب آلودگی در غبار ریزشی شهر سبزوار

مقدار	ضریب آلودگی ریزگردها	عناصر در منطقه مطالعه
$Cf < 1$	ضریب آلودگی پایین	Cu-As
$1 \leq Cf < 3$	ضریب آلودگی متوسط	Pb-Cu
$3 \leq Cf < 6$	ضریب آلودگی قابل توجه	Ni-Cr-Cd
$Cf \geq 6$	ضریب آلودگی بسیار بالا	Zn

1. Geoaccumulation Index (Igeo)

2. Contamination factor (Cf)

هاکنسون (Hakanson, 1980) بر اساس غلظت هشت آلاینده شامل هفت عنصر بالقوه سمی As, Zn, Pb, Hg, Cr, Cu, Cd و آلاینده آلی PCB، برای هر آلاینده یک ضریب آلودگی را ارائه کرد. در محاسبه این ضریب‌ها لازم است از غلظت آلاینده موردنظر در حداقل پنج نمونه رسوب سطحی میانگین آن محاسبه شود. ضریب آلودگی هاکنسون از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$Cf = Cn / \text{mean } Bn + \text{one S.D.}$$

در این رابطه (Cn) غلظت عنصر تجزیه شده (n) در نمونه‌های رسوب و (mean Bn) میانگین غلظت زمینه زمین شیمیایی عنصر n است. منظور از one S.D، مجموع انحراف معیار و میانگین می‌باشد.

بر طبق نظر اسن و همکاران (Esen, et al., 2010) می‌توان ضریب آلودگی را به صورت زیر محاسبه کرد:

$$CF = Cs/Cb$$

نیکل، کادمیوم و کروم با نوار افیولیتی شمال شهر سبزوار به‌روش و همکاران (۱۳۹۵) هم در بررسی آلودگی فلزات سنگین در غبار ترافیکی شهر مشهد معتقدند کروم در گرد و غبارهای ترافیکی نقش مهمی نداشته و به نظر می‌رسد نیکل و کروم بیشتر از منشا طبیعی و سرب و روی عمدتاً از منشا انسانی حاصل شده است که با نتایج تحقیق صورت گرفته در غبار خیابانی شهر سبزوار مطابقت دارد. در دهه گذشته با وجود اندازه‌گیری مستمر ویژگی‌های ژئوشیمیایی و غلظت فلزات سنگین موجود در غبار ریزشی بیش از ده شهر مهم ایران در زمان‌ها و مکان‌های متفاوت، جدی‌تر شدن بحران زیست‌محیطی ریزگردها، ضرورت مطالعات و تحقیقات بیشتر را به صورت تطبیقی اجتناب‌ناپذیر ساخته است.

نتیجه‌گیری

پس از تجزیه و تحلیل داده‌های به‌دست‌آمده از ایستگاه‌های شانزده‌گانه غبار ریزشی در شهر سبزوار در طی فصل‌های مختلف سال ۱۳۹۰، نتایج مشخص زیر را می‌توان مطرح کرد:

- در مقام مقایسه بیشترین حجم غبار ریزشی مربوط به فصل بهار و کمترین حجم غبار ریزشی مربوط به فصل پاییز است.
- ایستگاه نمونه‌برداری خیابان جهاد کشاورزی در جنوب شرقی سبزوار، در تمامی چهار فصل نمونه‌برداری بیشترین حجم غبار دریافتی را دارد.
- تجمع بیشتر غبار ریزشی در بخش‌های جنوب شرقی و شرقی شهر سبزوار با نتایج گلبادهای نوزده‌ساله (سال‌های ۱۳۷۰ تا ۱۳۸۸) شهر کاملاً منطبق است.
- از نظر ژئوشیمیایی در فصول پاییز و زمستان میزان آلاینده‌های فلزات سنگین غبار ریزشی شهر سبزوار نسبت به فصول دیگر بیشتر می‌باشد.
- آلودگی عناصر کادمیوم و روی با قرار گرفتن در گستره آلودگی شدید و ضریب آلودگی بسیار بالا و قابل توجه در غبار ریزشی شهر سبزوار در درجه اول اهمیت قرار دارند.
- عناصر کروم و نیکل با قرار گرفتن در پهنه آلودگی

جلیلیان (۱۳۹۶) در بررسی ریزگردها و غبار شهر اهواز معتقد است فلزات و شبه فلزاتی که چگالی بالای چهار دارند به‌طور مستقیم در کاهش کیفیت هوا مشکلات زیست‌محیطی موثرند و غلظت آنها تابع منشا ریزگردها و عوامل غیرطبیعی است. به عقیده محمودی و خادمی (۱۳۹۳) نرخ بالای فرونشست فلزات سنگین در غبار شهر اصفهان در دوره زمانی آبان-آذر به دلیل استفاده از وسایل گرمایشی و وقوع پدیده وارونگی دمایی است. ارسال و همکاران (۱۳۹۹) در شهر تهران ادویل و همکاران (Adewale et al., 2020) در شهر موسوگوبو واقع در جنوب غربی نیجریه نیز بالا بودن نرخ فرونشست فلزات سنگین غبار ریزشی در فصل زمستان نسبت به بهار را به این عوامل نسبت دادند. این مورد را می‌توان دلیلی برای افزایش غلظت مس، آرسنیک، نیکل و کروم در غبار ریزشی فصل پاییز شهر سبزوار و افزایش میزان سرب و کروم در غبار ریزشی پاییز و زمستان این شهر دانست. از سوی دیگر بالا بودن غلظت سرب در غبار حیات مدرسه ابد طلب در مجاورت بازار سید اسماعیل تهران نسبت به سایر مدارس منتخب (مولایی و اسماعیلی ساری، ۱۳۹۹) به بار ترافیکی بالا و تراکم جمعیت نسبت داده شده و با نتایج تحقیقات جعفری و خادمی (۱۳۹۳) در شهر کرمان که پراکنش بالای سرب، روی و مس را در غبار ریزشی شهر کرمان را منطبق بر منابع صنعتی و ترافیکی دانسته همخوانی داشته است.

از سوی دیگر نتایج تحقیقات ترونوسکا و سویتلیک (Trojnowska and Swietlik, 2020) نیز نشان می‌دهد بالا بودن میزان ضریب زمین انباشت سرب و روی و مس در غبار خیابانی شهر رادم در مرکز لهستان مرتبط با فعالیت ترافیکی هستند و برای شهر سبزوار هم پراکنش بالای سرب در غبار ریزشی گستره ترمینال مسافری سبزوار و ورودی جاده تهران-سبزوار با بار ترافیکی بالا نشان‌دهنده منشا انسانی سرب می‌باشد. عبداللهی و همکاران (۱۳۹۵) ضمن اشاره به بیشتر بودن میانگین غلظت سرب در غبار ریزشی شهر یزد و بهبهان، مواد افزودنی به سوخت خودروها را اصلی‌ترین عامل افزایش غلظت سرب در ایستگاه‌های پرتراکم شهری زاهدان دانسته‌اند. در خصوص انطباق تراکم

چهارمین کنفرانس بین‌المللی برنامه‌ریزی و مدیریت. ۲ و ۳ خرداد ۱۳۹۶.

- جعفری، ف. و خادمی، ح.، ۱۳۹۳. ارزیابی نرخ فرونشست غبار اتمسفری در نقاط مختلف شهر کرمان. فصلنامه علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، ۷۰، ۲۰۷-۲۱۶.

- جلیلیان، ع. ح.، ۱۳۹۶. رسوب‌شناسی و زمین‌شناسی رسوبی ریزگردها در کلان شهر اهواز، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۱، ۴۱، ۷۹-۹۳.

- صدریان، م. ر.، محمدخان، ش.، مشهدی، ن.، دشتکیان، ک. و علوی پناه، س. ک.، ۱۳۹۲. پهنه‌بندی غبار ریزشی شهر ایلام، سومین همایش ملی فرسایش بادی و طوفان گرد و غبار، ۲۵ تا ۲۶ دی ماه ۱۳۹۲.

- عبداللهی، س.، عظیم زاده، ح.، مصلح آرانی، ا. و اخنصافی، م. ر.، ۱۳۹۵. بررسی غلظت سرب در غبار ریزشی شهر زاهدان، مقالات پنجمین همایش سراسری محیط‌زیست، انرژی و پدافند زیستی.

- عظیم‌زاده، ح. ر.، منتظر قائم، م.، ترابی میرزایی، ف. و تجملیان، م.، ۱۳۸۹. اندازه‌گیری غبار غبارریزشی شهر یزد با استفاده از تله رسوب‌گیر MDCO در دوره سه ماهه تابستان ۱۳۸۹. مقالات دومین همایش فرسایش بادی و طوفان‌های گرد و غبار، دانشگاه یزد.

- کریمیان، ب.، لندی، ا.، حجتی، س. و واحدیان، ج.، ۱۳۹۵. بررسی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی و کانی‌شناسی گردو غبار در شهر اهواز، فصلنامه تحقیقات آب و خاک ایران، ۱ : ۱۵۹-۱۷۳.

- محمودی، ز. و خادمی، ح.، ۱۳۹۳. غلظت برخی فلزات سنگین و گرد و غبار اتمسفری اصفهان و برخی شهرهای مجاور، علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، ۶۷، ۲۴۳ تا ۲۵۵.

- مولایی، ز. و اسماعیلی ساری، ع.، ۱۳۹۹. ارزیابی ریسک اکولوژیک آلاینده‌های سرب و کادمیوم در گرد و غبار حیات مدارس مناطق منتخب شهر تهران، علوم و تکنولوژی محیط‌زیست، ۲۲، ۷، ۴۰۵ تا ۴۱۳.

- Adewale, M. T., Johnson, O.M., Adewole, M.G. and Fatayi, O., 2020. Pollution and health risk assessment of road dust from Osogbo metropolis, Osun state, Southwestern Nigeria. *Human and Ecological Risk Assessment: An International Journal*, 26; 5, 1254-1269.

متوسط و ضریب آلودگی قابل توجه در درجه بعدی اهمیت هستند.

- نیکل می‌تواند موجب ناراحتی‌های پوستی و سرطان‌های تنفسی شده و کرم شش ظرفیتی ریزگردهای سبزوار می‌تواند برای چشم، پوست و همچنین بافت‌های مخاطی مضر باشد.

- آلودگی عناصر سنگینی مانند مس، سرب و آرسنیک در شرایط فعلی در ریزگردهای شهر سبزوار بحرانی و نگران‌کننده نیست.

سیاسگزاری

این مقاله بر اساس نتایج طرح تحقیقاتی داخلی شماره ۹۲/۷۱/۲۰۸۱۷ دانشگاه گلستان انجام شده و بدین‌وسیله از حمایت دانشگاه گلستان به‌خصوص معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه برای در اختیار قرار دادن منابع مالی تحقیقاتی تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- ارسلانی، ف.، علیجانی، ب. ف.، اکبری، م. و محمدخان، ش.، ۱۳۹۹. بررسی عناصر سنگین (Cd, Cr, Cu, Ni, Pb) موجود در غبار ریزشی شهر تهران، پژوهش‌های دانش زمین، ۱۱، ۴۴، ۱۵-۳۶.

- اکبری، ع.، عظیم‌زاده، ح. ر.، اختصاصی، م. ر. و برهان دیانی، س.، ۱۳۹۱. اندازه‌گیری نرخ غبار ریزشی بر شهر بهبهان (مطالعه موردی: بهار ۱۳۹۱). اولین همایش ملی حفاظت و برنامه‌ریزی محیط‌زیست.

- امینی، آ.، ۱۳۹۴. اندازه‌گیری غبار ریزشی شهر سبزوار با استفاده از تله رسوب‌گیر MDCO و بررسی ویژگی‌های رسوب‌شناسی و ژئوشیمیایی رسوبات، طرح تحقیقاتی شماره ۹۲/۷۱/۲۰۸۱۷ دانشگاه گلستان. ۱۱۴.

- بهروش، ف.، محمودی قرایی، م. ح.، قاسم‌زاده، ف. و عوض‌مقدم، س.، ۱۳۹۴. بررسی آلودگی فلزات سنگین و در غبارهای ترافیکی شهر مشهد و تعیین منشأ آن با استفاده از روش استخراج ترکیبی، مجله علوم زمین، ۲۴، ۹۵، ۱۴۱-۱۵۰.

- ترنج زر، ح.، مددی، م. ح. و حیدرزاده، م.، ۱۳۹۶. اندازه‌گیری ریزگردها و غبار ریزشی با استفاده از تله رسوب‌گیر در دوره سه ماهه (مطالعه موردی شهر قم).

- Esen, E., Kucuksezgin, F. and Uluturhan, E., 2010. Assessment of trace metal pollution in surface sediments of Nemrut Bay, Aegean Sea. *Environmental Monitoring and Assessment*, 160, 257-266.
- Gossen, D. and Offer, Z., 2000. Wind tunnel and field Calibration of six eolian dust samplers, *Eolian Environment*. 34: 1043-1057.
- Hakanson, L., 1980. An ecological risk index for aquatic pollution control. A sedimentological approach. *Water Res*, 14:975-1001.
- Muller, G., 1969. Index of Geo-Accumulation in Sediments of the Rhine River. *GeoJournal*, 2, 108-118.
- Trojanowska, M. and Swietlik, R., 2020. Investigations of the chemical distribution of heavy metals in street dust and its impact on risk assessment for human health, case study of Radom (Poland). *Human and Ecological risk Assessment: An International Journal*, 26:7, 1907-1926.

کاربرد نمودار نرمال شده تجمعی انحراف گاما در شناسایی و انطباق سطوح کلیدی سکانشی، مطالعه موردی از سازند سروک در یکی از میادین هیدروکربنی زاگرس

علی اسعدی^(۱)، علی ایمن دوست^(۲)، جواد هنرمند^(۳)، ایرج عبدالهی فرد^(۴) و امیدرضا سلمیان^(۵)

۱. دکتری زمین‌شناسی نفت، بخش علوم زمین، شرکت مشاوران انرژی تهران، ایران
۲. کارشناس ارشد چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، بخش علوم زمین، شرکت خدمات مهندسی نفت کیش، تهران، ایران
۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، بخش علوم زمین، پژوهشگاه صنعت نفت
۴. دکتری تکتونیک، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران
۵. کارشناس ارشد مهندسی اکتشاف نفت، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۱/۲۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۳/۲۱

چکیده

شناسایی سطوح کلیدی سکانشی، از بخش‌های مهم در ارزیابی زمین‌شناسی مخازن هیدروکربنی است. سازند سروک با سن آلبین بالایی-تورونین زیرین، سنگ مخزن مهمی در ناحیه دشت آبادان در جنوب غرب ایران محسوب می‌شوند. در این مطالعه کارایی نمودار نرمال شده تجمعی انحراف گاما (NCGDC) در شناسایی و تفکیک سکانشی‌ها و انطباق آنها در شش چاه کلیدی در یکی از میادین بزرگ نفتی ناحیه دشت آبادان بررسی شده است. به این منظور، سطوح کلیدی سکانشی تفکیک شده بر اساس توصیف مغزه‌ها و پتروگرافی مقاطع نازک میکروسکوپی، با نتایج تفسیر نمودار NCGDC مقایسه شده است. از دیدگاه چینه‌نگاری سکانشی و با توجه به نتایج مطالعات زمین‌شناسی، چهار سکانشی رده سوم در سازند سروک شناسایی و توصیف شده است. برخی از مرزهای سکانشی، به‌عنوان ناپیوستگی‌های مهم توسط شواهد کارستی شدن، برشی شدن و توسعه خاک قدیمه مشخص می‌شوند. به‌صورت کلی، سطوح مثبت همراه با سطوح حداکثر غرقابی و سطوح منفی بر مرزهای سکانشی منطبق است. مقایسه نتایج نشان می‌دهد، روش NCGDC می‌تواند به‌صورت کارآمد در شناسایی و انطباق سکانشی‌ها در محدوده یک میدان هیدروکربنی در مخازن مختلف کربناته و ماسه‌سنگی به‌کاربرده شود. **واژه‌های کلیدی:** چینه‌نگاری سکانشی، دشت آبادان، سازند سروک، نمودار نرمال شده تجمعی انحراف گاما.

مقدمه

سنگ منشاء، سنگ مخزن و پوش سنگ در مطالعات جامع مخزنی دارد (Catuneanu, 2017). در تعریف جدید که با هدف قدرت تفکیک و دقت بالاتر در استفاده از داده‌های لرزه‌ای برای تفکیک سکانشی‌ها ارائه شده است، به‌صورت

چینه‌نگاری سکانشی، یکی از شاخه‌های مهم چینه‌شناسی است و کاربرد زیادی در تفسیر حوضه رسوبی و شناسایی گستره، پهنه‌ها، کمربندهای مستعد از دیدگاه

* نویسنده مرتبط: A.Asaadi@tehranenergy.com

مقادیر و در کنار نتایج مطالعات زمین شناسی به عنوان یک روش کاربردی در شناسایی سکانشی ها و انطباق استفاده شود. به عبارت دیگر، نرمال کردن نمودار انحراف گاما، امکان انطباق و درک تغییرات نمودار و نقاط عطف آن را تسهیل می کند. در این تحقیق از نمودار نرمال شده تجمعی انحراف گاما^۲ در سازند سروک یکی از میداین هیدروکربنی ناحیه دشت آبادان به منظور شناسایی سکانشی و انطباق آنها استفاده شده است. ابتدا از طریق توصیف مغزه ها و پتروگرافی مقاطع نازک، سکانشی ها شناسایی و با سطوح کلیدی مشخص شده از طریق نمودار NCGDL مقایسه و در نهایت کارآیی این روش در مطالعات چینه نگاری سکانشی، ارزیابی شده است. نتایج این تحقیق می تواند در ارتباط با استفاده از نمودارهای پتروفیزیکی در شناسایی سکانشی ها و انطباق بین چاه های کلیدی اطلاعات ارزشمندی فراهم آورد.

زمین شناسی ناحیه ای

میدان مورد مطالعه در کمربند ساختاری دشت آبادان و در حد فاصل دو ناحیه مهم هیدروکربنی دنیا، شامل دزفول فروافتاده و حوضه مزوپوتامین عراق واقع است (شکل ۱). دشت آبادان بخش شمال شرقی صفحه عربی محسوب می شود و ویژگی های زمین شناسی آن شباهت زیادی با حوضه مزوپوتامین عراق نشان می دهد (Aqrabi and Badics, 2006; Abdollahie Fard et al., 2015). این ناحیه، یک پهنه هموار، مسطح و بدون رخنمون سازندها می باشد که تنها اطلاعات حاصل از حفاری چاه ها و داده های ژئوفیزیکی به منظور شناخت ویژگی های مختلف زمین شناسی-مهندسی منطقه در دسترس می باشد (Abdollahie Fard et al., 2006). میداین بزرگ ناحیه دارای روند شمالی-جنوبی است و تصور می شود، شکل گیری آنها مرتبط با فعالیت دوباره گسل های پی سنگی قدیمی و بسته شدن نئوتتیس باشد (Abdollahie Fard et al., 2006). توالی کرتاسه خاورمیانه می تواند به سه چرخه تکتونیکی-رسوبی بزرگ از قدیم به جدید شامل، کرتاسه زیرین (نئوکومین-آپتین)، کرتاسه میانی (آلبین-تورونین) و کرتاسه بالایی (کونیاسین-ماستریشیتین) بر

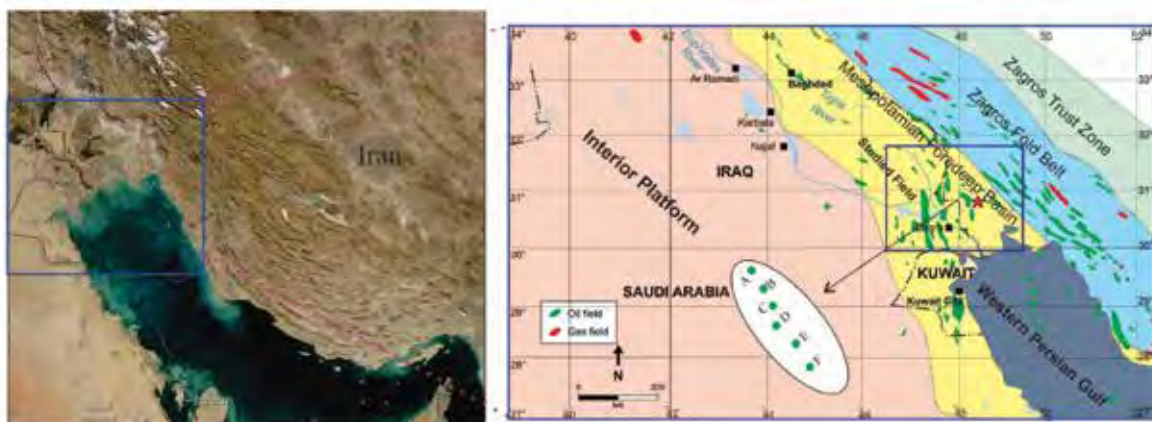
یک چرخه از تغییر در الگوی بر انبارش که توسط رخداد سطوح کلیدی سکانشی در توالی سنگی مشخص می شود، تعریف شود (Catuneanu, 2017). در مطالعات چینه نگاری سکانشی از داده های با مقیاس مختلف شامل، مقاطع نازک میکروسکوپی، مغزه ها، نمودارهای پتروفیزیکی و نیمرخ های لرزه ای استفاده می شود (Kadkhodaie and Rezaee, 2017; Tavakoli, 2017; van Buchem et al., 2010, 2011). در مطالعات چینه نگاری سکانشی و شناسایی سطوح کلیدی، اطلاعات مغزه و مقاطع نازک میکروسکوپی به عنوان داده های مستقیم، اطلاعات ارزشمندی فراهم می آورند. (Hosseini et al., 2021; Assadi et al., 2016, 2018). مغزه ها عموماً محدود به چاه های کلیدی و به صورت ناپیوسته در دسترس بوده و به منظور آگاهی از چارچوب چینه شناسی سکانشی در محدوده میدان، می بایست از شواهد و داده های غیرمستقیم از قبیل نمودارهای پتروفیزیکی استفاده شود (Kadkhodaie and Rezaee, 2017; Tavakoli, 2017). استفاده از نمودار گاما به عنوان یک نمودار پتروفیزیکی رایج در عموم چاه های حفاری شده در میداین هیدروکربنی، می تواند در مطالعات چینه نگاری سکانشی به منظور شناسایی سطوح کلیدی استفاده شود (Tavakoli, 2017; Ehrenberg and Svana, 2001). نمودار گاما با توجه به تاثیر اندک از عوامل محیطی، پایداری در برابر فرآیندهای دیانژنی و نیز فراهم بودن در بیشتر چاه های حفاری شده در یک میدان، به صورت گسترده در مطالعات چینه نگاری سکانشی استفاده می شود (Ainsworth, 2006). توکلی (Tavakoli, 2017)، در یک مطالعه موردی بر روی توالی پرمین-تریاس یکی از میداین گازی خلیج فارس، از نمودار انحراف گاما^۱ به منظور شناسایی سکانشی ها استفاده کرد. او ابتدا انحراف از میانگین را محاسبه و سپس نمودار تجمعی این انحراف را محاسبه و در برابر عمق رسم کرد (Tavakoli, 2017). با استفاده از این روش و مقایسه با نتایج توصیف مغزه ها مشخص شد که با استفاده از این روش ساده محاسباتی می توان سکانشی ها و سطوح کلیدی به ویژه مرز پرمین-تریاس را شناسایی کرد. این روش معرفی شده (Tavakoli, 2017)، می تواند در صورت نرمال سازی

1. Gamma Deviation Log (GDL)

2. Normalized Cumulative Gamma Deviation Log (NCGDL)

۱۳۹۹، خشنودکیا و همکاران ۱۳۹۸، امید و همکاران، ۱۳۹۷، هنرمند و همکاران (۱۳۹۷). در ناحیه دشت آبادان، یک لایه آهک آرژیلیتی-شیلی با ضخامت حدود ۱۰-۱۵ متر، دو سازند سروک و ایلام را از هم تفکیک می‌کند. این افق را با نام سازند یا بخش لافان و به‌عنوان یک لایه پوش‌سنگی در نظر می‌گیرند. سازند سروک در دشت آبادان حدود ۷۰۰ متر ضخامت دارد و رخساره‌های رودیست‌دار بخش بالایی سازند (معادل با سازند میشریف) با ضخامت حدود ۳۰۰ متر از نظر مخزنی مورد توجه می‌باشد (شکل ۲-ب).

اساس دو ناپوستگی ناحیه‌ای آبتین پسین و تورونین میانی تقسیم شود (شکل ۲-ا؛ Sadooni and Aqrabi, 2000; Alsharhan and Nairn, 1997). توالی آبتین-تورونین شامل دو سازند کزدمی و سروک و معادل‌های آنها در صفحه عربی است که بخش بالایی سکانس بزرگ مقیاس ناحیه‌ای AP8 را تشکیل می‌دهد (Sharland et al., 2001). سازند سروک یکی از مخازن مهم حوضه زاگرس و خلیج فارس است که از جنبه‌های زیست‌چینه‌نگاری، کیفیت مخزنی، دیاژنز و ناپوستگی‌ها بررسی شده است (کیانی فرد و همکاران



شکل ۱. موقعیت میدان مورد مطالعه در ناحیه دشت آبادان، که از نظر زمین‌شناسی بخشی از حوضه مزوپوتامین محسوب می‌شود (Aqrabi and Badics, 2015)، موقعیت ۶ چاه مورد مطالعه در میدان مورد بررسی مشخص است



شکل ۲. (a) ستون چینه‌شناسی توالی کرتاسه صفحه عربی و معادل‌های سازندها، در ناحیه دشت آبادان نشان داده شده است (Christian, 1997)، (b) ستون سنگ‌شناسی سازند سروک در میدان مورد بررسی مشخص شده است

داده‌ها و روش مطالعه

در این مطالعه، به منظور ارزیابی استفاده از نمودار NCGDL در تفسیر چینه‌نگاری سکانشی سازند سروک در یکی از میدانی نفتی بزرگ ناحیه دشت آبادان، مجموعه کامل از اطلاعات شامل نمودارهای پتروفیزیکی مرسوم، اطلاعات مغزه و مقاطع نازک میکروسکوپی در شش چاه کلیدی تلفیق شده است. در این مطالعه از یک رویکرد سیستماتیک استفاده شده است. ابتدا رخساره‌ها شناسایی و در قالب کمربندهای رخساره‌ای تفسیر شده است. با توجه به اهمیت سطوح ناپیوستگی در تفکیک سکانشی‌ها، دو ناپیوستگی مرز سنومانین-تورونین و تورونین میانی بر اساس توصیف مغزه‌ها توصیف شده است. به منظور شناسایی سکانشی‌ها و ارائه چارچوب چینه‌نگاری سکانشی از مدل واگنر و ویل (Vail, 1991; van Wagoner et al., 1990) استفاده شد. بر اساس این مدل، یک سکانشی با شناسایی دو سطح کلیدی سکانشی^۱ و حداکثر غرقابی^۲ مشخص و با دو سیستم تراکت پیش‌رونده^۳ و تراز بالا^۴ معرفی می‌شود. سپس به منظور ارزیابی کارایی استفاده از نمودار NCGDL که با استفاده از نمودار گاما محاسبه می‌شود، در تفکیک سکانشی‌ها و انطباق سطوح کلیدی، نتایج این روش با سکانشی‌های مشخص شده از طریق مغزه‌ها و مقاطع نازک مقایسه شده است. در زون NCGDL بر اساس نقاط عطف منحنی، انطباق سکانشی‌ها در محل چاه انجام می‌شود. نهایت بر اساس میزان انطباق سطوح کلیدی مشخص شده از طریق تفسیر نمودار NCGDL با سکانشی‌ها، نتیجه‌گیری درباره کارایی این روش مشخص می‌شود.

بحث

رخساره‌ها

رخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی سازند سروک در ناحیه دشت آبادان در میدان مطالعه به صورت دقیق بررسی شده است (Assadi et al., 2016, 2018). بر این اساس دو پلاتفرم کربناته با ماهیت متفاوت معرفی شد. یک پلاتفرم شلف کربناته برای نهشت بخش بالایی سازند سروک (با توسعه رخساره‌های رودیست دار) و

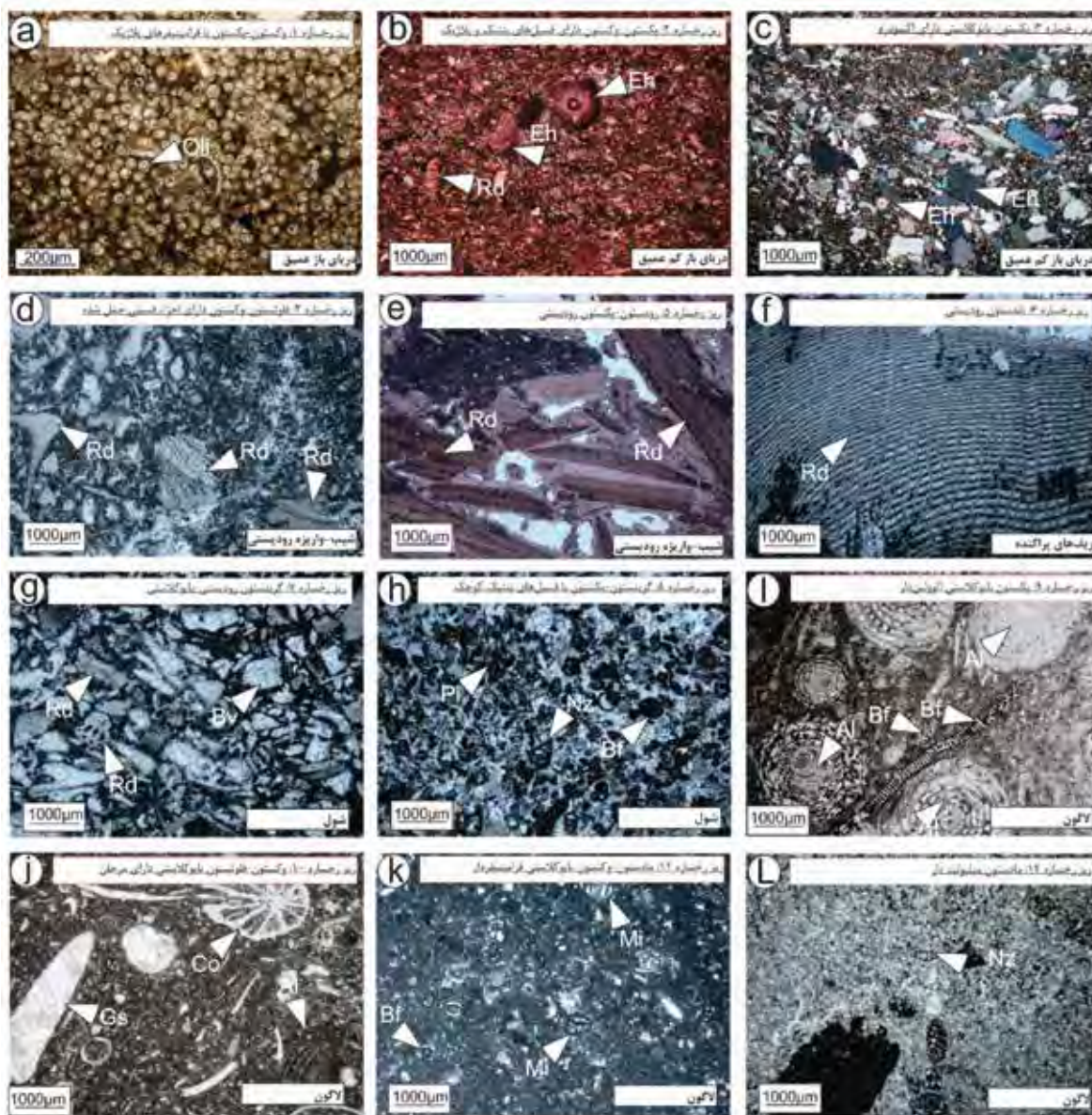
یک پلاتفرم رمپ کربناته برای بخش پایینی ارائه گردید (Assadi et al., 2016). در این پلاتفرم کربناته، پنج کمر بند رخساره‌ای لاگون، شول-رودیست بایوستروم، شیب، دریای باز کم‌عمق و دریای باز عمیق شناسایی و تفسیر شده است. در این مقاله با توجه به هدف مطالعه از شرح رخساره‌ها و توصیف آنها صرف نظر می‌گردد و تنها تصاویر میکروسکوپی از رخساره‌های مختلف ارائه شده است (شکل ۳). برای کسب اطلاعات درباره ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی می‌توان به مقالات مرتبط در میدان مورد بررسی مراجعه کرد (Assadi et al., 2016, 2018). برای درک بهتر تغییرات رخساره‌ای سازند سروک در میدان مورد بررسی، در جدول ۱ خلاصه‌ای از ویژگی آنها ارائه شده است.

سطوح ناپیوستگی سازند سروک

سازند سروک در ناحیه دشت آبادان بر اساس مطالعات بیاواستراتیگرافی به سن سنومانین-تورونین آغازین دانسته شده است (Assadi et al., 2016). دو ناپیوستگی مهم به‌عنوان مرزهای سکانشی قابل انطباق، در توالی سازند سروک در ناحیه دشت آبادان معرفی شده است (Assadi et al., 2016, 2018). رخداد این ناپیوستگی‌ها نقش مهمی در توزیع فرایندهای دیاژنزی انحلال و سیمانی شدن دارد. شواهد دو ناپیوستگی مرز سنومانین-تورونین و تورونین میانی بر روی مغزه‌ها و مقاطع نازک میکروسکوپی نشان داده شده است (شکل ۴). این سطوح ناپیوستگی در زیر به‌صورت خلاصه شرح داده شده است.

ناپیوستگی مرز سنومانین-تورونین^۵: این ناپیوستگی به‌عنوان یک رخنمون کوتاه مدت^۶ با ماهیت تکتونیکی مشخص می‌شود (Navidtalab et al., 2016; Assadi et al., 2016; Rahimpour-Bonab et al., 2013). ماهیت تکتونیکی این ناپیوستگی، توسط بالا بودن سطح جهانی آب دریا در مرز سنومانین-تورونین (منطبق با رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوس‌ها) تفسیر می‌شود

1. Sequence boundary (SB)
2. Maximum flooding surface (MFS)
3. Transgressive system tract (TST)
4. Highstand system tract (HST)
5. Cenomanian-Turonian disconformity
6. Short-lived subaerial exposure



شکل ۳. تصاویر مقاطع نازک میکروسکوپی از انواع رخساره‌های شناسایی شده در سازند سروک در میدان مورد بررسی نشان داده شده است، (تصاویر b-c در XPL و سایر تصاویر در PPL تهیه شده است، (نشانه‌های اختصاری بر اساس Oli: الیگوستژین، Eh: اکتینودرم، Rd: رودیست، Bv: دوکفه‌ای، Pl: پلوتید، Bf: فرامینیفرهای بنتیک، Al: آلوئولین، Co: مرجان، Gs: گاستروپود، Mi: میلیولید، Nz: نزاراتا))

می‌باشد (Navidtalab et al., 2016). با این وجود در میداین هیدروکربنی ناحیه دشت آبادان، به دلیل توسعه و گسترش آن در تمام چاه‌ها و نیز خاک‌زایی گسترده، احتمالاً مدت زمان رخنمون تحت الجوی بیشتر می‌باشد (Assadi et al., 2018, 2016).

ناپیوستگی تورونین میانی: این ناپیوستگی با توجه به انطباق آن با پایین‌افتادگی جهانی سطح آب دریا در تورونین

(Navidtalab et al., 2016; Assadi et al., 2016; Vincent et al., 2015). این سطح بر اساس مطالعات پتروگرافی و توصیف مغزه‌ها، توسط شواهدی مانند برش‌های ریزشی-انحلالی و توسعه خاک قدیمه شناخته می‌شود (شکل ۳a-c-e). در زیر این سطح ناپیوستگی عموماً انحلال و نیز سیمانی شدن گسترده‌ای مشاهده شود. طول مدت رخنمون تعیین شده برای این سطح توسط مطالعات ایزوتوپ استرانسیوم در آن نواحی حدود ۵٪ میلیون سال

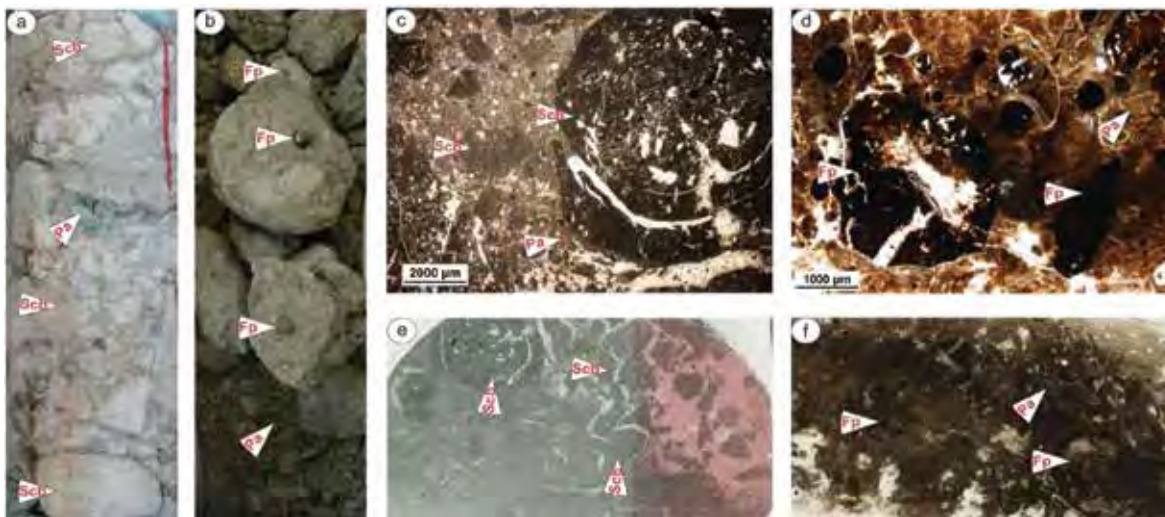
1. Mid-Turonian disconformity

جدول ۱. خلاصه‌ای از ویژگی‌های رخساره‌ای سازند سروک در میدان مورد مطالعه نشان داده شده است، (نشانه‌های اختصاری، ف: فراوان، ر: رایج، ن: نادر)

شماره	ریز رخساره	اندازه دانه‌ها	جورشدگی	اجزاء		زیر محیط رسوبی
				اسکلتی	غیر اسکلتی	
۱	مادستون-وکستون با فرامینفرهای پلاژیک	لوتایت	-	فرامینفرهای پلانکتونیک مختلف (ف)، اسپیکول اسفنج (ف)، خرده‌های اکینودرم (ن) الیگوستترین (ر)، روتالیا (ر)، دایسیکلینا (ر)، نزازاتا	-	خیلی پایین
۲	پکستون-وکستون دارای فرامینفرهای بنتیک و پلاژیک	آرنایت	متوسط	(ن)، خرده‌های اکینودرم (ف)، خرده‌های رودیست و دوکفه‌ای (ر)، اسپیکول اسفنج (ن) اکینودرم (ف)، بریوزوئرها (ر)، خرده‌های رودیست و دوکفه‌ای (ر)، آئوتولین (ن)	پلوئید (ر)	متوسط- پایین
۳	پکستون-بایوکلاستی اکینودرم دار	آرنایت	متوسط	خرده‌های رودیست (ف)، بریوزوئرها (ر)، اکینودرم (ر)، خرده‌های دوکفه‌ای (ر)، آئوتولین (ن)، رودیست (ن)	پلوئید (ن)	متوسط- پایین
۴	فلوتستون-وکستون دارای اجزاء فسیلی حمل شده	رودایت	ضعیف	خرده‌های رودیست (ف)، اکینودرم (ف)، دوکفه‌ای (ر)، بریوزوئرها (ر)، رودیست (ن)	پلوئید (ر)- اینتراکلست (ر)	متوسط- بالا
۵	رودستون-پکستون بایوکلاستی	رودایت	ضعیف	خرده‌های رودیست (ف)، اکینودرم (ف)، دوکفه‌ای (ر)، بریوزوئرها (ر)، رودیست (ن)	-	متوسط- بالا
۶	باندستون رودیستی	رودایت- آرنایت	ضعیف	رودیست (ف)، خرده‌های رودیست و دوکفه‌ای (ر)، فرامینفرهای بنتیک (ر)، گاستروپود (ر)، جلبک سبز (ر)	پلوئید (ر)	بالا
۷	گرینستون-رودیستی بایوکلاستی	آرنایت	خوب	رودیست (ف)، فرامینفرهای بنتیک (ر)، اکینودرم (ر)، خرده‌های رودیست و دوکفه‌ای (ر)	پلوئید (ن)	بالا
۸	گرینستون-پکستون با فسیل‌های بنتیک کوچک	لوتایت	خوب	میلیولید (ف)، فرامینفرهای بنتیک کوچک (ف) ، فرامینفرهای بنتیک بزرگ (ن) آئوتولین‌ها (ف)، کریزالیدین (ر)، اوربیتولین (ر)، میلیولید (ر)، گاستروپود (ر)، دایسیکلینا (ر)، جلبک (ر)	پلوئید (ف)	بالا
۹	پکستون بایوکلاستی آئوتولین دار	آرنایت	متوسط	آئوتولین‌ها (ف)، مرجان (ف)، خرده‌های رودیست و دوکفه‌ای (ف)، کریزالیدین (ر)، گاستروپود (ر)، جلبک (ر)، نزازاتا (ن)، میلیولید (ن) میلیولید (ف)، تکستولاریا (ر)، گاستروپود (ر)، دایسیکلینا (ر)، فرامینفرهای بنتیک بزرگ (ر)، خرده‌های رودیست (ر)، دوکفه‌ای (ن)	پلوئید (ر)	متوسط
۱۰	وکستون-فلوتستون بایوکلاستی دارای مرجان	آرنایت- رودایت	متوسط	میلیولید (ف)، تکستولاریا (ر)، گاستروپود (ر)، دایسیکلینا (ر)، فرامینفرهای بنتیک بزرگ (ر)، خرده‌های رودیست (ر)، دوکفه‌ای (ن)	پلوئید (ن)	متوسط
۱۱	مادستون-وکستون بایوکلاستی فرامینفردار	لوتایت	متوسط	میلیولید (ف)، تکستولاریا (ر)، اسپیکول اسفنج (ر)، استراکود (ر)، فرامینفرهای بنتیک بزرگ (ن)، خرده‌های رودیست (ن)	پلوئید (ر)	پایین
۱۲	مادستون میلیولید دار	لوتایت	ضعیف	میلیولید (ف)، تکستولاریا (ر)، اسپیکول اسفنج (ر)، استراکود (ر)، فرامینفرهای بنتیک بزرگ (ن)، خرده‌های رودیست (ن)	-	خیلی پایین

کنیاسین، و نیز ضخامت کمتر خاک قدیمه، مدت زمان رخنمون تحت الجوی نسبت به نواحی فارس و دزفول فروافتاده کمتر می‌باشد (Assadi et al., 2018, 2016). این ناپیوستگی توسط شواهدی از قبیل تشکیل نودول‌های آهن و منگنز، اکسید آهن و خاک قدیمه شناسایی می‌شود (شکل ۳b-d-f).

میانی، گسترش ناحیه‌ای دارد و به عنوان یک ناپیوستگی طولانی مدت^۱ شناخته می‌شود (Assadi et al., 2016; Navidtalab et al., 2016; Rahimpour-Bonab et al., 2013). مدت رخنمون توسط مطالعات ایزوتوپ استرانسیوم در نواحی دزفول فروافتاده و فارس از حدود ۴/۵ تا ۱۳ میلیون سال در نظر می‌گیرند (Navidtalab et al., 2016). در ناحیه دشت آبادان با توجه به گسترش سازند لافان با سن



شکل ۴. تصاویر مغزه (a-b)، مقاطع نازک میکروسکوپی (c-d) و اسکن آنها (e-f) از شواهد دو سطح ناپیوستگی در بخش بالایی سازند سروک، ناپیوستگی مرز سنومانین-تورونین، (b-d-f) ناپیوستگی تورونین میانی، (نشانه‌های اختصاری بر اساس Fp: پیزولیت آهن، Scb: خاک قدیمه، Pa: خاک قدیمه)

سکانس‌های سازند سروک

رسوبات عمیق حوضه‌ای می‌باشد و با اجزاء فسیلی الیگوستژین و هدبرژلا مشخص می‌شوند. سطح غرقابی این سکانس توسط حداکثر عمیق شدگی و میزان بالای نمودار گاما مشخص می‌شود (MF2). این سطح می‌تواند معادل با K120 (Sharland et al., 2001) در سایر بخش‌های صفحه عربی باشد. مرز سکانسی بالایی و محدودکننده این سکانس احتمالاً منطبق بر ناپیوستگی سنومانین میانی است.

سکانس ۳: این سکانس با سن سنومانین بالایی، عموماً بخش مخزنی سازند سروک را شامل می‌شود. مرز زیرین این سکانس ناپیوستگی سنومانین میانی و مرز بالایی به ناپیوستگی سنومانین-تورونین ختم می‌شود. در این سکانس دو ناحیه واریزه رودیستی با ضخامت حدود ۸۰ متر مشاهده می‌شود و به دلیل تخلخل-تراوایی بالا توالی‌های

سازند سروک در میدان مورد بررسی بر اساس توصیف مغزه‌ها، مطالعات پتروگرافی و شواهد نمودارهای پتروفیزیکی می‌تواند به چهار سکانس رده سوم تقسیم شود. در زیر به صورت خلاصه توضیح داده شده است (شکل ۵).

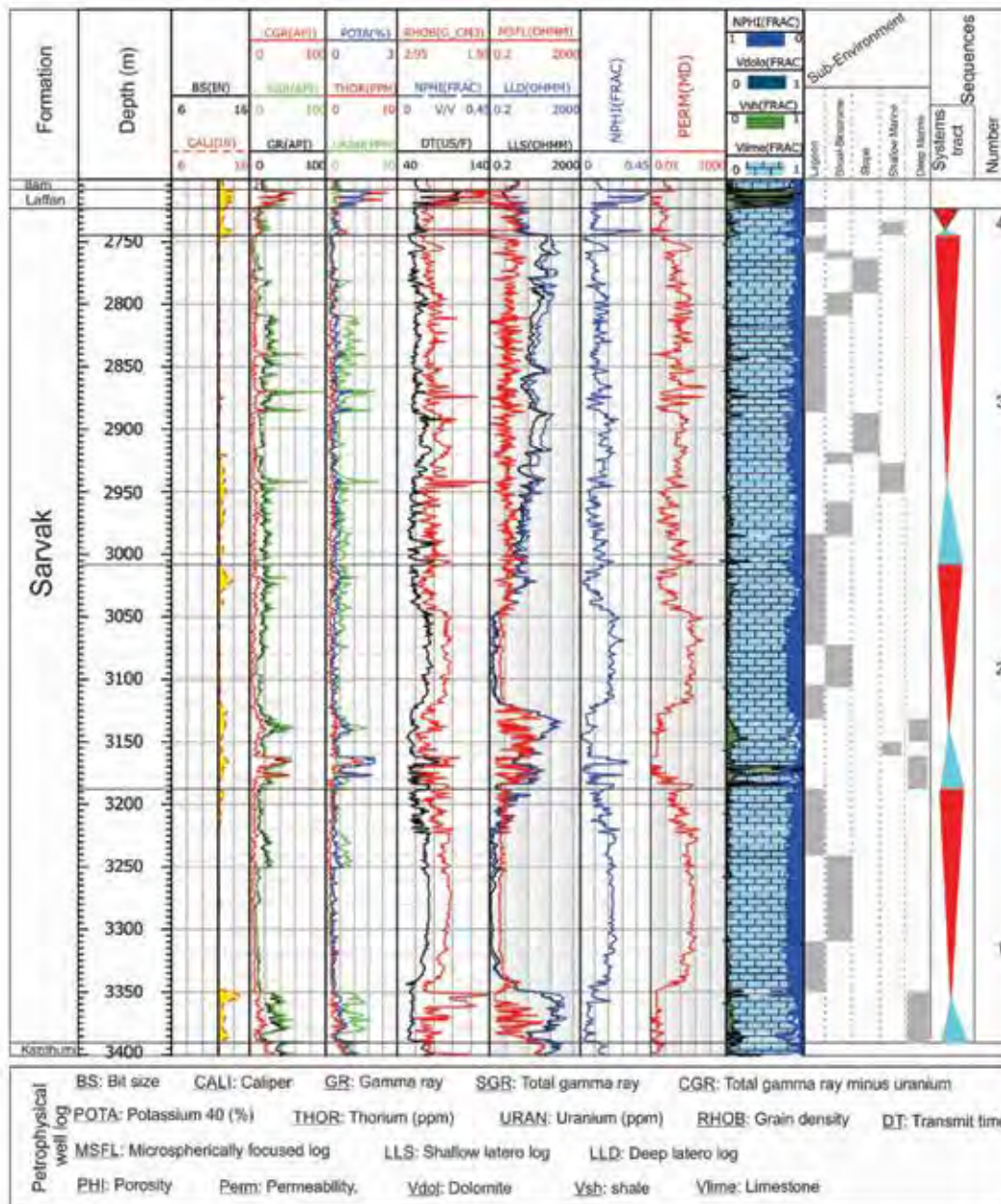
سکانس ۱: مرز سکانسی قاعده به احتمال زیاد سطح سکانسی در درون سازند کژدمی قرار دارد و مرز سکانسی بالایی آن محدود به ناپیوستگی سنومانین آغازین در راس کرینات‌های معادل با سازند مادود است (Assadi et al., 2016). سطح حداکثر غرقابی منطبق بر عمیق‌ترین رخساره در قاعده سازند سروک (MF1) و رخساره الیگوستژین است. این سطح می‌تواند منطبق بر K110 (Sharland et al., 2001) در سایر بخش‌های صفحه عربی باشد سن این سکانس سنومانین زیرین دانسته شده است.

سکانس ۲: سیستم تراکت پیش‌رونده این سکانس

1. Long-lasting subaerial exposure

کاربرد نمودار نرمال شده تجمعی انحراف گاما در شناسایی و انطباق سطوح کلیدی سکانسی...

مهم مخزنی را تشکیل می‌دهند. سن این سکانس سنومانین بالایی می‌باشد و می‌تواند معادل با سازند میشریف در حوضه مزوپوتامین عراق باشد. سکانس ۴: این سکانس با ضخامت حدود ۲۵ متر کمترین ضخامت را در بین سکانس‌های شناسایی شده دارد. مرز زیرین این سکانس به ناپیوستگی مرز سنومانین-تورونین و مرز بالایی توسط ناپیوستگی ناحیه تورونین میانی مشخص می‌شود. سکانس تورونین یک سکانس محلی و در برخی از میادین هیدروکربنی حوضه زاگرس به دلیل رخداد ناپیوستگی‌ها مشاهده نمی‌شود.

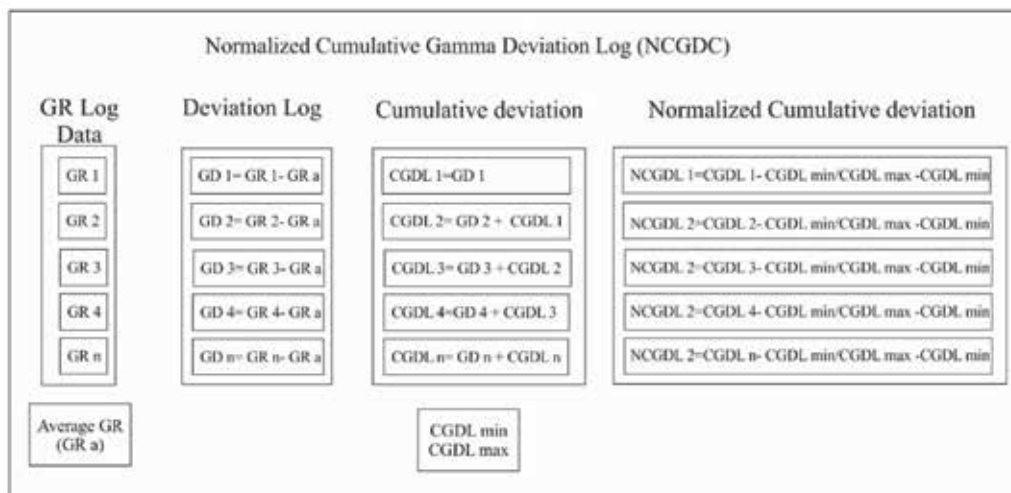


شکل ۵. چهار سکانس شناسایی شده در سازند سروک و پاسخ نمودارهای پتروفیزیکی در چاه کلیدی C نشان داده شده است

نمودار NCGDL و چینه‌نگاری سکانسی
 نمودارهای پتروفیزیکی به دلیل فراهم بودن در عموم چاه‌های حفاری شده در میدان و نیز ارتباط قابل تفسیر با تغییرات رخساره‌ای، در مطالعات چینه‌شناسی سکانسی مورد استفاده قرار می‌گیرند. از بین نمودارهای پتروفیزیکی، به دلیل حساسیت کمتر نسبت به فرآیندهای دیانزنی،

بر اساس تفسیر چینه‌شناسی و مقایسه با نتایج توصیف مغزه‌ها، عموماً سطوح NS در بیشتر موارد منطبق بر مرز سکانشی و در مقابل سطوح PS منطبق بر سطوح حداکثر غرقابی است. با این وجود قبل از تفسیر چینه‌نگاری سکانشی بر اساس سطوح PS-NS، لازم است با اطلاعات مغزه و سکانشی‌های رسوبی حاصل از تفسیر اطلاعات زمین‌شناسی منطبق شود. تفسیر چینه‌نگاری سکانشی و انطباق سطوح NS-PS با مرزهای سکانشی و سطوح حداکثر غرقابی به صورت خلاصه نشان داده شده است (شکل ۷). نتایج مقایسه چاه کلیدی C با بیشترین میزان مغزه همراه با سطوح کلیدی مشخص شده از طریق نمودار NCGDL نشان داده شده است (شکل ۸). نتایج نشان می‌دهد که تطابق بین سکانشی‌های تفکیک شده از طریق مطالعات مغزه و تفسیر نمودار گاما بر اساس روند تغییرات انحراف معیار مشخص و قابل ملاحظه است. در این مطالعه تفسیر نمودار NCGDL گاما در یک شش چاه کلیدی مورد بررسی انجام و منجر به تفکیک ۶ مجموعه سطح NS-PS شد. به این صورت که تمام نقاط عطف مهم در نرم‌افزار شناسایی و مشخص شدند. در کنار سطوح تفسیر شده بر اساس تغییرات نمودار NCGDL سطوح سکانشی و مرزهای SB-MFS شناسایی شده از طریق مغزه‌ها نیز ارائه شدند (شکل ۹).

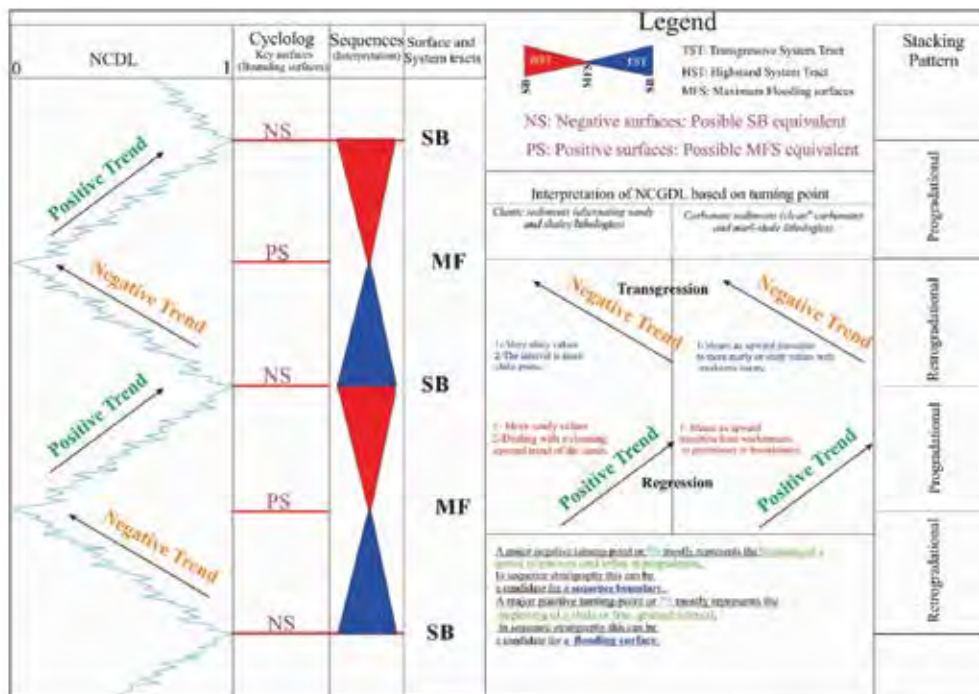
نمودار گاما و طیفی گاما^۱ در شناسایی و تفسیر سطوح کلیدی سکانشی (MFS-SB) بیشتر مورد توجه قرار می‌گیرند. نمودار انحراف از میانگین گاما می‌تواند به صورت ساده و کاربردی اطلاعات ارزشمندی در ارتباط با سطوح مهم چینه‌شناسی سکانشی فراهم آورد (Tavakoli, 2017). نمودار نرمال شده تجمعی انحراف گاما، به صورت کاربردی می‌تواند در شناسایی و انطباق سکانشی‌ها استفاده شود. روند محاسبه نمودار از طریق نمودار گاما نشان داده شده است (شکل ۶). ابتدا میانگین نمودار گاما در یک سازند یا یک توالی مورد بررسی محاسبه می‌شود. سپس میزان انحراف از میانگین نمودار گاما مشخص می‌شود که می‌تواند مقادیر مثبت یا منفی داشته باشد. سپس با توجه به اینکه مقادیر تجمعی انحراف از میانگین روند تغییرات را بهتر نشان می‌دهد، از مقدار تجمعی استفاده می‌شود. در نهایت با توجه به اینکه هدف ما استفاده از مقادیر تجمعی انحراف در انطباق در چاه‌های مختلف است، از مقادیر نرمال شده که مقادیر بین صفر تا یک را نشان می‌دهد. این مقادیر به صورت یک لاگ پیوسته در هر ۰/۱۵ سانتی‌متر (فاصله نمونه‌گیری لاگ) ثبت می‌شود. تغییرات مقادیر NCGDL از صفر تا یک و به دو صورت مثبت^۲ و منفی^۳ دیده می‌شود. نقاط عطف منحنی که روند تغییرات را مشخص می‌کند، در انطباق چینه‌شناسی استفاده می‌شود.



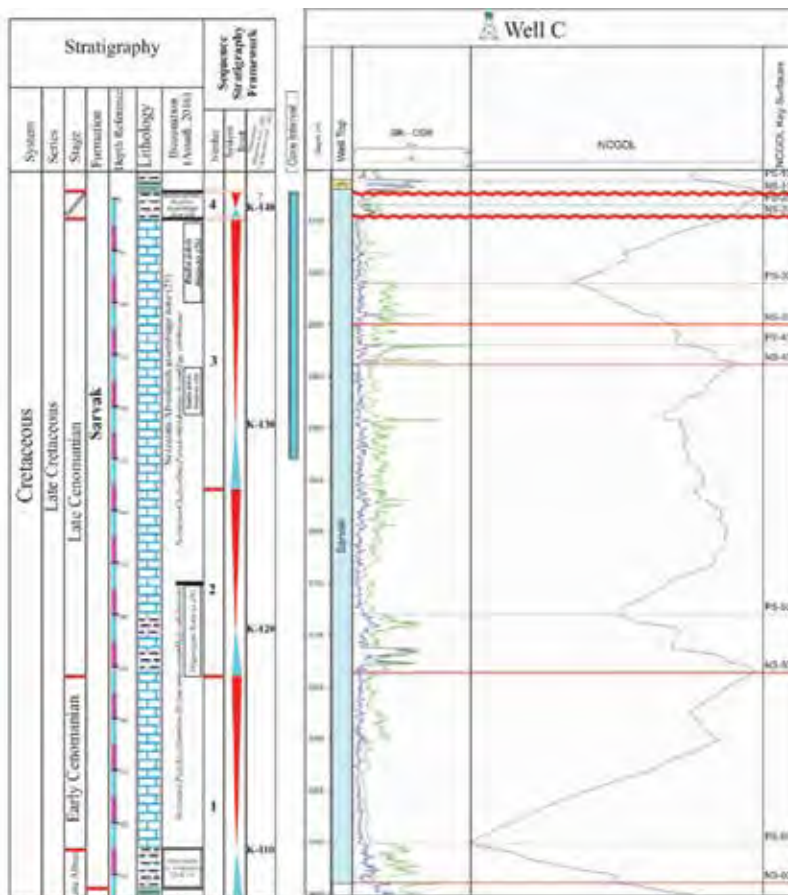
شکل ۶. روند محاسباتی تعیین نمودار NCGDL مشخص شده است. مبنای محاسبه اصلی این نمودار بر اساس انحراف از میانگین نمودار گاما است

1. GR-CGR-SGR
2. Positive Surfaces (PS)
3. Negative Surfaces (NS)

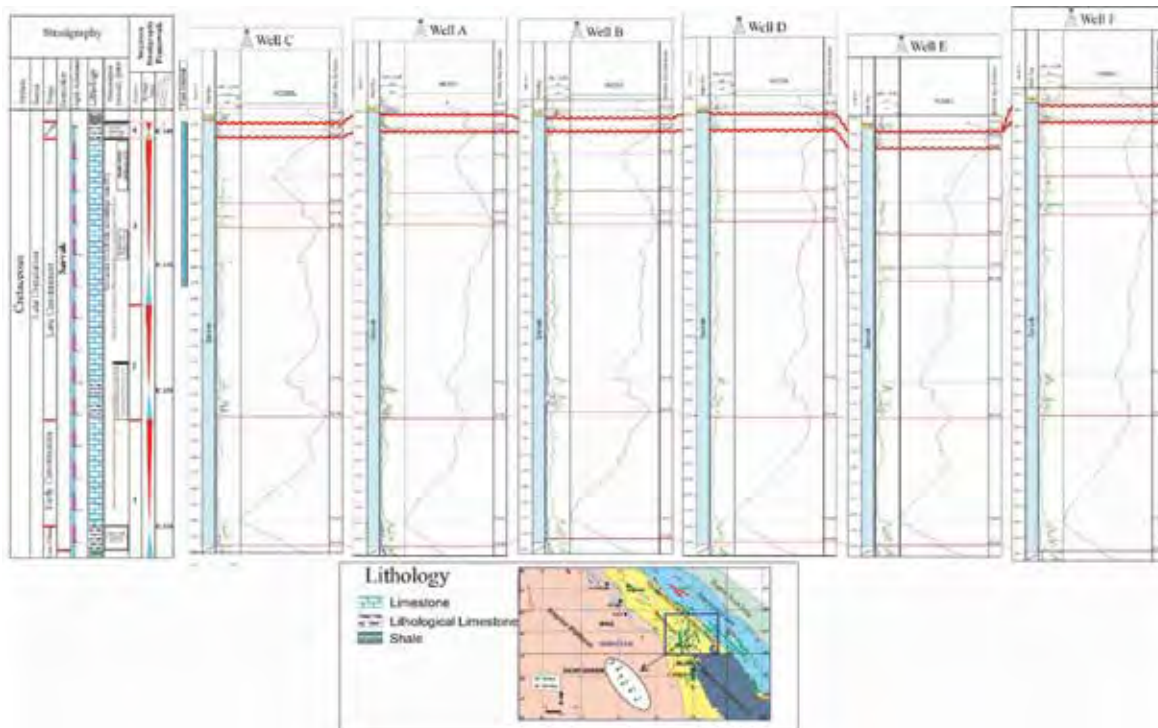
کاربرد نمودار نرمال شده تجمعی انحراف گاما در شناسایی و انطباق سطوح کلیدی سکansı...



شکل ۷. ارتباط سطوح شناسایی شده از طریق نمودار NCGDL و نقاط عطف آن (NS-PS) و سطوح کلیدی سکansı (SB-MFS) مشخص شده است، مرزهای سکansı می‌تواند منطبق بر NS و سطوح حداکثر غرقابی منطبق بر PS می‌تواند در نظر گرفت



شکل ۸. مقایسه سطوح کلیدی سکansı مشخص شده از طریق تفسیر نمودار گاما (NCGDL) و چارچوب چینه نگاری سازند سروک از طریق تلفیق اطلاعات زمین‌شناسی نشان داده شده است



شکل ۹. انطباق سطوح کلیدی سکansı سازند سروک در یکی از میادین نفتی ناحیه دشت آبادان از طریق منحنی NCGDL نشان داده شده است، نتایج نشان می‌دهد که نقاط عطف منحنی می‌تواند در انطباق سکانس‌ها استفاده شود

نتیجه‌گیری

و کم‌عمق شدگی رخساره‌ها، سکانس‌ها شناسایی و تفسیر شد. بر این اساس در سازند سروک چهار سکانس رده سوم شناسایی شد. سکانس ۳ سازند سروک، با توسعه عمده رخساره‌های رودیستی، ناحیه‌های تولیدی مخزن محسوب می‌شوند.

۴. بر اساس تحلیل نمودار گاما و محاسبه، نمودار نرمال شده تجمعی انحراف گاما ۱۲ سطوح کلیدی PS و NS شناسایی و میزان انطباق آنها با سطوح SB-MFS بررسی شد. نتایج نشان داد به‌صورت کلی مرزهای سکانسی منطبق بر برخی سطوح NS و در مقابل سطوح حداکثر غرقایی منطبق بر سطوح PS است. بر این اساس سطوح NS-100, NS-200, NS-500, منطبق بر مرزهای سکانسی و سطوح PS-200, PS-500 بر سطوح حداکثر غرقایی منطبق است. قبل از تفسیر سکانس‌ها از طریق نمودار NCGDL ضروری است سطوح کلیدی مشخص شده از طریق نتایج مطالعات زمین‌شناسی مقایسه و راستی‌آزمایی شوند.

نتایج زیر از ارزیابی کاربرد نمودار نرمال شده تجمعی انحراف گاما در مطالعات چینه‌نگاری سکانسی، در توالی کربناته سازند سروک با سن آلبین بالایی-تورونین پیشین در یکی از میادین نفتی ناحیه دشت آبادان، حاصل شد.

۱. دو ناپیوستگی مشخص در بخش بالایی سازند سروک با سن مرز سنومانین-تورونین و تورونین میانی از طریق شواهدی از قبیل کارستی شدن، بررسی شدن، توسعه خاک قدیمه مشخص می‌شود. این سطح ناپیوستگی‌ها به‌عنوان مرزهای سکانسی مهم و قابل انطباق، نقش مهمی در خواص مخزنی، محیط رسوبی، و تاریخچه تکتونیک در میدان مورد بررسی داشته است.
۲. مطالعات رخساره‌ای منجر به شناسایی ۱۲ ریزرخساره در زیرمحیط‌های لاگون، شول-بایوستروم رودیستی، شیب و بخش‌های کم‌عمق و عمیق دریای باز می‌شود. رخساره‌های رودیست‌دار سازند سروک، رخساره‌های مخزنی و تولیدکننده هیدروکربن محسوب می‌شوند.
۳. بر اساس مطالعات رخساره‌ای و روند تغییرات عمیق

- A. H., Sonei, R. and Izadi-Mazidi, E., 2013. Palaeo-exposure surfaces in Cenomanian-Santonian carbonate reservoirs in the Dezful embayment, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 36(4), 335-362.
- Sadooni, F. N. and Aqrawi, A. A., 2000. Cretaceous sequence stratigraphy and petroleum potential of the Mesopotamian basin, Iraq. In: Scott B, Alsharhan AS (eds) Middle east models of Jurassic cretaceous carbonate systems, SEPM Special Publication 69:315-334.
- Tavakoli, V., 2017. Application of gamma deviation log (GDL) in sequence stratigraphy of carbonate strata, an example from offshore Persian Gulf, Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 156, 868-876.
- Vail, P., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology: an overview. Springer, Berlin, 617-659.
- van Buchem, F. S. P., Simmons, M. D., Droste, H. J. and Davies, R. B., 2011. Late Aptian to Turonian stratigraphy of the eastern Arabian Plate-depositional sequences and lithostratigraphic nomenclature. *Petroleum Geoscience*, 17(3), 211-222.
- van Buchem, F. S. P., Allan, T. L., Laursen, G. V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S. and Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 329(1), 219-263.
- Van Wagoner, J., Mitchum, R., Campion, K. and Rahmanian V., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists Special Series* 7.73.
- Vincent, B., van Buchem, F. S., Bulot, L. G., Jalali, M., Swennen, R., Hosseini, A. S. and Baghbani, D., 2015. Depositional sequences, diagenesis and structural control of the Albian to Turonian carbonate platform systems in coastal Fars (SW Iran). *Marine and Petroleum Geology*, 63, 46-67.

سنگ‌شناسی و زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های معادل لایه‌های فرام-دیاتومه بر اساس نانوفسیل‌های آهکی در دشت گرگان: اشاره‌ای بر تکامل و جغرافیای دیرینه حوضه خزر جنوبی

محمود شرفی^(۱)، نسیم موسوی^(۲)، مهران مرادپور^(۳)، بیژن بیرانوند^(۴)، نارام بایت گل^(۵) و فرید طاعتی^(۶)

۱. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان
۲. دکتری دیرینه‌شناسی، پژوهشگاه صنعت نفت، گروه زمین‌شناسی نفت
۳. عضو هیات علمی، پژوهشگاه صنعت نفت، گروه زمین‌شناسی نفت
۴. استادیار، پژوهشگاه صنعت نفت، گروه زمین‌شناسی نفت
۵. استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان
۶. دکتری چینه‌شناسی، شرکت نفت خزر

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۱/۱۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۴/۱۵

چکیده

رسوبات پالئوسن-میوسن در ناحیه مرکزی دشت گرگان برای ارزیابی سنگ‌شناسی و زیست‌چینه‌نگاری و بازسازی جغرافیای دیرینه حوضه خزر جنوبی مورد مطالعه قرار گرفت. بر اساس الگوی توزیع نانوفسیل‌های آهکی نهشته‌های معادل لایه‌های فرام دارای سن پالئوسن بالایی-اوسن و رسوبات بخش بالایی سری میکوپ و دیاتومه به سن میوسن میانی-بالایی شناسایی شده است. مطالعه نانوفسیل‌های آهکی در ناحیه مورد مطالعه وجود یک ناپیوستگی اصلی در بین نهشته‌های پالئوسن-اوسن در زیر و نهشته‌های میوسن میانی-بالایی در بالا را مشخص کرده است و همزمان با واقعه برخوردی صفحات آفریقا-عربی و اوراسیا و بالآمدگی رشته کوه‌های حاشیه حوضه خزر شامل کپه داغ و البرز است. توزیع نانوفسیل‌های آهکی نشان‌دهنده وجود ارتباط بین حوضه خزر با دریای مدیترانه در ابتدای میوسن میانی و نبود ارتباط بین این حوضه‌ها در میوسن میانی و بالایی است. خطوط لرزه‌ای تفسیر شده افزایش ضخامت رسوبات و فضای رسوب‌گذاری از شرق به غرب را نشان می‌دهد. وجود فضای رسوب‌گذاری بیشتر از شرق به غرب سبب شده است تا با بالآمدگی رشته کوه‌های کپه داغ و البرز شرقی ابتدا ناحیه شرقی از آب خارج شود و سپس با ادامه روند بالآمدگی بخش‌های مرکزی و شرقی این ناحیه نیز از آب خارج شوند. این تفسیر با توجه به نبود رسوبات پالئوسن-اوسن و وجود رسوبات کرتاسه در زیر ناپیوستگی در بخش شرقی دشت گرگان و وجود رسوبات پالئوسن-اوسن در زیر ناپیوستگی در ناحیه مورد مطالعه تایید می‌شود.

واژه‌های کلیدی: پاراتتیس، جغرافیای دیرینه، حوضه خزر جنوبی، دیاتومه، نانوفسیل.

مقدمه

حوضه خزر که از جمله حوضه‌های بااهمیت به لحاظ وجود منابع هیدروکربنی تایید شده است و در تاریخچه پیدایش و تکامل خود پیچیدگی‌های منحصر به فردی را نشان می‌دهد. این حوضه با توجه به محصور بودن بین مجموعه رشته کوه‌های پیرامونی از جمله البرز، کپه داغ و قفقاز در

* نویسنده مرتبط: m.sharafi@hormozgan.ac.ir

شد (Vincent et al., 2005). حوضه پارانتیس در بخش شرقی متشکل از سه حوضه دریای سیاه، دریای خزر و دریای آرال می‌باشد (Popov et al., 2004). تشکیل حوضه خزر به توسعه دریای کاسپین اولیه و در نتیجه وقایع ریفتی و توسعه حوضه‌های پشت قوسی در تراف قفقاز بزرگ در زمان ژوراسیک تا ائوسن نسبت داده شده است (Brunet et al., 2003). در زمان پالئوسن تا ائوسن صفحه ایران در بخش جنوبی اقیانوس نتوتتیس قرار داشته است. به دنبال توسعه یک رژیم فشارشی بر حوضه خزر جنوبی که از زمان ائوسن-بالایی-الیگوسن زیرین و با شدت بیشتر از میوسن زیرین در این ناحیه حاکم می‌باشد مجموعه رشته کوه‌های آلبی شامل کپه داغ، البرز، قفقاز بزرگ و تالش با سرعت زیاد رشد کرده و موجب تشکیل و سپس جدایش زیرحوضه‌های پارانتیس از حوضه مدیترانه شده است (Brunet et al., 2003). بدین ترتیب بازه‌های زمانی که با قطع ارتباط حوضه خزر (و به‌طور کلی حوضه پارانتیس شرقی) با دریای مدیترانه و آب‌های آزاد همراه بوده است، با تهنشینی رسوبات غنی از مواد آلی مانند سری‌های دیاتومه و میکوپ (الیگوسن-میوسن) مشخص می‌شود (Popov et al., 2004). تهنشینی این رسوبات غنی از مواد آلی و همچنین تهنشینی رسوبات دلتایی-دریاچه‌ای با تخلخل و تراوایی بالا منجر به تشکیل سیستم‌های نفتی متعدد مانند سیستم هیدروکربنی الیگوسن-پلیوسن متشکل از توالی‌های میکوپ-دیاتوم-سری‌های تولیدی در این حوضه شده است (Abdullayev et al., 2010). در نهایت و همزمان به تهنشینی سازند آپشرون منطبق با فاز آخرین فاز فشردگی عربی دریای خزر به شکل کنونی ایجاد می‌شود (Popov et al., 2004). برش مورد مطالعه در دشت گرگان در عرض‌های جغرافیایی $51^{\circ} 53' - 56^{\circ} 04'$ شرقی و $24^{\circ} 36' - 36^{\circ} 05'$ شمالی و بین دریای خزر در غرب، دامنه شمالی البرز در جنوب و جنوب شرقی و کمربند چین‌خورده کپه‌داغ در سمت شرق و حوضه ترکمنستان در شمال واقع شده است (شکل ۱). برش زیرسطحی مورد مطالعه دربرگیرنده رسوبات معادل لایه‌های فرام تا دیاتومه است و دارای ضخامت ۴۳۰ متر می‌باشد. مرز زیرین این رسوبات مشخص نیست (حفاری

بازه‌های زمانی متعدد حاوی رسوبات غنی از مواد آلی و پیریت است و به‌عنوان سنگ منشا (مانند لایه‌های فرام و میکوپ) شناخته شده‌اند (Popov et al., 2004). تهنشینی این رسوبات غنی از مواد آلی به‌طور معمول با افزایش نرخ کوهزایی و قطع ارتباط با دریاهای آزاد و ایزوله شدن حوضه خزر همزمان می‌باشد (Abdullayev et al., 2010). علاوه بر این بیشتر رسوبات سیلیسی-آواری که در بخش‌های کم‌عمق حوضه خزر تهنشینی شده‌اند دارای خصوصیات مخزنی اثبات شده‌اند به‌طوری‌که اکتشاف و استخراج نفت از این حوضه از قرن گذشته در کشور آذربایجان شروع شده است و تاکنون نیز ادامه دارد (Abdullayev et al., 2010). به‌دلیل اهمیت بالای این حوضه تاکنون مطالعات متعددی بر روی رسوب‌شناسی، دیرینه‌شناسی، ارزیابی ویژگی‌های رسوبات به لحاظ سنگ منشا و خصوصیات مخزنی و به‌طور کلی تاریخچه زمین‌شناسی حوضه خزر در کشورهای همجوار مانند آذربایجان و ترکمنستان صورت می‌گیرد (Popov et al., 2004; Abdullayev et al., 2010). با وجود اهمیت بسیار زیاد و وجود توالی‌های سنگ منشا و سنگ مخزن متعدد اثبات شده در حوضه خزر و وجود چاه‌های اکتشافی در فاصله بسیار نزدیک به ایران (در کشورهای همجوار)، اما در ایران حتی مطالعات اولیه زمین‌شناسی نیز در این حوضه به‌صورت پراکنده وجود دارد (شرفی و همکاران، ۱۳۹۸، ۱۴۰۰ الف و ب). از اینرو در این مطالعه برای اولین بار به ارزیابی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و تعیین سن نسبی و شرایط جغرافیای دیرینه بخش جنوب شرقی حوضه خزر جنوبی در زمان تهنشینی رسوبات معادل لایه‌های فرام تا دیاتومه پرداخته شده است. اطلاعات و نتایج به‌دست‌آمده در این تحقیق چارچوب رسوب‌شناسی و دیرینه‌شناسی اولیه‌ای برای ارزیابی ویژگی‌های حوضه خزر جنوبی در اختیار زمین‌شناسان قرار خواهد داد.

زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی گستره

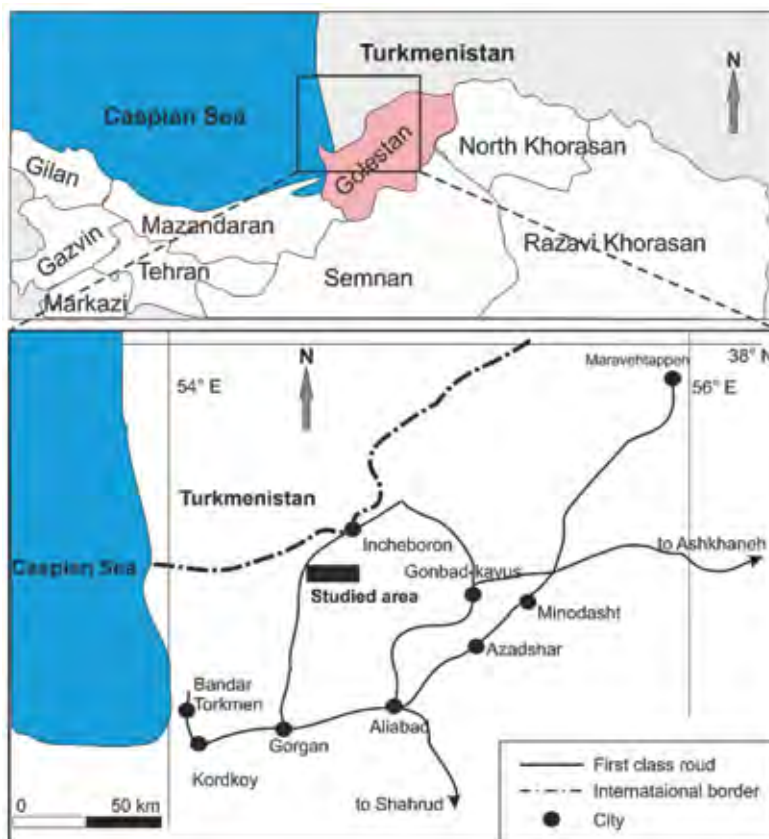
اقیانوس نتوتتیس در پایان تاریخچه تکامل خود و در اثر همگرایی بین صفحات هند و اوراسیا در ائوسن بالایی-الیگوسن، به دو حوضه مدیترانه و دریای پارانتیس تقسیم

نوری^۲ و بزرگنمایی ۱۰۰۰ برابر در آزمایشگاه چینه‌شناسی پژوهشگاه صنعت نفت مورد مطالعه قرار گرفت. حفظ‌شدگی نانوفسیل‌ها در توالی مورد مطالعه ضعیف تا خیلی ضعیف می‌باشد. نانوفسیل‌های آهکی از نظر فراوانی به سه رده کمیاب (یک گونه در بیشتر از ۵۰ میدان دید)، اندک (یک گونه در دو تا ۵۰ میدان دید) و معمول (یک تا ۱۰ گونه در هر میدان دید)، تقسیم می‌شوند. به دلیل تعداد بالای گونه‌های حمل شده نبرجا و به‌منظور مشاهده گونه‌های ظریف برجا، هر اسلاید حداقل به مدت ۳۰ دقیقه مطالعه شد (Bown, 2016). در نمونه‌های آواری تعداد بالای نمونه‌های نانو فسیلی (با توجه به احتمال بالای وجود نمونه‌های حمل شده) در نمونه، به‌طور قطع، سن لایه را مشخص نمی‌کند. نمونه‌های فسیلی حمل شده در بخش‌های پایینی توالی که شیلی و کربناته است نیز مانعی برای مشاهده نمونه‌های برجا است که ظریف و شکننده هستند. در این حالت باید

نشده) و مرز بالایی که از نوع فرسایشی است و با یک افق کنگلومرای مشخص می‌شود و به نهشته‌های معادل چلکن ختم می‌شود.

روش مطالعه

این مطالعه بر روی یک برش زیرسطحی به ضخامت ۴۳۰ متر در ناحیه مرکزی دشت گرگان متمرکز است (شکل‌های ۱ و ۲). مطالعه رسوب‌شناسی توالی مورد مطالعه بر روی خرده‌های حفاری و با استفاده از شستشوی نمونه‌ها و به‌کارگیری یک سری شش عددی الک و با روش مطالعه پتروگرافی استاندارد صورت می‌گیرد. تعداد ۱۲۰ نمونه از رخساره‌های مارنی، آهکی، مادستون و ماسه‌سنگ برای مطالعات بیوستراتیگرافی نانوفسیل‌های آهکی، به روش اسمیر^۱ (Bown, 1998; Young, 1998; Trenkwalder et al., 2008) آماده‌سازی شده و اسلایدها با میکروسکوپ



شکل ۱. نقشه راه‌های دسترسی برش مورد مطالعه در دشت گرگان

1. Smear Slide technique
2. Nikon LV100 Pol

بر اساس زون گستره تاکسون^۱، زون گستره تلاقی^۲، زون زیرین^۳، زون بالایی^۴ و زون گستره ناتمام^۵ تعریف شده است (Raffi et al., 2016). در محیط‌های آواری و سیستم‌های رسوبی نیمه باز معمولاً از گروه‌های فسیلی دیگر مانند روزن‌داران پلانکتون، پالینومورف و استراکود استفاده می‌شود. در مورد حوضه خزر استفاده از استراکود متداول‌تر می‌باشد (برای مثال Boomer et al., 1986; Yasini, 2005, 1996, 2005). مطالعه گروه فسیلی استراکود نیز در این حوضه با مشکلاتی همراه است (Schorniko, 2011). توالی مورد مطالعه که دربرگیرنده نهشته‌های پالئوسن تا معادل سازند مایکوپ است دارای فسیل‌های بازنهشته شده کرتاسه با فراوانی بالا است، به طوری که در برخی گروه‌های فسیلی مانند روزن‌داران پلانکتون و استراکود، فقط اجزا فسیلی بازنهشته شده شناسایی شده است. در همین ارتباط مطالعات نانوفسیل‌های آهکی در رسوبات آواری و سنگ‌های کربناته حاوی قطعات بازنهشته شده در برخی نقاط دنیا برای تعیین سن استفاده شده است (برای مثال Mikes et al., 2008; Trenkwalder et al., 2008) و در مطالعه حاضر نیز در حوضه خزر جنوبی انجام شده است. در این رسوبات تعیین سن براساس بازه سنی هر یک از گونه‌های نانوفسیلی به‌تنهایی صورت می‌گیرد. نانوفسیل‌های آهکی کرتاسه با فراوانی معمول^۶ شامل گونه‌های بلند بازه مانند *Watznaueria barnesia* و گونه‌های مشخص‌کننده بازه زمانی کوتاه مدت مانند *Owenia hillii* (آلبین پسین)، *Microrhabdulud securatus* (سنومانین- ماستریشتین) و *Ceratolithoides aculeus* (کامپانین- ماستریشتین) هستند. تعیین سن نسبی توالی مورد مطالعه بر اساس بازه سنی جوان‌ترین گونه‌های نانوفسیلی صورت می‌گیرد و زون‌های نانوفسیلی نیز بر همین اساس و نه بر پایه بیوزون‌های استاندارد، تعیین می‌شود (برای مثال شرفی و همکاران، ۱۴۰۰ الف و ب؛ Mikes et al., 2008).

1. Taxon range zone
2. Concurrent range zone
3. Base zone
4. Top zone
5. Partial range zone
6. Common

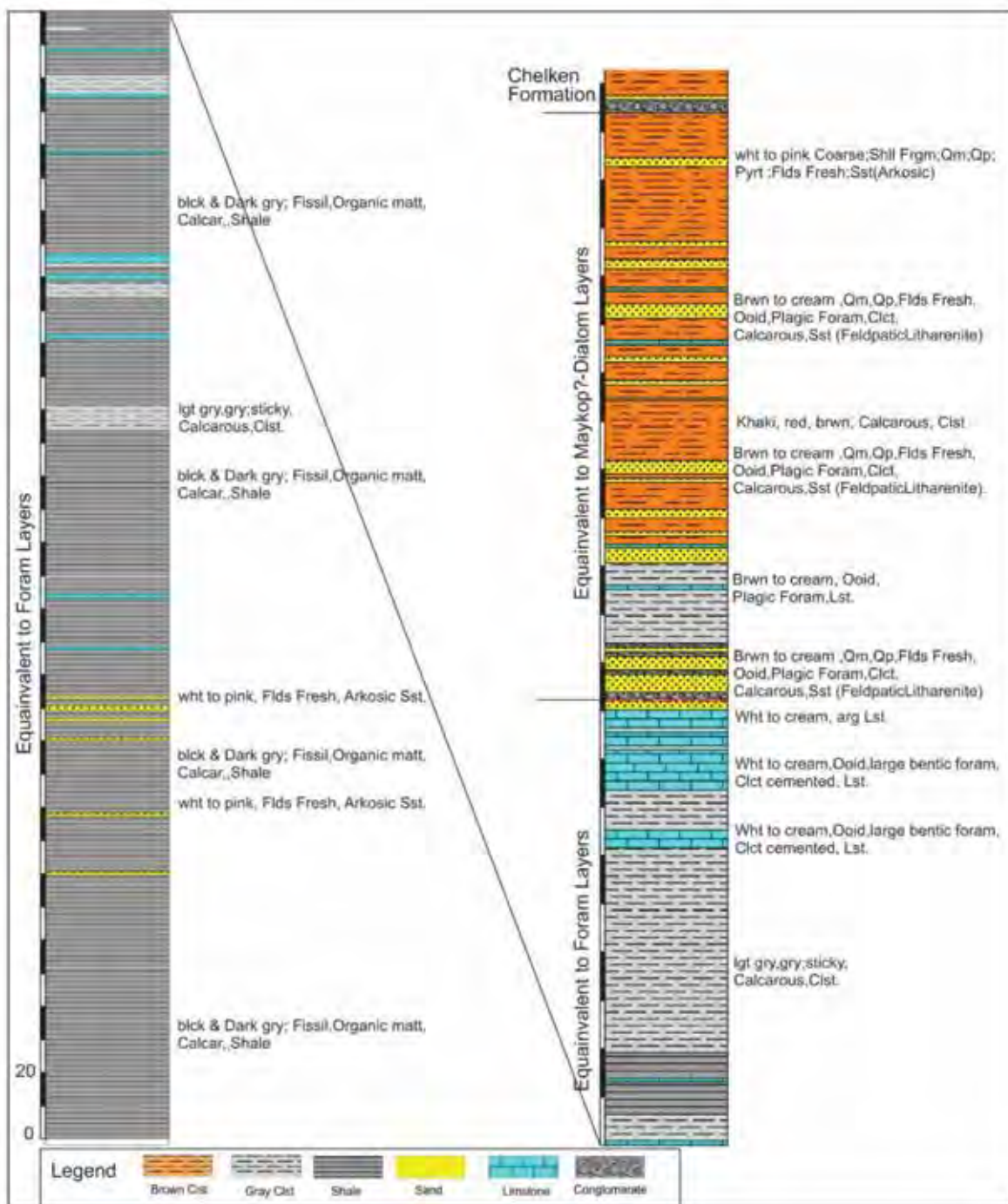
هر اسلاید حداقل به مدت نیم ساعت در زیر میکروسکوپ مطالعه شود تا در شرایط سنگ‌شناسی که حفظ‌شدگی کم است (با فراوانی بسیار پایین دیده می‌شوند) نمونه‌های ظریف که جدیدتر و نشان‌دهنده سن واقعی لایه رسوبی هستند، شناسایی شوند. برای مطالعات تاکسونومی، بر اساس الگوهای ارائه شده توسط Perch- (1971)، Martini (1971)، Nielsen (1985)، Bown (1998)، Raffi et al. (2003) و Young et al. (2017) عمل شده است.

سنگ‌شناسی

رسوبات معادل لایه‌های فرام در ناحیه مورد مطالعه به ضخامت ۴۲۵ متر متشکل از شیل‌های آهکی تیره رنگ حاوی مواد آلی با میان لایه‌های بسیار نازک لایه ماسه‌سنگ آرکوزی سفید تا خاکستری و سنگ‌آهک ناز لایه است (شکل ۲). در بخش بالایی این مجموعه سنگ‌آهک‌های متوسط لایه سفید تا کرم رنگ حاوی روزن‌داران بنتیک و انئید ظاهر می‌شود. مجموعه معادل میکوپ-دیاتومه در برش مورد مطالعه ۱۳۲ متر ضخامت داشته و با لایه‌های کنگلومرا و ماسه‌سنگ با ترکیب لیت آرنایت فلدسپات دار شروع می‌شود (شکل ۲). این مجموعه در ادامه به ترتیب از پایین به بالا متشکل از شیل لایه لایه/رس سنگ، تناوب ماسه‌سنگ با ترکیب لیت آرنایت تا آرکوز و شیل/مادستون ارغوانی/قهوه‌ای است و به طرف بالا بر ضخامت رخساره‌های مادستون افزوده می‌شود (شکل ۲). به صورت پراکنده لایه‌های آهکی نازک لایه سفید تا کرم رنگ حاوی پوسته‌های اسکلتی نیز مشاهده می‌شود. مرز زیرین و بالایی این مجموعه با رسوبات معادل لایه‌های فرام و معادل سازند چلکن با رخساره کنگلومرای مشخص می‌شود و از نوع فرسایشی است.

ریزدیرینه شناسی

نانوفسیل‌های آهکی، یکی از قدرتمندترین ابزار بیوستراتیگرافی و تعیین سن لایه‌های رسوبی کربناته دریایی به‌خصوص در اقیانوس‌های باز به حساب می‌آیند (Agnini et al., 2017)؛ سنماری و فروغی، ۱۳۹۸؛ سنماری، ۱۴۰۰؛ نطقی مقدم و همکاران، ۱۴۰۱). بیوزوناسیون استاندارد در رسوبات کربناته سنوزوییک



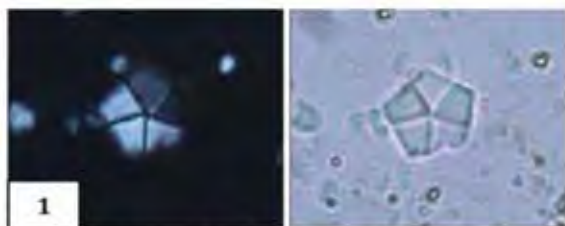
شکل ۲. ستون چینه سنگی برش مورد مطالعه در ناحیه دشت گرگان

از آنجایی که در این توالی شواهد زون‌های نانوفسیلی پیش از زون NP6 مشاهده نشده، این توالی معادل زون‌های NP6?-NP8 با سن پالئوسن بالایی (Thanetian) می‌توان در نظر گرفت. در بخش بالایی این توالی گونه‌های همراه *Reticulofenestrata* sp. و *Coccolithus pelagicus* مشاهده شده است (شکل‌های ۳ و ۴).

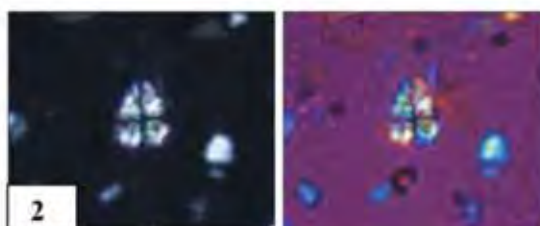
رسوبات معادل لایه‌های فرام: در بین فراوانی بالا و متوسط گونه‌های کرتاسه، گونه‌های *Prinsius* sp.، *Braarudosphaera* و *Heliolithus* cf. *kleinpellii* دیده می‌شود. در ضخامت حدود ۲۳۳ متری آخرین حضور گونه *Heliolithus* cf. *kleinpellii* دیده شده و مرز بالایی زون نانوفسیلی NP8 را تشکیل می‌دهد.

نظر گرفته شده است (شکل‌های ۳ و ۴). نبود زون‌های زیستی بین این توالی رسوبی و توالی زیرین لزوماً به معنی نبود رسوب‌گذاری نبوده و ممکن است به دلیل حفظ‌شدگی پایین/نبود حفظ‌شدگی نانوفسیل‌ها شناسایی نشده باشند. بنابراین برای حصول نتایج قطعی‌تر نیاز است برش‌های غربی‌تر که از حوضه منشا رسوبات فاصله بیشتری دارند مورد مطالعه قرار بگیرند.

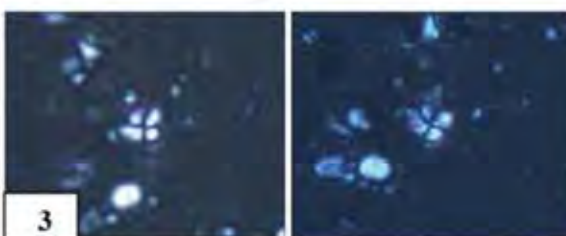
از ضخامت حدود ۲۶۰ متری در کنار گونه‌های *Reticulofenestrata* sp. و *Discoaster* sp.، تنها گونه نانوفسیلی کوتاه بازه، *Discoaster* cf. *barbadiensis*، است که از نظر سنی، در گستره زون‌های NP11 تا NP19 دیده می‌شوند. از آنجائی که گونه شاخص دیگری برای تعیین زون نانو فسیلی در این توالی دیده نشده است، سن آن را با احتیاط معادل بخشی از ائوسن (ائوسن بالایی) در



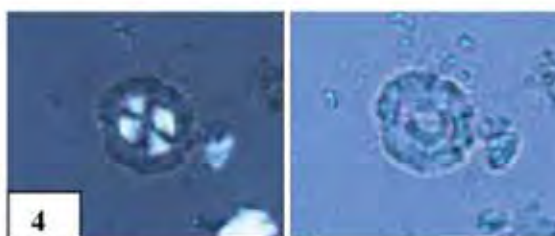
1
Braarudosphaera bigelowii
Left: XPL, Right: PPL



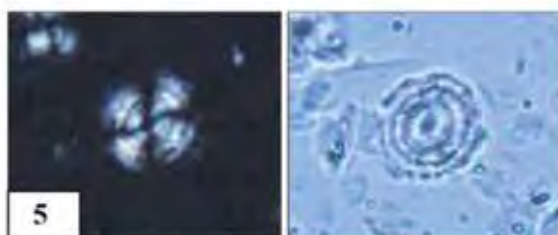
2
Sphenolithus moriformis
Left: XPL, Right: λ/4 gypsum plate under XPL



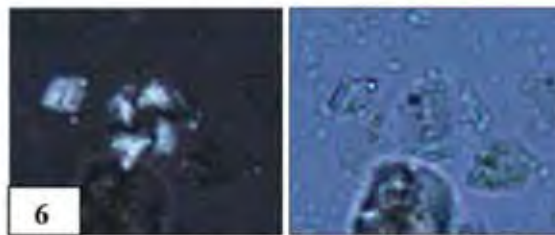
3
Sphenolithus neoabies
Left: XPL, Right: XPL @ 45°



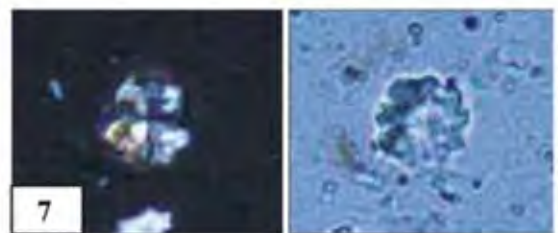
4
Coccolithus pelagicus
Left: XPL, Right: PPL



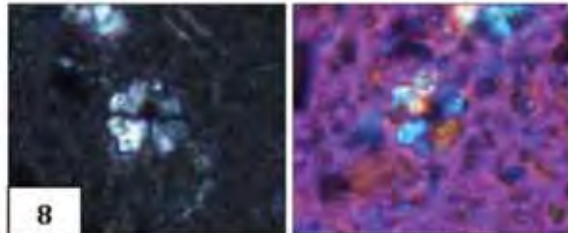
5
Heliolithus cf. *kleinPELLI*
Left: XPL, Right: PPL



6
Reticulofenestra sp.
Left: XPL, Right: PPL

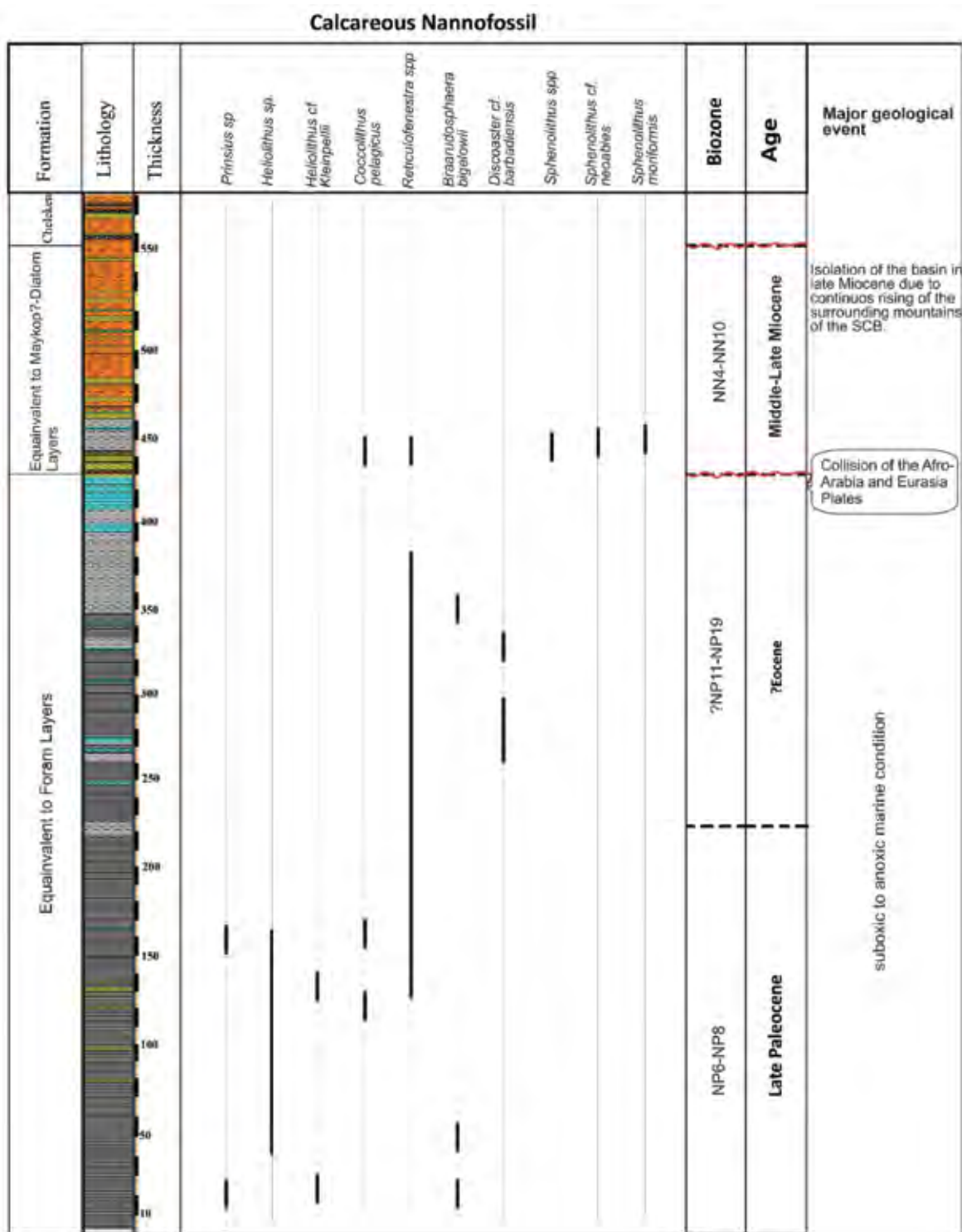


7
Discoaster sp.
Left: XPL, Right: PPL



8
Discoaster cf. *barbadiensis*
Left: XPL, Right: λ/4 gypsum plate under XPL

شکل ۳. نانوفسیل‌های منتخب شناسایی شده در توالی مورد مطالعه



شکل ۴. گستره چارت نانوفسیل‌های توالی مورد مطالعه دربرگیرنده رسوبات معادل لایه‌های فرام تا دیاتومه به همراه وقایع تکتونیکی اصلی

رسوبات معادل سازند مایکوپ-دیاتومه: در این توالی گونه‌های نانوفسیلی شامل *Coccolithus pelagicus*، *Sphenolithus spp.* و همچنین *Reticulofenestra spp.* با فراوانی معمول مشاهده شده‌اند. از این جنس اخیر، گونه *Sphenolithus neoabies* که بیشترین فراوانی خود را در زون‌های نانوفسیلی NN4 تا NN10 نشان می‌دهد (Bergen et al., 2017) به همراه گونه *Sphenolithus moriformis* ثبت شده است (شکل‌های ۳ و ۴). در این بخش نیز، تنها

(Popov et al., 2004). بازسازی جغرافیای دیرینه در این حوضه نیازمند وجود اطلاعات رسوب‌شناسی و دیرینه‌شناسی دقیق و جامع از بخش‌های مختلف آن است، به طوری که این اطلاعات برای مطالعات تاریخچه رسوبی-تکتونیکی و ارزیابی‌های صنعتی مانند اکتشاف هیدروکربن مورد استفاده قرار می‌گیرند.

در حوضه خزر جنوبی به دلیل شرایط خاص اکولوژیکی حوضه پاراتتیس شامل حوضه خزر از جمله ورود مقادیر بالای رسوبات آواری به‌ویژه در بخش‌های حاشیه‌ای مانند دشت گرگان و یا حوضه مغان (در غرب خزر جنوبی)، ارتباط آبی کوتاه مدت و بیشتر از طریق تنگه‌ها/باریکه‌های آبی مانند تنگه‌های فرات و تورغای و قفقاز میانی و دوره‌های با شوری بالا و یا شرایط لب‌شور (شرفی و همکاران، ۱۳۹۸، ۱۴۰۰ الف، ب؛ Popov et al., 2004؛ van Baak et al., 2017)، مطالعات زیست‌چینه‌نگاری با چالش‌های جدی همراه می‌باشد (Schornikov et al., 2011). در حوضه خزر جنوبی به‌ویژه در بخش ایران، این چالش جدی‌تر است به طوری که به تصور نبود جواب دهی استفاده از نانوفسیل‌های آهکی نئوزن در تعیین سن لایه‌ها، مطالعات بسیار پراکنده‌ای بر روی این گروه فسیلی نانوفسیل‌ها (و به‌طور کلی مطالعات زیست‌چینه‌نگاری) صورت گرفت (مانند شرفی و همکاران، ۱۴۰ الف و ب). اما نتایج این مطالعه نشان می‌دهد هرچند که الگوی توزیع و فراوانی نانوفسیل‌های آهکی در توالی مورد مطالعه (پالتوسن تا سری دیاتومه) به مانند سیستم‌های آب‌های آزاد نیست، اما به‌خوبی می‌تواند به‌عنوان ابزاری برای تعیین سن توالی‌های رسوبی نئوزن حوضه خزر جنوبی و بازسازی جغرافیای دیرینه این حوضه مورد استفاده قرار گیرد. بررسی توزیع نانوفسیل‌ها در توالی مورد مطالعه و با در نظر گرفتن محیط‌زیست دریایی برای نانوپلانکتون‌های آهکی (Bown, 1998)، به نظر می‌رسد که در بازه زمانی پالتوسن بالایی^۱ تا ائوسن و هم‌زمان با ته‌نشینی رسوبات معادل لایه‌های فرام^۲ شرایط دریایی باز بر حوضه خزر جنوبی حاکم هستند. این نتایج با نقشه‌های جغرافیایی دیرینه ناحیه مورد

با استناد به بازه زیستی گونه‌های موجود، به نظر می‌رسد رسوبات معادل بخش بالایی سازند مایکوپ تا دیاتومه دارای سن میوسن میانی-بالایی هستند. نبود زون‌های زیستی بین این توالی رسوبی و توالی زیرین مربوط به ناپیوستگی اصلی ایجاد شده در طی وقایع برخوردی صفحات آفریقا-عربی و اوراسیا است و منجر به بالا آمدگی پیوسته مجموعه رشته کوه‌های محصورکننده حاشیه دریای خزر شده است (Vincent et al., 2005؛ Brunet et al., 2003) (به بخش جغرافیای دیرینه مراجعه شود).

بحث

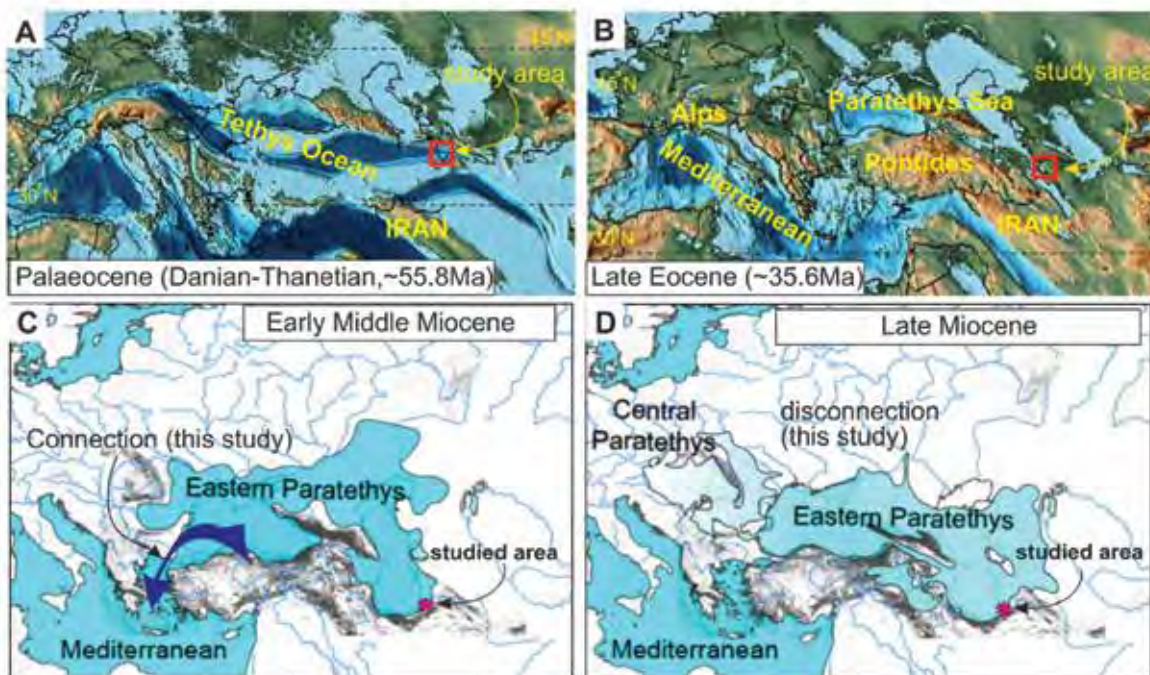
اشاره‌ای بر تکامل و جغرافیای دیرینه حوضه خزر جنوبی حوضه خزر به همراه دریای سیاه که به‌عنوان بخشی از حوضه پاراتتیس باقیمانده‌های حوضه نئوتتیس هستند، از زمان پیدایش این حوضه در زمان ائوسن-الیگوسن و در تاریخچه تکامل خود دوره‌های مختلف و متناوب از محصور شدن و ارتباط با حوضه مدیترانه و آب‌های آزاد (حتی در بازه‌های زمانی کوتاه) را تجربه کرده‌اند (مانند شرفی و همکاران، ۱۴۰۰ الف و ب؛ Krijgsman et al., 2010؛ Vincent et al., 2010؛ Abdullayev and Leroy, 2016؛ Krijgsman et al., 2020). به‌طور کلی وضعیت جغرافیای دیرینه حوضه خزر و ارتباط و یا نبود آن با آب‌های آزاد تحت کنترل عوامل ناحیه‌ای مانند تغییرات جهانی سطح آب دریا مانند بحران مسینین و بالا آمدگی مجموعه رشته کوه‌های اطراف آن شامل مانند البرز در جنوب و قفقاز در جنوب و جنوب غرب و کپه داغ در شرق در اثر حرکت همگرای صفحات آفریقا-عربی و اوراسیا می‌باشد. در این ارتباط، بازه‌های زمانی مانند انتهای میوسن و پلیوسن که دوره‌های محصور شدن حوضه خزر است با کاهش شدید گردش آب در این حوضه و ته‌نشینی رسوبات غنی از مواد آلی و مستعد سنگ منشا همراه شده است (Hinds et al., 2004؛ Abdullayev et al., 2010؛ Vincent et al., 2010). در دوره‌های افزایش ارتباط با آب‌های آزاد که هم‌زمان با بالا آمدن جهانی سطح آب دریا بوده است یک حوضه نیمه‌دریایی در این بخش از حوضه پاراتتیس شکل گرفت

1. Late Paleocene

2. Foram Layers

اصلی را در مرز ائوسن-الیگوسن در نظر می‌گیرند، همخوانی دارد (Brunet et al., 2003; Vincent et al., 2005). بدین ترتیب می‌توان بیان داشت که با شروع بالآمدگی رشته کوه‌های کپه داغ و البرز در حاشیه شرقی خزر، در بخش شرقی دشت گرگان رسوب‌گذاری در کرتاسه بالایی متوقف شده درحالی‌که در بخش مرکزی (برش مورد مطالعه) و غربی دشت گرگان رسوب‌گذاری تا ائوسن بالایی ادامه داشته است. این تفسیر با بررسی خطوط لرزه‌ای در راستای غربی-شرقی در دشت گرگان مورد تاکید قرار می‌گیرد به طوری‌که از شرق به غرب ناحیه دشت گرگان یک افزایش مشخص در ضخامت رسوبات بالای ناپیوستگی اصلی ائوسن-الیگوسن مشاهده می‌شود و نشان‌دهنده وجود فضای رسوب‌گذاری بیشتر در این ناحیه در راستای شرقی-غربی است (شکل ۶). در انتهای میوسن زیرین و همزمان با تنش‌سینی رسوبات معادل بخش انتهایی سازند میکوپ ظهور نانوفسیل‌های آهکی مانند *Coccolithus Plagicus* و *Sphenolithus moriformis* در توالی مورد مطالعه بیانگر ایجاد ارتباط بین حوضه خزر با دریای سیاه و به‌طور کلی آب‌های آزاد است و

مطالعه در این بازه زمانی که به‌عنوان بخشی از لبه جنوبی حوضه نتوتتیس می‌باشد، همخوانی دارد (شکل ۵A,B). در انتهای ائوسن-ابتدای الیگوسن و یا مرز ائوسن-الیگوسن که همزمان با فاز بالآمدگی رشته کوه‌های احاطه‌کننده حوضه خزر جنوبی مانند رشته کوه‌های البرز است (Vincnet et al., 2005)، احتمالاً ارتباط این حوضه با حوضه‌های اطراف قطع و یا حداقل به شدت محدود شده است. این تفسیر با توجه به نبود حضور نانوفسیل‌های آهکی در توالی مورد مطالعه در این بازه زمانی پیشنهاد می‌شود (شکل ۴). در مطالعه صورت گرفته توسط Soltani et al. (2020) در برش‌های زیرسطحی قزل تپه ۱ و ۲ در شرق ناحیه مورد مطالعه، یک ناپیوستگی اصلی جداکننده رسوبات کرتاسه (سازند آیتامیر) در زیر و سازند چلکن (پلیوسن) در بالا مشخص شده است، درحالی‌که داده‌های زیست‌چینه‌نگاری در این مطالعه نشان‌دهنده وجود رسوبات پائوسن تا ائوسن و یک ناپیوستگی اصلی در بالای این رسوبات است که در بردارنده الیگوسن تا میوسن زیرین است (شکل ۴). این تفسیر با سایر نتایج به‌دست‌آمده در ناحیه خزر که ناپیوستگی

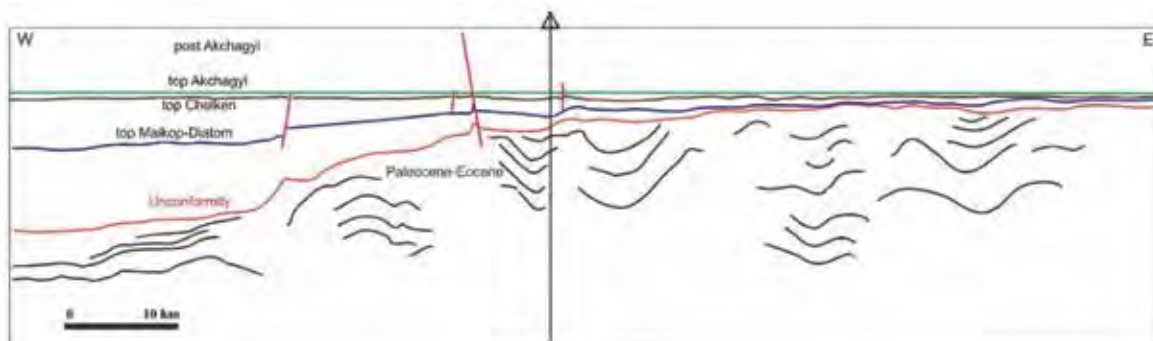


شکل ۵. نقشه جغرافیای دیرینه حوضه‌های پارانتتیس و مدیترانه که نشان‌دهنده قرارگیری حوضه مورد مطالعه در بخش جنوبی اقیانوس تتیس در بازه زمانی پائوسن-ائوسن، خروج از آب ناحیه مورد مطالعه در ائوسن بالایی، وجود ارتباط بین شرق پارانتتیس (شامل حوضه خزر و دریای سیاه) با حوضه مدیترانه در زمان ابتدای میوسن میانی و قطع ارتباط در بازه زمانی میوسن میانی-بالایی است (نقشه اولیه اقتباس از Popov et al., 2004; Yanina, 2012; Scotese, 2016)

(مانند Popov et al., 2004; van Baak et al., 2017). در این زمان حوضه پاراتتیس به دو حوضه جدا از هم شامل حوضه خزر و دریای سیاه تقسیم می‌شود و مسیر ارتباطی این دو حوضه که در شمال کوه‌های قفقاز قرار داشته است، در اثر بالآمدگی قفقاز قطع می‌شود (Popov et al., 2006) (شکل ۵).

ذکر این نکته ضروری است که نبود نانوفسیل‌های آهکی در این بخش از توالی رسوبی ممکن است به دلیل سنگ‌شناسی رسوبات مورد مطالعه می‌باشد و بیشتر از نوع شیل ارغوانی تا قهوه‌ای و میان لایه‌های ماسه‌سنگی است. در همین ارتباط شاید ورود مقادیر قابل توجه رسوبات آواری در این بخش از حوضه خزر جنوبی احتمال حفظ شدن نانوفسیل‌ها را به شدت کاهش داده است. بنابراین برای تفسیر دقیق‌تر شرایط پالئوآکولوژی در این بازه زمانی (الیگوسن بالایی-میوسن) مطالعات تکمیلی با بررسی برش‌های چینه‌شناسی موجود در بخش‌های عمیق‌تر حوضه خزر جنوبی که کمتر متأثر از ورود رسوبات سیلیسی-آواری باشند، مورد نیاز است.

مجموعاً بخش شرقی حوضه پاراتتیس را تشکیل می‌دهد (شکل‌های ۴ و ۵). قابل ذکر است که اسلایدهای نانوفسیلی مطالعه شده از نمونه‌های خرده حفاری تهیه شده‌اند و گونه‌های نام برده شده، گونه‌هایی ظریف و کوچک (حدود شش میکرون) هستند و در صورتی در زیر میکروسکپ نوری ظاهر می‌شوند که به میزان کافی و با فراوانی بالا در رسوبات موجود باشند. بنابراین به نظر می‌رسد جریان‌های دریایی در زمان ارتباط حوضه خزر با دریاهای سیاه و مدیترانه چشمگیر هستند و می‌توان بیان داشت، این ارتباط از طریق چند راه ارتباطی ایجاد شده است (مانند تنگه ارس و قفقاز میانی). در بازه زمانی میوسن بالایی و بالایی و هم‌زمان با ته‌نشینی رسوبات معادل با سری دیاتومه شاید ارتباط دریایی قطع و یا بسیار محدود شده است به طوری که نانوفسیل‌های آهکی در این بخش از توالی مورد مطالعه شناسایی نشده‌اند (شکل ۴). محدود شدن شدید حوضه خزر و قطع ارتباط حوضه مدیترانه با قلمروهای پاراتتیس حداقل برای بازه زمانی میوسن بالایی و هم‌زمان با ته‌نشینی سری دیاتومه توسط سایر مولفین نیز اشاره شده است



شکل ۶. تصویر شماتیک خط لرزه‌ای تفسیر شده ناحیه مورد مطالعه در راستای شرقی-غربی، نشان‌دهنده وجود نهشته‌های پالئوسن-اؤوسن در زیر ناپیوستگی اصلی ناحیه‌ای و افزایش ضخامت مشخص و افزایش فضای رسوب‌گذاری از شرق به غرب ناحیه دشت گرگان در بخش جنوب شرقی حوضه خزر است (خط لرزه‌ای نسبت به راس سازند آقچاگیل هموار شده است)

نتیجه‌گیری

ارغوانی تا قهوه‌ای رنگ تشکیل شده است. بر مبنای مطالعه نانوفسیل‌های آهکی، سن پالئوسن بالایی-اؤوسن برای رسوبات معادل لایه‌های فرام و میوسن میانی-بالایی برای رسوبات معادل سری‌های میکوپ-دیاتومه در توالی مورد مطالعه مشخص شده است. بررسی الگوی توزیع نانوفسیل‌های آهکی در توالی مورد مطالعه نشان‌دهنده وجود یک ناپیوستگی اصلی در بین رسوبات اؤوسن در پایین

توالی رسوبات پالئوسن-میوسن در ناحیه مرکزی دشت گرگان از نهشته‌های معادل لایه‌های فرام با ترکیب شیل‌های آهکی تیره رنگ حاوی مواد آلی با میان لایه‌های نازک ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک، و معادل لایه‌های میکوپ-دیاتومه متشکل از مادستون/رس سنگ، ماسه‌سنگ لیت‌آرنایت فلدسپات دار تا آرکوز و کنگلومرا و مادستون

- شرفی، م.، موسوی، ن.، مرادپور، م.، بیرانوند، ب.، بایت گل، ا. و مهاجر سلطانی، ح.، ۱۴۰۰. سنگ‌شناسی و زیست‌چینه‌نگاری سازندهای آچاگیل و آپشرون بر اساس نانوپلانکتون‌های آهکی در دشت گرگان: کاربرد در بازسازی جغرافیای دیرینه حوضه خزر جنوبی. دو فصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، ۱۸، ۹۷-۱۱۲.

- نطقی مقدم، م.، جلیلی، ف. و سنماری، س.، ۱۴۰۱. زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های کرتاسه براساس نانوفسیل‌های آهکی در برش چینه‌شناسی خونیک (غرب قاین، شرق ایران). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۶۱، ۲۰/۱۰، ۶۱/۳/۰/۱۶/۱۴۰۱/۱۷۳۵۷۱۲۸/۱۴۰۱/۱۶/۶۱/۳/۰.

- Abdullayev, N.A., Kadirov, F. and Guliyev, S., 2015. Subsidence history and basin-fill evolution in the South Caspian Basin from geophysical mapping, flexural backstripping, forward lithospheric modelling and gravity modelling. In Brunet, M.-F., McCann, T., Sobel, E. R. (eds) Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range. Geological Society, London, Special Publications, 427. <https://doi.org/10.1144/SP427.5>.

- Abdullayev, E. and Leroy, S.A.G., 2016. Provenance of clay minerals in the sediments from the Pliocene Productive Series, western South Caspian Basin. Marine and Petroleum Geology, 73, 517-527. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.03.002>.

- Abdullayev, E., Nazim R., Riley, G.W. and Bowman, A.P., 2010. Regional controls on lacustrine sandstone reservoirs: The Pliocene of the South Caspian Basin, in O. W. Baganz, Y. Bartov, K. Bohacs, and Nummenda, D. eds., Lacustrine sandstone reservoirs and hydrocarbon systems. AAPG Memoir, 95, 1-28. <https://doi.org/10.1306/13291385M953446>.

- Agnini, C., Monechi, S. and Raffi, I., 2017. Calcareous nannofossil biostratigraphy: historical background and application in Cenozoic chronostratigraphy. Lethaia, 50(3), 447-463. <https://doi.org/10.1111/let.12218>.

و میوسن میانی-بالایی در بالا و یک نبود چینه‌شناسی در بازه الیگوسن-میوسن زیرین است که هم‌زمان با واقعه برخوردی صفحات آفریقا-عربی و اوراسیا و بالآمدگی رشته کوه‌های محصورکننده حوضه خزر شامل کپه داغ و البرز است. ارزیابی خطوط لرزه‌ای در راستای شرقی-غربی افزایش مشخص ضخامت رسوبات بالای ناپیوستگی از شرق به غرب را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده افزایش فضای رسوب‌گذاری در همین راستا است. بدین ترتیب با شروع بالآمدگی رشته کوه‌های محصورکننده حوضه خزر در زمان ائوسن-الیگوسن ابتدا بخش‌های شرقی از آب خارج شده و سپس به تدریج این روند خروج از آب به طرف غرب حوضه نیز کشیده شده است به طوری که در بخش شرقی دشت گرگان ناپیوستگی اصلی جداکننده رسوبات کرتاسه در زیر و رسوبات معادل چلکن (پلیوسن) در بالا است، درحالی که در ناحیه مورد مطالعه رسوبات پالئوسن-ائوسن در زیر ناپیوستگی شناسایی شده است.

منابع

- سنماری، س.، ۱۴۰۰. چینه‌نگاری زیستی بخش فوقانی سازند گرو بر اساس نانو فسیل‌های آهکی در برش تاقدیس شیخ صالح در شمال غرب کرمانشاه، پهنه لرستان (حوضه زاگرس). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵۸، ۴۱-۴۹. ۲۰/۱۰/۱/۱۷۳۵۷۱۲۸/۱۴۰۰/۱۵/۵۸/۴/۸.

- سنماری، س. و فروغی، ف.، ۱۳۹۸. ارزیابی نهشته‌های منسوب به سازند گورپی بر مبنای نانو فسیل‌های آهکی واقع در جنوب غرب بروجن، استان چهارمحال و بختیاری. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵۰، ۱-۱۴.

- شرفی، م.، مرادپور، م.، بیرانوند، ب.، کهنسال، پ.، عبدلهی، ا.، طاعتی، ف. و مهاجر، ح.، ۱۳۹۸. محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی یک سیستم مخروط دریایی عمیق (پالئوسن)، البرز شمالی. دو فصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، ۱۳، ۲۰-۳۴.

- شرفی، م.، موسوی، ن.، مرادپور، م.، بیرانوند، ب.، عبدلهی، ا. و مهاجر سلطانی، ح.، ۱۴۰۰. سنگ چینه‌نگاری و زیست‌چینه‌نگاری سازند چلکن بر اساس نانوپلانکتون‌های آهکی در دشت گرگان (حوضه خزر جنوبی). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۲۲، ۴۳-۵۶.

- Bergen, J. A., de Kaenel, E., Blair, S. A., Boesiger, T. M. and Browning, E., 2017. Oligocene-Pliocene taxonomy and stratigraphy of the genus *Sphenolithus* in the circum North Atlantic Basin: Gulf of Mexico and ODP Leg 154. *Journal of Nannoplankton Research*, 37(2-3), 77-112. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.879389>
- Boomer, I., von Grafenstein, U., Guichard, F. and Bieda, S., 2005. Modern and Holocene sublittoral ostracod assemblages (Crustacea) from the Caspian Sea: a unique brackish, deep-water environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 225 (1-4), 173-186. DOI: 10.1016/J.PALAEO.2004.10.023.
- Boomer, I., Whatley, R. and Aladin, N.V., 1996. Aral Sea Ostracoda as environmental indicators. *Lethaia*, 29 (1), 77-85. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.1996.tb01840.x>
- Bown, P.R., 2016. Palaeocene calcareous nannofossils from Tanzania (TDP sites 19, 27 and 38). *Journal of Nannoplankton Research*, 36 (1), 1-32.
- Bown, P.R., 1998. *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman and Hall, London, 315.
- Brunet, M.F., Korotaev, M.V., Ershov, A.V. and Nikishin, A.M., 2003. The South Caspian Basin: A review of its evolution from subsidence modelling. *Sedimentary Geology*, 156, 119-148. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00285-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00285-3). [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00285-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00285-3).
- Hinds, D. J., Aliyeva, E., Allen, M.B., Davies, C.E., Kroonenberg, S.B., Simmons, M. D. and Vincent, S.J. 2004. Sedimentation in a discharge dominated fluvial-lacustrine system: The Neogene Productive Series of the South Caspian Basin, Azerbaijan: *Marine and Petroleum Geology*, 21, 613-638. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.01.009>.
- Krijgsman, W., Palcu, D.V., Andreetto, F., Stoica, M. and Mandic, O., 2020. Changing seas in the late Miocene Northern Aegean: A Paratethyan approach to Mediterranean basin evolution. *Earth-Science Reviews*, 210, 103386. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103386>.
- Krijgsman, W., Stoica, M., Vasiliev, I. and Popov, V.V., 2010. Rise and fall of the paratethys sea during the messinian salinity crisis. *Earth Planetary Sciences Letter*, 290, 183-191. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.020>.
- Mikes, T., Báldi-Beke, M., Kázmér, M., Dunkl, I. and Eynatten, H., 2008. Calcareous nannofossil age constraints on Miocene flysch sedimentation in the Outer Dinarides (Slovenia, Croatia, Bosnia-Herzegovina and Montenegro). *Geological Society, London, Special Publications*, 298 (1), 335-363. <https://doi.org/10.1144/SP298.16>.
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation, in *Proceedings of the Second Planktonic Conference Roma 1970*, (ed. A. Farinacci), Edizioni Tecnoscienza, Rome, 2, 739-785.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic calcareous nannofossils. In Bolli, H.M., Saunders, J.B., and Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton stratigraphy*: Cambridge (Cambridge University Press), 427-554.
- Popov, S.V., Ilyina, L.B., Paramonova, N.P. and Goncharova, I.A., 2004. Lithological-paleogeographic maps of Paratethys. *Cour. Forsch.Inst. Senckenb.*, 250, 1-46.
- Popov, S.V., Shcherba, I.G., Ilyina, L.B., Nevesskaya, L.A., Paramonova, N.P., Khondkarian, S. O. and Magyar, I., 2006. Late Miocene to Pliocene palaeogeography of the Paratethys and its relation to the Mediterranean. In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, 91-106. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.020>.

- Raffi, I., Agnini, C., Backman, J., Catanzariti, R. and Pálíke, H., 2016. A Cenozoic calcareous nannofossil biozonation from low and middle latitudes: A synthesis. *Journal of Nannoplankton Research*, 36 (2), 121-13. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-812161-0.00008-9>.
- Raffi, I., Mozzato, C., Fornaciari, E., Hilgen, F.J. and Rio, D., 2003. Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astro-biochronology for the Mediterranean region. *Micropaleontology*, 49, 1-26.
- Schornikov, E.I., 2011. Problems of studying Ostracoda of the Caspian basin. *Joannea Geology Paläontology*, 11, 177-179.
- Scotese, C.R., 2016. PALEOMAP Paleo-Atlas for GPlates and the PaleoData Plotter Program, PALEOMAP Project. In: See <http://www.earthbyte.org/paleomap-paleoatlas-for-gplates>. 10.13140/RG.2.2.34367.00166.
- Soltani, B., Beiranvand, B., Moussavi-Harami, R., Honarmand, J. and Taati, F., 2020. Facies analysis and depositional setting of the upper Pliocene Akchagyl Formation in south-eastern Caspian Basin, NE Iran. *Carbonates and Evaporites*, 35 (8), 1-18.
- Trenkwalder, S., Violanti, D., D'Atri, A., Lozar, F., Dela Pierre, F. and Irace, A., 2008. The Miocene/Pliocene boundary and the Early Pliocene micropalaeontological record: new data from the Tertiary Piedmont Basin (Moncucco quarry, Torino Hill, Northwestern Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 47 (2), 87-103.
- van Baak, C.G.C., Krijgsman, W., Magyar, I., Sztanó, O., Golovina, L.A., Grothe, A., Hoyle, T. M., Mandić, O., Patina, I.S., Popov, S.V., Radionova, E.P., Stoica, M. and Vasiliev, I., 2017. "Paratethys response to the Messinian salinity crisis". *Earth-Science Reviews*, 172, 193-223. doi: 10.1016/j.earscirev.2017.07.015.
- Vincent, S.J., Davies, C.E., Richards, K. and Aliyeva, E., 2010. Contrasting Pliocene fluvial depositional systems within the rapidly subsiding south Caspian basin; a case study of the Palaeo-Volga and palaeokura river systems in the Surakhany suite, upper productive series, onshore Azerbaijan. *Marine Petroleum Geology*, 27, 2079-2106. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.09.007>.
- Vincent, S., Allen, M., Ismail-Zadeh, A., Flecker, R., Foland, K. and Simmons, M., 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene Evolution of the South Caspian Region. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 11-12, 1513-1533. DOI: 10.1130/B25690.1.
- Yanina, T.A., 2012. Correlation of the Late Pleistocene paleogeographical events of the Caspian Sea and Russian Plain. *Quaternary International*, 271, 120-129. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.06.003>.
- Yasini, I., 1986. Ecology, Paleocology, and stratigraphy of ostracods from Late Pliocene and Quaternary deposits of the South Caspian Sea region in northern Iran. *International Symposium on Shallow Tethys 2*, Wagga, 475-497.
- Young, J.R., Bown P.R. and Lees, J.A., 2017. Nannotax3 website. International Nannoplankton Association. Accessed 21 April 2017. <http://www.mikrotax.org/Nannotax3>.
- Young, J.R., 1998. Neogene. In Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman and Hall, London, 225-265.

آنالیز رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند جیروود در برش گرمابدر واقع در البرز مرکزی: با تاکید بر شرایط اکسیداسیون-احیای دیرینه طی نهشت شیل‌های سیاه

ناهید کریمی^۱، نجمه اعتمادسعید^{۲*}، نارام بایت گل^۳، افشین زهدی^۴ و توماس کامپن^۵

۱. کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

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

۳. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

۴. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه ماساریک برنو، جمهوری چک

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۱/۲۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۴/۰۴

چکیده

دونین پسین در تاریخ زمین با تغییرات مهم آب و هوایی جهانی، حوادث کاهش اکسیژن و انقراض زیستی مهم هنگنبرگ همراه می‌باشد. اصلی‌ترین هدف این مطالعه، بررسی ارتباط بین محیط نهشت دیرینه و شرایط احیای دیرینه طی نهشت رسوبات سازند جیروود با سن دونین پسین در برش گرمابدر واقع در شمال شرق تهران است. سازند جیروود در برش گرمابدر، با ضخامت حدود ۲۸۰ متر، از نهشته‌های سیلیسی آواری، کربناته، هیبریدی کربناته-سیلیسی آواری و فسفریتی تشکیل شده است. آنالیز رخساره‌های رسوبی سازندهی برش مورد مطالعه، حاکی از وجود سه مجموعه‌ی رخساره‌ای اصلی سیلیسی آواری مربوط به محیط‌های خلیج دهانه‌ای در اثر امواج، بخش حاشیه ساحلی و بخش دور از ساحل و دو مجموعه‌ی رخساره‌ای کربناته مربوط به مناطق بین جزر و مدی و زیر جزر و مدی است و تائیدی بر محیط نهشتی ساحلی-دریایی کم‌عمق است. علاوه بر این، بررسی تغییرات عناصر و اندیس‌های ژئوشیمیایی شرایط احیای دیرینه (همانند V/Cr و U/Th) نیز نشان‌دهنده‌ی شرایط احیایی‌تر در زمان رسوب‌گذاری شیل‌های سیاه و فسفریت‌های سازند جیروود در برش مورد مطالعه است. در مجموع، این نتایج نشان می‌دهند که انطباق خوبی بین عمق محیط نهشتی و شرایط احیایی حاکم بر آن طی رسوب‌گذاری شیل‌های سیاه رنگ سازند جیروود وجود دارد.

واژه‌های کلیدی: آنالیز رخساره‌ای، دونین پسین، سازند جیروود، شرایط احیای دیرینه، شیل سیاه.

مقدمه

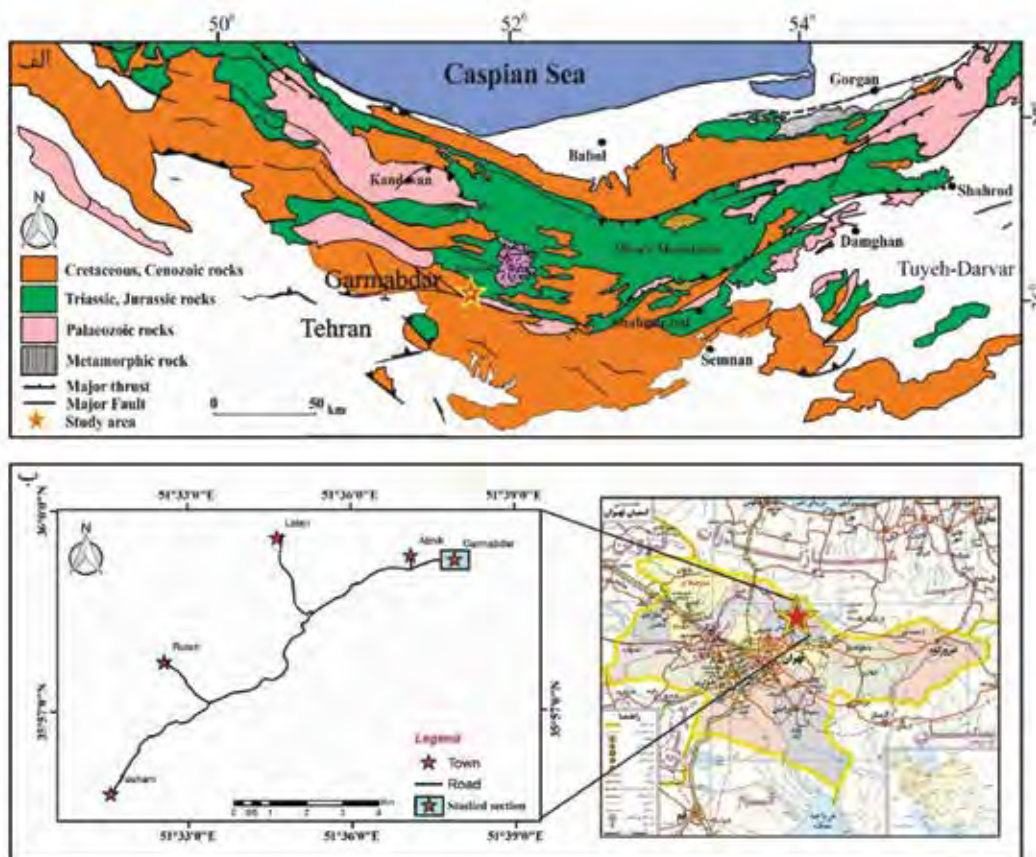
دونین فوقانی شاهد انقراض بزرگ جمعی در حدود ۳۵۹ میلیون سال پیش می‌باشد و طی آن ۳۹ تا ۸۲ درصد از جانداران دریایی از بین رفتند (Sepkoski, 1996).

مرز جهانی دونین-کربونيفر، از نظر تغییرات رخساره‌ای و ویژگی‌های زیستی، مشابه است. تقریباً در تمامی برش‌های بررسی شده، توالی‌های کربناتی به‌طور تدریجی و یا ناگهانی توسط افق‌های شیلی سیاه و گل‌سنگ‌های سیاه غنی

* نویسنده مرتبط: n.etemad@iasbs.ac.ir

به‌ویژه با در نظر گرفتن رویدادهای جهانی مهم رخ داده در حد فاصل دونین-کربونیفر وجود دارد. در این مطالعه سازند جیروود در نزدیکی روستای گرمابدر ($35^{\circ}59'73''N$ و $51^{\circ}34'22''E$) در شمال تهران، با ضخامت حدودی ۲۸۰ متر، مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۱). مرز زیرین سازند جیروود در برش گرمابدر با گروه میلا از نوع ناپیوستگی موازی و مرز بالایی آن با سازند مبارک به صورت تدریجی می‌باشد. در این مطالعه، سنگ‌شناسی و رخساره‌های سنگی متنوع سازند جیروود در برش گرمابدر مورد بررسی دقیق صحرایی و آزمایشگاهی قرار گرفت. علاوه بر این، شرایط اکسیداسیون/ احیایی حاکم بر محیط نهشتی رسوبات سازند جیروود از طریق مطالعه‌ی عناصر فرعی گلسنگ‌های سازنده‌ی این سازند مطالعه شده است. در کنار هم قرار گرفتن نتایج به دست آمده از این مطالعه و مطالعات انجام شده پیشین، اهمیت زیادی در بازسازی جغرافیای دیرینه‌ی البرز طی دونین پسین-کربونیفر آغازین خواهد داشت.

از مواد آلی پوشیده شده‌اند و نشان از محیط‌های دیرین فاقد اکسیژن دارند (Caplan et al., 1999). این شیل که شیل هنگنبرگ نامیده می‌شود دارای گسترش جهانی است و نام آن از شیل‌های سیاه غنی از مواد آلی هنگنبرگ در آلمان گرفتند و نشان از تولید و گسترش محیط‌های قدیمه بدون اکسیژن در این زمان دارد (Caplan et al., 1999; Paproth et al., 1991). سازند جیروود به سن دونین پسین در پهنه البرز حاوی مجموعه‌ی بسیار متنوعی از سنگ‌های رسوبی سیلیسی آواری، کربناته و هیبریدی است که هم زمان با رویدادهای بزرگ جهانی رخ داده طی دونین پسین به جا گذاشته شده‌اند. علیرغم وجود رخنمون‌های مناسبی از سازند جیروود در البرز و مطالعات ارزشمند انجام شده بر روی محیط‌های نهشتی، چینه نگاری سکansı و خاستگاه این نهشته‌ها (برای مثال: رسولی، ۱۳۹۱؛ خزائی و همکاران، ۱۳۵۹ و Sharafi et al., 2016, 2014)، هنوز ابهاماتی در رابطه با شرایط حاکم بر محیط نهشت دیرین این رسوبات



شکل ۱. الف) نقشه زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه در پهنه ساختاری البرز مرکزی شامل موقعیت برش مورد مطالعه که با ستاره مشخص شده است (اقتباس از (Stocklin et al., 1968)، ب) تصویر راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه در روستای گرمابدر

روش مطالعه

دیده می‌شود و همچنین گروه رخساره‌ای دریای باز: شامل بخش دور از ساحل می‌باشد و در بخش میانی و بالایی برش مورد مطالعه شناسایی شده است. نهشته‌های کربناته نیز در دو مجموعه رخساره‌ای بین جزر و مدی و زیر جزر و مدی^۳ قرار می‌گیرند (شکل ۲).

گروه رخساره‌ای خلیج دهانه‌ای

مجموعه رخساره‌ای کانال خلیج دهانه‌ای^۴

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای از سطح قاعده‌ای ماسه‌سنگ‌های کانالی با لایه‌بندی مورب عدسی شکل در اندازه ذرات متوسط تا درشت با جورشدگی ضعیف تشکیل شده است. ضخامت لایه‌ها و طبقات در آن‌ها حدود ۱/۵ تا دو متر است و این رخساره معمولاً با قاعده‌ی فرسایشی و الگوی ریز شونده به سمت بالا دیده می‌شود. لایه‌بندی مورب عدسی شکل، صفحه‌ای و لامیناسیون موازی اصلی‌ترین ساختمان‌های رسوبی مشاهده شده می‌باشند. هندسه این رخساره به صورت متوسط تا ضخیم لایه است و از گسترش جانبی و عمودی نسبتاً کم برخوردار است. این رخساره به صورت تدریجی به بخش قاعده‌ای ریزدانه مجموعه دلتای سدی تبدیل می‌شود (شکل ۳ الف، ب و پ).

تفسیر: تفسیر بخش قاعده‌ای سازند جیروود از توالی‌های رخساره‌ای ته‌نشین شده در محیط‌های خلیج دهانه‌ای در اثر امواج تشکیل شده است. این مجموعه رخساره‌ای شامل ذرات درشت آواری با جورشدگی ضعیف، حاصل از انرژی نسبتاً بالای کانال رودخانه‌ای است. ساختمان‌های رسوبی مشاهده شده در کانال خلیج دهانه‌ای همانند لایه‌بندی مورب عدسی شکل، صفحه‌ای، لامیناسیون موازی، نشان‌دهنده‌ی تأثیر جریان‌ات یک جهته رودخانه در بخش داخلی خلیج دهانه‌ای می‌باشد. شکل کانالی یا سطح قاعده‌ای فرسایش مقعر بیانگر فرسایش سطح قاعده خلیج دهانه‌ای در طول پایین افتادن سطح آب دریا و پرشدن آن به‌وسیله نهشته‌های کانالی رودخانه در طول بالا آمدن سطح آب دریا است (Bayet-Goll et al., 2014, 2018a).

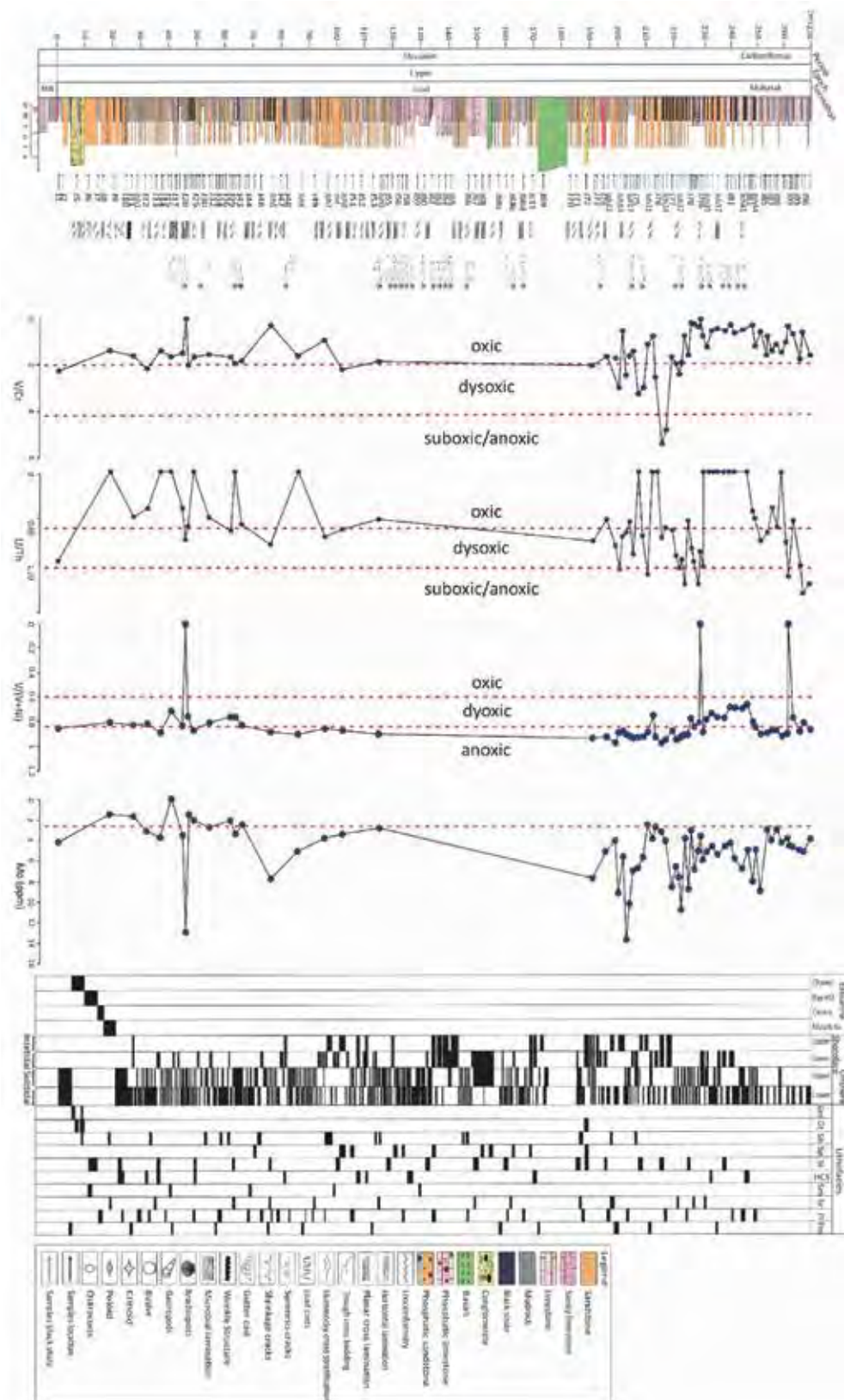
پس از بررسی نقشه‌ها و عکس‌های هوایی، برش مورد مطالعه انتخاب و طی چندین مرحله عملیات صحرایی، داده‌های مرتبط با رخساره‌های رسوبی شامل ویژگی‌های هندسی، ساختمان‌های رسوبی، محتوای فسیلی و همین‌طور ۱۵۰ نمونه بر اساس استراتژی چینه‌ای و در موارد مورد نیاز هدف‌دار، برداشت شدند. از مجموع نمونه‌های برداشت شده، ۸۴ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفتند. بررسی ویژگی‌های بافتی و ترکیبی نمونه‌های سیلیسی آواری بر اساس Stow (2001)، Tucker (2001)، Folk (1980)، (2005) نمونه‌های هیبریدی بر اساس Stow (2005) و Mount (1984) و نمونه‌های کربناته بر اساس Dunham (1962) و Flügel (2004) می‌باشد. همچنین تعداد ۶۶ نمونه‌ی گلسنگی برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و فرعی به روش طیف‌سنجی پراش انرژی فلورسانس پرتو ایکس^۱ انتخاب شدند. پس از پودر کردن نمونه‌ها در آزمایشگاه خردایش سنگ دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان^۲، نمونه‌ها در آزمایشگاه ژئوشیمیایی دانشگاه Masaryk جمهوری چک توسط دستگاه طیف‌سنج فلورسانس پراش انرژی پرتو ایکس مورد آنالیز قرار گرفتند. موقعیت ۶۶ نمونه‌ی انتخابی برای مطالعات ژئوشیمیایی اندازه‌گیری عناصر فرعی در مقابل ستون چینه‌ای در شکل ۲ با فلش‌های رنگی آبی برای نمونه‌های گلسنگی مشخص شده است.

بحث

محیط نهشته‌ی دیرینه

پس از جداسازی رخساره‌های سنگی در برش مورد مطالعه، سه گروه رخساره‌ای اصلی سیلیسی آواری شناسایی شدند و عبارتند از: گروه رخساره‌ای خلیج دهانه‌ای، شامل کانال (کانال منتهی به خلیج دهانه‌ای)، دلتای سدی-خلیج، بخش مرکزی خلیج دهانه‌ای و بخش توده‌های دهانه خلیج است و در قاعده‌ی برش مورد مطالعه قرار دارد. گروه رخساره‌ای حاشیه ساحل: شامل بخش پایینی تا بالایی حاشیه ساحلی است به‌طور متناوب در طول برش گرمابدر

1. Energy Dispersive X-ray Fluorescence (EDXRF) Spectrometer
2. Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS)
3. Intertidal and Subtidal
4. Estuarine channel



شکل ۲. ستون چینه‌ای برش مورد مطالعه به همراه نتایج به دست آمده از مطالعات شرایط احيایی دیرینه و رخساره‌های اصلی شناسایی شده. تغییرات اندیس‌های ژئوشیمیایی عناصر حساس به شرایط احيایی همانند: V/Cr ، U/Th ، $V/(V+Ni)$ و Mo به همراه تقسیم‌بندی شرایط اکسیژن‌دار، بدون اکسیژن و نیمه اکسیژن‌دار (Chang et al., 2016; Guo et al., 2016; Och, 2011) نشان داده شده است

لایه می‌باشد و با گسترش جانبی نسبتاً زیاد همراه است. این مجموعه رخساره‌ای در بخش پایینی سازند جیروود در برش گرمابدر با گسترش عمودی محدود مشاهده شده است.

تفسیر: مجموعه رخساره‌ای توصیف شده، نشان‌دهنده‌ی محیطی با انرژی کم، تحت تأثیر گاه‌به‌گاه جریان‌های کششی می‌باشد و با میان لایه‌های ماسه‌سنگی حاوی ساختارهای لامیناسیون‌های موازی مشخص می‌شود. در این بخش به دلیل انرژی پایین، ذرات ریز گلسنگی از حالت معلق نهشت می‌یابند (Dalrymple et al., 1992). در خلیج‌های دهانه‌ای بر اثر امواج بخش مرکزی خلیج به‌طور معمول به‌صورت دوره‌ای تحت تأثیر نوسانات امواج قرار می‌گیرد (Bayet-Goll et al., 2016, 2021)، چنین عامل موجب گسترش لایه‌بندی هترولیک و گسترش محدود لایه‌های ماسه‌سنگی نازک تا متوسط لایه با لامیناسیون موازی در رخساره‌های لاگون می‌شود.

مجموعه رخساره‌ای توده‌های دهانه خلیج^۲

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای از توالی‌های نسبتاً ضخیم ماسه‌سنگی درشت تا متوسط دانه با جورشدگی خوب و نازک شونده به‌طرف بالا تشکیل شده است. در بیشتر موارد برهم‌افزاینده‌ی^۴ طبقات، به شکل توده‌های صفحه‌ای طبقات ماسه‌ای دیده می‌شوند. به‌طور کلی ضخامت طبقات در این مجموعه حدوداً یک تا پنج متر است و رخساره‌ها به صورت تکرار شونده بر روی یکدیگر قرار دارند. این توالی دارای گسترش جانبی محدود هستند. این مجموعه رخساره‌ای به‌طور غالب شامل ماسه‌سنگ‌های با لایه‌بندی مورب عدسی شکل، چینه‌بندی مورب پشته‌ای، چینه‌بندی مورب صفحه‌ای، لامیناسیون موازی و لایه‌های توده‌ای است (شکل ۳ خ و د) و به‌طور عمده در پایین رخساره‌های بالایی دور از ساحل قرار می‌گیرد.

تفسیر: مجموعه‌ی رخساره‌ای توصیف شده، با خصوصیات رسوب‌شناسی خاص خود همانند اندازه دانه، ترکیب رسوبی و وجود ضخامت بالای طبقات ماسه‌سنگی، نشان از نهشت

مجموعه رخساره‌ای دلتای سدی خلیج^۱

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای عمدتاً شامل رخساره‌های ماسه‌سنگی تا ماسه‌سنگ سیلتی با جورشدگی خوب و به میزان کمتر شیل مادستونی و سیلتستون به‌صورت نهشته‌هایی به سمت بالا درشت شونده و ضخیم شونده است. از ساختمان‌های رسوبی می‌توان به لایه‌بندی مورب عدسی شکل و لامیناسیون موازی اشاره کرد. ماسه‌سنگ‌های توده‌ای نیز در این مجموعه مشاهده می‌شوند (شکل ۳ ت و ث). ضخامت طبقات در این مجموعه حدوداً یک تا دو متر است و البته قابل ذکر است، این رخساره‌ها با مرزی مشخص در پایین و به‌صورت تکرار شونده بر روی یکدیگر قرار دارند. هندسه این مجموعه رخساره‌ای به‌صورت صفحه‌ای با گسترش جانبی قابل ملاحظه بر روی نهشته‌های کانالی رودخانه می‌باشد. این مجموعه همراهی نزدیکی با بخش مرکزی خلیج دهانه‌ای دارد (شکل ۳ الف).

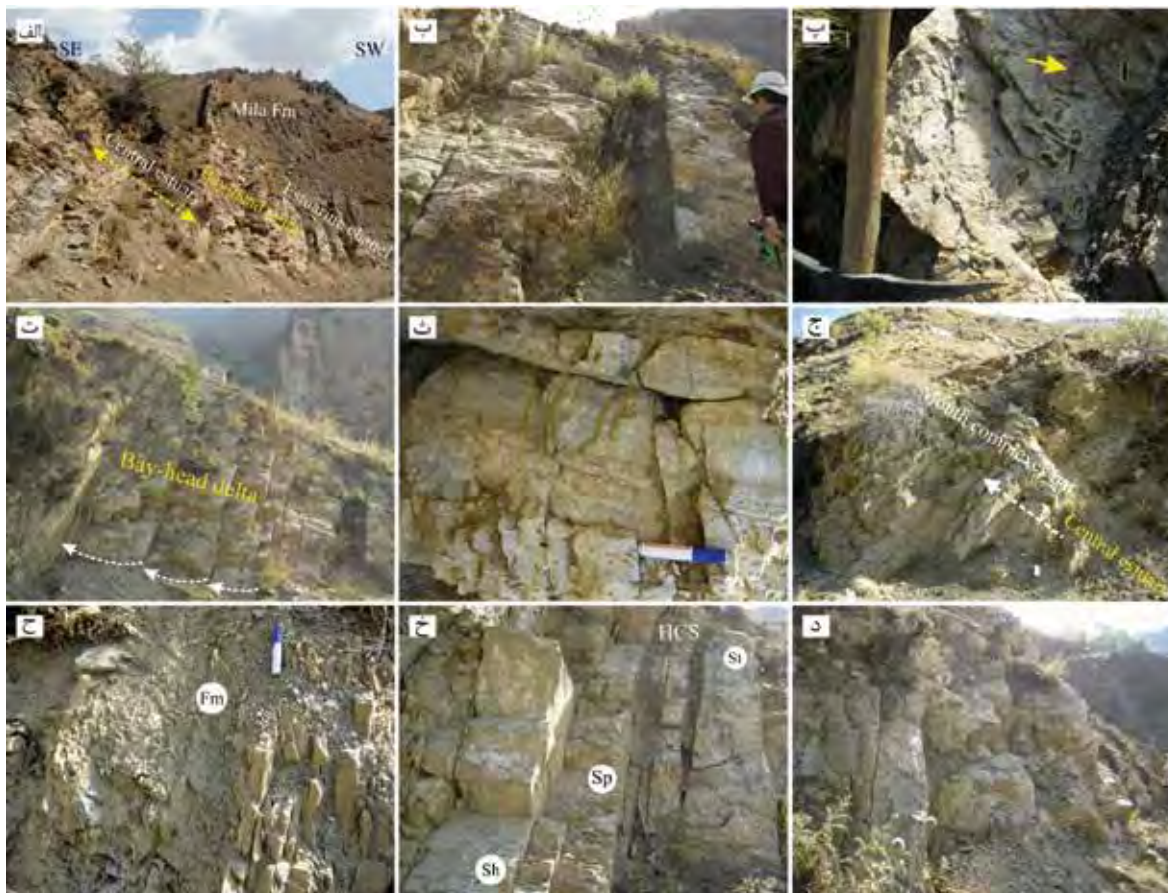
تفسیر: الگوی به سمت بالا درشت شونده در این مجموعه‌ی رخساره‌ای به همراه چینه‌بندی‌های مورب و همراهی نزدیک با کانال‌های رودخانه‌ای از تشکیل این رخساره‌ها به‌صورت نهشته‌های پیش‌رونده بر روی مرکز خلیج حکایت می‌کند. تفکیک نهشته‌های دلتای سدی خلیج از رخساره کانال خلیج دهانه‌ای بر اساس وجود ساختارهای بر اثر امواج در لبه به سمت مرکز خلیج دهانه‌ای و الگوی به سمت بالا درشت شونده است (Bayet-Goll et al., 2022a; Dalrymple et al., 1992).

مجموعه رخساره‌ای مرکز خلیج دهانه‌ای^۲

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای از شیل‌های تیره با لامینه‌های نازک و ماسه‌سنگ‌های با لامیناسیون موازی و چینه‌بندی هترولیک با طبقه‌بندی نازک تا متوسط لایه موجی تشکیل شده است (شکل ۳ ج و ح). شیل‌ها در غالب موارد حجم اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند و به‌صورت توده‌ای می‌باشند. این رخساره‌ها توسط رسوبات دانه درشت مجموعه رخساره‌ای توده‌های دهانه خلیج پوشیده می‌شود. ضخامت لایه‌ها در حدود ۱ تا ۱/۵ متر است و معمولاً دارای مرز تدریجی هستند. هندسه این رخساره به‌صورت متوسط

1. Bay-head delta
2. Central estuary
3. Mouth complexes bar
4. Amalgamated intervals

رسوبات در بخش داخلی پراثرژی دهانه خلیج بر اثر امواج دارد (Holbrook and Bhattacharya, 2012). فراوانی بالای طبقات ماسه‌سنگی با جورشدگی خوب در این رخساره نشان دهنده‌ی تأثیر انرژی بالای جریان‌هایی با نرخ رسوب‌گذاری بالا است (Coates and MacEachern, 1999).



شکل ۳. تصاویر توالی رخساره‌ای کانال خلیج دهانه‌ای سازند جیروود، الف تا ث) تصویر صحرایی از رخساره کانالی شکل از ماسه‌سنگ‌های قاعده و نهشته‌های ضخیم شونده به طرف بالا از دلتای سدی-خلیج (Bay-head delta) همراه با لایه‌بندی مورب عدسی شکل، صفحه‌ای و لامیناسیون موازی، ج و ح) مجموعه رخساره‌ای لاگون در بخش مرکزی خلیج دهانه‌ای که دارای ماسه‌سنگ‌ها با لامیناسیون موازی و رسوبات ریز لاگونی هستند، خ و د) توالی رخساره‌ای توده‌های دهانه خلیج با لایه‌بندی مورب مسطح، مورب عدسی شکل، لامیناسیون موازی و لایه‌های توده‌ای

گروه رخساره‌ای حاشیه ساحلی

مجموعه رخساره‌ای بخش حاشیه ساحلی پایینی-میانی^۱

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای با ضخامتی حدود یک تا چهار متر دارای تناوبی از ماسه‌سنگ‌های در اندازه ریز تا متوسط، با جورشدگی متوسط تا بالا می‌باشد. همچنین شیل‌های سیاه و خاکستری رنگ به صورت نازک تا به ندرت ضخیم لایه نیز مشاهده می‌شوند. نسبت ماسه به شیل در این رسوبات پنج به یک است. این رخساره از توالی‌های

برهم‌افزاینده^۲ ماسه‌سنگی ضخیم شونده به سمت بالا تشکیل شده است و به سمت بالا نسبت ضخامت لایه‌های شیلی کاهش می‌یابد. در بخش‌های برهم‌افزاینده طبقات با سطح فرسایشی مشخص و بدون میان لایه‌های شیلی از هم جدا می‌شوند (شکل ۴ الف و ب). رسوبات هیبریدی ماسه‌سنگ فسفاتی و سنگ‌های کربناتی نازک تا متوسط لایه نیز در این مجموعه رخساره‌ای شناسایی شده است. فسیل‌هایی همانند براکیوید، کرینوتیید، بریوزوئر، دوکفه‌ای و

1. Lower middle shorface
2. Aggregated

با اندازه درشت همانند دوکفه‌ای، براکیوپود و خارپوست فراوان است و به‌صورت پراکنده و یا متراکم دیده می‌شوند. این مجموعه‌ی رخساره‌ای در بالای مجموعه رخساره‌ای توده‌های دهانه خلیج قرار دارد و توسط لایه‌های نازک آهکی پوشیده می‌شود (شکل ۴ ب).

تفسیر: وجود رسوبات سیلیسی کلاستیک با اندازه درشت و همین‌طور رسوبات کربناته‌ی حاوی آلومین‌های دریایی، نشان‌دهنده‌ی محیط نهشتی دریای باز، بالای خط اثر موجسار هوای آرام^۲ است (Sharafi et al., 2012, 2011؛ نصیری و همکاران، ۱۳۹۲). ساختارهای رسوبی مانند لامیناسیون موازی و چینه‌بندی مورب صفحه‌ای نشان از محیط حاشیه ساحلی بالایی است (Sharafi et al., 2012؛ Dashtgard et al., 2010). همچنین وجود ساختار چینه‌بندی مورب ترف در ماسه‌سنگ‌های این مجموعه رخساره‌ای به همراه لایه‌بندی مورب مسطح از وجود انرژی بالای جریان به‌صورت مداوم در این مجموعه حکایت دارد.

گروه رخساره‌ای دریای باز

مجموعه رخساره‌ای دور از ساحل بخش پایینی^۳

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای با ضخامتی حدود یک تا پنج متر به‌طور عمده از شیل‌های سیاه با میان لایه‌های ماسه‌سنگی ریزدانه، سیلتستون و سنگ‌آهک‌های نازک تا متوسط لایه تیره تشکیل شده است. شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌ها عمدتاً دارای لامیناسیون موازی می‌باشد (شکل ۴ ث). این شیل‌ها گاهی به همراه گرک‌های فسفاتی مشاهده می‌شوند. نسبت شیل به ماسه‌سنگ در این مجموعه پنج به یک می‌باشد. سنگ‌های کربناتی با خرده‌های اسکلتی از نوع براکیوپود و کرینوئید با اندازه درشت، اغلب بافت پکستون-گرینستون نشان می‌دهند و درصد رخساره‌های پکستون، گرینستون و مادستون کم است (شکل ۴ خ). این رخساره در ناحیه مورد مطالعه از گسترش قابل توجهی برخوردار است و به‌طور متناوب در بخش میانی و بالایی برش گرمابدر مشاهده شده و بر روی رسوبات خلیج دهانه‌ای قرار می‌گیرند.

گاستروپود به همراه ساختمان‌های رسوبی چون چینه‌بندی مورب پشته‌ای و لامیناسیون موازی در این مجموعه مشاهده می‌شوند (شکل ۴ ب). ضخامت ساختارهای رسوبی به‌ویژه چینه‌بندی مورب پشته‌ای به سمت بالا افزایش می‌یابد. این مجموعه رخساره‌ای توسط مجموعه رخساره‌ای دور از ساحل از سمت بالا و رخساره‌های خلیج دهانه‌ای از سمت پایین با مرز مشخصی محدود شده است. رسوبات این مجموعه رخساره‌ای در بخش میانی و بالایی برش گرمابدر سازند جیروود قرار دارند.

تفسیر: حضور فونای دریایی به‌ویژه وجود رسوبات ریزدانه، نشان از ته‌نشینی این رسوبات در بخش حاشیه ساحلی پایینی (در نزدیکی موجسار هوای آرام) دارد. با افزایش ضخامت طبقات و ساختارهای رسوبی در الگوی کم‌عمق شونده به سمت بالا به رخساره‌های حاشیه ساحلی میانی در بالای موجسار هوای آرام تبدیل می‌شود (Bayet-Goll et al., 2022b, 2020؛ Sharafi et al., 2013؛ Schwarz et al., 2010؛ Frohlich et al., 2011؛ همچنین وجود ساختارهای رسوبی همانند، چینه‌بندی مورب پشته‌ای و رسوبات طوفانی (دانه‌بندی تدریجی و جورشدگی و گرد شدگی بالا) نشان از وجود شرایط طوفانی در این مجموعه رخساره‌ای دارد. بر اساس مطالعات دشتگرد و همکاران (2012؛ Dashtgard et al.) نهشته‌های طوفانی با افزایش شرایط طوفانی می‌توانند در طول حاشیه ساحلی پایینی نهشت کند و به‌طرف حاشیه ساحلی بالایی پیشروی کنند (2013؛ Sharafi et al.؛ امرائی و همکاران، ۱۳۹۸).

مجموعه رخساره‌ای بخش حاشیه ساحلی بالایی^۱

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای حدود ۱۰ متر ضخامت دارد و از ماسه‌سنگ‌های آلومنی دانه درشت تا متوسط دانه که به سمت بالا یک روند ضخیم شونده در ضخامت لایه‌ها را نشان می‌دهند، تشکیل شده است (شکل ۴ پ و ت). طبقات ماسه‌سنگی جورشدگی خوب تا متوسط دارند. در برش مورد مطالعه، این مجموعه بیشتر در رأس سازند قرار داشته که با ماسه‌سنگ‌های دارای چینه‌بندی مورب ترف، لایه‌بندی مورب عدسی شکل و لایه‌بندی مورب مسطح مشخص می‌شود (شکل ۴ ت). قطعات فسیلی

1. Upper shorface
2. Fair-weather wave base (FWB)
3. Lower offshore

(شکل ۴ ج و د). این مجموعه بعد از بخش پایینی دور از ساحل بیشترین گسترش را در برش مورد مطالعه به خود اختصاص داده است و بر روی نهشته‌های خلیج دهانه‌ای و حاشیه ساحلی قرار می‌گیرد.

تفسیر: وجود مقادیر قابل توجهی از ماسه‌سنگ‌های دانه ریز، رسوبات سیلتستونی و همین‌طور حضور میان لایه‌های نازک شیل، نشان‌دهنده‌ی محیط دریایی با انرژی کم است. لایه‌های نازک ماسه‌سنگی و سیلتستونی را می‌توان به طوفان‌های دور از منشأ^۴ نسبت داد و سبب حمل رسوبات به مناطق بخش بالایی دور از ساحل^۵ می‌شوند (Frohlich et al., 2010). پراکندگی قطعات اسکلتی نشان از غلبه شرایط کم اکسیژن با دوره‌های کوتاه افزایش سطح اکسیژن دارد (Schwarz et al., 2011). در رابطه با سنگ‌های کربناتی، طبقه‌بندی نازک لایه تیره رنگ و مقادیر بالای فونای دریایی نشان‌دهنده شرایط دریایی دارد (Frohlich et al., 2010). وجود رسوبات طوفانی فراوان و تجمعات فسیلی به صورت تکرار شونده و چینه‌بندی مورب پشته‌ای اشاره به یک موقعیت کم‌عمق با انرژی متوسط و غلبه فرآیندهای طوفانی دارد. اجزای هیبرید در اندازه‌های کاملاً متفاوت مانند فسیل صدف‌های درشت براکیوپود، کرینوتید و قطعات فسفات‌ی اینتراکلاستی با پلوتیدهای بدون ساختار^۶ و دانه‌های پوشش‌دار^۷ بزرگتر از دو میلی‌متر در این ریز رخساره‌ها خود مؤید عملکرد ناگهانی فرآیندهایی مانند امواج طوفانی در محیط رسوبی می‌باشد.

گروه رخساره‌ای پری تایدال کربناته

مجموعه رخساره‌ای پهنه‌های جزرومدی^۸

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای با ضخامت کم در برش مورد مطالعه از تناوب ریز رخساره‌های کربناتی مادستون ماسه‌ای، میکروبیال باینداستون و دولومادستون بایوکلاستی

تفسیر: در این مجموعه، گلسنگ‌های شیلی از ته‌نشینی رسوبات معلق به‌طور عمده در زیر خط اثر موجسار هوای طوفانی^۱ نهشته شده‌اند (Collinson and Reading, 1996). رسوب‌گذاری در این بخش در زمان کاهش انرژی و نبود نوسانات جریان‌ی غالب، سبب نهشت رسوبات ریز سیاه رنگ می‌شود. رنگ تیره این گلسنگ‌ها و همراهی آلوکوم‌های پراکنده یا خرده‌های اسکلتی بیانگر نهشته شدن آن‌ها در محیط‌های احيائی می‌باشد (Schwarz et al., 2011; Flügel and Munnecke, 2010 Kaiser et al., 2016). منشا ماده‌ی آلی در این رخساره‌ها را می‌توان به فیتوپلانکتون‌ها^۲ و میزان ورود مواد مغذی نسبت داد. مهمترین مواد مغذی فسفات‌ها و نترات‌ها می‌باشند، از تجزیه مواد آلی به دست می‌آیند و برای رشد گیاهان و جانوران حیاتی هستند (Awan et al., 2020; Marynowski and Filipiak., 2007). وجود فوناهای دریایی اشاره به وفور مواد غذایی در حوضه رسوبی دارد و فعالیت فونای دریایی را سبب شده است. این خصوصیت در این مجموعه نشان از عمیق‌ترین بخش حوضه برای نهشت این رسوبات می‌باشد. به‌علاوه حضور پیکره سفالوپودها و آمونیدا در این نهشته‌ها بیانگر نهشته شدن این رسوبات در مناطق دور از ساحل است.

مجموعه رخساره‌ای دور از ساحل بخش بالایی^۳

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای ضخامتی در حدود یک تا چهار متر دارد و از تناوب ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز با لامیناسیون موازی، لایه‌بندی مورب پشته‌ای و سنگ‌های کربناتی نازک تا متوسط لایه که به‌صورت میان لایه با شیل‌های سیاه قرار دارند تشکیل شده است (شکل ۴ ج). از دیگر ترکیبات متفاوت در این مجموعه رخساره‌ای، وجود قطعات فسفات‌ی در همراهی با لیتولوژی‌های سنگ‌آهک و سیلیسی آواری‌ها هستند. فسفات‌های رسوبی، شواهدی از حمل و انتقال مجدد را نشان می‌دهند. این رسوبات معمولاً چرخه‌های کوچک مقیاس ریز شونده به‌طرف بالا را تشکیل می‌دهند. سنگ‌آهک‌ها معمولاً شامل خرده‌های اسکلتی از نوع کرینوتید، براکیوپود و دوکفه‌ای هستند. از نظر بافتی آلوکوم‌های اسکلتی در اندازه‌ی درشت و با جورشدگی متوسط تا خوب به‌صورت رودستون-فلوتستون مشاهده می‌شوند

1. Storm-weather wave base (SWB)

2. Phytoplanktons

3. Upper offshore

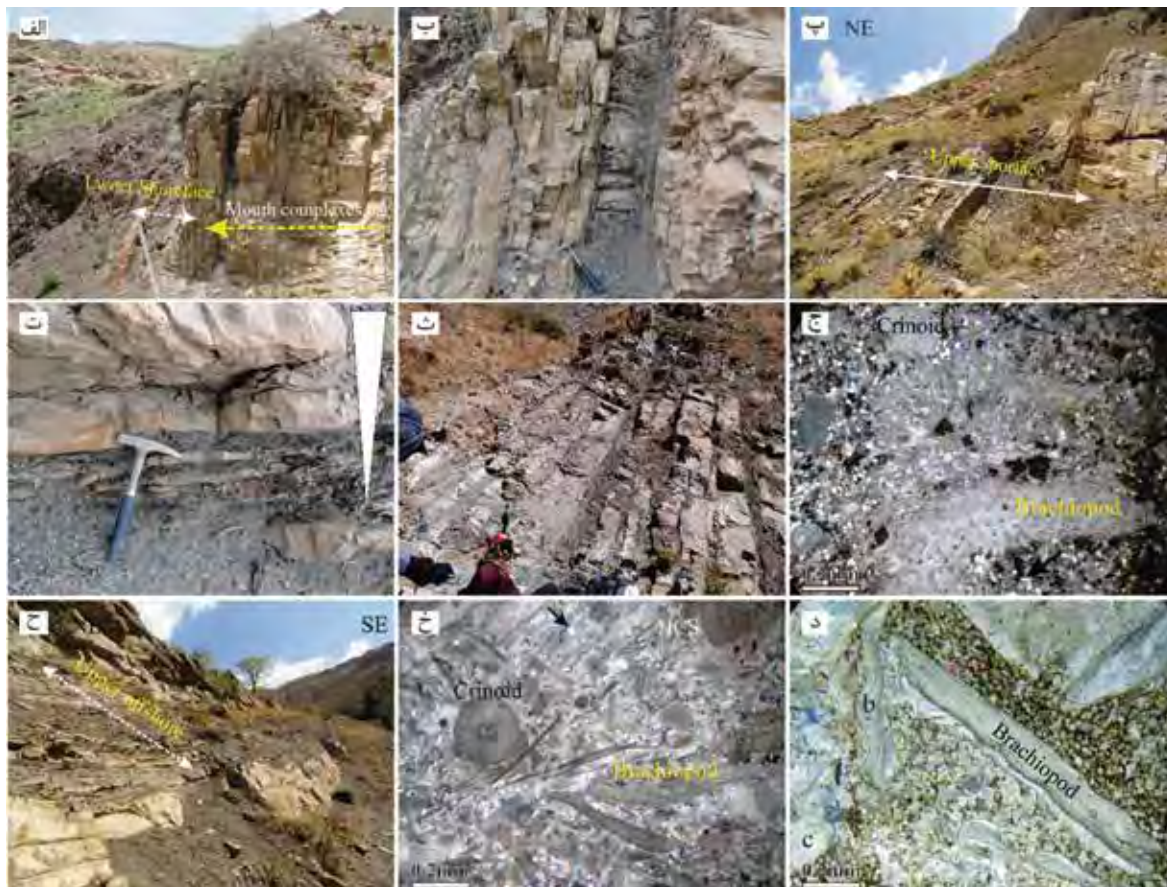
4. Distal storm

5. Upper offshore

6. Structureless peloids

7. Coated grains

8. Intertidal



شکل ۴. تصاویر مجموعه رخساره‌های حاشیه ساحلی و دور از ساحل، الف و ب) نمایی از توالی ماسه‌سنگی متوسط و ضخیم لایه بخش پایینی حاشیه ساحلی به همراه طبقات طوفانی که الگوی ضخیم شونده به سمت بالا را نشان می‌دهند، پ) ماسه‌سنگ‌های متوسط لایه بخش بالایی حاشیه ساحلی، ت) تصویری از الگوی ضخیم شونده به طرف بالا در بخش بالایی رسوبات حاشیه ساحلی، ث) نمای نزدیک توالی رخساره‌های دور از ساحل پایینی، ج) تصویر میکروسکوپی از رخساره رودستون-فلوتستون براکیوپود و کرینوییددار با دانه‌های کوارتز جور شده، ح) توالی رخساره‌های دور از ساحل بالایی در مجاورت با رخساره‌های بخش پایینی دور از ساحل، خ و د) تصاویر میکروسکوپی از براکیوپودها و کرینوییدهای عمدتاً سالم در رخساره پکستون-گرنیستون را نشان می‌دهند

بالای جزرومدی است (Warren, 2000؛ زارعی و همکاران، ۱۳۹۸). وجود ساختارهای جریان‌ی و لایه‌بندی جناغی حاکی از نهشت در محیط‌های بین جزرومدی با نواسانات انرژی جزرومدی است. طبقات با شکل هندسی کانالی در بین این رخساره‌ها نیز نشان‌دهنده وجود کانال‌های جزرومدی در محیط‌های بین جزرومدی است.

مجموعه رخساره‌های منطقه زیر جزرومدی کم عمق^۲

توصیف: این توالی رخساره‌ای از تناوب لایه‌های کربناتی ضخیم تا متوسط لایه تشکیل شده است و با ضخامت نسبتاً بالا در برش مورد مطالعه مشاهده می‌شود. رخساره‌های

فسفات‌دار تشکیل شده است (شکل ۵ الف و ب). این توالی رخساره‌ای کربناته حاوی ساختارهای لایه‌بندی جناغی و لایه‌بندی موجی است. لنزهای ماسه‌سنگی با قاعده فرسایشی و شکل کانالی نیز در همراهی با این رخساره مشاهده می‌شوند (شکل ۵ پ و ت).

تفسیر: حضور قابل توجه دولومیت‌های ریز بلور، کاهش آلومک‌ها و وجود گل کربناتی در دولومادستون‌ها در رخساره‌های پهنه‌های بالای جزرومدی^۱ بیانگر حاکم شدن شرایط محیطی بین جزرومدی تا بالای جزرومدی می‌باشد (Evans et al., 2019; Zand-Moghadam et al., 2014; Flügel, 2010). کریستال‌های ریز دولومیت و فراوانی گل کربناتی فقیر از آلومک نیز نشان‌دهنده محیط

1. Supratidal
2. Shallow subtidal

تفسیر: در این مجموعه رخساره‌ای، گل‌سنگ‌ها از نهشت رسوبات معلق در بخش زیرین حد اثر امواج طوفانی به‌جا گذاشته شده‌اند (Frohlich et al., 2010). دانه‌های ریز آواری در ماسه‌سنگ‌های نازک لایه نیز به طوفان‌های دور از منشاء نسبت داده می‌شوند. سنگ‌های کربناتی با ثبت طبقات نازک لایه‌ی گل‌سنگی به رنگ سیاه و وجود فوناهای دریایی، نشان از شرایط دریایی دارند (Sharafi, 2013). این شواهد نشان می‌دهند، (Seyedmehdi et al., 2016). این مجموعه‌ی رخساره‌ای در عمیق‌ترین بخش حوضه‌ی رسوبی مورد مطالعه به‌جا گذاشته شده است.

مدل رسوبی مجموعه رخساره‌ای خلیج دهانه‌ای

مجموعه‌های رخساره‌ای بخش پایینی در برش گرما بدر با وجود شواهد جریان امواج و ساختارهای رسوبی نشان‌دهنده محیط‌های نهشتی در یک سیستم ساحلی به نام خلیج دهانه‌ای بر اثر امواج است (شکل ۶ الف). در ناحیه مورد مطالعه مجموعه‌های رخساره‌ای کانال خلیج دهانه‌ای و دلتای سدی-خلیج به مقدار اندک در ابتدای برش وجود دارد، به سمت مرکز، رسوبات بخش مرکز خلیج دهانه‌ای و توده‌های دهانه خلیج از حجم رسوبات بالاتری برخوردار هستند. در نتیجه تأثیر فعالیت‌های امواج بر روی بخش خلیج دهانه‌ای این سازند موجب ایجاد توالی رسوبی و الگوی برانبارش رخساره‌های کاملاً متفاوت سازند جیروود شده است. قرارگیری الگوی برانبارش رخساره‌ها با قرارگیری رخساره‌های توده‌های دهانه‌ای خلیج بخش خارجی خلیج دهانه‌ای بر روی رخساره‌ای کانال خلیج دهانه‌ای و دلتای سدی-خلیج بخش میانی و داخلی خلیج دهانه‌ای از تشکیل بخش پایینی سازند جیروود در محیط خلیج دهانه‌ای بر اثر امواج در طول بالآمدن سطح آب دریا و پرشدن دره فرسایشی حکایت دارد. توالی‌های مرکز خلیج دهانه‌ای با تجمع رخساره‌های شیلی مشخص می‌شود، نشان‌دهنده بخش حداقل انرژی در این سیستم است. توالی‌های نسبتاً ضخیم از ماسه‌سنگی متوسط تا ریزدانه که به‌صورت انباشته شده شناسایی شده‌اند با ساختارهای دو جهتی به‌عنوان

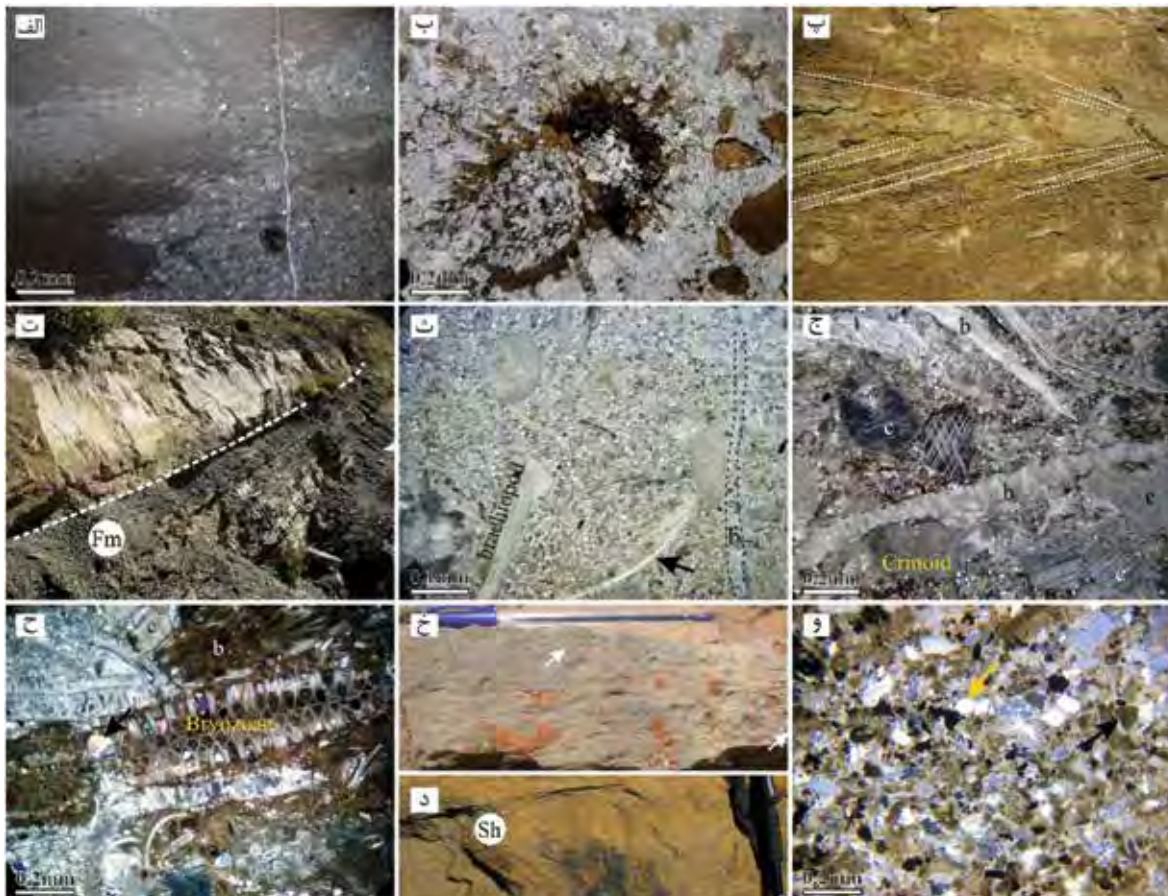
غالب در این مجموعه رخساره‌ای شامل گرینستون بایوکلاستی براکیوپوددار ماسه‌ای، گرینستون کرینوئید و بریوزئردار ماسه‌ای، فلوتستون-رودستون دارای بریوزوئر و براکیوپود فسفات‌ی ماسه‌دار، فلوتستون دارای کرینوئید و براکیوپود ماسه‌ای می‌باشند (شکل ۵ ث، ج و ح). این توالی رخساره‌ای در حوضه مورد مطالعه گسترش بالایی دارد و عمدتاً به‌صورت متناوب با نهشته‌های نواحی کم‌عمق در طول برش قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۴ ث). دانه‌بندی تدریجی (اندازه فسیل‌ها به سمت بالا ریز شونده)، چینه‌بندی مورب پشته‌ای و لامیناسیون ریپل جریانی در این نهشته‌ها شناسایی شده است (شکل ۵ خ).

تفسیر: وجود آلوکم‌های فراوان با تنوع زیاد و جورشدگی بالا و همین‌طور نبود گل کربناتی در این رخساره، نشان از انرژی بالای محیطی است (Collinson and Reading, 2010; Adabi et al., 1996). وجود ساختارهای چینه‌بندی مورب پشته‌ای و ریپل جریانی نیز حاکی از تأثیر طوفان در محیط‌های زیر تأثیر امواج عادی است که به‌طور غالب در محیط‌های بالای موجسار هوای طوفانی در ناحیه زیر جزرومدی کم‌عمق تشکیل می‌شوند. شکستگی و خردشدگی بالای قطعات اسکلتی همراه با بافت دانه‌درشت و ضخامت بالای طبقات طوفانی از ته‌نشینی آن‌ها در محیط بالای موجسار هوای طوفانی به‌عنوان نهشته‌های طوفانی نزدیک به منشاء حکایت دارد (Bayet-Goll et al., 2018b).

مجموعه رخساره‌ای منطقه زیر جزرومدی عمیق^۱

توصیف: این مجموعه رخساره‌ای از لایه‌های کربناتی نازک لایه و شیل‌های سیاه با میان لایه‌های دانه ریز سیلتی تشکیل شده است و غالباً دارای لامیناسیون موازی هستند (شکل ۵ د). رخساره‌ها غالباً دارای جورشدگی ضعیف و از نوع ریز رخساره‌های وکستون پلوئیددار ماسه‌ای، وکستون بایوکلاستی ماسه‌ای و گرینستون استراکوددار هستند (شکل ۵ و). این نهشته‌ها در برش مورد مطالعه ضخامت بالایی داشته و بر روی توالی رخساره‌ای نواحی کم‌عمق قرار دارد و به‌تدریج به سنگ‌آهک‌های متوسط لایه سازند مبارک می‌رسند.

1. Deep subtidal



شکل ۵. تصاویر صحرایی مجموعه رخساره‌های پهنه جزرومدی و ناحیه زیر جزرومدی، الف و ب) رخساره میکروبیال باینداستون دارای زیست آشفستگی بین انگشتی و کوارتز به صورت اندک و رخساره دولومادستون با بایوکلاست‌های فسفاتی (بریوزوئر و استراکود)، پ و ت) ساختار لایه‌بندی جناغی در رخساره‌های کانال جزرومدی و همچنین لایه‌بندی موجی، لزه‌های ماسه‌سنگی با نمای نزدیک از قاعده فرسایشی مشخص کانال جزر و مدی، ث) رخساره وکستون بایوکلاستی ماسه‌ای، ج) براکیوئدها و کرینوئیدهای عمدتاً سالم در رخساره گرینستونی، ح) رخساره فلوتستون-رودستون دارای بریوزوئر و براکیوپود فسفاتی به همراه ذرات کوارتزی جورشده (فلش سیاه)، خ و د) لامیناسیون ریپلی موجی و لامیناسیون موازی در توالی رخساره‌ای زیر جزر و مدی کم عمق و عمیق، و) رخساره وکستون پلوئیددار ماسه‌ای به همراه کوارتزهایی با جورشدگی خوب و پیریت پراکنده

محیط دریای باز بر اثر نوسانات امواج طوفانی و آرام تهنشین شده‌اند. وجود شواهد گسترده‌ای از تأثیر نوسانات امواج و طوفان همچون چینه‌بندی مورب پشت‌های و لامیناسیون موازی تا موجی دلالت بر تهنشینی مجموعه توالی رخساره‌ای در محیط‌های بر اثر نوسانات امواج است (MacEachern and Pemberton, 1992). به طوری که طبقات ماسه‌ای حاوی چینه‌بندی مورب پشت‌های در طول امواج طوفانی و طبقات شیلی در طول موجسار هوای آرام تهنشین شده‌اند (Dott Jr and Bourgeois, 1982). ماسه‌سنگ‌های بایوکلاستی دانه‌ریز تا متوسط با الگوی برانبارش که دارای رخساره‌های St, Sp, و Sh هستند به عنوان رخساره‌های بالای

دلتای سدی خلیج دهانه‌ای این سیستم تفسیر شده‌اند. وجود اندک توالی‌های بخش مرکز خلیج دهانه‌ای نشان از وجود توده‌های ماسه‌ای احتمالاً موازی با ساحل می‌باشد (Schwarz et al., 2011). این خلیج دهانه‌ای به طور تدریجی توسط آب دریا پوشیده شده و در آخر توسط سیستم کاملاً دریایی و توسط مجموعه‌های رسوبی حاشیه ساحلی و دور از ساحل جانشین شده است.

مدل رسوبی مجموعه رخساره‌های دریای باز (دور از ساحل-حاشیه ساحلی)

توالی‌های رخساره‌ای دریای باز موجود در نهشته‌های سازند جیروود بر اساس خصوصیات رسوب‌شناسی در

در یک محیط کربناته کم‌عمق با شیب کم از محیط‌های سوپرتاییدال تا بخش‌های پایینی ساب‌تاییدال بر اثر نوسانات امواج می‌باشد. دو مجموعه رخساره‌ای در سازند جیروود شامل محیط‌های ساب‌تاییدال (ساب‌تاییدال عمیق و کم‌عمق) و بخش اینترتاییدال شناسایی شده است. نهشته‌های کربناته در ضخامت حدود ۱۳۰ متری از سازند جیروود تغییرات گسترده‌ای را در مجموعه رخساره‌ای تشکیل‌دهنده، نشان می‌دهند. نهشته‌های دارای پوشش‌های میکروبی، میکروبیال باینداستون‌ها، رخساره‌های گرینستونی و مادستونی نشان از شکل‌گیری پهنه‌های اینترتاییدال، ساب‌تاییدال کم‌عمق و ساب‌تاییدال عمیق بر جای گذاشته شده است.

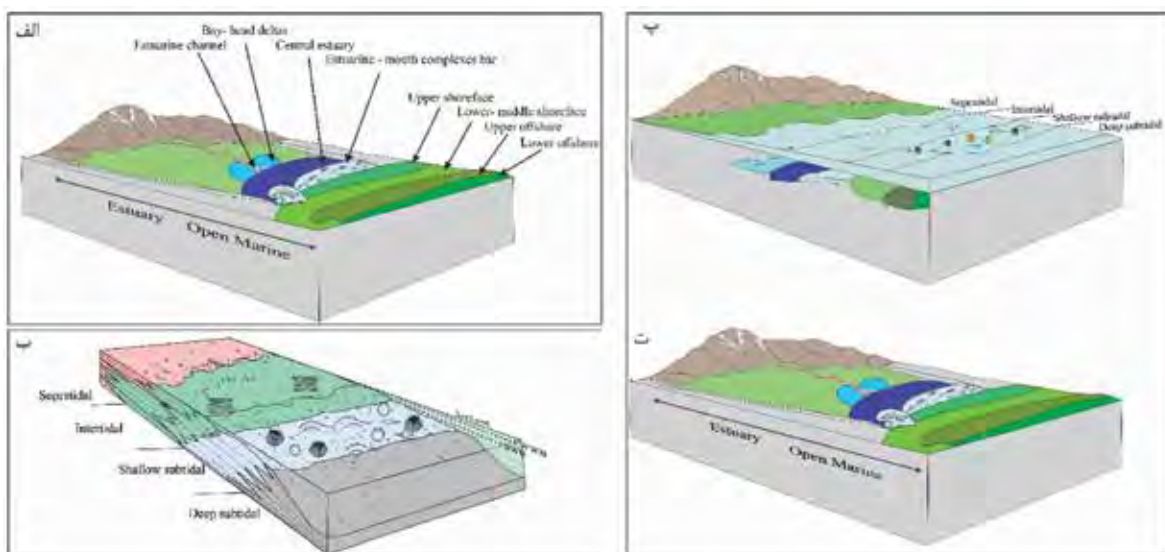
تکامل محیط نهشتی

روند تکاملی سیستم رسوبی سازند جیروود در طول نهشت رسوبات سیستم خلیج دهانه‌ای و رسوبات حاشیه ساحلی و دور از ساحل از نوع محیط کم‌عمق کربناتی، در شکل ۶ مشاهده می‌شود. پ نفوذ جریان‌ات دریایی در اثر کاهش شیب بستر رسوبی و کاهش جریان‌ات سطحی رودخانه‌ای به علت پرشدگی تدریجی حوضه و عبور نهشته‌های رسوبی از بالادست و تشکیل مجموعه‌های رسوبی مربوط به سیستم خلیج دهانه‌ای و رسوبات مناطق کم‌عمق می‌باشد. ت کاهش شدید شیب بستر و کاهش ورود رسوبات سیلیسی

حاشیه ساحلی تفسیر شده است. این در حالیست که تناوب ماسه‌سنگ‌های دانهریز متورق احتمالاً نشان‌دهنده بخش پایینی حاشیه ساحلی است. هر مجموعه رخساره‌ای دارای نهشته‌های طوفانی فراوان است و تمامی این ویژگی‌ها گواه بر وجود موقعیت حاشیه ساحلی تحت کنترل طوفان است (Sharafi et al., 2014; Dashtgard et al., 2012). شیل‌های تیره و سنگ‌های کربناتی نازک لایه با میان لایه‌های شیل سیاه متورق به همراه مجموعه‌های فسیلی متنوع در بخش حاشیه ساحل و دور از ساحل ته‌نشین شده‌اند. چنین خصوصیات رسوب‌شناسی (MacEachern et al., 2007) حاکی از ته‌نشینی توالی رخساره‌ای در حاشیه ساحلی و دور از ساحل بر اثر نوسانات امواج است (شکل ۶ الف).

مدل رسوبی مجموعه رخساره‌ای کربناته

براساس مشاهدات حاصل از بررسی‌های رخساره‌های سنگی و محیط تشکیل آن‌ها و با توجه به شیب کم حوضه رسوبی، گسترش رخساره‌های پهنه‌های جزرو مدی محیط رسوبی سازند جیروود در ناحیه مورد مطالعه یک سکوی کربناته از نوع کم‌عمق می‌باشد، این مدل رسوبی دارای بخش‌های پهنه جزرو مدی می‌باشد (شکل ۶ ب). تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها، روند تدریجی توالی‌های رخساره‌ای در رسوبات سازند جیروود گویای نهشت این سازند



شکل ۶. نمایی از سیستم رسوبی سازند جیروود در طول نهشت رسوبات تخریبی، کربناتی و روند تکامل و پرشدگی در حوضه البرز مرکزی در طول نهشت رسوبات سازند جیروود در زمان دونین فوقانی. تغییرات بر اساس آنالیز رخساره‌ای از یک سیستم سیلیسی آواری با گستره تراز پیش‌رونده به کربنات با گستره تراز بالا تبدیل شده است

هدف از این مطالعه، بررسی ارتباط محیط نهشتی و تغییرات شرایط اکسیداسیون و احیای حاکم بر آن طی نهشت رسوبات سازند جیروود در دونین پسین می‌باشد. به‌طور کلی نتایج این مطالعه نشان می‌دهند، نهشته‌های سازند جیروود در برش مورد مطالعه، در محیط‌های کربناته‌ی پیرامون جزر و مدی تا محیط‌های ساحلی با نهشت مخلوط سیلیسی آواری-کربنات و دریای کم‌عمق با نهشت سیلیسی آواری به‌جا گذاشته شده‌اند (شکل ۲). علاوه بر این، تغییرات عناصر و نسبت‌های ژئوشیمیایی نشان‌دهنده‌ی شرایط احیایی دیرین، حاکی از شرایط احیایی تر محیط نهشتی دور از ساحل، در زمان رسوب‌گذاری شیل‌های سیاه رنگ، به‌ویژه در بخش بالایی برش مورد مطالعه است (شکل ۲). به‌طور کلی شیل‌های سیاه رنگ، از لایه‌های کلیدی نشان‌دهنده‌ی شرایط احیایی در زمان دونین پسین در سراسر دنیا هستند (Kaiser et al., 2016, 2011). گسترش محیط‌های بدون اکسیژن در نواحی کم‌عمق دریایی (ساب‌تایدال) در طول دونین پسین که با ثبت رسوبات شیل هنگنبرگ و گل‌سنگ‌های سیاه رنگ معادل با آن مشخص می‌شوند، سبب ایجاد شرایط نامساعد محیطی و مرگ فوناهای دریایی و در نتیجه‌ی آن انقراض زیستی هنگنبرگ در دنیا شده است (Caplan and Bustin., 1999; Walliser, 1996; House, 2002). این انقراض نه تنها بر روی گروه‌های مختلف موجودات زنده تاثیر گذاشته، بلکه تأثیرات آن به‌صورت تغییرات شدید ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی در لایه‌های سنگی این زمان ثبت شده است (Carmichael et al., 2016; Caplan et al., 1999). آثار مربوط به این انقراض را می‌توان در قاعده گل‌سنگ‌ها و شیل‌های سیاه نهشته شده بر روی رمپ‌های کربناته بسیاری از نقاط جهان مشاهده کرد. پیک مثبت منحنی اندیس‌های V/Cr ، $V/(V+Ni)$ و U/Th در کنار تغییرات سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی، نشان‌دهنده‌ی یک تغییر و اختلال آب و هوایی بزرگ در پایان دونین است (Kaiser et al., 2016, 2015; wang et al., 2008). گروهی از زمین‌شناسان، دلیل این انقراض را به سرد شدن آب و هوا و گسترش یخچال‌ها بر روی ابرقاره گندوانا و پایین آمدن سطح جهانی

آواری در نتیجه مستعد شدن حوضه رسوبی با افزایش سطح آب دریا برای تشکیل رسوبات حاشیه ساحلی، دور از ساحل از نوع محیط کم‌عمق کربناتی می‌باشد.

شرایط اکسیداسیون-احیایی دیرینه

مطالعه‌ی ژئوشیمی سنگ‌های رسوبی، روش مناسبی برای تعیین شرایط اکسیداسیون و احیاء قدیمه در محیط نهشتی است (Nagarajan et al., 2007). از عناصر فرعی حساس به شرایط احیایی می‌توان به U ، Mo ، Ni ، V ، Cr و Mn اشاره کرد (Li et al., 2016). این عناصر فرعی اغلب به‌صورت نسبت‌هایی همانند $V/(V+Ni)$ ، V/Cr و U/Th مورد استفاده قرار می‌گیرند. برای بررسی شرایط اکسیداسیون و احیای محیط نهشت دیرینه‌ی گل‌سنگ‌های سازند جیروود در برش مورد مطالعه نیز از اندیس‌های ژئوشیمیایی $V/(V+Ni)$ ، U/Th ، V/Cr و عنصر فرعی Mo استفاده شده است (Kumpan et al., 2019; Barnes and Conchran, 1990). به‌طور کلی نسبت V/Cr بیشتر از دو، $V/(V+Ni)$ بیشتر از ۰/۴۶ و U/Th کمتر از دو نشان‌دهنده‌ی شرایط غالب بدون اکسیژن در محیط نهشتی است (Li et al., 2016). نتایج به دست آمده از مطالعه‌ی این اندیس‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ نشان داده شده و در برابر ستون چینه‌ای نیز رسم شده است (شکل ۲). عنصر Mo تمرکز پایینی در پوسته‌ی قاره‌ای بالایی دارد (۳/۷ ppm) و مقادیر بالای این عنصر از حوضه‌های بدون اکسیژن گزارش شده است (Tribovillard et al., 2006; Jones and Manning, 1994; Taylor and McLennan, 1985). میانگین این عنصر در نمونه‌های گل‌سنگی مورد مطالعه برابر با ۵/۱ ppm و در گستره یک تا ۱۴ ppm در تغییر است. میانگین نسبت $V/(V+Ni)$ نیز در گل‌سنگ‌های مورد مطالعه ۰/۸۴ و در گستره صفر تا یک ppm در تغییر است (شکل ۲). نسبت U/Th در گل‌سنگ‌های سازند جیروود صفر تا دو و با میانگین ۰/۱۰ مشاهده می‌شود (شکل ۲). همچنین، میانگین نسبت V/Cr در نمونه‌های مورد مطالعه ۱/۴۶ و در گستره صفر تا ۵/۴ در تغییر است (شکل ۲).

جدول ۱. نتایج آنالیز نسبت عناصر فرعی در گلسنگ‌های سازند جیروود در برش گرمابدر

Sample no.	U (ppm)	Th (ppm)	Cr (ppm)	V (ppm)	Ni (ppm)	Mo (ppm)	U/Th	V/(V+Ni)	V/Cr
J2	4.24	32.93	64.95	146.38	25.18	4.23	0.13	0.85	2.25
J9	<LOD	15.04	81.04	113.87	28.06	1.44	<LOD	0.80	1.41
Jsh1	3.04	46.51	105.22	167.19	35.1	1.73	0.07	0.83	1.59
Jsh2	2.44	45.54	102.76	221.51	51.51	3.15	0.05	0.81	2.16
Jsh3	<LOD	44.06	140.63	191.79	25.19	3.82	<LOD	0.88	1.36
J17	<LOD	33.36	83.36	137.58	56.79	<LOD	<LOD	0.71	1.65
J21	2.49	47.28	113.26	168.92	34.58	3.62	0.05	0.83	1.49
J22	4.4	44.82	437.02	<LOD	81.58	13.06	0.10	<LOD	<LOD
J23	3.41	42.76	89.01	177.01	58.23	1.5	0.08	0.75	1.99
J26	<LOD	39.79	112.38	182.1	27.28	2.07	<LOD	0.87	1.62
J32	3.09	46.1	126.3	194.16	48.5	2.8	0.07	0.80	1.54
J40	3.76	43.72	107.89	178.92	58.41	2.14	0.09	0.75	1.66
J42	<LOD	41.89	94.2	180.18	57.45	3.4	<LOD	0.76	1.91
Jsh-4	3.41	44.55	117.94	211.89	44.93	2.51	0.08	0.83	1.80
Jsh-5	5.99	56.63	529.18	149.32	20.77	7.81	0.11	0.88	0.28
JSh6	<LOD	46.98	116.76	186.7	20.96	5.18	<LOD	0.90	1.60
Jsh-7	4.37	45.9	177.62	162.99	28.91	3.86	0.10	0.85	0.92
Jsh-8	3.76	45.15	97.68	209.3	30.88	3.42	0.08	0.87	2.14
J54	3.37	49.18	104.67	190.2	21.96	2.86	0.07	0.90	1.82
Jsh12	4.81	47.83	162.15	322.61	24.69	7.78	0.10	0.93	1.99
Jsh-13	2.64	37.75	221.83	356.46	31.19	5.2	0.07	0.92	1.61
M8c	6.11	57.17	185.03	311.62	11.26	4.09	0.11	0.97	1.68
Jsh-14	5.56	39.44	98.15	289.27	38.56	9.12	0.14	0.88	2.95
Jsh-15	5.14	54.96	277.96	142.91	19.93	5.66	0.09	0.88	0.51
Jsh-16	4.11	46.87	161.57	393.33	42.17	13.72	0.09	0.90	2.43
Jsh-17	2.79	38.97	203.95	325.21	32.03	10.22	0.07	0.91	1.59
Jsh-18	4.34	36.04	227.99	321.62	24.67	7.01	0.12	0.93	1.41
Jsh-19	<LOD	34.81	114.81	369.8	30.19	6.75	<LOD	0.92	3.22
Jsh-20	4.49	47.48	195.95	578.96	55.7	5.69	0.09	0.91	2.95
Jsh21	3.41	22.71	253.73	274.4	39.16	2.51	0.15	0.88	1.08
M16	<LOD	30.92	99.6	72.76	25.2	3.89	<LOD	0.74	0.73
Jsh-22	<LOD	26.75	123.54	309.34	27.2	2.75	<LOD	0.92	2.50
Jsh-23	3.59	36.99	100.06	536.94	17.89	3.24	0.10	0.97	5.37
Jsh-24	3.37	41.23	96.09	458.35	29.35	4.1	0.08	0.94	4.77
Jsh-25	5.78	68.08	177.77	285.21	43.7	8.54	0.08	0.87	1.60
Jsh-26	8.99	73.59	182.1	347.16	20.26	6.61	0.12	0.94	1.91
Jsh-27	9.16	65.42	158.67	379.45	30.36	7.66	0.14	0.93	2.39
Jsh-28	9.34	73.33	180	339.11	36.26	10.81	0.13	0.90	1.88
Jsh-29	5.8	35.47	208.99	148.81	17.19	3.84	0.16	0.90	0.71
Jsh-31	4.15	37.42	214.56	333.12	36.82	8.82	0.11	0.90	1.55
M25	2.28	32.1	320.42	51.61	15.83	3.07	0.07	0.77	0.16
Jsh-32	5.04	38.87	724.29	153.73	30.83	6.88	0.13	0.83	0.21

ادامه جدول ۱.

Sample no.	U (ppm)	Th (ppm)	Cr (ppm)	V (ppm)	Ni (ppm)	Mo (ppm)	U/Th	V/(V+Ni)	V/Cr
Jsh-33	5.57	34.21	382.05	134.9	33.68	5.11	0.16	0.80	0.35
M28	3	25.91	284.99	<LOD	23.05	3.66	0.12	<LOD	<LOD
Jsh-34	6.43	46.54	256.18	184.53	25.3	5.95	0.14	0.88	0.72
Jsh-35	<LOD	34.95	67.72	81.57	23.84	5.17	<LOD	0.77	1.20
Jsh-36	<LOD	32.38	172.83	84.99	32.44	4.67	<LOD	0.72	0.49
Jsh-37	<LOD	32.62	158.47	63.08	20.26	5.43	<LOD	0.76	0.40
Jsh-38	<LOD	28.78	215.93	106.4	32.93	4.61	<LOD	0.76	0.49
Jsh-39	<LOD	34.15	185.25	45.49	21.76	4.31	<LOD	0.68	0.25
Jsh-40	<LOD	26.24	86.87	49.65	23.64	5.83	<LOD	0.68	0.57
Jsh-41	<LOD	30.49	118.55	55.71	25.29	6.77	<LOD	0.69	0.47
Jsh-42	<LOD	29.16	172.34	44.62	23.59	4.96	<LOD	0.65	0.26
Jsh-43	3.47	61.46	117.9	139.03	31.86	8.02	0.06	0.81	1.18
Jsh-44	3.65	54.01	234.85	126.3	22.95	4.96	0.07	0.85	0.54
Jsh-45	6.26	62.15	211.9	158.45	18.79	9	0.10	0.89	0.75
Jsh-46	4.3	48.67	124.94	194.79	25.13	3	0.09	0.89	1.56
Jsh-47	2.85	54.29	152.83	206.84	32.65	4.05	0.05	0.86	1.35
Jsh-48	4.08	50.4	204	224.16	34.62	2.95	0.08	0.87	1.10
Jsh-49	<LOD	55.52	155.94	225.21	21.75	4.25	<LOD	0.91	1.44
Jsh-50	6.02	59.24	149.17	146.42	17.22	3.87	0.10	0.89	0.98
Jsh-51	6.35	41.45	467.88	150.62	<LOD	4.59	0.15	<LOD	0.32
Jsh-52	3.07	43.4	227.71	148.76	45.93	4.73	0.07	0.76	0.65
Jsh-53	6.68	48.94	118.74	205.66	29.68	5	0.14	0.87	1.73
Jsh-54	7.67	43.43	313.78	181.44	43.26	5.13	0.18	0.81	0.58
Jsh-55	7.61	46.82	139.2	213.56	36.98	3.9	0.16	0.85	1.53
Average	4.70	43.36	185.02	210.06	32.05	5.18	0.10	0.84	1.46

سیاه رنگ سازند جیروود را می‌توان به‌عنوان شاهدهی بر حادثه‌ی جهانی هنگنبرگ پیشنهاد داد. وجود فسفریت‌های رسوبی در همراهی با این شیل‌های سیاه رنگ نیز می‌توانند در ارتباط با حادثه‌های زیستی جهانی کلواسر و هنگنبرگ باشند (کریمی و همکاران، ۱۳۹۸). تایید این موضوع نیاز به مطالعات جامع ژئوشیمیایی و بایواستراتیگرافی کنودونت‌ها دارد.

نتیجه‌گیری

- سازند جیروود در برش گرمابدر، شمال شرق تهران، از حدود ۲۸۰ متر نهشته‌های آواری، کربناته، هیبریدی و فسفریتی تشکیل شده است.
- با توجه به نتایج به‌دست‌آمده از آنالیز رخساره‌ها،

آب دریاها نسبت می‌دهند (Barash, 2016; Carmichael et al., 2016; Caplan and Bustin, 1999). برخی از دیرینه‌شناسان نیز واژگونی آب‌های اقیانوسی و گسترش آب‌های بدون اکسیژن را در مرگ موجودات موثر می‌دانند (Carmichael et al., 2019; Bond and Grasby, 2017). همان‌گونه که اشاره شد، حادثه‌ی هنگنبرگ در بسیاری از نقاط جهان همانند آلمان، فرانسه، کانادا، چین، روسیه، برزیل، قزاقستان، استرالیا، قسمت‌های شمال آمریکا، کشورهای شمال آفریقا از جمله لیبی، تونس، مصر و همچنین در ایران و عربستان شناسایی شده است (پرویزی و همکاران، ۱۳۹۸؛ بهرامی و یزدی، ۱۳۹۱؛ مصدق و همکاران، ۱۳۸۴ و Kaiser et al., 2016; Caplan et al., 1999). بر اساس این مطالعات، شیل‌های

ب.، ۱۳۹۸. زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های دونین پایانی-کربونیفر آغازین در برش میغان، شمال شرق شاهرود، البرز شرقی. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۱۱۵.

- خزایی، م.، حسینی-برزی، م.، صادقی، ع. و مصدق، ح.، ۱۳۵۹. محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های سازند جیروود در برش ده صوفیان. علوم زمین، ۱۰۹-۱۱۶.

- رسولی، م.، ۱۳۹۱. محیط رسوبی سازند جیروود و بررسی مرز دونین-کربونیفر در دو برش آب‌نیک و دره لالون، البرز مرکزی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۸۰.

- زارعی، ح.، رئیس‌السادات، س. ن.، مرتضوی مهریزی، م. و یزدی مقدم، م.، ۱۳۹۸. بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های کرتاسه زیرین در برش قومنجان، جنوب غرب قائن. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۳، ۵۰، ۹۹-۱۲۰.

- کریمی، ن.، اعتماد سعید، ن.، بایت گل، ثا. و زهدی، ا.، ۱۳۹۸. طبقه‌بندی سنگ‌های رسوبی فسفاتی سازند جیروود در برش گرما بدر، البرز مرکزی. رسوب‌شناسی کاربردی، ۱۴، ۱۲۲-۱۲۸.

- مصدق، ح.، کبریائی‌زاده، م. و حسینی‌نژاد، م.، ۱۳۸۴. ویژگی‌های زیست‌چینه‌ای و رسوب‌شناسی گذر دونین-کربونیفر (سازندهای جیروود و مبارک) در البرز شرقی: معرفی حادثه زیستی هنگنبرگ (Hangenberg bi-oevent). نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۱۳.

- نصیری، ی.، محبوبی، ا.، موسوی حرمی، ر.، خزایی، ا. و یوسفی یگانه، ب.، ۱۳۹۲. بازسازی محیط رسوبی رسوبات سیلیسی آواری-کربناته سازند امیران (کرتاسه بالایی-پالئوسن) در جنوب غرب لرستان. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۲۷، ۵۵-۷۴.

- Adabi, M.H., Salehi, M.A. and Ghabeshavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), southwest Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(3), 148-160.

- Awan, R.S., Liu, C., Gong, H., Dun, C., Tong, C. and Chamssidini, L. G., 2020. Paleosedimentary environment in relation to enrichment

رسوبات برش مورد مطالعه به سه گروه رخساره‌ای خلیج دهانه‌ای، گروه رخساره‌ای حاشیه ساحلی و گروه رخساره‌ای دریای باز در واحدهای سیلیسی آواری دسته‌بندی می‌شوند. نهشته‌های کربناته نیز در محیط‌های بین جزر و مدی و زیر جزر و مدی به جای گذاشته شده‌اند.

- مطالعات ژئوشیمیایی بر روی ۶۶ نمونه‌ی گل‌سنگی و بررسی شرایط اکسیژن/احیای دیرینه‌ی محیط نهشته‌ی از طریق اندیس‌های V/Cr ، $V/(V+Ni)$ ، U/Th و عنصر Mo نشان‌دهنده‌ی نهشت گل‌سنگ‌های سیاه رنگ سازند جیروود در شرایط احیایی‌تر، همراه با تولید بالای مواد آلی است. این شرایط با عمق بیشتر محیط نهشته‌ی در رخساره‌های فوق همخوان است و می‌تواند در ارتباط با حادثه‌ی جهانی هنگنبرگ باشد. تائید این موضوع به مطالعات کامل‌تری نیاز دارد.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان برای فراهم آوردن امکانات لازم جهت انجام این پروژه قدردانی می‌کنند. از همراهی آقایان مهندس فعال، خضری و کریمی برای همراهی در عملیات صحرائی سپاسگزاری می‌شود. از سردبیر و هیئت داوران فصلنامه زمین‌شناسی ایران نیز صمیمانه قدردانی می‌شود.

منابع

- امرائی، ج.، رضائی، پ.، امینی، ع.، زمان‌زاده، م. و توکلی، و.، ۱۳۹۸. تحلیل ریزرخساره‌ها و پتروفاسیس‌ها، ویژگی‌های دیاژنتیکی و شرایط محیطی سازند فراقان در بخش مرکزی خلیج فارس. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۳، ۵۰، ۱۵-۳۲.

- بهرامی، ع. و یزدی، م.، ۱۳۹۱. رخساره زیستی کندوننت‌های مرز دونین-کربونیفر در ایران مرکزی (برش‌های قلعه کلاغو، حوض دوراه ۱ و ۲) و مقایسه آن‌ها با برش‌های حوضه آلپ در اروپا و ارتباط آن‌ها با حادثه زیستی هنگنبرگ. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۴، ۵۹-۸۰.

- پرویزی، ط.، بهرامی، ع.، کابسر، س. و کونینگشوف،

- of organic matter of Early Cambrian black rocks of Niutitang Formation from Xiangxi area China. *Marine and Petroleum Geology*, 112, 104057.
- Barnes, C.E. and Cochran, J.K., 1990. Uranium removal in oceanic sediments and the oceanic U balance. *Earth and Planetary Science Letters*, 97(1-2), 94-101.
 - Barash, M. S. 2016, February. Changes in environmental conditions as the cause of the marine biota Great Mass Extinction at the Triassic-Jurassic boundary. In *Doklady Earth Sciences* (Vol. 466, No. 2, pp. 119-122). Pleiades Publishing.
 - Bayet-Goll, A., Sharafi, M., Jazimagh, N. and Brandano, M., 2022a. Understanding along-strike variability in controlling mechanisms of paleoenvironmental conditions and stratigraphic architecture: Ordovician successions in the Alborz Mountains of Iran at the northern Gondwana margin. *Marine and Petroleum Geology*, 140, 105654.
 - Bayet-Goll, A., Daraei, M., and Imani-Seginsara, M., 2022b. Paleogeographic reconstruction and sequence architecture of the middle-upper Jurassic successions of Hawraman Basin (NW Iran): Implications for tectono-depositional processes of the northeastern passive margin of the Arabian Plate. *Geological Journal*. 57(5), 2058-2093.
 - Bayet-Goll, A., Daraei, M., Geyer, G., Bahrami, N. and Bagheri, F., 2021. Environmental constraints on the distribution of matground and mixground ecosystems across the Cambrian Series 2-Miaolingian boundary interval in Iran: A case study for the central sector of northern Gondwana. *Journal of African Earth Sciences*, 176, 104120.
 - Bayet-Goll, A., Daraei, M., Taher, S. P. M., Etemad-Saeed, N., de Carvalho, C. N., Zandkarimi, K. and Nasiri, Y., 2020. Variations of the trace fossil *Zoophycos* with respect to paleoenvironment and sequence stratigraphy in the Mississippian Mobarak Formation, northern Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 551, 109754.
 - Bayet-Goll, A., Geyer, G. and Daraei, M., 2018a. Tectonic and eustatic controls on the spatial distribution and stratigraphic architecture of late early Cambrian successions at the northern Gondwana margin: the siliciclastic-carbonate successions of the Lalun Formation in central Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 98, 199-228.
 - Bayet-Goll, A., Shirezadeh-Esfahani, F., Daraei, M., Monaco, P., Sharafi, M. and Akbari Mohamadi, A., 2018b. Cyclostratigraphy across a Mississippian carbonate ramp in the Esfahan-Sirjan Basin, Iran: implications for the amplitudes and frequencies of sealevel fluctuations along the southern margin of the Paleotethys. *International Journal of Earth Sciences*, 107, 2233-2263.
 - Bayet-Goll, A., Myrow, P.M., Aceñola, G.F., Moussavi-Harami, R. and Mahboubi, A., 2016. Depositional controls on the ichnology of Paleozoic wave-dominated marine facies: new evidence from the Shirgesht Formation, central Iran. *Acta Geologica Sinica*, 90 (5), 1572-1597.
 - Bayet-Goll, A., Geyer, G., Wilmsen, M., Mahboubi, A. and MoussaviHarami, R., 2014. Facies architecture, depositional environments and stratigraphy of the Middle Cambrian Fasham and Deh-Sufiyan formations in the central Alborz. *Facies*, 60, 815-841.
 - Bond, D.P. and Grasby, S.E., 2017. On the causes of mass extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 478, 3-29.
 - Carmichael, S.K., Waters, J.A., Königshof, P., Suttner, T.J. and Kido, E., 2019. Paleogeography and paleoenvironments of the Late Devonian Kellwasser event: A review of its sedimentological and geochemical expression. *Global and Planetary Change*, 183, 102984.
 - Carmichael, S.K., Waters, J.A., Batchelor, C.J., Coleman, D.M., Suttner, T.J., Kido, E. and Chadimová, L., 2016. Climate instability

and tipping points in the Late Devonian: Detection of the Hangenberg Event in an open oceanic island arc in the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research*, 32, 213-231.

- Chang, C.Hu., W., Fu. Q., Cao. J., Wang, X. and Yao, S., 2016. Characterization of trace elements and carbon isotopes across the Ediacaran-Cambrian boundary in Anhui Province, South China: Implications for stratigraphy and paleoenvironment reconstruction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 125, 58-70

- Caplan, M.L. and Bustin, R.M., 1999. Devonian-Carboniferous Hangenberg mass extinction event, widespread organic-rich mudrock and anoxia: causes and consequences, *Palaeo*, 148, 187-207.

- Coates, L. and MacEachern, J.A., 1999. The ichnological signature of wave- and river-dominated deltas: Dunvegan and Basal Belly River formations, West-Central Alberta, 29-46.

- Collinson, J. D. and Reading, H. G., 1996. Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. *Alluv. Sediments*. Blackwell Scientific Publication. Oxford, 37-82.

- Dashtgard, S.E., MacEachern, J.A., Frey, S.E. and Gingras, M.K., 2012. Tidal effects on the shoreface: towards a conceptual framework. *Sediment. Geology*, 279, 42-61.

- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. and Boyd, R., 1992. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, 62(6), 1130-1146.

- Dott Jr, R. H. and Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93(8), 663-680.

- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham, W. E (Ed), *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir*, 1, 108-121.

- Evans, J.E., Maurer, J.T. and Holm-De-noma, C.S., 2019. Recognition and significance of Upper Devonian fluvial, estuarine, and mixed siliciclastic-carbonate nearshore marine facies in the San Juan Mountains (southwestern Colorado, USA): Multiple incised valleys backfilled by low-stand and transgressive systems. *Geosphere*, 15, 1479-1507.

- Flügel, E. and Munnecke, A., 2010. *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*, 976, 2004. Berlin: Springer.

- Flügel, P., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 976.

- Fröhlich, S., Petitpierre, L., Redfern, J., Grech, P., Bodin, S. and Lang, S., 2010. Sedimentological and sequence stratigraphic analysis of Carboniferous deposits in western Libya: recording the sedimentary response of the northern Gondwana margin to climate and sea-level changes. *Journal of African Earth Sciences*, 57(4), 279-296.

- Folk, R.L., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, 182.

- Guo, D., Shibuya, R., Akiba, C., Saji, S., Kondo, T. and Nakamura, J., 2016. Active sites of nitrogen-doped carbon materials for oxygen reduction reaction clarified using model catalysts. *Science*, 351(6271), 361-365.

- House, M.R., 2002. Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181(1-3), 5-25.

- Holbrook, J.M. and Bhattacharya, J., 2012. What happened to my marine reservoir? Implications of falling stage and lowstand fluvial sediment storage during "sequence-boundary" scour for sand starvation of coastal marine reservoirs. In *Annual Meeting. Earth-Science Reviews*, 113(3-4), 271-302.

- Jones, B. and Manning, D. A. 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, 111(1-4), 111-129.
- Kaiser, S.I., Aretz, M. and Becker, R.T., 2016. The global Hangenberg Crisis (Devonian-Carboniferous transition): review of a first-order mass extinction. Geological Society, London, Special Publications, 423(1), 387-437.
- Kaiser, S.I., Becker, R.T., Steuber, T. and Aboussalam, S.Z., 2011. Climate-controlled mass extinctions, facies, and sea-level changes around the Devonian-Carboniferous boundary in the eastern Anti-Atlas (SE Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 310(3-4), 340-364.
- Kaiser, S. I., Steuber, T., and Becker, R. T., 2008. Environmental change during the Late Famennian and Early Tournaisian (Late Devonian-Early Carboniferous): implications from stable isotopes and conodont biofacies in southern Europe. *Geological Journal*, 43(2-3), 241-260.
- Kumpan, T., Kalvoda, J., Bábek, O., Holá, M. and Kanický, V., 2019. Tracing paleoredox conditions across the Devonian-Carboniferous boundary event: A case study from carbonate-dominated settings of Belgium, the Czech Republic, and northern France. *Sedimentary Geology*, 380, 143-157.
- Li, B., Zhuang, X., Liu, X., Wu, C., Zhou, J. and Ma, X., 2016. Mineralogical and geochemical composition of Middle Permian Lucaogou Formation in the southern Junggar Basin, China: implications for paleoenvironment, provenance, and tectonic setting. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(3), 1-16.
- Mount, J.F., 1984. Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology*, 12, 432-435.
- Marynowski, L. and Filipiak, P., 2007. Water column euxinia and wildfire evidence during deposition of the Upper Famennian Hangenberg event horizon from the Holy Cross Mountains (central Poland). *Geological Magazine*, 144(3), 569-595.
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Gingras, M.K. and Bann, K.L., 2007. The ichnofacies paradigm: a fifty-year retrospective, in: *Trace Fossils*. Elsevier, 52-77.
- MacEachern, J. A. and Pemberton, S. G., 1992. Ichnologic aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Western Interior Seaway of North America. In: *Application of Ichnology to Petroleum Exploration, A Core Workshop* (Ed. S.G. Pemberton), SEPM Core Workshop, 17, 57-84.
- Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Nagendra, R., Armstrong-Altrin, J.S. and Moutte, J., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic shales of the Rabanpalli Formation, Bhima Basin, Northern Karnataka, southern India: implications for provenance and paleoredox conditions. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 24(2), 150-160.
- Och, L.M., 2011. Biogeochemical Cycling Through the Neoproterozoic-Cambrian Transition in China: An Integrated Study of Redox-sensitive Elements Doctoral Thesis. University College, London.
- Papproth, E., Feist, R. and Flajs, G., 1991. Decision on the Devonian-Carboniferous boundary stratotype. *Episodes Journal of International Geoscience*, 14(4), 331-336.
- Sharafi, M., Longhitano, S.G., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R. and Mosaddegh, H., 2016. March. Sedimentology of a transgressive mixed-energy (wave/tide-dominated) estuary, Upper Devonian Geirud Formation (Alborz Basin, northern Iran). In *Contributions to Modern and Ancient Tidal Sedimentology. Proceedings of the Tidalites 2012. Conference*, 255-286.
- Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-

- Harami, R., Mosaddegh, H. and Gharaie, M. H.M., 2014. Trace fossils analysis of fluvial to open marine transitional sediments: Example from the Upper Devonian (Geirud Formation), Central Alborz, Iran. *Palaeoworld*, 23, 50-68.
- Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Ashuri, M. and Rahimi, B., 2013. Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Aitamir Formation (Albian-Cenomanian), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 67, 171-186.
 - Sharafi, M., Ashuri, M., Mahboubi, A. and Moussavi-Harami, R., 2012. Stratigraphic application of *Thalassinoides* ichnofabric in delineating sequence stratigraphic surfaces (Mid-Cretaceous), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Palaeoworld* 21, 202-216.
 - Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi, H. R. and Najafi, M. 2011. Application of shell beds in the sequence stratigraphic beds in the sequence stratigraphic analysis of the Aitamir Formation in the sheikh and the bibahreh synclines, west Kopet-Dagh, 31-47
 - Schwarz, E., Veiga, G.D., Spalletti, L.A. and Massaferrro, J.L., 2011. The transgressive infill of an inherited-valley system: The Springhill Formation (lower Cretaceous) in southern Austral Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 28(6), 1218-1241.
 - Stow, D.A.V., 2005. *Sedimentary Rocks in the Field: A Color Guide*. Elsevier Academic Press, Burlington, MA, 320.
 - Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*. 52(7), 1229-1258.
 - Sepkoski, J.J., 1996. Patterns of Phanerozoic extinction: a perspective from global data bases. In *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*, 35-51. Springer, Berlin, Heidelberg.
 - Seyedmehdi, Z., George, A.D. and Tucker, M.E., 2016. Sequence development of a latest Devonian-Tournaisian distally-steepened mixed carbonate-siliciclastic ramp, Canning Basin, Australia. *Sedimentary Geology*, 333, 164-183.
 - Taylor, S.R. and McLennan, S., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312
 - Tribovillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T. and Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology*, 232(1-2), 12-32.
 - Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Wiley, 262.
 - Wang, S., Zou, C., Dong, D., Wang, Y., Li, X., Huang, J. and Guan, Q., 2015. Multiple controls on the paleoenvironment of the Early Cambrian marine black shales in the Sichuan Basin, SW China: Geochemical and organic carbon isotopic evidence. *Marine and Petroleum Geology*, 66, 660-672.
 - Warren, J., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52(1-3), 1-81.
 - Walliser, O.H., 1996. Global events in the Devonian and Carboniferous. In *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer, Berlin, Heidelberg, 225-250.
 - Zand-Moghadam, H., Moussavi-Harami, R. and Mahboubi, A., 2014. Sequence stratigraphy of the Early-Middle Devonian succession (Padeha Formation) in Tabas Block, East-Central Iran: Implication for mixed tidal flat deposits. *Palaeoworld*, 23, 31-49.

تجزیه و تحلیل اکتشافی و تعیین ارتباط کانه‌زایی با گسل‌ها به‌عنوان کلید اکتشافی جدید در کانسار مس بشنه سیرجان

رضا احمدی^(۱) و سید جواد حسینی شهرکی^(۲)

۱. استادیار گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی علوم زمین، دانشگاه صنعتی اراک
۲. دانشجوی کارشناسی گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی علوم زمین، دانشگاه صنعتی اراک

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱۱/۱۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۱/۲۰

چکیده

کانسار مس بشنه با مساحت ۰/۵ کیلومتر مربع در استان کرمان و در فاصله ۸۰ کیلومتری غرب شهر سیرجان قرار دارد. در این کانسار فلزی با ارزش، فعالیت‌های اکتشافی متنوعی همانند عملیات دورسنجی، پیمایش‌های صحرائی، اکتشافات ژئوفیزیکی، اکتشافات ژئوشیمیایی سطحی شامل نمونه‌برداری سطحی و تجزیه شیمیایی ۹۴ نمونه، حفر و برداشت سه رشته ترانشه همراه با برداشت و تجزیه شیمیایی تعداد شش نمونه و نیز حفر هشت حلقه گمانه اکتشافی عمیق با مجموع طول کلی ۴۱۴/۵ متر صورت گرفته است. همچنین براساس عملیات دورسنجی و زمین‌شناسی ساختاری پهنه، تمام گسل‌های موجود در این پهنه به نقشه درآمده‌اند. در پژوهش حاضر تمام فعالیت‌های اکتشافی انجام شده در کانسار مس بشنه، تجزیه و تحلیل شده و ارتباط آنها با گسل‌های موجود در پهنه، مورد بررسی قرار گرفت. برای دستیابی به هدف، تکنیک‌های مختلف همانند رسم نمودار گل سرخ گسل‌ها، پردازش داده‌های مقاومت ویژه و بارپذیری برداشت مستطیلی و مدل‌سازی وارون هموار داده‌های پنج پروفیل دوقطبی-دوقطبی، رسم نقشه‌های هم‌عیار نمونه‌برداری‌های سطحی و ترانشه‌ها و تهیه مدل سه بعدی عیارسنجی گمانه‌های اکتشافی پهنه بکار گرفته شد. نتایج نشان داد که محل‌های کانه‌زایی در ارتباط مستقیم با شکستگی‌ها و گسل‌های موجود در پهنه هستند و روند بیشتر رگه‌های کانه‌دار در راستای گسل‌های اصلی است. در پایان، به‌منظور تکمیل اکتشافات مراحل قبلی و شناخت بهتر کانسار، براساس تمام مطالعات انجام شده و تلفیق نتایج حاصل به‌عنوان یک راهنما و کلید اکتشافی، حفاری چند حلقه گمانه اکتشافی جدید پیشنهاد شد.

واژه‌های کلیدی: بشنه سیرجان، کانه‌زایی، گسل، مدل‌سازی.

مقدمه

کانسارهای مس از جمله با ارزش‌ترین کانسارهای فلزی هستند و دارای پیچیدگی‌های زایشی و ساختاری زیادی نیز می‌باشند. به‌طور کلی کانسارهای مس به انواع اسکارن‌های مس‌دار، مس ماسیوسولفیدی، مس رسوبی استراتی‌باند، مس رگه‌ای و مس پورفیری دسته‌بندی می‌شوند

(کریم‌پور و سعادت، ۱۳۹۶). بعضی از کانسارهای با ارزش مس از نوع رگه و رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی هستند و اغلب دارای گسترش کم و عیار نسبتاً بالایی می‌باشند. اکتشاف مستقیم این کانسارها به‌ویژه در شرایطی که ماده معدنی ناپیوسته، قطعه‌قطعه، بریده‌بریده و در اعماق زیاد واقع باشد، از طریق حفر گمانه‌های اکتشافی، عملیاتی

* نویسنده مرتبط: Rezahmadi@gmail.com

داده‌ها و تفسیر نتایج می‌باشد. این کار به‌دلیل پیچیدگی‌های موجود، زمان‌بر بودن و مشکل بودن محاسبات مربوطه، همواره با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی، دقیق‌تر و سریع‌تر انجام می‌شود. به‌عنوان نمونه احمدی و رضاپور (۱۳۹۸) مدل‌سازی داده‌های ژئوفیزیکی مغناطیس‌سنجی، قطبش القایی و مقاومت ویژه را برای کانسار مس پورفیری نارباغی شمالی ساوه انجام دادند. آنها در گام نخست بر روی داده‌های مغناطیسی، پردازش‌های مورد نیاز را به‌منظور برجسته‌سازی بی‌هنجاری‌های عمقی، با استفاده از نرم‌افزار Oasis montaj اعمال کردند. سپس مدل‌سازی وارون داده‌های هفت پروفیل ژئوالکتریکی را با استفاده از نرم‌افزار Res2dinv انجام دادند و براساس تفسیر کیفی مقاطع ژئوفیزیکی بارپذیری، مقاومت ویژه و فاکتور فلزی پروفیل‌ها، موقعیت بهینه حفاری را بر روی هر پروفیل پیشنهاد کردند. همچنین احمدی و شریعتی (۱۳۹۹) مدل‌سازی مصنوعی دوبعدی و سه‌بعدی اهداف هندسی گوناگون معرف ساختارهای زمین‌شناسی متداول را با استفاده از نرم‌افزار Encom ModelVision انجام دادند. آنها تأثیر عوامل مختلف همانند جنس، اندازه و ابعاد، عمق دفن و شکل هندسی توده و نیز فواصل برداشت پروفیلی را بر روی پاسخ توده‌های مغناطیسی به شکل کروی، بیضی و خطی که معرف تمام انواع اشکال و ساختارهای زمین‌شناسی و معدنی هستند، مورد بررسی قرار دادند. مدل‌سازی داده‌های عیارسنجی عملیات حفاری‌های عمیق با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی نیز از جمله فعالیت‌های مرحله اکتشاف می‌باشد. به‌عنوان مثال احمدی و افضلی (۱۳۹۶) برای به‌تصویر کشیدن مطلوب ماده معدنی سرب و روی در کانسار اهر گیجه رباط خمین، از قابلیت‌های گرافیکی نرم‌افزار Rockworks استفاده کردند. آنها برای این منظور از تمام اطلاعات اکتشافی موجود شامل اکتشافات غیرمستقیم (برداشت‌های ژئوفیزیکی) و مستقیم (گمانه‌های عمیق) بهره بردند.

در پژوهش حاضر تمام فعالیت‌های اکتشافی انجام شده در کانسار مس بشنه سیرجان، تجزیه و تحلیل شده و ارتباط آنها با گسل‌های موجود در پهنه، بررسی شده است. در سایه

پرهزینه و زمان‌بر می‌باشد. به همین دلیل تعیین موقعیت بهینه نقاط حفاری اکتشافی از اهمیت به‌سزایی برخوردار است. در چنین کانسارهایی همواره یافتن درزه و شکاف‌ها، شکستگی‌ها و گسل‌های دارای کانه‌زایی و یا به نحوی مرتبط با کانه‌زایی، بسیار مهم است. به‌منظور صرفه‌جویی در زمان و هزینه، همواره براساس نتایج حاصل از مراحل پی‌جویی و اکتشاف مقدماتی شامل فعالیت‌های دورسنجی، مطالعات زمین‌شناسی صحرایی، اکتشافات سطحی و عملیات اکتشاف غیرمستقیم ژئوفیزیکی و ژئوشیمیایی، در مرحله اکتشاف نیمه‌تفصیلی گمانه‌های اکتشافی بر روی بی‌هنجاری‌ها به‌عنوان مناسب‌ترین نقاط حفاری پیشنهاد و پیاده‌سازی می‌شوند.

شناخت کامل یک کانسار، مستلزم انجام یک سری فعالیت‌های اکتشافی، عملیات پردازش، مدل‌سازی و تجزیه و تحلیل داده‌ها و اطلاعات اکتشافی است. در تمام مراحل عملیات اکتشاف از مرحله پی‌جویی و شناسایی مقدماتی تا اکتشافات تفصیلی، مدل‌سازی داده‌ها و تجزیه و تحلیل آنها صورت می‌گیرد. اگرچه ماهیت داده‌های اکتشافی با یکدیگر متفاوت است، اما تمامی آنها در فرآیند اکتشاف از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند. در مرحله اکتشاف کانسارها تمام پارامترهای کیفی همانند ساختارهای زمین‌شناسی موجود در پهنه، سنگ‌شناسی و کانه‌زایی و پارامترهای کمی مانند داده‌های برداشت ژئوفیزیکی و داده‌های عیارسنجی نمونه‌ها مورد توجه هستند. بدیهی است که هرچه مجموعه داده‌های به‌دست‌آمده و اطلاعات اکتشافی، بیشتر، دقیق‌تر و کامل‌تر باشند، دقت مدل‌سازی و تجزیه و تحلیل فرآیند، کامل‌تر شده و نتایج به واقعیت نزدیک‌تر خواهد بود (احمدی و افضلی، ۱۳۹۶ الف؛ Shahrabi et al., 2017). در بسیاری از روش‌های اکتشاف از جمله اکتشافات ژئوفیزیکی، مدل‌سازی داده‌ها اجتناب‌ناپذیر است (Aliluo et al., 2018).

روش‌های ژئوفیزیکی مغناطیس‌سنجی^۱، مقاومت ویژه^۲ و قطبش القایی^۳ مفیدترین روش‌ها برای اکتشاف بخش‌های پنهان کانه‌زایی کانسارهای مس هستند (نوروزی و غلامی، ۱۳۸۴؛ کلاگری، ۱۳۸۹؛ Keary, 2002؛ Milsom, 2003؛ Reynolds, 2011). مرحله بعد از مدل‌سازی، تجزیه و تحلیل

1. Magnetic survey
2. Resistivity (Rs)
3. Induced Polarization (IP)

هیدروکسیدهای آهن و منگنز به رنگ‌های قرمز، زرد تا قهوه‌ای و رگه‌های سیلیسی همراه با کانه‌زایی مس می‌باشد (شکل ۲). رگه‌های متعدد سیلیسی واحدهای سنگی را در گستره کانسار قطع کرده و نفوذ رگه‌های سیلیسی به درون شیست‌ها باعث سیلیسی شدن آنها در محل‌های کانه‌زایی شده است.

کانه‌زایی مس بیشتر در متاولکانیک‌ها و به صورت چینه سان و چینه کران رخ داده است (حسینی شهرکی، ۱۴۰۰). درون واحدهای دگرگونی فیلیتی پیریت به صورت پراکنده قابل مشاهده است. هاله‌هایی از دگرسانی سریسیتی نیز رگه‌های کانه‌زایی را در برمی‌گیرد.

بیشترین تمرکز رگه‌های معدنی در قسمت جنوب غربی ناحیه اکتشافی بشنه دیده می‌شود. بزرگترین رخنمون آنها دارای عرض حدود یک تا دو متر و طولی حدود ۳۰ متر است. به نظر می‌رسد رگه‌های معدنی در ناحیه اکتشافی دارای امتداد شمال شرق-جنوب غرب هستند. کانه‌زایی مس در رگه‌های معدنی قابل مشاهده، بیشتر از نوع مالاکیت و به مقدار کمتر آزوریت است، ولی آثاری از کالکوپیریت و بورنیت نیز همراه آنها مشاهده می‌شود. سنگ میزبان رگه‌های معدنی واحدهای آرکوز (شیست کوارتزی، کلریت شیست، ماسه‌سنگ و سیلتستون) می‌باشند. آثار شاخه درختی و دندربیتی از اکسیدهای آهن و منگنز نیز در سنگ میزبان دیده می‌شود. هاله دگرسانی در اطراف بعضی از رگه‌های معدنی قابل مشاهده است. با توجه به حضور کالکوپیریت، بورنیت و پیریت در بعضی از نمونه‌ها که با چشم هم قابل مشاهده است، برداشت می‌شود که کانه‌زایی ابتدا به صورت اولیه رخ داده و شاید در عمق، حجم کانی‌زایی اولیه که به صورت سولفیدی است، افزایش یابد. کانی‌های سولفیدی قابل تشخیص اولیه بیشتر کالکوپیریت و به مقدار جزئی پیریت است و به احتمال زیاد کانی‌های متعدد دیگر نیز باید تشکیل شده باشند اما در بخش‌های سطحی بر اثر اکسیداسیون از بین رفته‌اند. در شکل ۳ تصاویر مقاطع صیقلی یک نمونه سنگی از پهنه، در زیر میکروسکوپ پلاریزان نور بازتابی نشان داده شده است. براساس مطالعات کانه‌نگاری در این مقطع صیقلی کانی‌های پیریت، اسفالریت، گالن و کالکوپیریت مشاهده می‌شوند.

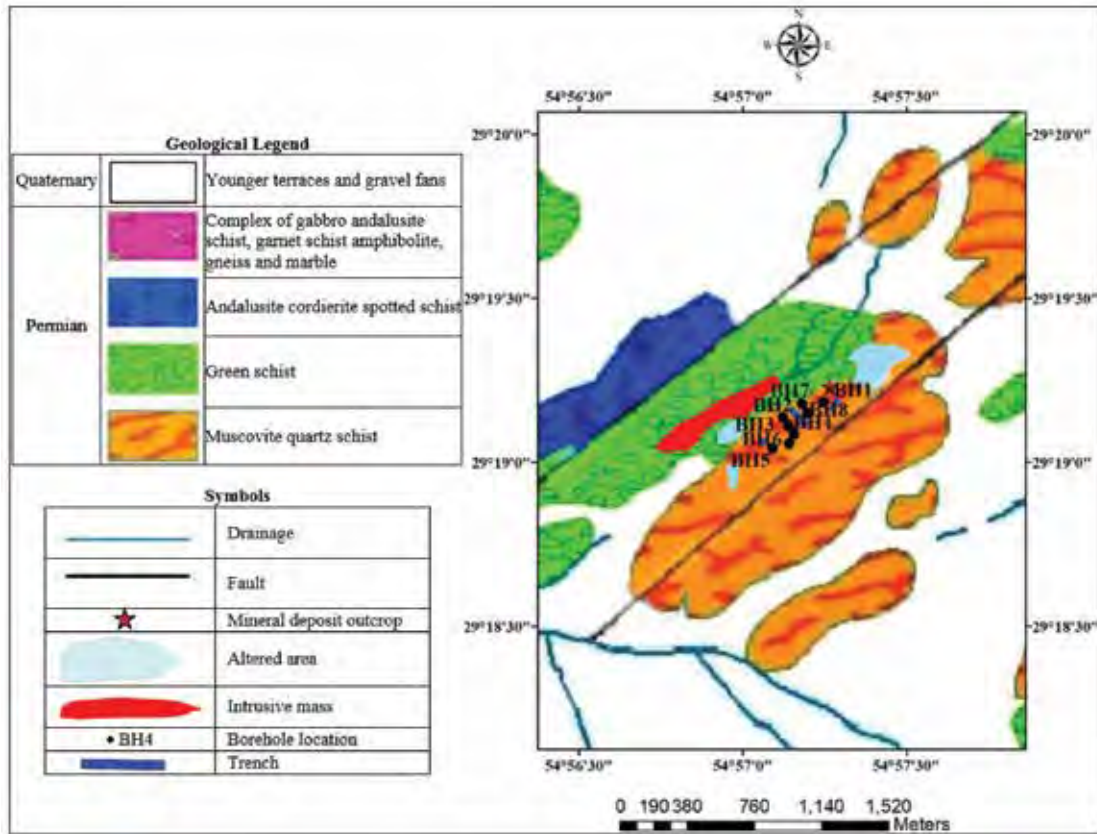
به کارگیری این روش‌ها و تلفیق نتایج آنها با یکدیگر به عنوان یک راهنما و کلید اکتشافی برای شناخت بیشتر این کانسار در راستای سطحی و عمقی، فعالیت‌های اکتشافی جدیدی پیشنهاد شده است.

ناحیه مورد مطالعه: موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

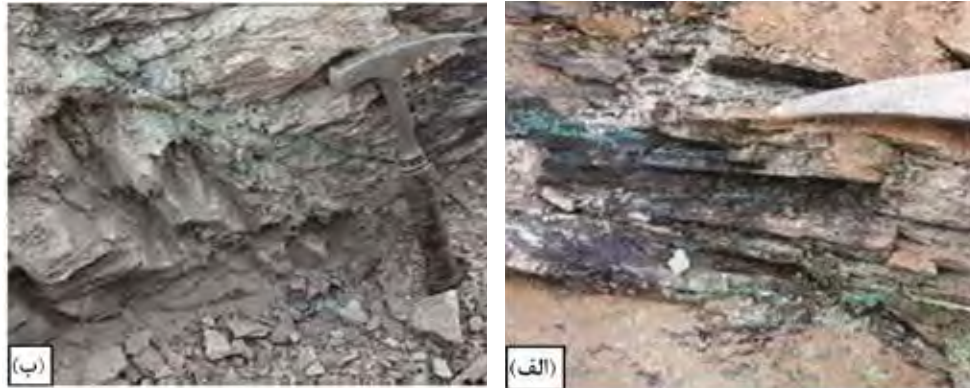
کانسار مس بشنه در جنوب شرق ایران در استان کرمان، در فاصله ۸۰ کیلومتری غرب شهر سیرجان و پنج کیلومتری شمال شرق روستای بشنه قرار دارد. این ناحیه بخشی از نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ سیرجان است. برای دسترسی به ناحیه مورد نظر باید از طریق جاده سیرجان-خیرآباد مسافت ۴۰ کیلومتری به سمت غرب شهر سیرجان را طی کرد. سپس حدود ۴۲ کیلومتر جاده خاکی به سمت غرب حرکت کرد. مهم‌ترین واحدهای سنگی تشکیل دهنده این ناحیه، آرکوز، شیست‌های کوارتزی، کلریت شیست، مرمر و اسلیت هستند. قدیمی‌ترین آثار ماگماتیسیم در شمال ناحیه و متعلق به گدازه‌های مافیک و اولترامافیک داخل واحدهای پرکامبرین-کامبرین و سیلورین-دونین است. علاوه بر واحدهای سنگی یادشده، سنگ‌های گرانیت، ریولیت و گرانیت-گنایس در سطح ناحیه رخنمون داشته و با فاصله کمی از ناحیه مورد نظر، دایک‌های دیابازی و گابرو نیز قابل مشاهده است. توده نفوذی موجود در ناحیه مورد مطالعه با طول حدود ۶۰۰ متر و عرض تقریبی دو تا سه متر از جنس گابرو دیوریتی است. دگرسانی در سطح ناحیه مورد مطالعه، بیشتر از نوع آرژیلیک می‌باشد و در بخش‌های جنوبی و غربی ناحیه مورد مطالعه (با وسعتی حدود ۵۰۰ مترمربع) رخنمون دارد (حسینی شهرکی، ۱۴۰۰). شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی پهنه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

توده‌های نفوذی بیان‌شده از نظر شرایط دمایی مناسب و عملکرد، به‌عنوان موتور حرارتی برای کانه‌زایی دارای اهمیت است و در رخداد کانه‌زایی عامل مثبت به شمار می‌آیند. برداشت‌های زمین‌شناسی، وجود آثار کانه‌زایی سطحی مس (مالاکیت، آزوریت و کریزوکولا) همگی در روند شیستوزیته را اثبات کرده است. نکته قابل توجه در مشاهدات صحرایی، حضور

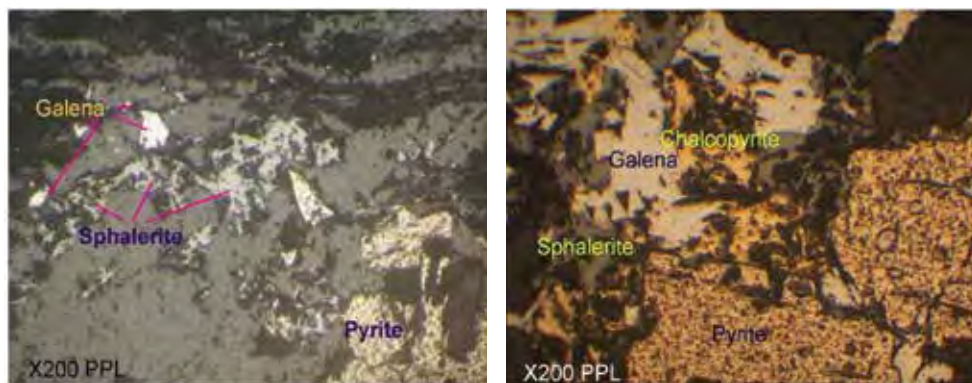
تجزیه و تحلیل اکتشافی و تعیین ارتباط کانه‌زایی با گسل‌ها به عنوان ...



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی پهنه مورد مطالعه



شکل ۲. کانی‌زایی مس در پهنه مورد مطالعه. (الف) به صورت اکسیدی (مالاکیت) هم‌روند با شیس‌توزیته، (ب) در امتداد گسل همراه با هیدروکسیدهای آهن و منگنز



شکل ۳. تصویر کانی‌های کالکوپیریت، اسفالریت، گالن و پیریت در مقاطع صیقلی پهنه مورد مطالعه

شرقی-غربی که گسل‌های با روند شمال شرقی-جنوب غربی توسط گسل‌هایی با روند شمال غربی-جنوب شرقی قطع شده‌اند. با توجه به این شکل مشاهده می‌شود که بزرگ‌ترین (طولانی‌ترین) گسل‌های موجود در پهنه در راستای امتدادی N40E تا N50E (آزیموت ۴۰ تا ۵۰ درجه) قرار دارند و مجموع طول گسل‌های موجود در این بازه ۱۰ درجه‌ای، حدود ۲۰۰۳ متر است.

تحلیل فعالیت‌های اکتشافی انجام شده

در کانسار مس بشنه فعالیت‌های اکتشافی متنوعی انجام شده و مهم‌ترین آنها به صورت زیر است:

شناسایی و پی‌جویی

عملیات پی‌جویی در ناحیه مورد مطالعه شامل مطالعات دورسنجی، پیمایش‌های صحرایی، بررسی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی و کانه‌زایی موجود در آنهاست. در گام نخست با احتمال وجود ارتباط بین شکستگی‌ها و پتانسیل‌های معدنی در پهنه، عملیات دورسنجی برای شناسایی شکستگی‌های اصلی نزدیک سطح زمین (به‌عنوان یک نوع خطواره) انجام شد. این کار پس از انجام پیش‌پردازش‌های رادیومتری، تصحیحات هندسی و اعمال تعدادی از فیلترهای جهت‌دار بر روی تصاویر ETM ماهواره لندست ۷ به کمک نرم‌افزارهای ERMapper و PCI Geomatica صورت گرفت. تهیه نقشه گسل‌های پهنه (شکل ۴-الف) به کمک نقشه‌های ساختاری موجود، یکی از خروجی‌های مرحله عملیات دورسنجی است. تهیه نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی گام بعدی عملیات بود.

اکتشافات ژئوفیزیکی

مطالعات ژئوفیزیکی در این ناحیه ابتدا توسط آرایه مستطیلی با طول خط جریان $AB = 800m$ با روش‌های قطبش القایی و مقاومت ویژه الکتریکی انجام شد. سپس با هدف شناسایی وضعیت بی‌هنجاری‌ها در عمق و براساس نتایج حاصل، در مرحله بعد تعداد پنج پروفیل ژئوفیزیکی به نام‌های DD1 تا DD5 با آرایه دوقطبی-دوقطبی به روش‌های قطبش القایی و مقاومت ویژه الکتریکی در جهت تقریبی عمود بر روند کانه‌زایی برداشت شده است

کانه‌زایی در رگه‌ها و شکستگی‌ها بر اثر حرکت محلول‌های کانه‌دار تشکیل می‌شوند و با توجه به اینکه کانه‌زایی اولیه از نوع سولفیدی است، باید محلول‌های گرم در تشکیل آنها دخالت داشته باشند (Evans, 2000). با در نظر گرفتن پهنه زمین‌ساختی و فلززایی دربرگیرنده ناحیه بشنه، تیپ کانه‌زایی احتمالی این پهنه از نوع ماسیوسولفید است (حسینی شهرکی، ۱۴۰۰). البته برای تعیین مدل دقیق کانه‌زایی ناحیه، مقایسه پارامترهای مرتبط با کانه‌زایی به‌ویژه مشخصات ژئوشیمیایی کانه‌زایی با کانسارهای ماسیوسولفید، ضروری است.

روش مطالعه

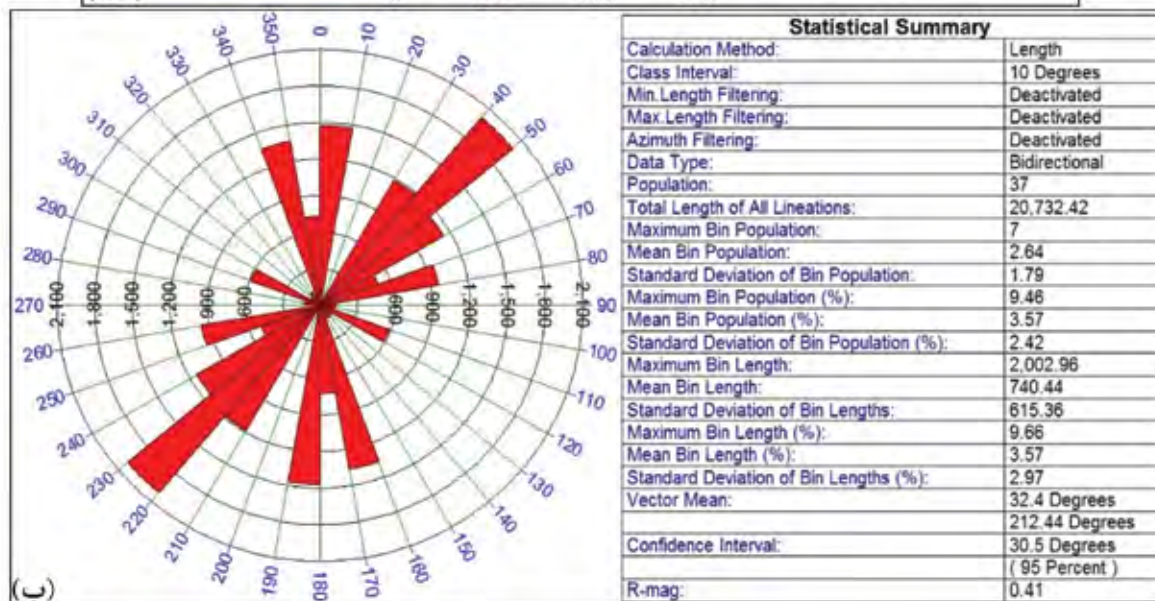
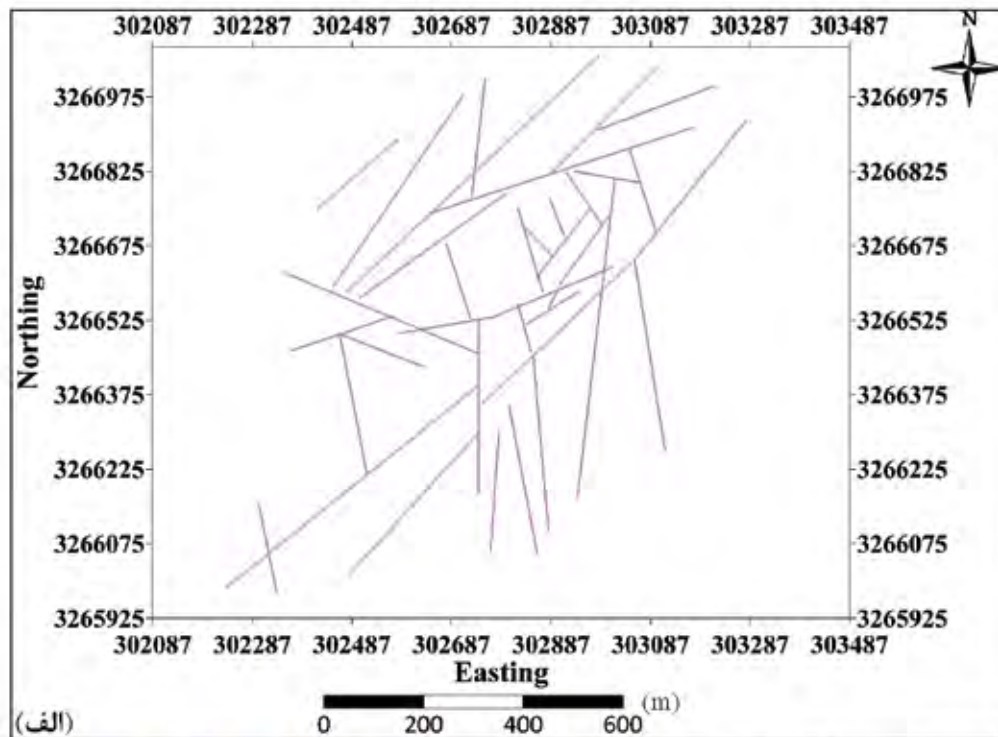
در این پژوهش تمامی فعالیت‌های اکتشافی انجام شده در کانسار مس بشنه با دقت، بررسی و تجزیه و تحلیل شد. سپس ارتباط آنها با گسل‌های موجود در پهنه به‌عنوان یک کلید اکتشافی جدید ارزیابی شد.

بررسی وضعیت گسل‌های پهنه

از آنجایی که ناحیه بشنه بخشی از پهنه زمین‌ساختی سندج-سیرجان است و از شرایط عمومی این پهنه تبعیت می‌کند، در نتیجه از دیدگاه زمین‌شناسی ساختمانی فعال است. مطالعات مربوط به شناسایی و تعیین شکستگی‌ها و گسل‌های پهنه مورد مطالعه از طریق بازدیدها و برداشت‌های صحرایی، بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی ساختاری و مطالعات دورسنجی پهنه (حسینی شهرکی، ۱۴۰۰) صورت گرفت. در شکل ۴-الف نقشه موقعیت پراکندگی گسل‌های برداشت شده در پهنه و در شکل ۴-ب نمودار گل سرخی رسم شده براساس طول این گسل‌ها همراه با پارامترهای آماری مربوطه نشان داده شده است.

در این پهنه چندین گسل اصلی وجود دارد که با هم تلاقی داشته و گسل‌های دیگر از این گسل‌ها تبعیت می‌کنند. زمان فعالیت این دو دسته گسل متقاطع بعد از ائوسن است (حسینی شهرکی، ۱۴۰۰) و با توجه به قطع شدگی واحدهای سنگی می‌تواند تا زمان حال نیز ادامه داشته باشد.

مطابق شکل ۴ روند این گسل‌ها به ترتیب اولویت عبارت‌اند از شمال غربی - جنوب شرقی، شمال شرقی - جنوب غربی و

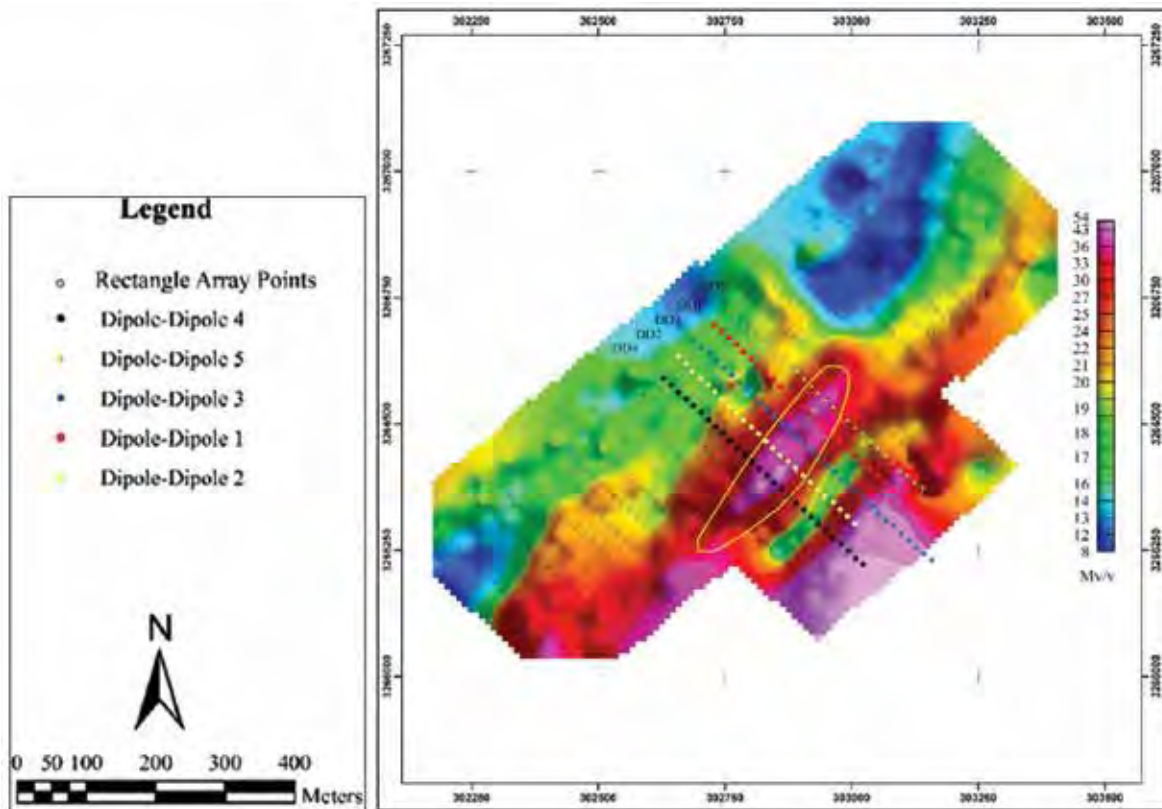


شکل ۴. الف) نقشه موقعیت پراکندگی گسل‌های برداشت شده در کانسار مس بشنه، ب) نمودار گل سرخی گسل‌ها به همراه پارامترهای آماری مربوطه

شمال شرقی-جنوب غربی با رنگ زرد مشخص شده است. به نظر می‌رسد که این بی‌هنجاری در ارتباط با حضور کانی‌های فلزی سولفور هادی در داخل رگه و رگچه‌ها و شکستگی‌های موجود در ناحیه باشد. پروفیل‌های دوقطبی-دوقطبی نیز عمود بر راستای این بی‌هنجاری با فاصله ۵۰ متر از یکدیگر و به موازات هم برداشت شده‌اند. این پروفیل‌ها با

(نجاری، ۱۳۹۹). شکل ۵ نقشه تغییرات بارپذیری ظاهری برداشت مستطیلی برحسب میلی ولت بر ولت و نیز موقعیت پروفیل‌های برداشت دوقطبی-دوقطبی را در پهنه نشان می‌دهد.

در این شکل یک بخش بی‌هنجاری بارپذیری شاخص با مقدار بیش از ۳۶ mv/v در بخش میانی نقشه با روند

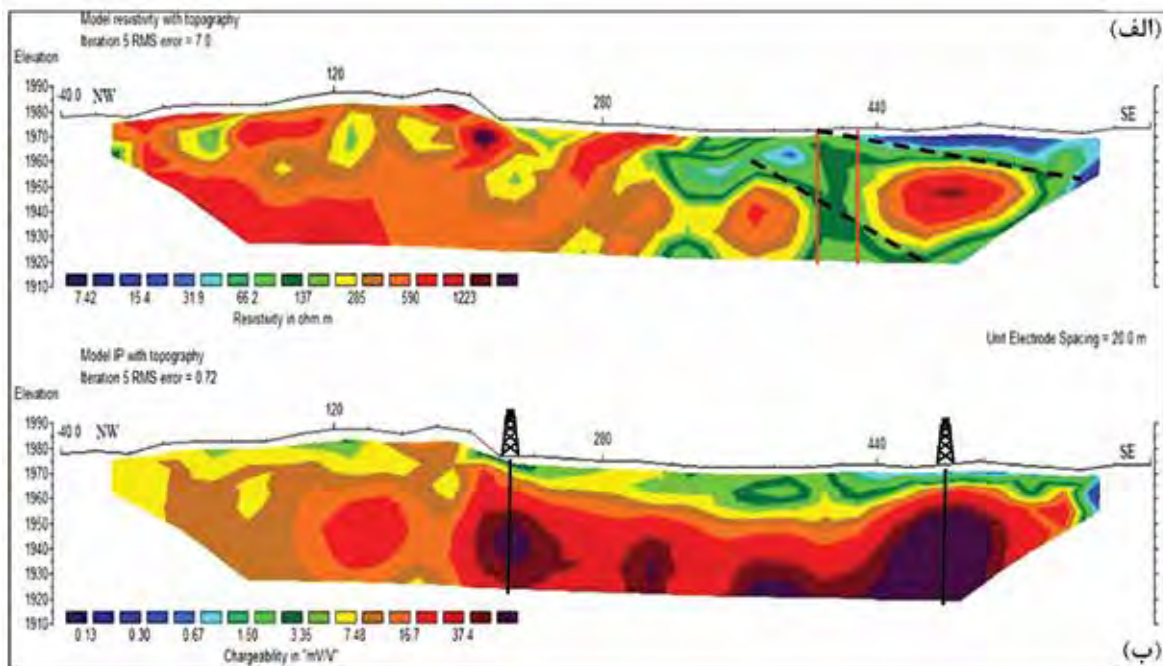


شکل ۵. نقشه هم بارپذیری ظاهری برداشت مستطیلی و موقعیت پروفیل‌های برداشت دوقطبی-دوقطبی در پهنه

وجود دارد. بنابراین می‌توان وجود دو گسستگی یا گسل احتمالی (مشخص شده با علامت خطچین سیاه‌رنگ بر روی شکل) را در این بخش پیش‌بینی کرد. حتی در فضای بین این دو بخش بجای یک گسل احتمالی، وجود کنتاکت قائم یا یک دایک قائم (بخش واقع بین دو خطپر قرمز رنگ) نیز احتمال دارد. بخش بزرگ مقطع بارپذیری به‌ویژه نواحی عمقی، دارای مقدار بارپذیری زیاد است و تمامی این بخش‌ها می‌توانند دلالت بر حضور ماده معدنی داشته باشند. حضور ماده معدنی احتمالاً سولفیدی در نیمه سمت راست این مقطع، می‌تواند در ارتباط با وجود گسستگی‌ها یا گسل‌های احتمالی موجود در این بخش باشد. از آنجایی که در نیمه سمت چپ مقطع مقاومت ویژه، مقدار مقاومت ویژه به نسبت بالا است، بالا بودن مقاومت ویژه این بخش می‌تواند ناشی از مقاومت الکتریکی زیاد سنگ میزبان کانه‌زایی باشد. در موقعیت‌های با بی‌هنجاری‌های برجسته‌تر مقطع بارپذیری، حفر دو گمانه اکتشافی قائم با عمق حداقل ۵۵ متر مطابق شکل ۶-ب پیشنهاد می‌شود.

فواصل الکترودی جریان و پتانسیل برابر با ۲۰ متر و مقدار پرش ۱۰ متر تا بیشینه ۱۰ پرش ($n=10$) برای الکترودهای پتانسیل (MN)، از شمال غرب به جنوب شرق برداشت شده‌اند.

در این پژوهش برای تمام پروفیل‌های ژئوفیزیکی برداشت شده، مدل‌سازی وارون هموار به روش کمترین مربعات خطا با استفاده از نرم‌افزار (RES2DINV (Loke and Lane, 2002; Loke, 2000; Loke and Barker, 1996; Loke, 1999) صورت گرفت و مقاطع هریک به‌طور جداگانه تفسیر شد. به‌عنوان نمونه برای پروفیل مرکزی DD3 با طول ۶۴۰ متر که تعداد ۲۵۵ نقطه، اندازه‌گیری شده است، مقاطع بارپذیری و مقاومت ویژه مدل‌سازی شده در شکل ۶ نشان داده شده است. مطابق این شکل بخش بزرگ نیمه سمت راست مقطع مقاومت ویژه دارای مقادیر پایینی است، در حالی که ناحیه متناظر با این بخش در مقطع بارپذیری به‌جز نواحی سطحی، بارپذیری بالایی را نشان می‌دهد. البته درون این بخش دو ناحیه مجزای با مقاومت ویژه بالا نیز



شکل ۶. الف) مقطع مقاومت ویژه، ب) مقطع بارپذیری پروفیل DD3 بعد از مدل‌سازی وارون هموار داده‌ها

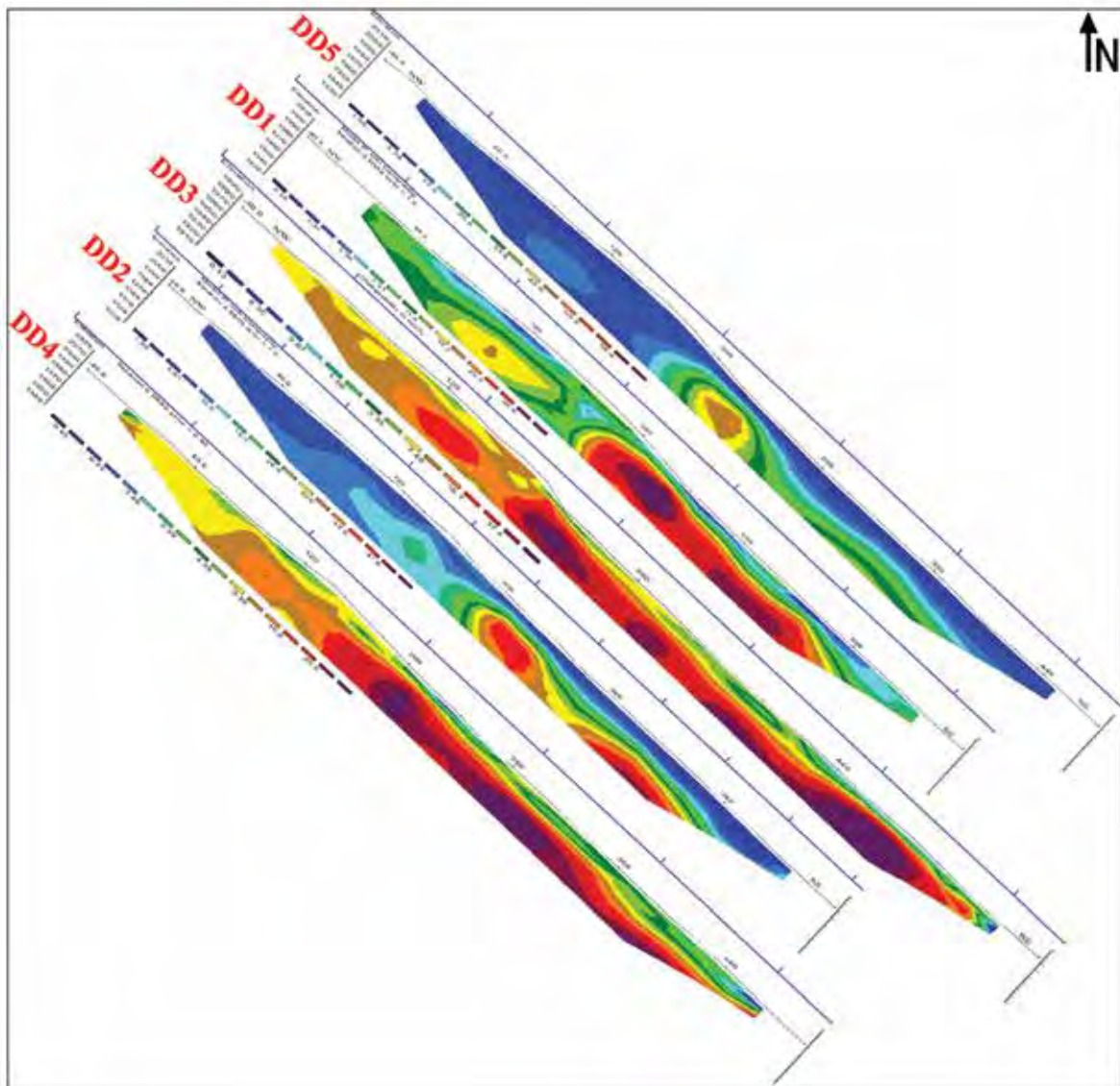
نمونه‌برداری شد. بازه‌های نمونه‌برداری براساس تغییرات در لیتولوژی، دگرسانی و کانه‌زایی‌های مشهود و با احتمال وجود کانه‌زایی تعریف شده است. نمونه‌های برداشت شده با روش‌های ICP-OES و Fire Assay برای عناصر مختلف و به‌ویژه مس مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفت.

شکل ۸ نقشه برداشت دیواره غربی ترانشه اول (TR1) با طول ۵۴ متر از جنوب به شمال را نشان می‌دهد. لیتولوژی سطحی این ترانشه، همگی شیست با روند شیستوزیته ۲۰ تا ۷۰ درجه می‌باشد. شیب در نقاط مختلف به دلیل فعالیت‌های تکتونیکی متغیر است. در سه بخش از سطح این ترانشه تراوش‌هایی از کانه‌زایی اکسیدی مس مشاهده شد و از ۱۱ متری، ۲۰ متری و ۵۰ متری طول ترانشه، سه نمونه معرف برای تجزیه شیمیایی برداشت شد و کانه‌زایی هم‌روند با شیستوزیته و محدود به مناطق گسلی می‌باشد. راستای برداشت ترانشه دوم (TR2) با طول تقریبی ۲۵ متر از شمال به جنوب است و مطابق شکل ۹ لیتولوژی سطحی این ترانشه، همانند ترانشه اول بیشتر شیست است. از هشت متری، ۱۱ متری و ۱۴ متری طول ترانشه، سه نمونه معرف برای تجزیه شیمیایی برداشت شد. در این ترانشه،

در شکل ۷ مقاطع بارپذیری مدل‌سازی وارون شده نظیر پروفیل‌های ژئوفیزیکی DD1، DD2، DD3، DD4 و DD5 به ترتیب از بالا به پایین در مجاورت یکدیگر نشان داده شده است. نتایج مطالعات ژئوفیزیکی از طریق مقایسه این مقاطع با نقشه بارپذیری برداشت مستطیلی (شکل ۵) نشان می‌دهد، به‌طور کلی انطباق مناسبی بین نواحی امیدبخش براساس برداشت مستطیلی با پروفیل‌های برداشت دوقطبی-دوقطبی وجود دارد.

اکتشافات ژئوشیمیایی سطحی

براساس یک شبکه‌بندی منظم در سطح ناحیه، تعداد ۹۴ نقطه نمونه‌برداری سطحی از رگه‌های سیلیسی با ضخامت‌ها و طول‌های مختلف، استوک ورک‌ها، دگرسانی‌ها و اکسیدهای آهن برداشت شد. سپس نمونه‌های برداشت شده به روش ICP-OES برای ۳۴ عنصر مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. بیشترین میزان عیار مس این نمونه‌ها ppm ۱۱۴۷ است. همچنین به‌منظور بررسی گسترش کانه‌زایی در بخش‌های سطحی، تعداد سه رشته ترانشه با نام‌های TR1 تا TR3 تا حد امکان عمود بر روندهای کانه‌زایی، طراحی و حفر شد و از رخنمون‌های کانه‌دار با روش تراشه پیوسته



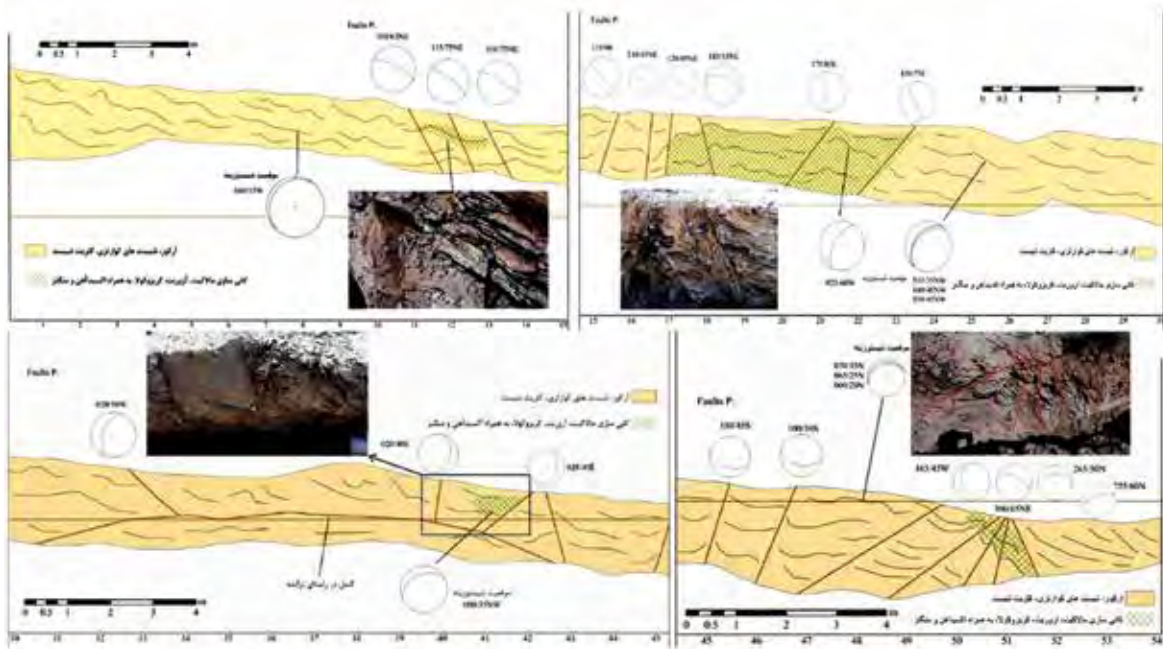
شکل ۷. مقطع بارپذیری پروفیل‌های ژئوفیزیکی DD5، DD1، DD3، DD2 و DD4 در مجاورت یکدیگر به ترتیب از بالا به پایین

از برداشت مستطیلی قرار دارد. اما در حال حاضر در این منطقه تعداد هشت حلقه گمانه اکتشافی مایل همگی با شیب ۷۰ درجه و آزمون ۱۳۵ درجه با مجموع طول کلی ۴۱۴/۵ متر حفاری شده است و بانام‌های BH1 تا BH8 شناخته می‌شوند. البته موقعیت بعضی از این گمانه‌ها با موقعیت‌های پیشنهادی عملیات ژئوفیزیکی همخوانی ندارد. چاه نگار (لاگ) زمین‌شناسی و اکتشافی تمام گمانه‌های اکتشافی بیان شده، جمع‌آوری شده که به عنوان نمونه نتایج آنها برای گمانه‌های BH1 و BH3 در جدول ۱ آورده شده است.

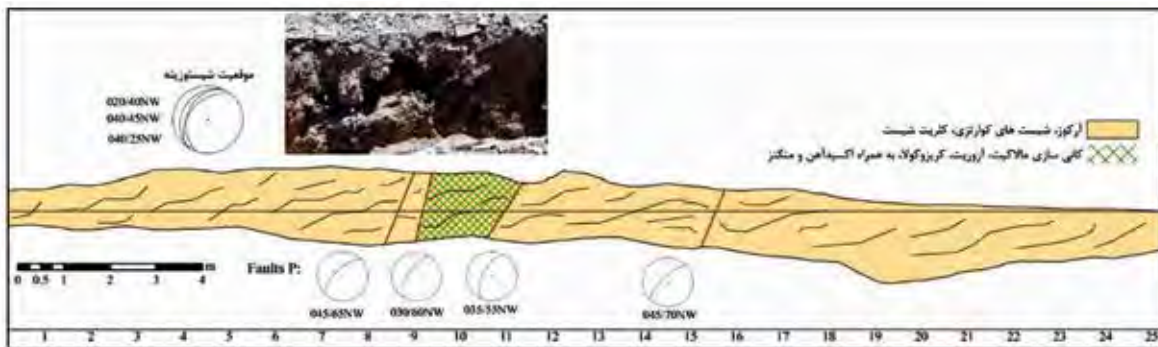
کانه‌زایی در راستای شیستوزیته و محدود بین دو گسل کم و بیش هم‌روند و هم‌شیب به ضخامت یک و نیم متر رخنمون دارد. در ترانشه سوم به دلیل عمق کم و نداشتن کیفیت حفاری، برداشت زمین‌شناسی انجام نشد. بیشترین میزان عیار مس در ترانشه اول حدود ۲/۱ درصد و در ترانشه دوم حدود ۱/۴ درصد ثبت شده است.

اکتشافات ژئوشیمیایی زیرسطحی

براساس نتایج یافته‌های ژئوفیزیکی، در نهایت حفر تعداد شش حلقه گمانه اکتشافی در پهنه، پیشنهاد شده است که موقعیت آنها اغلب بر روی بخش بی‌هنجاری حاصل



شکل ۸. نقشه برداشت دیواره غربی ترانشه اول (TR1) (مقطع طولی از جنوب به شمال)



شکل ۹. نقشه برداشت دیواره شمال شرقی ترانشه دوم (TR2) (مقطع طولی از شمال به جنوب)

بحث

نیز نشان می‌دهد، واحدهای سنگی، تحت تاثیر گسل هستند و در برخی مناطق این گسل‌ها و مناطق برشی دارای کانه‌زایی می‌باشند که مقدار مقاومت ویژه نیز تحت تاثیر قرار دارد. کاهش مقاومت ویژه در بخش‌های سطحی نیز متاثر از وجود آبرفت‌ها، مناطق اکسیده و دگرسان شده سطحی هستند.

شکل ۱۰ نقشه موقعیت پراکندگی پروفیل‌های ژئوفیزیکی برداشت شده و موقعیت گمانه‌های اکتشافی پیشنهادی بر روی پروفیل‌ها (شش گمانه نام‌گذاری شده با GBH1 تا GBH6) را همراه با موقعیت گسل‌های موجود در پهنه مورد مطالعه نشان می‌دهد. با توجه به این شکل مشاهده

در ادامه، نتایج هر یک از فعالیت‌های اکتشافی انجام شده با جزئیات بیشتر بررسی می‌شود و ارتباط آنها با گسل‌های موجود در پهنه، مورد مطالعه قرار می‌گیرد.

ارتباط یافته‌های ژئوفیزیکی با گسل‌ها

در پروفیل‌های ژئوفیزیکی برداشت شده، بی‌هنجاری‌های با بارپذیری بالا (که به احتمال زیاد دارای پیریت هستند) دارای روند و امتداد مشخص شمال شرقی-جنوب غربی می‌باشند (شکل ۷). همچنین بخش‌های بی‌هنجاری‌های با بارپذیری بالا دارای مقدار مقاومت ویژه متوسط هستند و در نتیجه این بی‌هنجاری‌ها در ارتباط با مناطق خردشده و گسله پهنه می‌باشند. بررسی مقاطع مقاومت ویژه الکتریکی

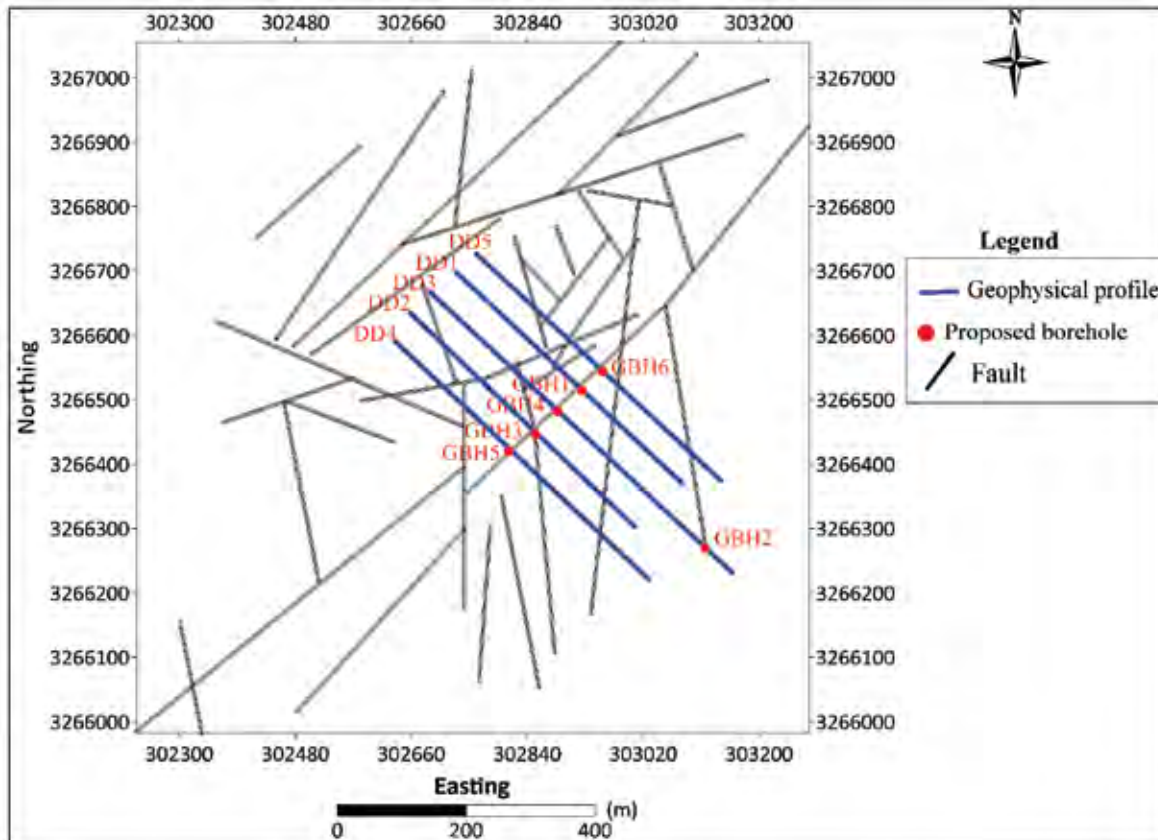
جدول ۱. چاه نگار زمین‌شناسی و اکتشافی گمانه‌های BH1 و BH3

گمانه BH3				گمانه BH1			
از	تا	سنگ‌شناختی	عیار مس (ppm)	از	تا	سنگ‌شناختی	عیار مس (ppm)
۰	۵	شیل	۳۰۹	۰	۱	شیل	۶۹۳
۵	۱۰	شیل	۶۳	۱	۵	شیل	۱۶۹
۱۰	۱۵	شیل	۶۸	۵	۶	شیل	۱۳۵۲
۱۵	۲۰	شیل	۵۲	۶	۷	شیل	۸۲۶
۲۰	۲۵	شیل	۲۷	۷	۹	شیل	۱۴۱۱
۲۵	۲۷	شیل	۲۰	۹	۱۰	سنگ‌آهک	۷۶
۲۷	۲۸	شیل	۳۵	۱۰	۱۵	سنگ‌آهک	۱۶۱
۲۸	۳۰	سنگ‌آهک	۱۷	۱۵	۲۰	سنگ‌آهک	۲۷۴
۳۰	۳۵	سنگ‌آهک	۴	۲۰	۲۵	سنگ‌آهک	۲۳۸
۳۵	۴۰	سنگ‌آهک	۲۴	۲۵	۲۵/۹	شیل	۱۵۵۶۱
۴۰	۴۱	سنگ‌آهک	۵	۲۵/۹	۲۶/۹	شیل	۱۲۸۲۵
۴۱	۴۲	سنگ‌آهک	۶	۲۶/۹	۲۷/۹	سنگ‌آهک	۱۳۲
۴۲	۴۵	سنگ‌آهک	۷	۲۷/۹	۲۸/۹	سنگ‌آهک	۴۷
۴۵	۵۰	سیلیس	۱۴	۲۸/۹	۲۸/۹	سنگ‌آهک	۴۰
۵۰	۵۱	سیلیس	۱۳۸۷				
۵۱	۵۲	سیلیس	۱۰۸				
۵۲	۵۳	سیلیس	۵۱				
۵۳	۵۴	سنگ‌آهک	۵۵				
۵۴	۵۵	سنگ‌آهک	۸۱				
۵۵	۵۷	سنگ‌آهک	۷۰				
۵۷	۶۰	سنگ‌آهک	۶۹				
۶۰	۶۱	سنگ‌آهک	۴۳۶				
۶۱	۶۲	سنگ‌آهک	۹۲				
۶۲	۶۳	گرانیت و گنایس	۲۴۶				
۶۳	۶۴	گرانیت و گنایس	۱۵۷				
۶۴	۶۵	گرانیت و گنایس	۱۸۵				
۶۵	۶۶	گرانیت و گنایس	۸۴				
۶۶	۶۷	گرانیت و گنایس	۴۹				
۶۷	۶۸	گرانیت و گنایس	۵۲				
۶۸	۶۹	گرانیت و گنایس	۲۱				
۶۹	۷۰	گرانیت و گنایس	۵۴				
۷۰	۷۱	گرانیت و گنایس	۷۴۲				
۷۱	۷۵	گرانیت و گنایس	۱۲۹				

ارتباط یافته‌های لیتوژئوشیمیایی سطحی و زیرسطحی با گسل‌ها

شکل ۱۱ نقشه موقعیت پراکندگی کلیه کارهای اکتشافی انجام شده شامل نمونه‌برداری‌های نقطه‌ای سطحی، ترانزیه‌ها و گمانه‌های اکتشافی و نیز گسل‌های برداشت شده در پهنه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. با توجه به نقشه برداشت ترانزیه‌های TR1 و TR2 شکل‌های ۸ و ۹ و نیز

می‌شود، موقعیت گمانه‌های پیشنهادی بیشتر در بخش میانی نقشه و همگی بر روی گسل قرار دارند. از آنجایی که موقعیت گمانه‌های اکتشافی براساس بی‌هنجاری‌های برجسته مقاطع بارپذیری تعیین شده و این بی‌هنجاری‌ها در ارتباط با کانه‌زایی احتمالی در پهنه می‌باشند، بنابراین چنین نتیجه‌گیری می‌شود که محل‌های کانه‌زایی احتمالی در پهنه مورد مطالعه، در ارتباط مستقیم با موقعیت گسل‌های موجود در پهنه هستند.



شکل ۱۰. نقشه موقعیت پراکندگی پروفیل‌های ژئوفیزیکی برداشت شده، گمانه‌های اکتشافی پیشنهادی بر روی پروفیل‌ها و گسل‌های موجود در پهنه مورد مطالعه

دو بخش پرعیار مجزا در بخش میانی پهنه، به‌طور خیلی واضح قابل مشاهده هستند. این بخش‌ها متناظر با بخش تمرکز و تقاطع گسل‌های موجود در پهنه (شکل ۱۳-الف) می‌باشند.

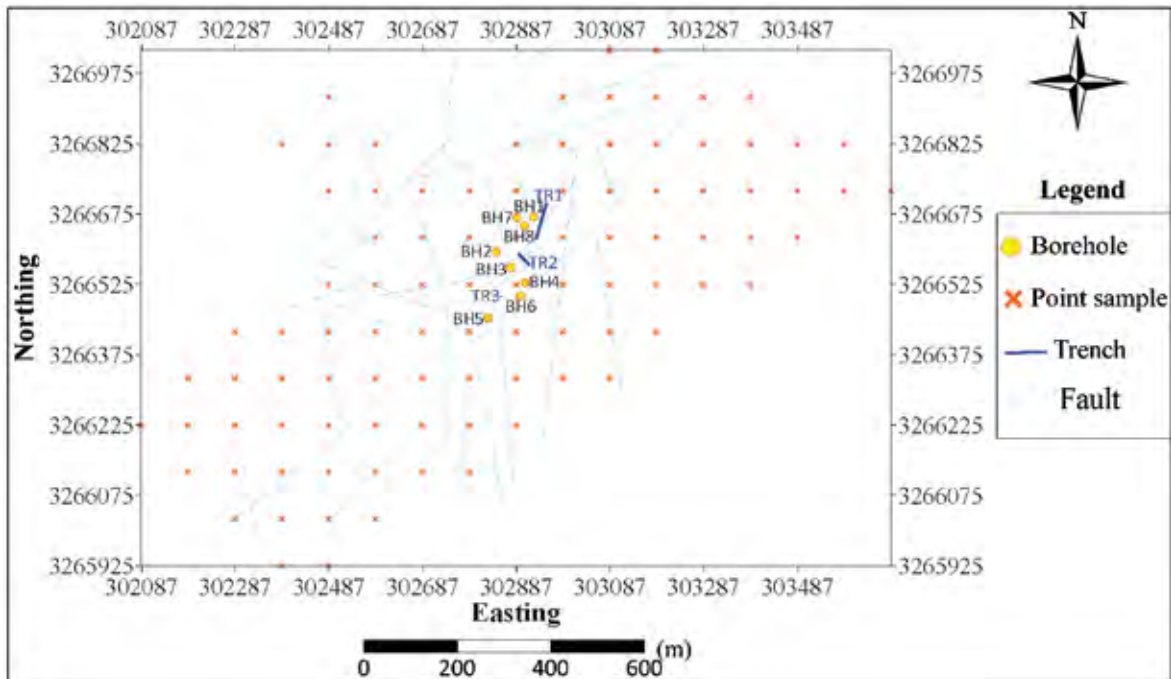
در شکل ۱۴ نمای سه بعدی چاه‌نگار عیارسنجی تمام گمانه‌های اکتشافی و مدل سه بعدی عیارسنجی پهنه مورد مطالعه با استفاده از نرم‌افزار Rockworks16 رسم شده است. راهنمای رنگی عیاری در این شکل تغییرات میزان عیار مس گمانه‌ها را برحسب گرم بر تن (ppm) نشان می‌دهد. در شکل ۱۴-الف میزان شعاع استوانه‌ها نشان‌دهنده بزرگی مقدار عیار در طول مغزه مربوطه در گمانه است. مدل سه بعدی عیارسنجی (شکل ۱۴-ب)

نیز با استفاده از الگوریتم عکس مجذور فاصله وزن‌دار پیشرفته^۱ ساخته شده است. در این الگوریتم امکان وزن دهی فاصله با توان متفاوت در جهات مختلف وجود دارد.

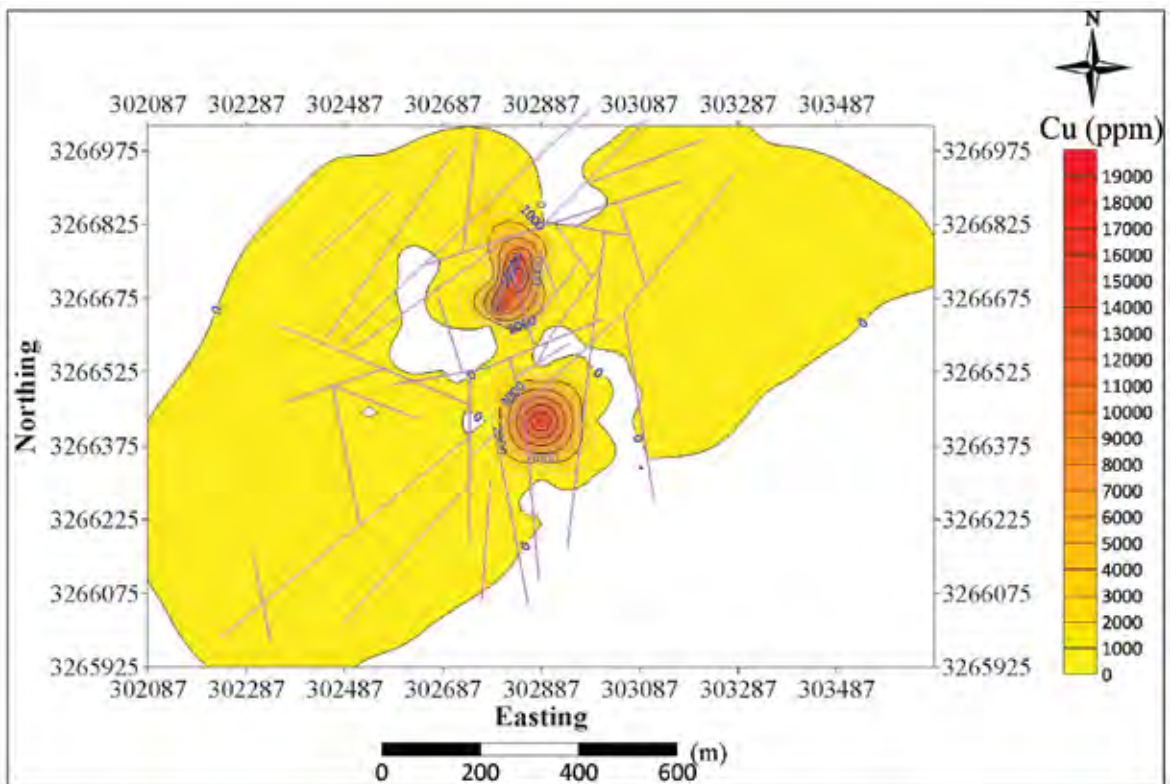
1. Advanced inverse distance weighted (IDW)

شکل ۱۱ مشاهده می‌شود که بیشتر بخش‌های کانه‌زایی شده این ترانشه‌ها در ارتباط با شکستگی‌ها و گسل‌های موجود در پهنه هستند. شکل ۱۲ نیز نقشه هم‌عیار کانسار مس بشنه را بر اساس عیار نمونه‌های نقطه‌ای و ترانشه‌های برداشت شده در پهنه مورد مطالعه نشان می‌دهد. در این شکل گسل‌های موجود در پهنه هم نشان داده شده‌اند. مطابق این شکل عیار مس کانسار در دو بخش مجزا در بخش میانی ناحیه مورد مطالعه بالا است. بخش‌های پرعیار در محل تمرکز و تقاطع گسل‌ها واقع هستند و ترانشه‌های اکتشافی نیز بیشتر در این بخش‌ها قرار دارند. بنابراین ساختارهای پهنه و گسل‌ها کنترل‌کننده اصلی کانه‌زایی در پهنه هستند.

به‌منظور نمایش و تجسم بهتر در شکل ۱۳ نقشه دو بعدی موقعیت پراکندگی گسل‌های موجود در پهنه مورد مطالعه بر روی نقشه سه‌بعدی عیارسنجی مس کانسار حاصل از نمونه‌های سطحی و ترانشه‌های برداشت شده با استفاده از نرم‌افزار Surfer نشان داده شده است. در شکل ۱۳-ب



شکل ۱۱. نقشه موقعیت پراکندگی کارهای اکتشافی و گسل‌های موجود در پهنه مورد مطالعه



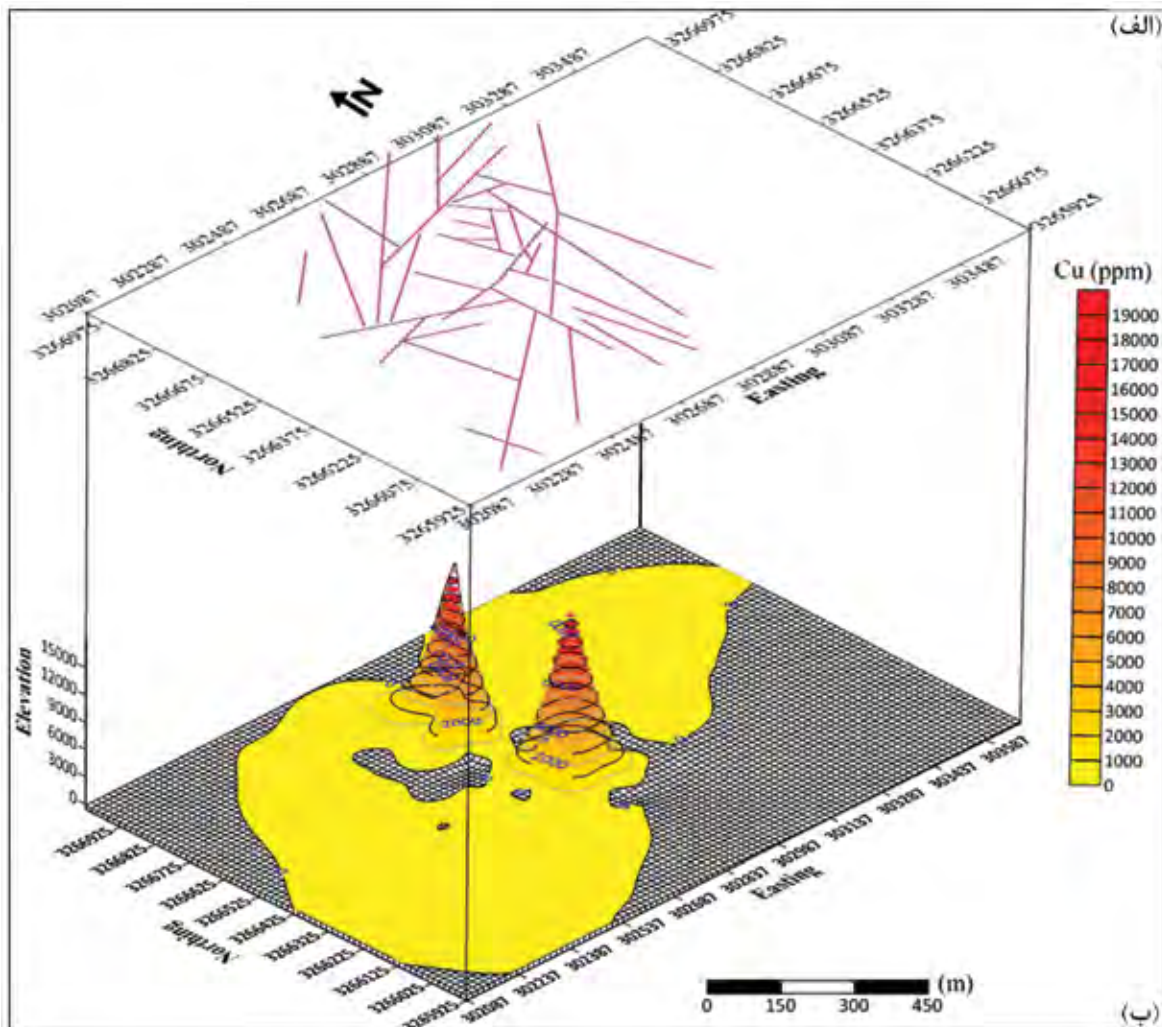
شکل ۱۲. نقشه هم‌عیار کانسار مس بشنه براساس عیار نمونه‌های نقطه‌ای و تراشه‌های برداشت شده در پهنه مورد مطالعه، خطوط بنفش رنگ نشان‌دهنده گسل‌های موجود در پهنه هستند

مطابق این شکل تغییرات عیار پهنه مورد مطالعه با کمترین مقدار صفر و بیشترین مقدار (ppm) ۱۲۰۰۰ به ۱۲ بخش رنگی با رنگ‌های مختلف تقسیم شده است. با توجه به این شکل مشاهده می‌شود، به‌طور کلی بخش شامل ماده معدنی، از وسعت زیادی برخوردار نبوده و بخش بزرگی از ناحیه به‌ویژه بخش میانی، دارای عیار زیر ۴۰۰۰ ppm

تجزیه و تحلیل اکتشافی و تعیین ارتباط کانه‌زایی با گسل‌ها به عنوان ...

(با امتدادهای شمال شرقی-جنوب غربی و شمال غربی-جنوب شرقی) با یکدیگر است. به عبارت دیگر کانه‌زایی در اعماق پهنه مورد مطالعه نیز در ارتباط با شکستگی‌ها و گسل‌های موجود در پهنه می‌باشد.

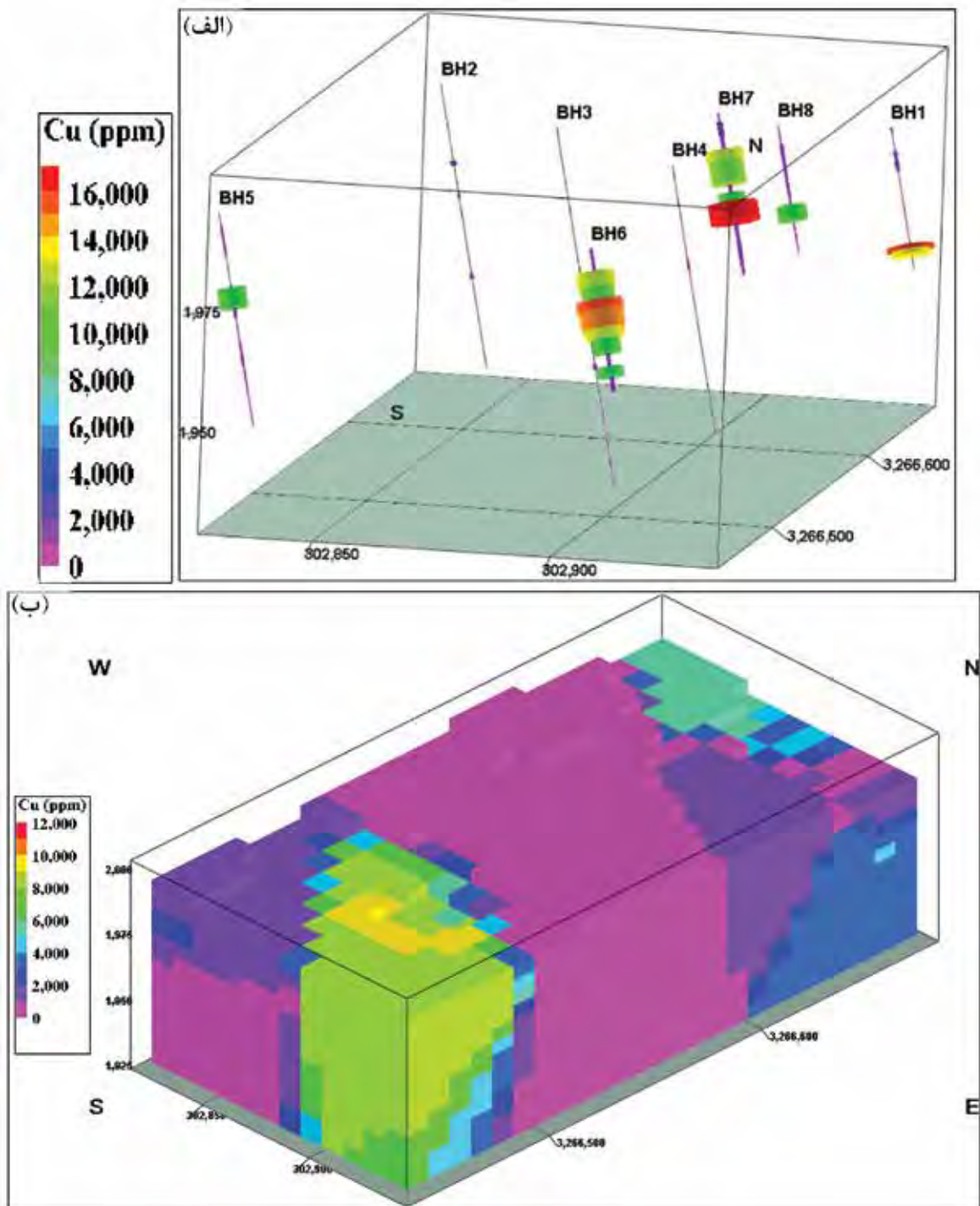
(۰/۴ درصد) است. مطابق این شکل دو بخش پرعیار یکی در بخش شمال غربی و دیگری در بخش جنوب شرقی گستره حفر گمانه‌های اکتشافی وجود دارد. براساس شکل ۱۰ بخش شمال غربی محل تجمع و تقاطع چند گسل کوچک و بخش جنوب شرقی نیز محل تقاطع چند گسل اصلی



شکل ۱۳. الف) نقشه دوبعدی موقعیت پراکندگی گسل‌های موجود در پهنه، ب) نقشه سه‌بعدی عیارسنجی مس کانسار حاصل از نمونه‌های سطحی و ترانشه‌ها

گمانه‌ها در این جدول به معنای ترتیب اولویت و اهمیت نقاط نیست. در شکل ۱۵ نیز موقعیت گمانه‌های پیشنهاد شده قبلی براساس عملیات ژئوفیزیک، گمانه‌های اکتشافی حفاری شده و گمانه‌های اکتشافی پیشنهادی جدید همراه با موقعیت گسل‌های موجود در پهنه مورد مطالعه نشان داده شده است. با توجه به این شکل هم مشاهده می‌شود که بیشتر گمانه‌های پیشنهادی جدید بر روی گسل قرار دارند.

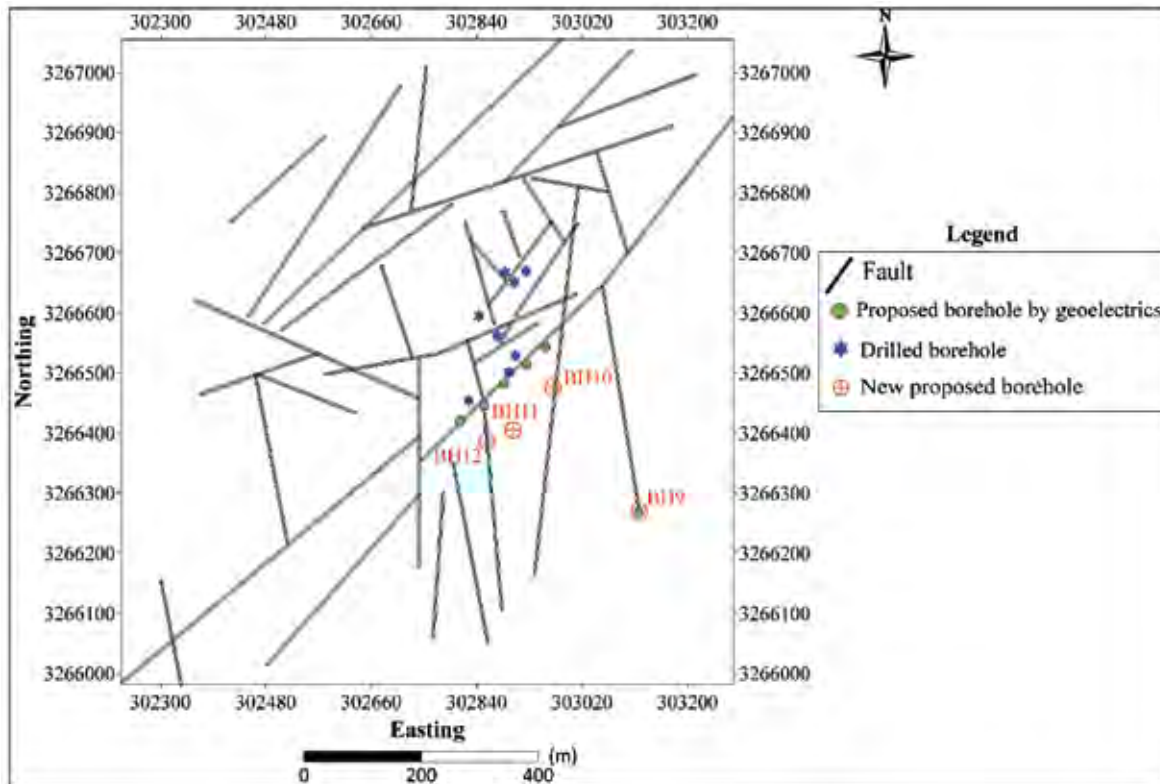
در پایان، به منظور تکمیل اکتشافات مراحل قبلی و شناخت بهتر پهنه مورد مطالعه، براساس تمام بررسی‌های انجام شده همانند مقاطع ژئوفیزیکی دوقطبی-دوقطبی (شکل ۷)، نقشه عیارسنجی نمونه‌برداری‌های سطحی و ترانشه‌ها (شکل ۱۲) و گمانه‌های اکتشافی حفر شده (شکل ۱۴)، حفاری چند حلقه گمانه اکتشافی جدید در موقعیت‌های مطابق جدول ۲ پیشنهاد می‌شود. البته شماره



شکل ۱۴. الف) نمای سه بعدی چاه‌نگار عیارسنجی گمانه‌های اکتشافی، ب) مدل سه بعدی عیارسنجی کانسار مس بشنه

جدول ۲. مشخصات و موقعیت جغرافیایی گمانه‌های اکتشافی پیشنهادی جدید

نام گمانه	طول جغرافیایی (متر)	عرض جغرافیایی (متر)	شیب (درجه)	طول (متر)
BH۹	۳۰۳۱۱۷	۳۲۶۶۲۷۰	۹۰	۵۵
BH۱۰	۳۰۲۹۷۰	۳۲۶۶۴۷۶	۹۰	۵۰
BH۱۱	۳۰۲۹۰۲	۳۲۶۶۴۰۵	۹۰	۵۵
BH۱۲	۳۰۲۸۵۷	۳۲۶۶۳۸۵	۹۰	۶۰



شکل ۱۵. موقعیت گمانه‌های پیشنهاد شده بر اساس عملیات ژئوفیزیکی، گمانه‌های اکتشافی حفاری شده و گمانه‌های اکتشافی پیشنهادی جدید همراه با موقعیت گسل‌های موجود در پهنه مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

عمیق‌تر، گمانه اکتشافی جدید حفر شود. البته گمانه‌های اکتشافی پیشنهادی جدید در اولویت هستند و باید از طریق بازدید صحرایی و بررسی دقیق وضعیت زمین‌شناسی محل، در خصوص انجام عملیات حفاری، تصمیم‌گیری نهایی صورت گیرد.

منابع

- احمدی، ر. و افزلی، ن.، ۱۳۹۶ الف. مدل‌سازی وارون هموار داده‌های ژئوفیزیکی اکتشافی کانسار سرب و روی حسین‌آباد خمین، دهمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، تبریز.
- احمدی، ر. و افزلی، ن.، ۱۳۹۶ ب. مدل‌سازی سه‌بعدی کانسار سرب و روی رباط خمین با استفاده از نرم‌افزار Rockworks، دهمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، تبریز.
- احمدی، ر. و رضایپور، م.، ۱۳۹۸. پیشنهاد

بر اساس مطالعات زمین‌شناسی و بازدیدهای صحرایی در کانسار مس بشنه سیرجان، روند بیشتر رگه‌های سیلیسی و کانه‌دار در راستای گسل‌های اصلی است و بیانگر عملکرد کششی این دسته از گسل‌ها در پهنه می‌باشد. بیشتر دایک‌های پهنه نیز در راستای شکستگی‌های با راستای شمال شرقی-جنوب غربی یا شمال غربی-جنوب شرقی هستند. محل تلاقی گسل‌ها یا جناق‌ها از لحاظ دارا بودن رگه و رگچه سیلیسی، بخش استوکورکی و کانه‌زایی دارای اهمیت است. در پژوهش حاضر بیشتر بودن حضور کانی‌زایی فلزی در پهنه در حاشیه محل برخورد این گسل‌ها، بر اساس فعالیت‌های اکتشافی انجام شده در پهنه به اثبات رسید. بنابراین پیشنهاد می‌شود موقعیت گسل‌های موجود در پهنه به‌ویژه گسل‌های اصلی یک بار دیگر به‌طور دقیق مورد بازدید صحرایی قرار گیرند و در صورت نیاز به بررسی بیشتر سطحی در موقعیت خاص، ترانشه و در صورت نیاز به اکتشاف

- Geology (Geoscience Texts). Wiley Blackwell, 240.
- Keary, Ph., Brooks, M. and Hill, I., 2002. An Introduction to Geophysical Exploration. Third edition, Blackwell Science, 281.
 - Loke, M.H. and Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudo-sections by a Quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.
 - Loke, M.H. and Lane, J., 2002. The use of constraints in 2D and 3D resistivity modeling. The 8th EEGS-ES Meeting, Portugal.
 - Loke, M.H., 1999. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: A practical guide to 2-D and 3-D surveys, 66.
 - Loke, M.H., 2000. Topographic modeling in resistivity imaging inversion. 62nd EAGE Conference and Technical Exhibition Extended Abstracts, Glasgow, Scotland.
 - Milsom, J., 2003. Field Geophysics. Third edition, John Wiley and Sons Ltd, 249.
 - Reynolds, J.M., 2011. An introduction to applied and environmental geophysics. Second edition, Reynolds Geo-Sciences, 710.
 - Shahrabi, M.A., Amanian, M. and Hafezi Moghaddas, N., 2017. Application of IP and Rs investigation method in exploration of copper ore in Kashmar. Proceedings of the 17th Iranian Geophysical Conference, Iranian Geophysical Society, Tehran, 21-23.
- موقعیت بهینه حفاری در کانسار مس پورفیری نارباغی شمالی ساوه براساس مدل سازی داده های ژئوفیزیکی. مجله انجمن زمین شناسی مهندسی ایران، ۱۲، ۴، ۹۵-۱۲۱.
- احمدی، ر. و شریعتی زارچ، س.م.، ۱۳۹۹. بررسی تأثیر پارامترهای مختلف بر روی پاسخ اهداف مغناطیسی در روش مغناطیس سنجی با استفاده از مدل سازی پیشروی دوبعدی و سه بعدی. مجله انجمن زمین شناسی مهندسی ایران، ۱۳، ۳، ۱۵-۳۴.
 - حسینی شهرکی، س.ج.، ۱۴۰۰. گزارش پایان عملیات اکتشافی مس بشنه-سیرجان. ۷۱.
 - کریم پور، م.ح. و سعادت، س.، ۱۳۹۶. زمین شناسی اقتصادی کاربردی. دانشگاه فردوسی مشهد، انتشارات ارسلان، ۵۳۶.
 - کلاگری، ع.ا.، ۱۳۸۹. اصول اکتشافات ژئوفیزیکی. ناشر: مولف، تبریز، ۴۸۵.
 - نجاری، م.، ۱۳۹۹. مطالعات ژئوفیزیک به روش IP/Rs در محدوده معدنی بشنه سیرجان-استان کرمان. ۷۴.
 - نوروزی، غ.ح. و غلامی، س.، ۱۳۸۴. تحلیل و مدل سازی داده های ژئوفیزیکی (IP, Rs, M) در محل اندیس معدنی مس سوناجیل. نشریه دانشکده فنی، ۲، ۳۹، ۲۶۵-۲۵۳.
 - Aliluo, S.K., Abedi, M. and Norouzi, G.H., 2018. IP-Rs geophysical 3D modelling of Cu-Fe skarns; A case study Ghalandar skarn deposit. Proceedings of the 18th Iranian Geophysical Conference, Iranian Geophysical Society, Tehran, 962-964.
 - Evans, A.M., 2000. Introduction to Ore

مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در نهشته تراورتن مجدر در جنوب شرق اردبیل

علی لطفی بخش^(*)

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۹/۱۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۱/۱۱

چکیده

کربنات‌های آب شیرین از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی با یکدیگر متفاوت هستند. مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن یکی از مهم‌ترین ابزارهای مطالعاتی کربنات‌ها از جمله نهشته‌های تراورتن است. در گستره مجدر که بر روی کمربند زمین ساختی البرز غربی-آذربایجان قرار دارد، نهشته‌هایی از تراورتن به سن کواترن در واحدهای آتشفشانی آندزیت پورفیری به سن ائوسن قرار می‌گیرند. تراورتن‌ها بر اساس مطالعات کانی‌شناسی به‌طور کلی از آراگونیت تشکیل یافته‌اند. مقادیر میانگین ایزوتوپ‌های $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در تراورتن‌های پهنه مورد مطالعه به ترتیب در محدوده $+6/47\%$ و $-8/77\%$ قرار داشته و نشان‌دهنده منشأ ترموژن تراورتن‌های گستره مجدر است. همچنین مقدار میانگین $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ معادل $-2/73\%$ محاسبه شده است و منشأ غیرآلی و درونزادی برای CO_2 پیشنهاد می‌کند. تصور می‌شود سیالات گرمایی غنی از CO_2 پس از چرخش درون واحد آهکی موجود در پهنه و واکنش با آن، یون بی‌کربنات کلسیم لازم برای تشکیل تراورتن را فراهم کرده‌اند. سپس این سیالات از طریق سیستم‌های گسلی موجود در ناحیه به بالا صعود کرده و در سطح نهشته‌های تراورتن را برجای گذاشته‌اند.

واژه‌های کلیدی: ایزوتوپ پایدار، تراورتن، ترموژن، مجدر.

مقدمه

(Zhu and Ditttrich, 2016; al., 2011) و نهشته شدن آن در سطح زمین می‌تواند ناشی از کاهش دما، کاهش فشار، آشفتنی جریان سیال و فعالیت‌های بیولوژیکی باشد (Pentecost, 2005; Brogi and Capezuoli, 2009). برای تفکیک و شناسایی کربنات‌های غیردریایی، از شاخصه‌های ژئوشیمیایی مختلفی می‌توان استفاده کرد. به‌طور مثال تراورتن‌ها نسبت به دیگر انواع کربنات‌های آب شیرین، دارای مقادیر بالایی از سولفور و عناصر کمیاب هستند و در نتیجه فعالیت و ورود محلول‌های گرمایی اولیه

تراورتن همراه با تופا و اسپلیوتم مهم‌ترین ته‌نشست‌های کربناتی قاره‌ای هستند و تشکیل آنها به وسیله عوامل مختلفی کنترل می‌شود. تراورتن به تمام رسوبات کربناتی غیر دریایی ایجاد شده در محل چشمه‌ها، رودخانه‌ها، دریاچه‌ها و غارها گفته می‌شود (Fouke et al., 2000) که در طی تشکیل آن سیالات کلسیم‌دار و غنی از CO_2 در شرایط سطحی و فشار کم قرار می‌گیرند (Jamtveit et al., 2006). تشکیل تراورتن به دلیل نسبت دادن آن به هر دو فرآیند زیستی و غیر زیستی همواره بحث‌برانگیز می‌باشد (Fouke et

* نویسنده مرتبط: lotfibaikhsh@gmail.com

اندزیت، آندزی بازالت، بازالت، آگلوما و توف، ضخیم‌ترین و وسیع‌ترین واحدهای سنگی ناحیه را تشکیل می‌دهند (شکل ۲). بافت این سنگ‌ها اغلب پورفیری تا مگاپورفیری هستند و در سطح آنها درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه ریزبلور تا شیشه‌ای پراکنده‌اند. فعالیت آتشفشانی گسترده در ناحیه همراه با دیگر نواحی البرز غربی-آذربایجان نتیجه جنبش‌های کششی در طی ائوسن می‌باشد (امامی، ۱۳۷۹) که در نتیجه آن یک خط آتشفشانی به طول ۲۰۰ کیلومتر در امتداد گسل اردبیل-میانه به وجود آمده است (Lescuyer and Riou, 1976).

قدیمی‌ترین واحد سنگی ناحیه را آهک بیواسپاریتی و سیلیسی توده‌ای تا ضخیم لایه همراه با میان‌لایه‌های شیلی پیریت‌دار به سن کرتاسه در جنوب غرب گستره مورد مطالعه تشکیل داده است. فعالیت‌های گرمایی در گستره مجدر در داخل واحدهای آتشفشانی ائوسن به‌طور کامل آشکار و نمایان است و علاوه بر تشکیل مناطق دگرسانی هیپوژن و سوپرژن در ناحیه مورد مطالعه با کانه‌زایی مس نیز همراه می‌باشد. دگرسانی هیپوژن شامل دو پهنه پروپیلیتی و زئولیتی است و از مجموعه کانی‌های کلینوکلر، کلسیت، آنکریت، منگنوکلسیت، مونتموریلونیت، استیلریت و کلینوپتیلولیت تشکیل یافته است. دگرسانی سوپرژن نیز شامل نواحی رسی متشکل از کائولینیت، ایلیت، مونتموریلونیت، کوارتز و اکسید آهن است و با کانی‌سازی ثانویه مس شامل مالاکیت، آزوریت، بروکانتیت و مس طبیعی همراه است (Lotfi Bakhsh, 2018; Lotfi Bakhsh, 2019 a, b). همان‌طور که در شکل ۱ مشخص است در گستره مورد مطالعه دو توده تراورتن وجود دارد و به فاصله نزدیکی از یکدیگر و در دو سمت رودخانه مسگر جای قرار دارند.

روش مطالعه

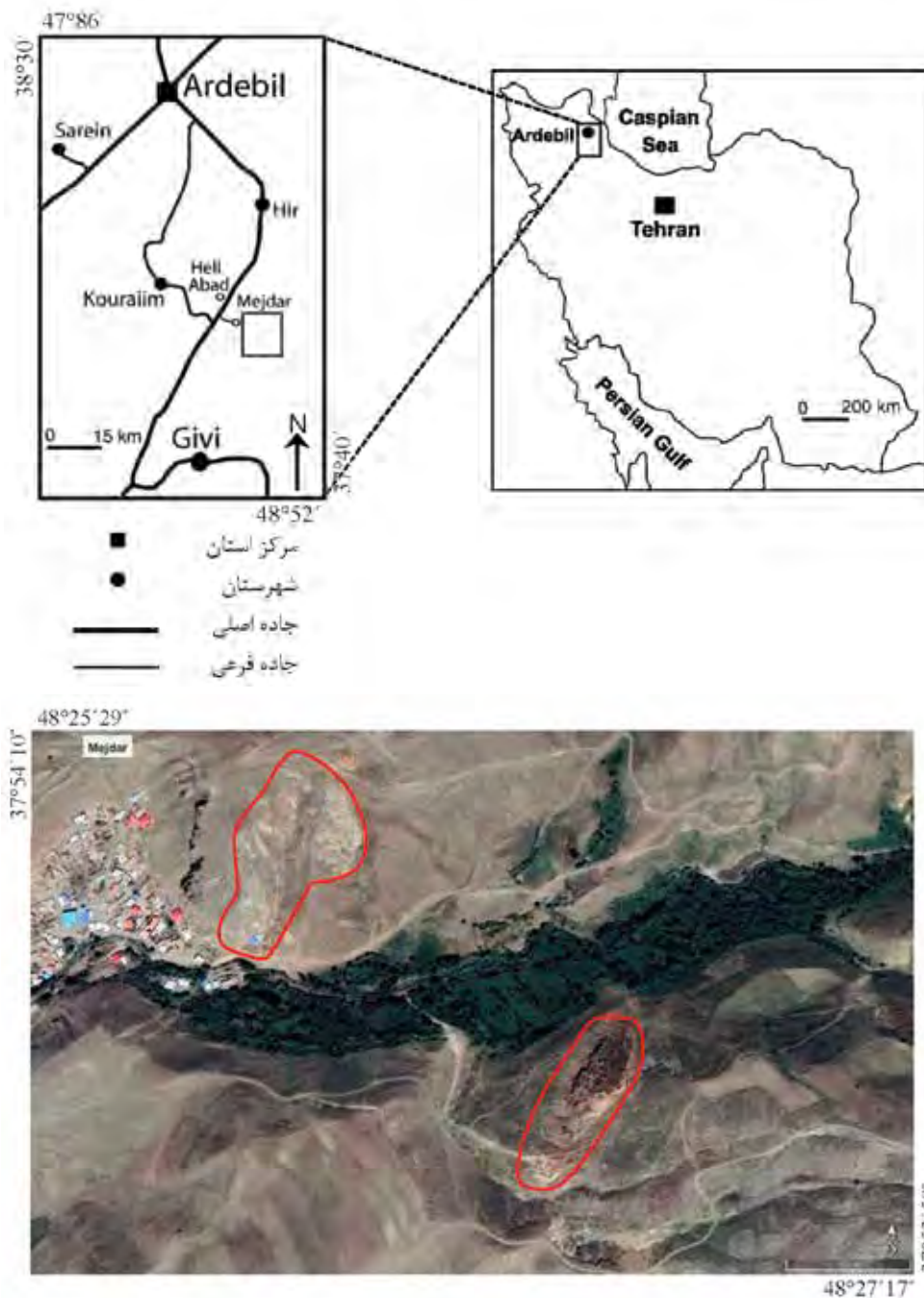
در طی پیمایش و بازدید میدانی از نهشته‌های تراورتن در مجموع تعداد ۲۱ نمونه به‌منظور مطالعات آزمایشگاهی برداشت شد. در مرحله نمونه‌برداری، سعی شد علاوه بر در نظر گرفتن پراکنش خوب نمونه‌ها، از سطوح ارتفاعی مختلف نیز نمونه‌برداری شود. پس از مطالعه مقاطع نازک تهیه شده از سنگ‌ها، تعداد ۱۰ نمونه (پنج نمونه از هر توده تراورتن)

ایجاد شده است. درحالی‌که تופا نشانگر رسوبات متخلخل محیط آب سرد است و دارای مقادیر بالایی از قطعات گیاهی و جانوری است (Janssen et al., 1999). تراورتن که یک سنگ آهکی قاره‌ای رسوب کرده در اطراف چشمه‌های آبگرم موجود در مناطق آتشفشانی جوان و سیستم‌های زمین‌گرمایی است و بیشتر از کلسیت و آراگونیت تشکیل شده است (Pentecost, 2005). نهشت تراورتن در اثر تجزیه بی‌کربنات کلسیم و خروج گاز CO_2 صورت می‌گیرد و جوشش آب در چشمه‌های تراورتن‌ساز نیز به دلیل خروج این گاز است. به‌طور کلی صحبت در مورد شرایط تشکیل و خصوصیات تراورتن و سایر کربنات‌های آب شیرین از اواخر قرن نوزدهم آغاز شده است. اما مطالعه در مورد خصوصیات ژئوشیمیایی و ایزوتوپی و همچنین مطالعه آب و هوای دیرینه، مربوط به چند دهه گذشته است (Kele et al., 2011). با وجود پژوهش‌های روزافزون در مورد نهشته‌های تراورتن در جهان، مطالعات علمی بر روی ذخایر عظیم تراورتن در ایران اندک است. ایران با داشتن ذخایر و معادن کوچک و بزرگ تراورتن، یکی از کشورهای دارای پتانسیل اقتصادی سنگ‌های تراورتن و به‌عنوان یکی از بزرگ‌ترین صادرکنندگان تراورتن در جهان محسوب می‌شود. این سنگ‌ها در برخی نقاط همچون شهرستان محلات و آذرشهر (تقی‌پور، ۱۳۹۲ و ۱۳۹۸) شهرت جهانی داشته و خصوصیات منحصر به فردی دارند. هدف از این مقاله، بررسی نحوه تشکیل و منشأ تراورتن مجدر با استفاده از داده‌های ایزوتوپ پایدار کربن و اکسیژن است.

جایگاه زمین‌شناسی ناحیه

از نظر جغرافیایی گستره مورد مطالعه در استان اردبیل و در ۵۵ کیلومتری جنوب شرق اردبیل در مسیر ارتباطی اردبیل به خلخال در مجاورت روستای مجدر قرار دارد (شکل ۱).

این گستره بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی ایران (آقاناتی، ۱۳۸۳) در روی پهنه البرز غربی-آذربایجان و همچنین بر طبق نقشه زیر تقسیمات اصلی تکتونیکی ایران (Stocklin, 1977) در پهنه آتشفشانی ترشیر-کواترن واقع می‌شود. واحدهای آتشفشانی ائوسن متشکل از



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه و راه‌های ارتباطی آن و تصویر هوایی از روستای مجدر و نهشته‌های تراورتن مجاور آن

در هزار برای $\delta^{18}\text{O}$ است. نتایج نمونه‌ها طبق رابطه ۱ نسبت به استاندارد مرجع سنجیده شده و برحسب در هزار (%) بیان شده‌اند:

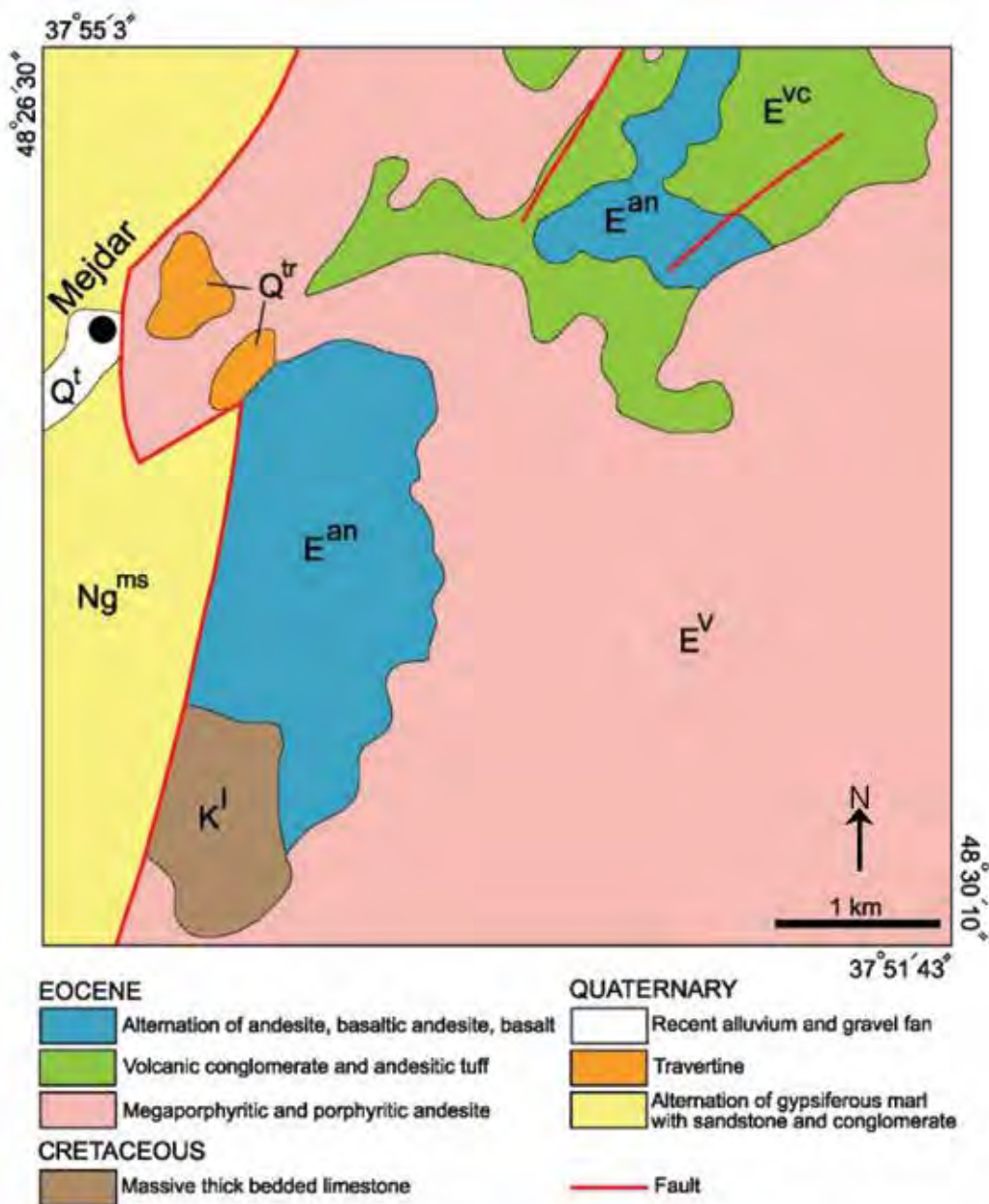
رابطه ۱.

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Sample}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Standard}}} - 1 \right] (1000)$$

برای $\delta^{13}\text{C}$ استاندارد مرجع^۱ VPDB است و برای $\delta^{18}\text{O}$

1. Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB)

برای مطالعه ایزوتوپ پایدار کربن و اکسیژن انتخاب شدند. نمونه‌ها پس از پودر شدن به دانشگاه فلورانس در ایتالیا ارسال شدند. نمونه‌ها تحت تأثیر اسید فسفریک در دمای بالای ۲۵ درجه سانتی‌گراد قرار گرفتند تا گاز CO_2 متصاعد شده از هر نمونه توسط دستگاه طیف‌سنج جرمی اندازه‌گیری شود. اندازه‌گیری با استفاده از دستگاه Finnigan MAT-۲۵۰ صورت گرفت و دقت آن ۰/۰۵ در هزار برای $\delta^{13}\text{C}$ و ۰/۱



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده مجدر (با تغییرات از حاجی‌علیلو و رضایی، ۱۳۸۰)

نتایج تجزیه ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن نمونه‌ها از دو توده تراورتن در گستره مجدر در جدول ۱ ارائه شده است. نمونه‌های A و B به ترتیب متعلق به تراورتن شمالی و جنوبی هستند.

استاندار مرجع علاوه بر VPDB استاندارد SMOW^۱ می‌باشد (آدابی، ۱۳۹۰) که در رابطه ۱ به جای $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ مقادیر $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ جایگزین می‌شود. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ بر مبنای استاندارد SMOW طبق رابطه ۲ (Pentecost, 2005) محاسبه شده و برحسب در هزار بیان شده‌اند: رابطه ۲.

$$\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW}) = 1.0309 \delta^{18}\text{O}(\text{VPDB}) + 30.92$$

1. Standard Mean oceanic Water (SMOW)

جدول ۱. نتایج تجزیه ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن نمونه‌ها از دو توده تراورتن مجدر

نمونه	$\delta^{13}\text{C}(\text{VPDB})$ ‰	$\delta^{18}\text{O}(\text{VPDB})$ ‰	$\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})$ ‰	$\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ ‰
Tra-A1	+6.54	-7.20	+25.95	-2.65
Tra-A2	+6.15	-10.04	+21.91	-3.12
Tra-A3	+7.14	-9.22	+22.73	-1.93
Tra-A4	+5.98	-8.47	+23.48	-3.32
Tra-A5	+6.07	-7.89	+24.06	-3.21
Average	+6.37	-8.56	+23.63	-2.85
Tra-B1	+6.49	-9.12	+22.83	-2.71
Tra-B2	+6.74	-8.54	+23.41	-2.41
Tra-B3	+7.22	-11.14	+20.81	-1.83
Tra-B4	+7.18	-7.45	+24.50	-1.88
Tra-B5	+5.25	-8.71	+23.24	-4.20
Average	+6.57	-8.99	+22.95	-2.61

بحث

تخلخل و شکستگی فراوان، استخراج آن را مقرون به‌صرفه نمی‌کند. تراورتن‌ها دارای لایه‌بندی افقی هستند و حداکثر ضخامت آنها ۴۵ متر است. تراورتن‌ها در سطح دارای لایه‌بندی مشخص با تخلخل بالا است درحالی‌که در عمق حالت توده‌ای و متراکم دارند (شکل ۳).

نهشته‌های تراورتنی به رنگ لیمویی و قرمز در نزدیکی روستای مجدر و در مجاورت گسل اصلی ناحیه تشکیل شده‌اند. نهشته شمالی به مقدار قابل توجهی استخراج شده است اما محدود بودن ضخامت نهشته جنوبی، همراه با

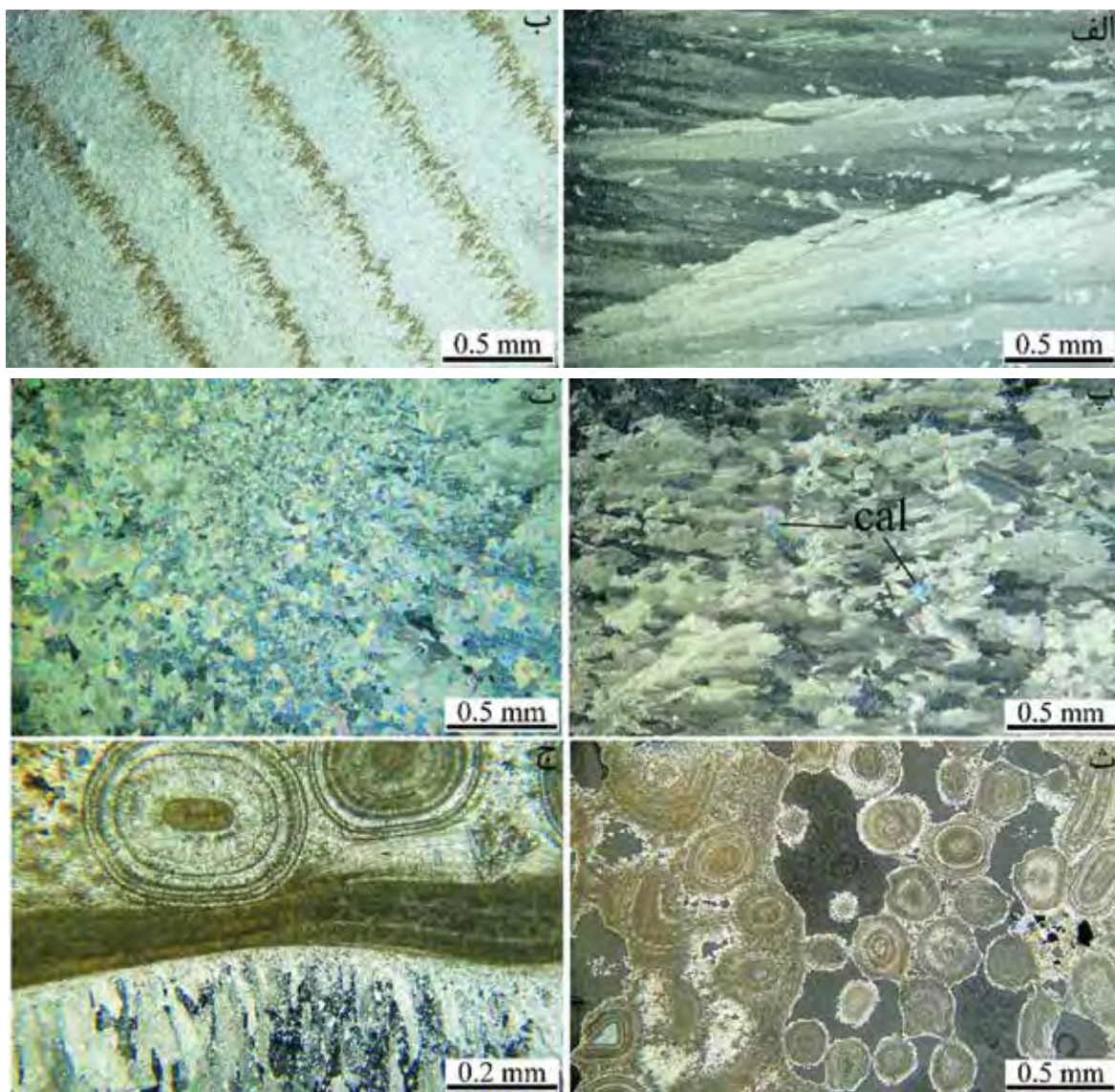


شکل ۳. تعدادی از نمونه‌های برداشت شده از نهشته‌های تراورتن در سطح با ساختار لایه‌ای، دروزی و نواری متحدالمرکز

کرینات‌های کلسیم دارای بافت لایه‌ای، توده‌ای و آئیدی هستند (شکل ۴).

تراورتن‌ها دارای شکل‌های متنوعی هستند و بر اساس معیارهای مختلفی رده‌بندی می‌شوند. به‌طور کلی فرآیند ته‌نشست، ژئوشیمی دی‌اکسید کربن، فابریک و ریخت‌شناسی مهم‌ترین ویژگی‌هایی هستند و بر مبنای آنها رده‌بندی تراورتن‌ها صورت می‌گیرد (صالحی و محمدی سیانی، ۱۳۹۲). گروه کرینات‌ها همگی دامنه وسیعی از تغییرات ایزوتوپ کربن $\delta^{13}C_{(VPDB)}$ (+۱۵‰ تا -۲۵‰) و ایزوتوپ اکسیژن $\delta^{18}O_{(SMOW)}$ (+۳۵‰ تا ۰‰) را به

تراورتن‌ها می‌توانند از هر دو کانی کلسیت و آراگونیت تشکیل شوند. به‌طور ترجیحی کلسیت از سیالات با دمای پایین‌تر و آراگونیت از سیالات با دمای بالاتر ترسیب می‌شوند (Fouke et al., 2000; Pentecost, 2005). بر اساس دمای آب، کلسیت از سیالات با دمای پایین‌تر از ۳۰ درجه، کلسیت به همراه آراگونیت از سیالات با دمای ۳۰ تا ۴۳ درجه و آراگونیت تنها از سیالات با دمای بالاتر از ۴۴ درجه رسوب می‌کنند (Fouke et al., 2000). مطالعه مقاطع نازک نشان‌دهنده ترکیب غالب آراگونیتی تراورتن‌ها هستند و به‌طور محدود در برخی مناطق به کلسیت تبدیل شده‌اند.



شکل ۴. مقاطع نازک تهیه شده از توده تراورتن، الف) بلورهای تیغه‌ای آراگونیت با آرایش بادبزنی، ب) نواربندی متناوب بلورهای آراگونیت با اکسیدهای آهن، پ) زمینه متشکل از بلورهای آراگونیت که در برخی نقاط به کلسیت تبدیل شده‌اند، ت) زمینه متشکل از بلورهای دانه‌ای کلسیت، ث) آئیدهای کرینات کلسیم، ج) مرز مشخص میان بلورهای آراگونیت در پایین و آئیدهای کرینات‌های کلسیم در بالا

نمایش می‌گذارند (Pentecost, 2005). تراورتن‌ها نسبت به $\delta^{13}\text{C}$ غنی‌شدگی نسبی نشان داده و این ویژگی یکی از ابزارهای مورد استفاده در تمایز آنها از دیگر سنگ‌های کربناتی است (Pedley, 2009). همچنین فرآیند تفکیک ایزوتوپی کربن و اکسیژن در نهشته‌های تراورتن مهم است. زیرا این تفکیک، اطلاعاتی را در مورد منبع دی‌اکسید کربن، شرایط فیزیوشیمیایی ترسیب (نخ درجه حرارت) و تأثیر فرآیندهای زیستی بیان می‌کند. با توجه به اینکه دی‌اکسید کربن موجود برای تشکیل تراورتن ممکن است از منابع گوناگونی همچون کربن‌زدایی سنگ‌آهک، گاززدایی جبهه، هیدرولیز و اکسیداسیون کربن احیایی مشتق شده باشد،

تفسیر نشانه‌های ژئوشیمیایی تراورتن‌ها نیاز به توجه خاص دارد (Pentecost, 2005). تراورتن‌ها را بر اساس ژئوشیمی عنصری، منشأ گاز دی‌اکسید کربن و ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار، به دو گروه درون‌زاد یا ترموزن^۱ و برون‌زاد یا متئوزن^۲ تقسیم می‌کنند (Mohammadi et al. 2020; Jones and Renaut, 2010). مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن برای شناسایی تراورتن از سال ۱۹۵۰ منشأ آغاز شد (Kele et al., 2003). برای تعیین منشأ و نوع تراورتن، تجزیه ژئوشیمیایی ایزوتوپ پایدار نقش اساسی را ایفا می‌کند. در جدول ۲ مشخصات هر دو گروه تراورتن ارائه شده است.

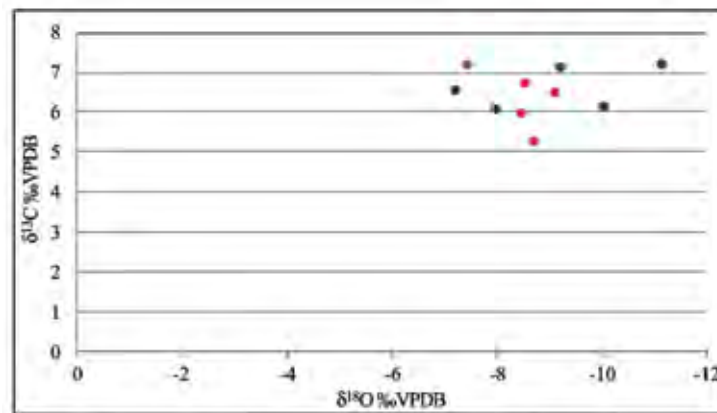
جدول ۲. مشخصات تراورتن‌های ترموزن و متئوزن (Turi, 1986; Pentecost, 1995)

تراورتن نوع ترموزن	تراورتن نوع متئوزن
مرتبط با عوامل آب و هوایی	مرتبط با محیط‌های زمین‌گرمایی
$-11\% < \delta^{13}\text{C}(\text{VPDB}) < 0\%$	$-4\% < \delta^{13}\text{C}(\text{VPDB}) < +8\%$
دارای تمرکز بالایی از کربن آلی	دارای تمرکز بالایی از کربن غیر آلی
سیال مادر با درجه حرارت پایین	سیال مادر با درجه حرارت بالا
نخ پایین رسوب‌گذاری (کمتر از ۱۰ میلی‌متر در سال)	نخ بالای رسوب‌گذاری (بیشتر از ۱۰ میلی‌متر در سال)
لایه‌بندی‌های ظریف فصلی، حفرات زیاد و ساخت‌های متخلخل	شواهد گاززدایی سریع: ایجاد بلورهای حبابی شکل و شعاعی
همواره مرتبط با آب و جریان‌های آشفته (شبه آبشارها)	همواره مرتبط با فعالیت‌های تکتونیکی یا آتشفشانی حاضر یا گذشته
بستگی و وسعت رسوبات به میانگین سالانه ته‌نشست، درجه حرارت و تخلخل خاک	

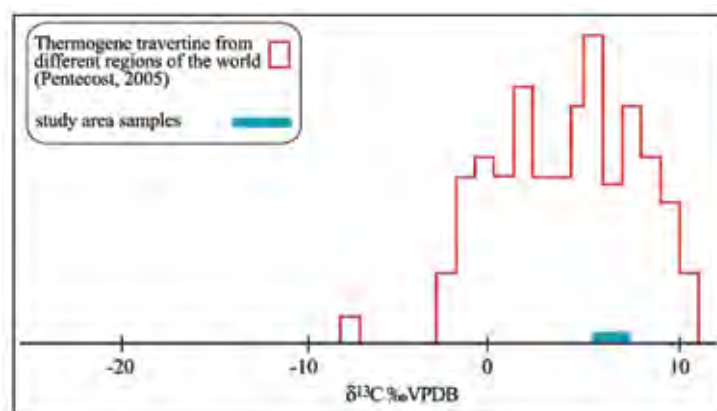
نهشته‌های تراورتن مجدر دارد. همچنین این دامنه تغییرات با نمودار توزیع $\delta^{13}\text{C}_{(\text{VPDB})}$ در تراورتن‌های ترموزن از نقاط مختلف جهان به‌طور کامل انطباق دارند (شکل ۶). مقادیر بالای $\delta^{13}\text{C}$ می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط سیال با منشأ عمیق CO_2 مرتبط با کربن‌زدایی کربنات‌ها، فرآیندهای حرارتی، دگرگونی و ماگمایی و یا انتشار CO_2 حاصل از ولکانسیسم فعال باشد (Karaisaoglu and Orhan 2018; Teboul et al. 2016; Beradi et al. 2016). همچنین مقادیر بالای $\delta^{13}\text{C}$ در برخی تراورتن‌ها نتیجه افزایش فرآیندهای گاززدایی CO_2 و یا وجود آب‌های سطحی و زیرزمینی غنی از ^{13}C است (Ibrahim et al., 2017; Turi, 1986).

مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن در تراورتن‌ها در نتیجه عواملی نظیر دمای آب، سرعت جریان، فاصله از چشمه و فعالیت‌های زیستی می‌تواند تغییر کند. همان‌گونه که در جدول ۱ مشاهده می‌شود، دامنه تغییرات مقادیر ایزوتوپ $\delta^{13}\text{C}_{(\text{VPDB})}$ نمونه‌ها از $+5/25\%$ تا $+7/22\%$ متغیر است و میانگین آنها $+6/47\%$ می‌باشد. همچنین تغییرات مقادیر ایزوتوپ $\delta^{18}\text{O}_{(\text{VPDB})}$ نمونه‌ها دامنه‌ای از $-7/20\%$ تا $-11/14\%$ نشان داده و میانگین آنها $-8/77\%$ است. با توجه به شکل ۵ مقادیر و دامنه تغییرات $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ دو توده تراورتن نزدیک هم می‌باشد و در یک محدوده قرار دارند. علاوه بر این، مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ که بر اساس رابطه ۲ محاسبه شده است، تغییراتی از $+20/81\%$ تا $+24/50\%$ نشان داده و میانگین آنها $+23/29\%$ است. مقادیر مثبت ایزوتوپ $\delta^{13}\text{C}_{(\text{VPDB})}$ نمونه‌ها دلالت بر ترموزن بودن

1. Thermogene
2. Meteogene



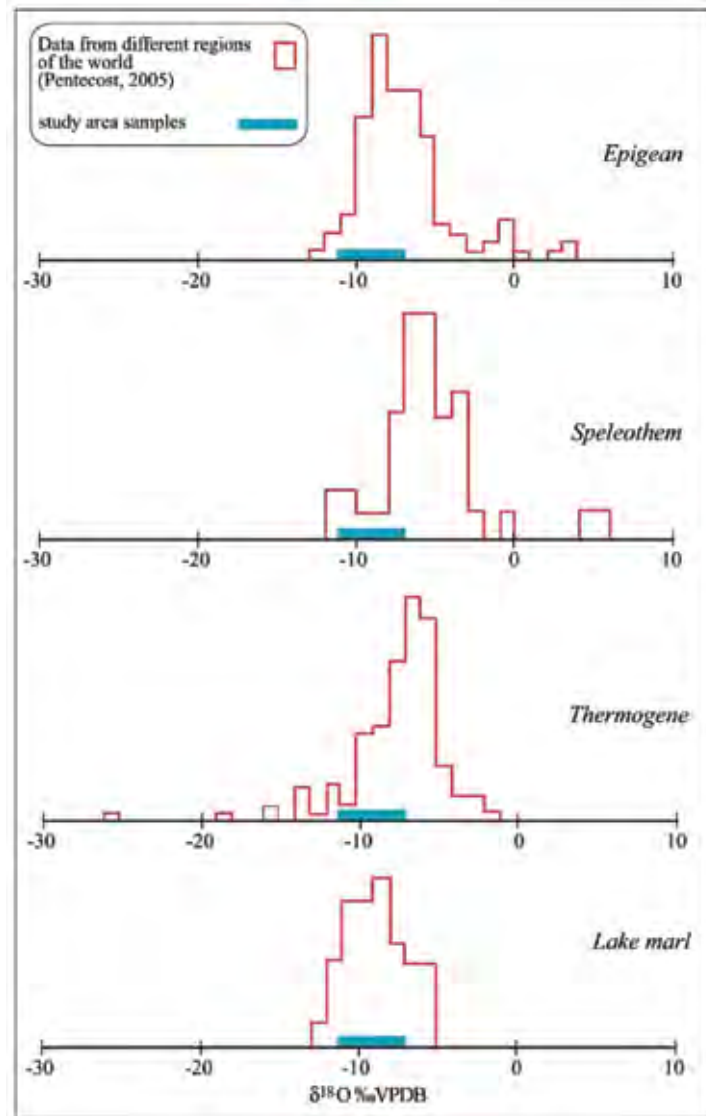
شکل ۵. نمودار تغییرات ترکیب ایزوتوپی $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ دو توده تراورتن در گستره مجدر، نقاط آبی مربوط به توده شمالی و قرمز مربوط به توده جنوبی هستند



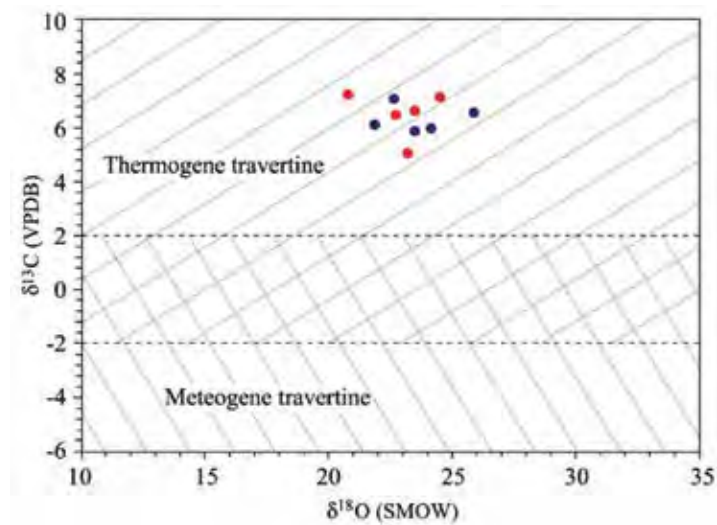
شکل ۶. توزیع مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ در تراورتن‌های ترموزن از مناطق مختلف جهان و دامنه تغییرات آن در تراورتن‌های گستره مجدر

آب‌های ناحیه‌ای عمیق دارای دامنه تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ بین -5% تا -8% هستند (Hoefs, 2004) که با توجه به مقدار میانگین $\delta^{18}\text{O}_{(\text{VPDB})}$ ($-8/77\%$) به نظر می‌رسد آب چشمه تراورتن‌ساز در گستره مجدر مرتبط با سیالات عمقی باشند. به‌منظور تعیین نوع تراورتن با استفاده از داده‌های ایزوتوپ اکسیژن می‌توان از مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ محاسبه شده بر اساس رابطه ۲ در مقابل $\delta^{13}\text{C}_{(\text{VPDB})}$ استفاده کرد (شکل ۸). همان‌طور که در شکل ۸ مشخص است تراورتن‌های صرفاً ترموزن دارای مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ بالای $+2$ هستند. بنابراین تمامی نمونه‌های برداشت شده از تراورتن‌های مجدر (جدول ۱) دارای $\delta^{13}\text{C}$ بالا و سنگین هستند. با توجه به شکل ۸ رسم داده‌های ایزوتوپی به دست آمده و محاسبه شده از محدوده مجدر منطبق با تراورتن‌های ترموزن است.

مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{(\text{VPDB})}$ به دلیل تغییرات در ترکیب و دمای آب، غلظت کربن و گونه‌یونی (H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-}) دامنه گسترده‌ای دارد (Kele et al., 2008). دامنه تغییرات $\delta^{18}\text{O}_{(\text{VPDB})}$ نمونه‌های مطالعه شده علاوه بر تراورتن‌های ترموزن، با مقادیر سایر کربنات‌های آب شیرین نظیر متوزن، اسپلتوم و مارن دریاچه‌ای نیز انطباق دارد (شکل ۷). به همین دلیل تفسیر داده‌های $\delta^{18}\text{O}$ به دلیل امکان تبادل اکسیژن موجود در ساختمان کربنات‌ها با اکسیژن مولکول‌های آب تا حدودی پیچیده‌تر از تفسیر داده‌های $\delta^{13}\text{C}$ است (Pentecost, 2005). مقادیر پایین 18O با فرآیند تبخیر ضعیف و دمای بالای آب در هنگام تشکیل تراورتن مرتبط است. همچنین کاهش مقدار 18O در نهشته‌های ترموزنی می‌تواند در نتیجه تبادل ایزوتوپی با سنگ میزبان صورت بگیرد (Fritz, 1968). به‌طور معمول



شکل ۷. توزیع مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در کربنات‌های آب شیرین از مناطق مختلف جهان و دامنه تغییرات آن در تراورتن‌های گستره مجدر



شکل ۸. نمودار مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) در مقابل $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) نقاط آبی مربوط به توده شمالی و قرمز مربوط به توده جنوبی هستند (Pentecost, 2005)

منشاء دی‌اکسید کربن در تشکیل تراورتن

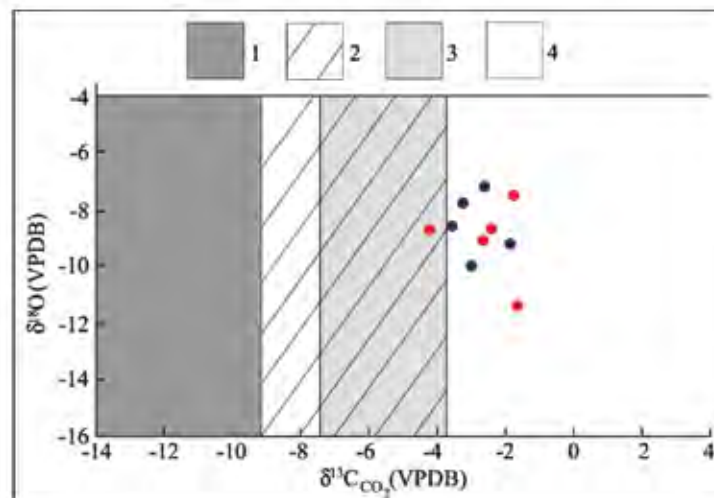
ترسیب کلسیت نتیجه کاهش pH حاصل از خروج CO₂ در ضمن به تعادل رسیدن سیال با اتمسفر است (Rodrigo-Naharro et al., 1992; Naharro et al., 2013). به نظر می‌رسد تشکیل تراورتن با تأثیر از دو عامل اصلی است: (۱) کاهش سریع فشار هیدرواستاتیک و pCO₂ در نتیجه یک فرآیند گاززدایی سریع و (۲) فعالیت میکروپها و جلبک‌ها (Rodrigo-Naharro et al., 2013). تراورتن‌های ترموزن همواره حاوی برخی از حامل‌های جوی هستند و در ارتباط با انحلال سنگ‌آهک در سیستم‌های هیدروژئولوژیکی عمقی می‌باشند و حجم زیاد دی‌اکسید کربن آنها از فرآیندهای حرارتی درون زمین یا حتی از زیر پوسته زمین منشأ می‌گیرد (Jones and Renaut, 2010; Kele et al., 2011; Beradi et al., 2016). با وجود این، انواع مختلفی از سایر سنگ‌ها می‌توانند به‌عنوان منشأ عناصر سازنده تراورتن‌ها نقش داشته باشند. مطالعات بسیاری نشان داده‌اند، سنگ‌های آذرین نظیر بازالت، ریولیت، کربناتیت، الترامافیک، سینیت و گرانیت و سایر سنگ‌های رسوبی نظیر آهک، دولومیت، سنگ‌های تبخیری و مارن نیز می‌توانند به‌عنوان منشأ کلسیم و سایر عناصر سازنده تراورتن‌ها ایفای نقش کنند (Teboul et al., 2016).

از داده‌های ایزوتوپی می‌توان برای تعیین منشأ CO₂ در تراورتن‌ها استفاده کرد. برای این منظور باید $\delta^{13}\text{C}$ دی‌اکسید

کربن بر اساس رابطه ۳ محاسبه شود (Panichi and Tongiorgi, 1976; Kele et al., 2011). بر اساس این رابطه، $\delta^{13}\text{C}$ دی‌اکسید کربن آزاد شده از آب در هنگام رسوب تراورتن را می‌توان از مقادیر اندازه‌گیری شده $\delta^{13}\text{C}$ تراورتن به دست آورد (Kele et al., 2003; Minissale, 2004).

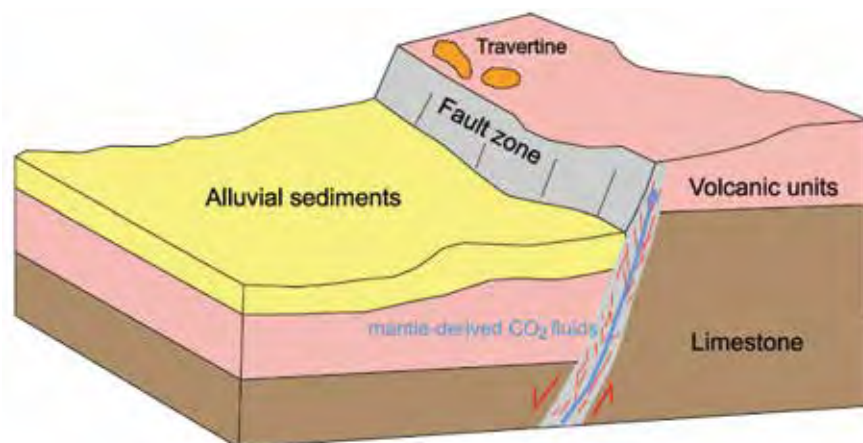
$$\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2) = 1.2 \delta^{13}\text{C}(\text{Travertine}) - 10.5$$

دامنۀ تغییرات مقادیر $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ با توجه به نتایج به دست آمده بر اساس رابطه ۳ از $-1/83\%$ تا $-4/2\%$ متغیر می‌باشد و میانگین آنها $-2/73\%$ است (جدول ۱). دگرگونی حرارتی سنگ‌های آهکی (Hoefs, 2009, $\delta^{13}\text{C} \sim 0\%$)، اتمسفر (Pentecost, 2005, $-7\% \sim \delta^{13}\text{C}$)، ترکیبات آلی (Hoefs et al., 1974, $\delta^{13}\text{C} \sim -20\%$; Deines et al., 2009) و کربن ماگمایی-گوشته‌ای ($-8\% < \delta^{13}\text{C} < -3\%$) (Caracausi et al., 2015) منابع احتمالی برای منشأ CO₂ در سیال کانی‌ساز هستند. همچنین مقادیر $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ بین 3% تا 8% نشانگر منشأ غیر آلی و ماگمایی CO₂ در سیال کانی‌ساز می‌باشد و از پوسته مشتق شده است درحالی‌که مقادیر منفی‌تر نشان دهنده منشأ آلی CO₂ است (Hoefs, 2004). با توجه به مقدار میانگین $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ می‌توان منشأ CO₂ را به فرآیندهای ماگمایی نسبت داد. همچنین بر طبق نمودار شکل ۹ که منتج شده از مقادیر داده‌های $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ و $\delta^{18}\text{O}_{(\text{VPDB})}$ است نیز CO₂ مرتبط



شکل ۹. نمودار مقادیر $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ در برابر $\delta^{18}\text{O}_{(\text{VPDB})}$ (Milivojevic, 2003) برای CO₂ آلی و ارگانیک (۱)، CO₂ ماگمایی-درون‌زادی (۲)، CO₂ ماگمایی-درون‌زادی (Blavoux et al., 1982) (۳)، CO₂ ماگمایی-درون‌زادی (Fournier, 1989) (۴)، CO₂ تولید شده به‌وسیله هیدرولیز سنگ‌های کربناته

- با فرآیندهای درون‌زادی است. به این ترتیب سیالات گرمایی حاوی CO_2 پس از چرخش درون واحد آهکی موجود در گستره و واکنش با آن، یون بی‌کربنات کلسیم لازم برای تشکیل تراورتن را فراهم کرده‌اند (رابطه ۴ و ۵ و شکل ۱۰).
- رابطه ۴. $\text{CaCO}_2(\text{Limestone}) + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$
- رابطه ۵. $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 = \text{CaCO}_3(\text{Travertine}) + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$



شکل ۱۰. انگاره بیانگر ارتباط میان ترسیب نهشته‌های تراورتن با صعود سیالات گرمایی حاوی CO_2 از میان واحد آهکی از طریق مجرای گسلی

نتیجه‌گیری

آنها را فراهم نموده و با کربن‌زدایی کربنات‌ها یون بی‌کربنات لازم برای تشکیل تراورتن‌ها را تأمین کرده است. به نظر می‌رسد که سیستم گسلی به‌عنوان مجرای برای مهاجرت و صعود سیالات حاوی بی‌کربنات کلسیم به سمت سطح زمین عمل کرده است.

منابع

- آدابی، م.، ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آریز زمین، چاپ دوم، ۴۷۶.
- آقائباتی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- امامی، م.ه.، ۱۳۷۹. ماگماتیسم در ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۲۲.
- حاجی‌علی‌لو، ب. و رضایی، ج.، ۱۳۸۰. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ کیوی. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- تقی‌پور، ک.، خطیب، م.م.، هیهات، م.ر.، واعظی هیر، ع. و شبانیان، ا.، ۱۳۹۸. نقش کنترل‌کننده‌های ساختاری در هیدروژئوشیمی چشمه‌های تراورتن‌ساز منطقه آذرشهر، آذربایجان، شمال باختر ایران. زمین‌شناسی ایران، ۱۳(۵۲)، ۱۰۵-۱۲۱.

با توجه به شباهت نزدیک ترکیب ایزوتوپی نمونه‌های هر دو توده تراورتن، به نظر می‌رسد که هر دو آنها متعلق به یک توده واحد است و فقط توسط دره رودخانه‌ای به‌مرور زمان فرسایش یافته و تشکیل دو توده مجزا را داده‌اند. نتایج حاصل از بررسی مطالعات ایزوتوپی ($\delta^{13}\text{C}(\text{travertine})$) دلالت بر ترموزن بودن تراورتن‌های مجدر دارد. همچنین مقادیر $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ محاسبه شده برای نمونه‌ها نشان‌دهنده مرتبط بودن منشأ CO_2 با فرآیندهای عمقی و درون‌زادی دارد. آراگونیتی بودن تراورتن‌ها حکایت از تشکیل آنها در دمای بالاتر از ۴۴ درجه دارد. با توجه به تشکیل اغلب تراورتن‌های ترموزن در مناطق آتشفشانی جوان و یا به‌شدت فعال تکتونیکی جدید، می‌توان فعالیت گرمایی انجام شده در پهنه که با ایجاد دگرسانی و کانی‌سازی در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن همراه هستند را نیز به‌عنوان یک دلیل میدانی برای ترموزن بودن تراورتن‌ها در کنار نتایج حاصل از مطالعات ایزوتوپی مطرح کرد. تصور می‌شود که حضور واحدهای آهکی در منطقه و همبری آنها با سیستم گسلی، امکان نفوذ و چرخش سیالات گرمایی حاوی CO_2 در داخل

- Fouke, B.W., 2011. Hot-spring systems geobiology: Abiotic and biotic influences on travertine formation at Mammoth hot springs, Yellowstone National Park, USA. *Sedimentology*, 58, 1, 170-219.
- Fouke, B.W., Farmer, J.D., Des Marais, D.J., Pratt, L., Sturchio, N.C., Burns, P.C. and Discipulo, M.K., 2000. Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, USA). *Sedimentary Research*, 70, 3, 565-585.
- Fournier, R.O., 1989. Geochemistry and dynamics of the Yellowstone National Park hydrothermal system. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17, 13-53.
- Fritz, P., 1968. Der Isotopengehalt der Mineralwasserquellen von Stuttgart und Umgebung und ihrer ittel pleistozaenen Travertin-Ab lagerungen. *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins*, 50, 53-69.
- Hoefs, J., 2009. *Stable Isotope Geochemistry*. 6th Edition. Berlin, Germany: Springer-Verlag. 286.
- Hoefs, J., 2004. *Stable Isotope Geochemistry*. 5th Edition. Berlin, Germany: Springer-Verlag. 244.
- Ibrahim, K.M., Makhlof, I.M., El Naqah, A.R. and Al-Thawabteh, S.M., 2017. Geochemistry and stable isotopes of travertine from Jordan Valley and Dead Sea areas, *Minerals*, 7, 5, 82-98.
- Jamtveit, B., Hammer, Ø., Andersson, C., Dysthe, D.K., Heldmann, J. and Vogel, M.L., 2006. Travertines from the Troll thermal springs, Svalbard. *Norwegian Journal of Geology*, 86, 387-395.
- Janssen, A., Swennen, R., Podoor, N. and Keppens, E., 1999. Biological and diagenetic influence in recent and fossil tuffa from Belgium. *Sedimentary Geology*, 126, 74-95.
- تقی‌پور، ک. و محجل، م.، ۱۳۹۲. ساختار و نحوه تشکیل پشته‌های تراورتن در منطقه آذرشهر، آذربایجان، شمال باختر ایران. *زمین‌شناسی ایران*، ۷(۲۵)، ۳۳-۱۵.
- صالحی، ل. و محمدی‌سیانی، م.، ۱۳۹۲. مطالعات ژئوشیمیایی ایزوتوپ پایدار کربن و اکسیژن در نهشته‌های تراورتن محلات (جنوب شرق اراک). *زمین‌شناسی ایران*، ۷(۲۱)، ۴۰-۳۱.
- Berardi, G., Vignaroli, G., Billi, A., Rossetti, F., Soligo, M., Kele, S., Baykara, M., Bernasconi, S.M., Castorina, F., Tecce, F. and Shen, C., 2016. Growth of a Pleistocene giant carbonate vein and nearby thermogene travertine deposits at Semproniano, southern Tuscany, Italy: Estimate of CO₂ leakage. *Tectonophysics*, 690, 219-239.
- Blavoux, B., Dazy, J. and Sarrot, J., 1982. Information about the origin of thermomineral waters and gas by means of environmental isotopes in eastern Azerbaijan, Iran, and southeast France. *Journal of Hydrology*, 56, 23-38.
- Brogi, A. and Capezzuolli, E., 2009. Travertine deposition and faulting: the fault-related travertine fissureridge at Terme S. Giovanni, Rapolano Terme (Italy). *International Journal of Earth Sciences*, 98, 931-947.
- Caracausi, A., Paternoster, M. and Nucio, P.M., 2015. Mantle CO₂ degassing at Mt. Vulture Volcano (Italy): relationship between CO₂ outgassing of volcanoes and the time of their last eruption. *Earth and Planetary Science Letter*, 411, 268-280.
- Deines, P., Langmuir, D. and Harmon, R.S., 1974. Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate groundwaters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 7, 1147-1164.
- Dreybrodt, W., Buhmann, D., Michaelis, J. and Usdowski, E., 1992. Geochemically controlled calcite precipitation by CO₂ outgassing: Field measurements of precipitation rates in comparison to theoretical predictions. *Chemical Geology*, 97, 3-4, 285-294.

- Jones, B. and Renaut, R.W., 2010. Calcareous spring deposits in continental settings. In: *Developments in Sedimentology*. In: Alonso-Zarza A. M. and Tanner L.H. (Eds.) *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes*, Elsevier, Amsterdam, 177-224.
- Karaisaoglu, S. and Orhan, H., 2018. Sedimentology and geochemistry of the Kavakköy Travertine (Konya, central Turkey). *Carbonates and Evaporites*, 33, 3, 783-800.
- Kele, S., Özkul M. and Fórizs I., 2011. Stable isotope geochemical study of Pamukkale travertines: New evidences of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation. *Sedimentary Geology*, 238, 1-2, 191-212.
- Kele, S., Demény, A., Siklósy, Z., Németh, T., Tóth, M. and Kovács, M.B., 2008. Chemical and stable isotope compositions of recent hot-water travertines and associated thermal waters, from Egerszalók, Hungary: depositional facies and non-equilibrium fractionations. *Sedimentary Geology*, 211, 3-4, 53-72.
- Kele, S., Vaselli O., Szabó C. and Minissale, A., 2003. Stable isotope geochemistry of Pleistocene travertine from Budakalász (Buda Mts, Hungary). *Acta Geologica Hungarica*, 46, 2, 161-175.
- Lescuyer, J.L. and Riou, R., 1976. Géologie de la région de Mianeh (Azerbaïdjan). Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de l'Iran. Thèse 3 ème cycle. Grenoble, 233.
- Lotfi Bakhsh, A., 2019. Characteristics of supergene alteration in Binamar Area, Ardabil, NW Iran. *Journal of Multidisciplinary Engineering Science Studies*, 5, 3, 2535-2539.
- Lotfi Bakhsh, A., 2018. Mineralogy and geochemical characteristics of the propylitic alteration in Mejdardar Area, Ardabil, NW Iran. *Journal of Multidisciplinary Engineering Science Studies*, 4, 12, 2330-2335.
- Milivojevic, M., 2003. Carbogaseous mineral water in Serbia and BiH as indicator of deep hydrogeothermal resources. *International Geothermal Association, European Geothermal Conference*, Szeged, 1-8.
- Minissale, A., 2004. Origin, transport and discharge of CO₂ in central Italy. *Earth-Science Reviews*, 66, 89-141.
- Mohammadi, Z., Claes, H., Capezzuoli, E., Mozafari, M., Soete, J., Aratman, C. and Swennen, R., 2020. Lateral and vertical variations in sedimentology and geochemistry of sub-horizontal laminated travertines (Çakmak quarry, Denizli Basin, Turkey). *Quaternary International*, 540, 146-168.
- Panichi, C. and Tongiorgi, E., 1976. Carbon isotopic composition of CO₂ from springs, fumaroles, mofettes and travertines of Central and Southern Italy: a preliminary prospection method of geothermal area. *Proceedings of the 2nd U.N. Symposium on Development and Use of Geothermal Resources*, 1975: San Francisco, 815-825.
- Pedley, M., 2009. Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments. *Sedimentology*, 56, 1, 221-246.
- Pentecost, A., 2005. *Travertine*. Reader in Geomicrobiology School of Health and Life Sciences King's College London, Springer, ISBN 978-1-4020-3606-4.
- Pentecost, A., 1995. The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia. *Quaternary Science Review*, 1005-1028.
- Rodrigo-Naharro, J., Delgado, A., Herrero, M.J., Granados, A. and Pérez del Villar, L., 2013. Current travertines precipitation from CO₂-rich groundwaters as an alert of CO₂ leakages from a natural CO₂ storage at Gañuelas-Mazarrón Tertiary Basin (Murcia, Spain). *Informes Técnicos Ciemat*, 1279, 1-53.
- Stocklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia,

Mem. Ser. Society of Geology of France, 8, 333-353.

- Teboul, P.A., Durllet, C., Gaucher, E.C., Virgone, A., Girard, J.P., Curie, J., Lopez, B. and Camoin, G.F., 2016. Origins of elements building travertine and tufa: new perspectives provided by isotopic and geochemical tracers. *Sedimentary Geology*, 334, 97-114.

- Turi, B., 1986. *Stable Isotope Geochem-*

istry of Travertine. Handbook of Environmental Isotopic Geochemistry, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 207-208.

- Zhu, T. and Dittrich, M., 2016. Carbonate precipitation through microbial activities in natural environment, and their potential in biotechnology: A review. *Frontiers in Bioengineering and Biotechnology*, 4, 4.

پترولوژی گدازه‌های آکالن در شمال جیرنده (شرق لوشان)

عبدالرضا سلیمانی^۱، شهروز حق نظر^{۲(*)}، منصور وثوقی عابدینی^۳ و سعید حکیمی آسیابری^۴

۱. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، واحد لاهیجان، دانشگاه آزاد اسلامی، لاهیجان، ایران

۲. استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد لاهیجان، دانشگاه آزاد اسلامی، لاهیجان، ایران

۳. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۴. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۴. استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد لاهیجان، دانشگاه آزاد اسلامی، لاهیجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۷/۱۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۸/۰۸

چکیده

در شمال جیرنده و شرق لوشان واقع در کوهستان جنوب البرز مرکزی یکسری سنگ‌های آتشفشانی به صورت دگرشیب بر روی آهک‌های ائوسن میانی جایگزین شده‌اند. این سنگ‌ها دارای خصوصیات آکالن از نوع لامپروفیر هستند و برای اولین بار مورد بررسی پترولوژی این تحقیق قرار می‌گیرند. بافت این سنگ‌ها پورفیریک تا میکروپورفیریک با خمیره میکروولیتی می‌باشد. فنوکریست‌ها و میکروفنوکریست‌های نمونه‌های برداشت شده همه از نوع الیوین، پیروکسن‌های آکالن و بیوتیت می‌باشند و در خمیره‌ای متشکل از الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بلورهای بسیار ریز نفلین، آپاتیت و کانی‌های فلزی جایگزین شده‌اند. بررسی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها حاکی از آن است، این سنگ‌ها از نوع لامپروفیرهای آکالن هستند و ماگمای آنها حاصل ذوب بخشی بسیار جزئی یک منبع گوشته آستوسفری مشابه با OIB و در رخساره گارنت لرزولیت می‌باشد و در یک محیط تکتونیکی ریفت درون قاره‌ای جایگزین شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: ایران، پترولوژی، جیرنده، گدازه‌های آکالن، لامپروفیر.

مقدمه

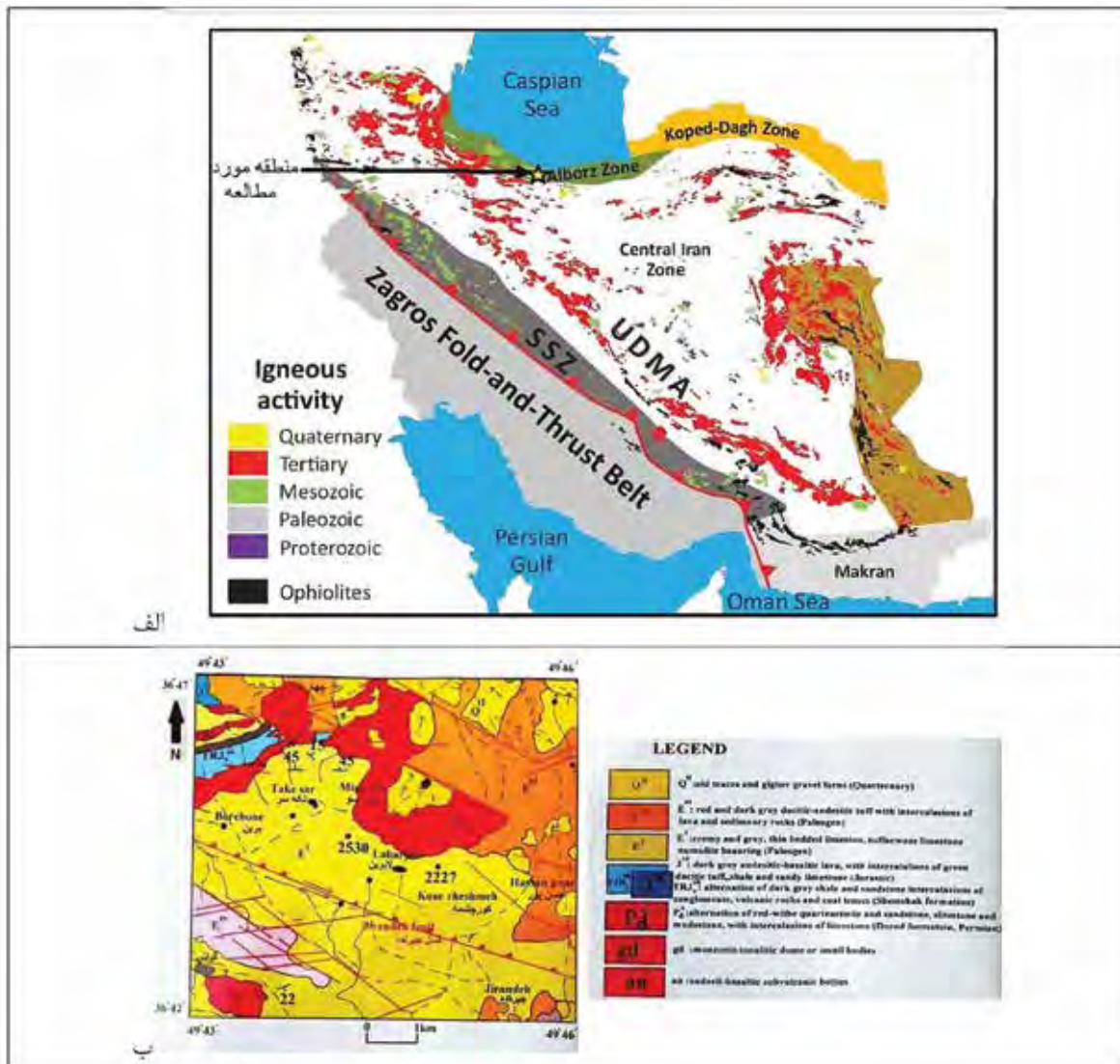
شمال به جنوب به سه پهنه ساختمانی تقسیم شده و بر این اساس سنگ‌های گستره مورد مطالعه در زون جنوبی البرز مرکزی واقع شده است. در این پهنه رسوبات کم‌عمق متعلق به قبل از سنوزوئیک توسط سنگ‌های آتشفشانی بسیار ضخیم سنوزوئیک به‌ویژه ائوسن پوشیده شده است (Stocklin, 1974). انکلنس (Engalence, 1986) پهنه مذکور را گستره ترشیری نامیده است. به‌طور کلی در مورد چگونگی تشکیل سنگ‌ها در رابطه با ماگماتیسیم ترشیری ایران دو نظریه عمده وجود دارد: برخی از پژوهشگران

گدازه‌های مورد مطالعه در استان گیلان، در بخش مرکزی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ جیرنده، شرق رودبار و بین طول‌های جغرافیایی ۴۳°، ۴۹° و ۴۶° شرقی و عرض‌های شمالی ۳۶° ۴۲' و ۳۶° ۴۷' واقع شده و بخشی از پهنه جنوبی البرز مرکزی می‌باشد (شکل ۱-الف و ب). سن واحدهای سنگی پهنه‌ای که گدازه‌های مورد مطالعه در آن قرار دارد از پالئوزوئیک تا عهد حاضر است (قلمقاش، ۱۳۸۱). بر اساس نظر اشتوکلین سلسله کوه البرز از

* نویسنده مرتبط: sh_haghnazar@yahoo.com

ماگماتیسم سنوزوئیک را ناشی از فرورانش نفوتتیس و برخورد ایران و عربستان می‌دانند (معین وزیری، ۱۳۸۷). اما برخی پژوهشگران دیگر به وجود کافت‌های درون قاره‌ای معتقد هستند (امامی، ۱۹۸۱).

در این تحقیق سعی شده با بررسی پتروگرافی، ژئوشیمی و ایزوتوپی خصوصیات پترولوژیکی و محیط تکتونیکی تشکیل گدازه‌های مورد مطالعه ارائه شود.



شکل ۱. الف) علامت ستاره محل پهنه مورد مطالعه را بر روی نقشه‌های نشان داده است که بیشتر بر اساس فراوانی سنگ‌های آذرین کل ایران توسط Haghypour and Aghanabati, 1989 تهیه شده است، ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (رسم دوباره از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ جیرنده)

زمین‌شناسی

بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جیرنده برونزد سنگ‌های کل پهنه از قدیم به جدید شامل سنگ‌های رسوبی متعلق به پرمین (سازند درود)، نهشته‌های شیلی و ماسه‌سنگی به سن ژوراسیک زیرین (سازند شمشک)، نهشته‌های کنگلومرایی پالئوسن، واحدهای آهکی به سن انوسن و گدازه‌های بازالتی-آندزیتی به سن انوسن میانی و توده‌های نفوذی از نوع گابرو به سن الیگومیوسن می‌باشد. واحدهای آهکی گسترده‌ای نیمه جنوبی پهنه را در بردارد و حاوی فسیل‌های نومولیت هستند و به سن انوسن زیرین تا میانی مشخص شده‌اند (قلمقاش، ۱۳۸۱). اما مطالعات

نرم افزارهای مناسب مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند.

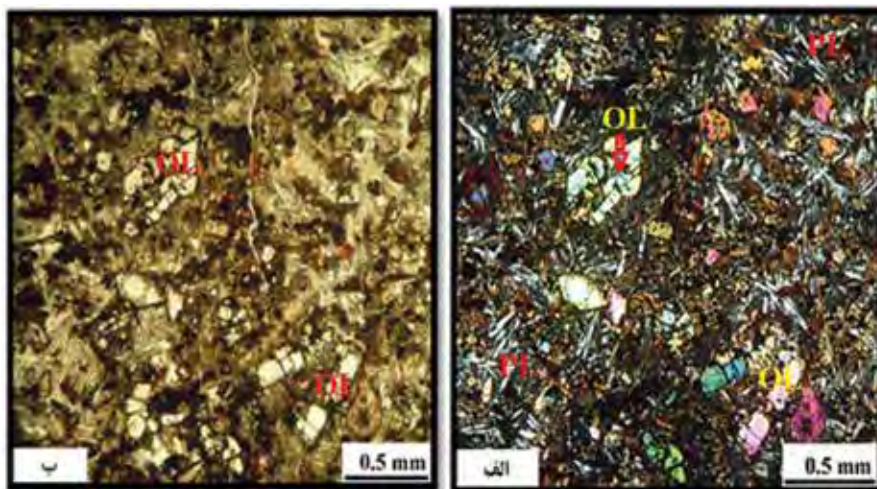
پتروگرافی

بافت غالب سنگ‌های مورد مطالعه پورفیریک تا میکروپورفیریک با خمیره میکروولیتی می‌باشد (شکل‌های ۲ تا ۴). فنوکریست‌ها و میکروفنوکریست‌های این سنگ‌ها کلینوپیروکسن، الیوین، بیوتیت و آپاتیت هستند و در خمیره‌ای شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین، بیوتیت، آمفیبول، بلورهای بسیار ریز نفلین و کانی‌های اپاک جایگزین شده‌اند. کلینوپیروکسن‌ها بیشتر به صورت خود شکل تا نیمه خود شکل هستند و خصوصیات چند رنگی دارند و گاهی به آمفیبول تبدیل شدگی نشان می‌دهند (شکل ۳-الف و ب). این کانی‌ها حاوی ساختمان منطقه‌ای هستند و گاهی دارای هسته‌های سبز رنگ و حاشیه بنفش می‌باشند (شکل ۳-ج و د). این خصوصیات نوری محتوی بالای Na و Ti و ماهیت آلکالن این کانی را تایید می‌کند. الیوین دومین فنوکریست فراوان در این سنگ‌ها می‌باشد و همگی سالم هستند و گاهی از طریق شکستگی‌ها به کانی‌های ثانویه از نوع بولنزیت و کلریت-سریانتین تبدیل شده‌اند (شکل ۲). بعد از الیوین فنوکریست قابل توجه این سنگ‌ها بیوتیت‌های اولیه هستند و به صورت بلورهای به طور کامل سالم به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند. اجزاء خمیره این سنگ‌ها شامل پیروکسن، الیوین، بیوتیت، آمفیبول، بلورهای بسیار

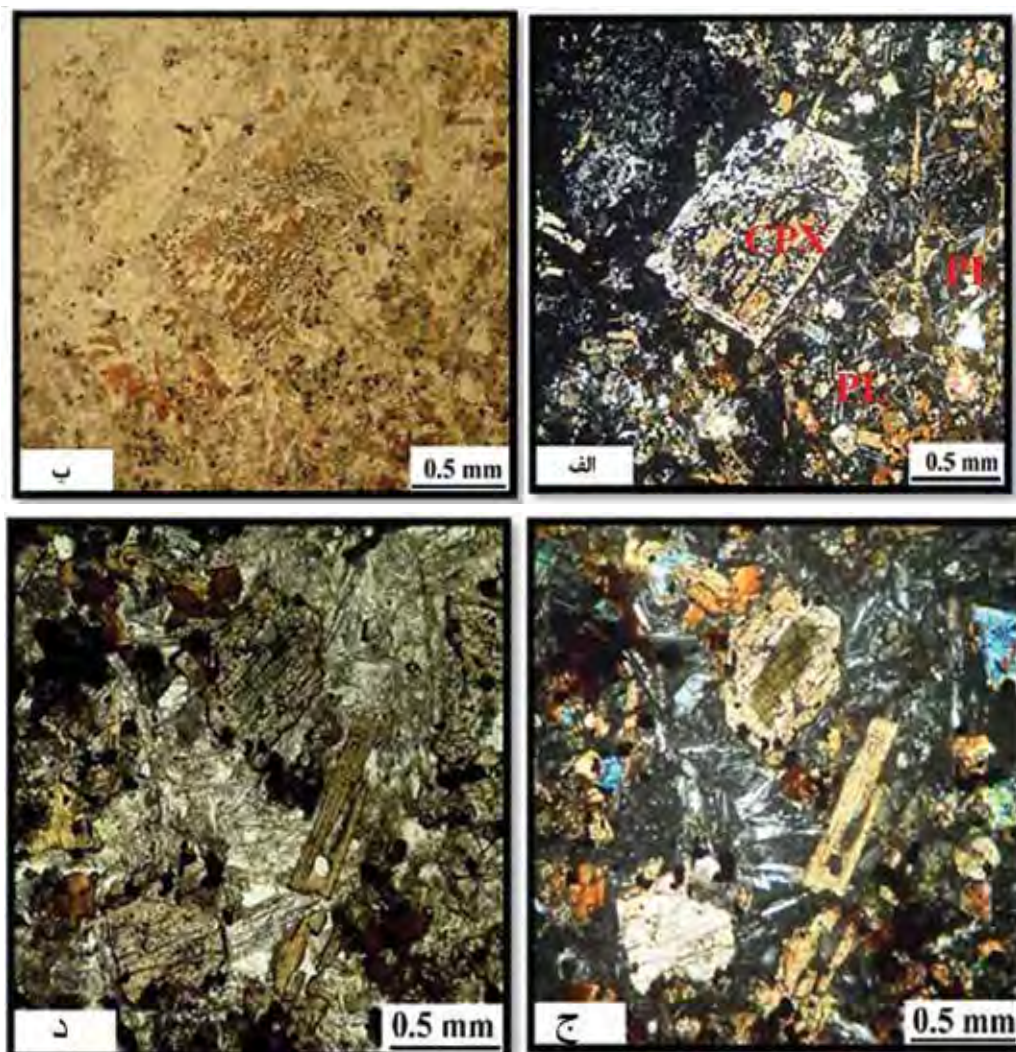
صحرایی این تحقیق نشان داد، علاوه بر سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی نامبرده گدازه‌های جوان‌تری در گستره برون‌زد دارند و به صورت دگرشیب بر روی واحدهای آتشفشانی ائوسن میانی قرار دارند و از نظر ترکیب کانی‌شناسی با واحد ائوسن میانی متفاوت هستند. با توجه به جایگیری این گدازه‌ها به صورت دگرشیب بر روی واحدهای آهکی ائوسن میانی سن آنها بعد از ائوسن و شاید میوسن تا پلیوسن می‌باشد. این گدازه‌های جوان موجود در گستره مورد مطالعه، برای اولین بار در این تحقیق مورد بررسی پترولوژی قرار می‌گیرند.

روش مطالعه

در راستای این پژوهش پس از مطالعات صحرایی از تعداد ۵۰ نمونه از گدازه‌های جوان مقطع نازک تهیه شد و با میکروسکوپ پولاریزان مورد مطالعه پتروگرافی قرار گرفتند. به منظور مطالعات ژئوشیمیایی چون تمام نمونه‌ها به غیر از یکی از آنها از نظر پتروگرافی به طور کامل مشابه بودند فقط تعداد هشت نمونه برای تجزیه عناصر اصلی به روش ICP-AES و هشت نمونه برای تجزیه عناصر فرعی و REE به روش ICP-MS در آزمایشگاه SGS تورنتوی کانادا مورد تجزیه عنصری واقع شدند. دو نمونه از سنگ‌های برداشت شده به منظور مطالعات ایزوتوپ، $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در آزمایشگاه ایزوتوبی دانشگاه ژنو سوئیس مورد تجزیه قرار گرفتند. نتایج حاصل از تجزیه‌های شیمیایی با استفاده از



شکل ۲. بافت پورفیریک تا میکروپورفیریک با خمیره میکروولیتی. فنوکریست‌ها و میکروفنوکریست‌های الیوین و خمیره با میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های دیگر در این شکل به خوبی نمایان است، الیوین از طریق شکستگی‌ها به کانی‌های کلریت-سریانتین تبدیل شده است، (الف) در نور XPL و (ب) در نور PPL



شکل ۳. الف و ب) یک فنوکریست پیروکسن خودشکل که به آمفیبول تبدیل شده است (در نور XPL و PPL)، ج و د) فنوکریست‌های پیروکسن و بیوتیت. پیروکسن با هسته سبز رنگ است (در نور XPL و PPL)

تهیه آنالیز از نمونه‌های بیشتر شباهت کامل سنگ شناسی نمونه‌های برداشت شده بود. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی در جدول ۱ مشاهده می‌شود که تمام نمونه‌ها به غیر از یکی از آنها DB-23 همگی دارای اختلاف ترکیب شیمیایی بسیار جزئی هستند. در مورد نمونه DB-23 که سنگ حاوی آلودگی کربناتی است و از نظر پتروگرافی ویژگی جالبی را نشان می‌دهد، مورد این نمونه به‌طور جداگانه بحث خواهد شد. بقیه نمونه‌ها از نظر مشاهدات پتروگرافی هیچ نوع آلودگی پوسته‌ای مشاهده نشده است.

ریز نفلین، آپاتیت و کانی‌های اپاک است. نوع بافت و ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها نشان می‌دهند، این گدازه‌ها از نوع آکالن و با خصوصیات لامپروفیری می‌باشند. سنگ‌های آتشفشانی قدیمی‌تر این پهنه (بازالت‌ها و آندزیت‌های ائوسن میانی) دارای ترکیب کانی‌شناسی به‌طور کامل متفاوت با این گدازه‌ها می‌باشند.

مطالعات ژئوشیمیایی

برای مطالعات ژئوشیمیایی هشت نمونه آنالیز از سنگ‌های پهنه انجام شد (جدول‌های ۱ و ۲). علت نبود

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی لامپروفیرهای آلکالن منطقه به روش ICP-AES

Sample no.	B-1	B-2	B-5	B-8	B-10	B-11	B-12	DB-23
SiO ₂	۴۵/۵	۴۵/۴	۴۶	۴۶/۲	۴۳/۷	۴۵/۸	۴۵/۵	۴۲/۴۹
Al ₂ O ₃	۱۵/۳	۱۴/۸	۱۵/۲	۱۵/۳	۱۴/۶	۱۵/۴	۳/۱۵	۷۵/۱۳
Fe ₂ O ₃	۵/۱۰	۸/۱۰	۸/۱۰	۶/۱۰	۲/۱۰	۷/۱۰	۷/۱۰	۴۳/۱۱
CaO	۴۵/۸	۶۸/۸	۶۷/۸	۶۴/۸	۲۰/۸	۴۹/۸	۶۶/۸	۱۳/۱۱
MgO	۵۳/۶	۹۷/۶	۳۱/۷	۳۰/۷	۸۹/۶	۶۳/۶	۰۸/۷	۲۳/۸
K ₂ O	۱۴/۳	۷۱/۲	۹۷/۲	۸۹/۲	۰۴/۳	۹۶/۲	۹۰/۲	۸۸/۰
Na ₂ O	۴	۱/۴	۴	۲/۴	۸/۳	۲/۴	۱/۴	۸۷/۲
MnO	۱۸/۰	۱۸/۰	۱۸/۰	۱۸/۰	۱۷/۰	۱۸/۰	۱۸/۰	۲۴/۰
TiO ₂	۷۵/۲	۵۸/۲	۶۱/۲	۵۵/۲	۴۶/۲	۶۳/۲	۵۸/۲	۴۰/۲
P ₂ O ₅	۷۶/۰	۷۴/۰	۷۱/۰	۷۰/۰	۷۰/۰	۷۸/۰	۷۲/۰	۷۸/۰
Mg#	۲۰/۵۵	۱۱/۵۶	۲۸/۵۷	۷۰/۵۷	۲۳/۵۷	۱۰/۵۵	۷۳/۵۶	۷۹/۵۸
LOI	۷۰/۳	۰۲/۴	۰۹/۳	۱۲/۳	۷۹/۳	۴۶/۳	۳۴/۳	۲۴/۵
Total	۶۳/۱۰۰	۸۹/۱۰۰	۵۴/۱۰۱	۷/۱۰۱	۶/۹۷	۳/۱۰۱	۸/۱۰۰	۴۴/۹۹

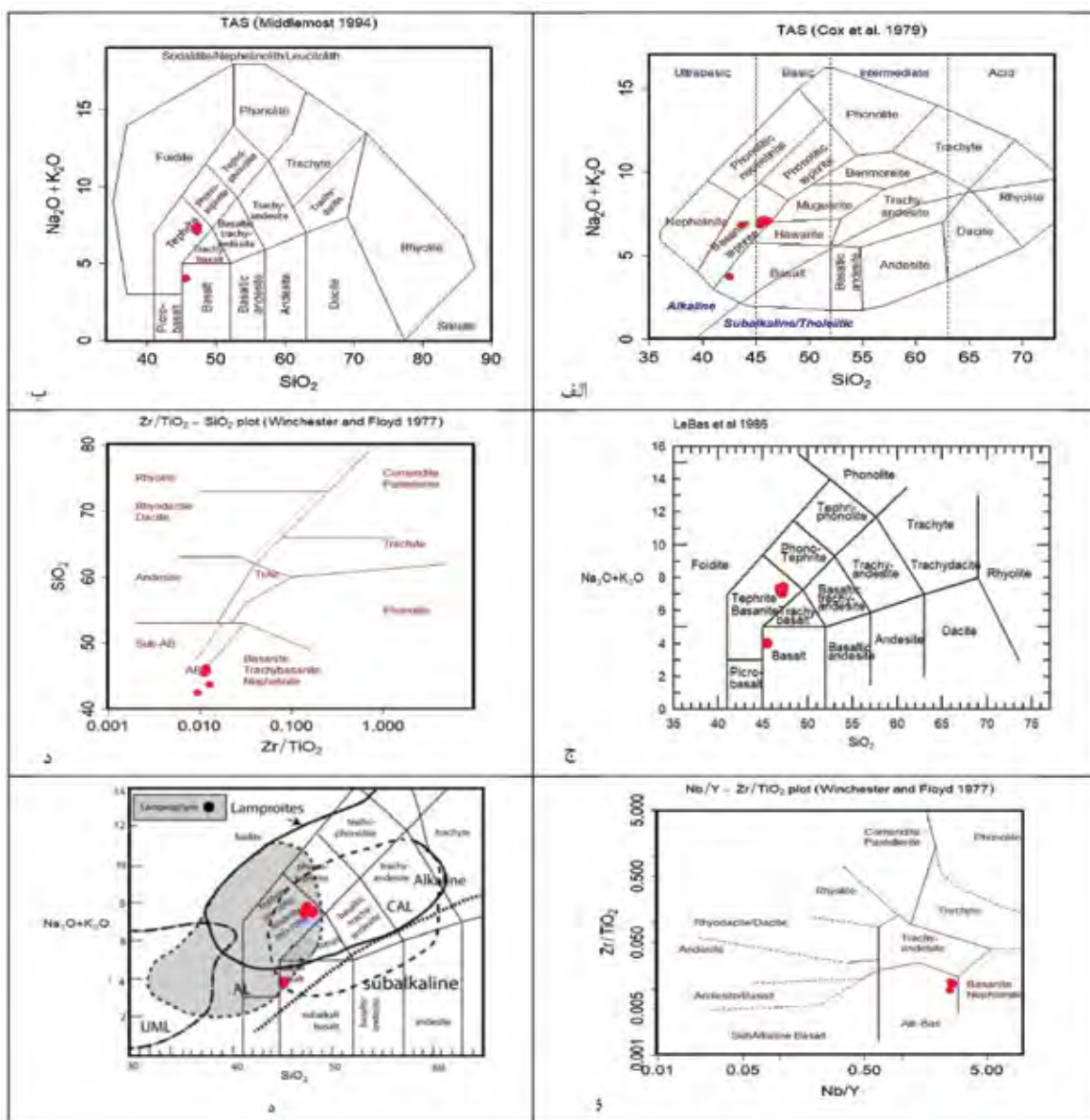
جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر فرعی و REE لامپروفیرهای پهنه به روش ICP-MS

Sample no.	B-1	B-2	B-5	B-8	B-10	B-11	B-12	DB-23
Ba	۳۸۰	۳۸۰	۳۵۰	۳۵۰	۳۷۰	۳۷۰	۳۵۰	۱۲۹/۱
Sr	۳۸۰	۳۷۰	۳۵۰	۳۵۰	۳۷۰	۳۷۰	۳۶۰	۱۱۱۱
Zn	۸۳	۸۸	۸۶	۸۷	۸۴	۸۶	۸۴	۸۹/۹۱
Ce	۱۰۰	۹۸	۹۹/۸	۱۰۴	۹۷/۳	۱۰۲	۸۹/۵	۹۹/۴۶
Co	۳۳/۱	۳۶/۵	۳۶/۹	۳۷	۳۴/۷	۳۴/۵	۳۵/۱	۴۷/۷
Cs	۰/۴	۰/۸	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۸	۰/۴	۱۱/۶۸
Cu	۵۲	۶۳	۵۲	۵۷	۵۳	۵۲	۵۴	۷۰
Dy	۵/۰۴	۴/۸۶	۴/۹۲	۵/۰۷	۴/۷۰	۵/۰۸	۴/۹۵	۵/۳۱
Er	۲/۴۵	۲/۳۴	۲/۴۴	۲/۵۲	۲/۳۰	۲/۴۸	۲/۴۶	۲/۵۶
Eu	۲/۳۶	۲/۴۰	۳/۱۲	۲/۳۷	۲/۲۸	۲/۳۷	۲/۳۵	۲/۷۶
Ga	۲۰	۲۱	۲۱	۲۲	۲۰	۲۱	۲۰	۱۶/۹۷
Gd	۶/۳۶	۵/۹۹	۶/۰۹	۶/۳۱	۵/۸۹	۶/۵۴	۶/۱۴	۶/۸۹
Hf	۷	۷	۷	۷	۶	۷	۷	۴/۸۰
Ho	۰/۹۳	۰/۹۰	۰/۸۹	۰/۹۱	۰/۸۹	۰/۹۴	۰/۸۸	۰/۹۸
La	۵۲/۶	۵۱/۱	۵۲/۵	۵۵	۵۱/۳	۵۳/۴	۵۱/۶	۴۶/۰۲
Lu	۰/۳۳	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۳۱	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۳۱
Nb	۶۳	۶۰	۶۱	۶۲	۵۸	۶۳	۶۰	۶۴/۲۴
Nd	۴۱/۹	۴۱/۹	۴۱/۷	۴۴	۴۱/۱	۴۲/۲	۴۱/۸	۴۲/۲۷
Ni	۷۷	۱۰۲	۱۰۵	۱۱۱	۹۷	۸۶	۱۰۴	۱۳۶
Pr	۱۱/۴	۱۱/۲	۱۱/۴	۱۱/۸	۱۱/۳	۱۱/۷	۱۱/۳	۱۰/۵۱
Rb	۳۶/۳	۳۰/۶	۳۲/۹	۳۲/۸	۳۲/۴	۳۲/۴	۳۱/۷	۱۹/۲۶
Sm	۷/۹	۷/۷	۷/۷	۸/۷	۴/۷	۸	۶/۷	۸/۰۵
Ta	۴	۳/۸	۴	۳/۹	۳/۷	۴/۱	۴	۳/۷
Tb	۰/۹۱	۰/۸۷	۰/۸۹	۰/۹۱	۰/۸۷	۰/۹۱	۰/۸۸	۰/۹۴
Th	۵/۹	۵/۵	۵/۹	۷	۵/۵	۵/۷	۵/۶	۴/۹۴
Tm	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۳۳	۰/۳۴	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۳۴
U	۲/۱۶	۲/۰۲	۲/۱۶	۲/۱۷	۱/۹۷	۲/۱۴	۲/۰۷	۱/۲۸
V	۲۰۰	۲۰۷	۲۱۵	۲۱۲	۲۰۵	۲۰۶	۲۰۷	۲۷۳/۲۷
Y	۲۳/۵	۲۳/۲	۲۳/۳	۲۴	۲۲/۷	۲۳/۶	۲۳/۲	۲۵/۷۹
Yb	۲/۱	۲	۲	۲	۲	۲/۱	۱/۹	۲/۱
Zr	۲۹۶	۲۸۶	۳۰۶	۲۹۰	۳۱۱	۳۱۳	۲۹۸	۲۲۴

نام‌گذاری شیمیایی

و برای تایید این مورد از نمودارهای Al_2O_3 - K_2O - MgO و نمودارهای K_2O در مقابل SiO_2 و Al_2O_3 در مقابل TiO_2 استفاده شده است (شکل ۵). هر سه نمودار ویژگی شیمیایی لامپروفیری این سنگ‌ها را تایید کرده و افزون بر این در نمودار ۵-ج نمونه‌ها در گستره آلكالی لامپروفیر جایگیری کرده‌اند. بر اساس این پژوهش‌ها سنگ‌های مورد مطالعه شباهت زیادی به لامپروفیرهای آلكال دارند.

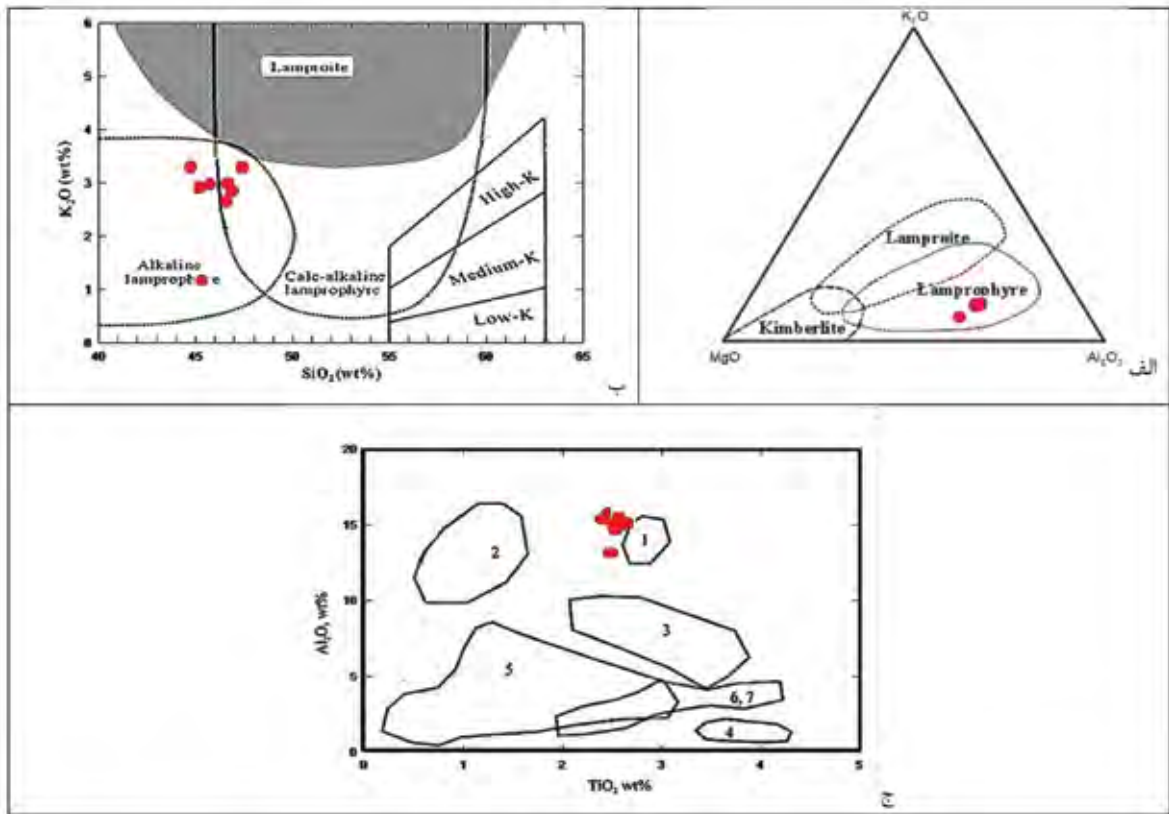
برای نام‌گذاری شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای مختلف ارتباط بین عناصر اصلی و فرعی در مقابل SiO_2 و عناصر فرعی در مقابل یکدیگر استفاده شده است (شکل ۴). در تمام این نمودارها نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های آلكال قرار گرفتند و نتایج مطالعات پتروگرافی را تایید می‌کند. چنانکه در بررسی‌های پتروگرافی تذکر داده شد این سنگ‌ها دارای ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی لامپروفیری هستند



شکل ۴. الف) نام‌گذاری شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودار (Cox et al, 1979)، ب) نام‌گذاری شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودار (Middlemost 1994). ج) نمودار (Le Bas et al., 1986)، د و و) نمودارهای (Winchester and Floyd 1977)،

ه) گستره لامپروفیرها و لامپروفیرها و خط تفکیک سری‌های ماگمایی از (Gill, 2010)

UML=Ultramafic lamprophyre, AL=Alkali lamprophyre, CAL=Calcoalkali lamprophyre



شکل ۵. الف) نمودار (Rock 1987) که نمونه‌های پهنه در گستره لامپروفیرهای جای دارند، ب) نمودار (Rock 1991) که نمونه‌های پهنه در گستره لامپروفیرهای آکالن جای دارند، ج) موقعیت نمونه‌ها در نمودار (Lefebvre et al., 2005) محدوده‌ها شامل: (۱) آکالی لامپروفیر (۲) کالک آکالن لامپروفیر، (۳) اولترامافیک لامپروفیر، (۴) کیمبرلیت (WaWa)، (۵) کیمبریت‌های گروه I و II، (۶) لامپروئیت، (۷) اولیوین لامپروئیت، نمونه‌های مورد مطالعه در حاشیه شماره ۱ قرار دارند

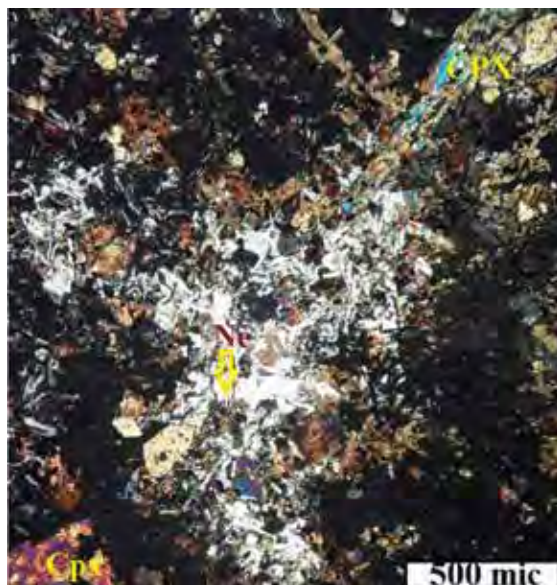
بحث

آلودگی پوسته‌ای

تصویری از نمونه DB23 می‌باشد. بیشتر در مرکز این تصویر بلورهای بی‌شکل و بی‌رنگ نفلین تشکیل شده که حاصل ذوب کربنات در مذاب تشکیل‌دهنده این سنگ است. در حاشیه این بلورهای فلدسپاتوئیدی هنوز بقایای ذوب نشده از کربنات به چشم می‌خورد.

لازم به ذکر است که سنگ‌هایی با چنین مشخصات در ولکانیک‌های جوان پهنه دکان-نوربران (ساوه) توسط وثوق عابدینی بررسی و مللیت نام‌گذاری شده و گزارش آن در سال ۱۳۵۳ به سازمان زمین‌شناسی کشور ارائه شده است. این سنگ‌ها مانند ولکانیک‌های پهنه مورد مطالعه به شدت تحت اشباع از سیلیس هستند و به‌تازگی توسط Lustrino et al., (2021) مورد بررسی دقیق پترولوژی قرار گرفتند.

چنانکه در بحث بررسی پتروگرافی سنگ‌های مورد مطالعه اشاره شد به‌غیر از یکی از نمونه‌های برداشت شده نمونه DB23 بقیه نمونه‌ها هیچ نوع آلودگی پوسته‌ای را نشان نمی‌دهند. بافت و ترکیب کانی‌شناسی گدازه‌ها یکسان هستند و تجزیه‌های شیمیایی این مورد را تایید کرده است (جدول‌های ۱ و ۲). نمونه DB23 سنگی است که مقداری مواد آهکی را هضم کرده و در نتیجه ترکیب شیمیایی آن تحت تاثیر این پدیده قرار دارند. در جدول‌های ۱ و ۲ اختلاف ترکیب شیمیایی این نمونه با نمونه‌های دیگر به‌وضوح مشاهده می‌شود. مقدار بالای CaO در این نمونه در مقایسه با مقدار این اکسید در نمونه‌های دیگر به‌طور کامل محسوس است و علت آن آلودگی مواد کربناتی در ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ بیان شده می‌باشد. شکل شماره ۶



شکل ۶. نمایی از تجمعات بلورهای نفلین در آکالی بازالت‌های شمال جیرنده در نور XPL

خاستگاه ماگما

در مطالعات جدیدتر مدل‌های متفاوتی برای تشکیل

لامپروفیر پیشنهاد شده است (Chalapathi Rao and Dharma Rao, 2012):

۱. درجات کم ذوب بخشی گوشته لیتوسفری قاره‌ای متاسوماتوز شده (Scarrows, 2009; Rocchi et al., 2009; Owens and Tomascak, 2002) et al., 2009;

۲. تفریق بسیار بالای یک ماگمای بازیک سرشار از مواد فرار (Currie and Williams, 1993)

۳. مذاب‌های آستنوسفری مشتق شده از پلوم گوشته‌ای (Kerr et al., 2010)

۴. اختلاط ماگمای اولترابازیک با مواد پوسته‌ای (McDonald et al., 1985)

۵. اختلاط مذاب‌های بازیک و آکالن (Zhang et al., 2007)

مواد مذاب‌هایی که به صورت گدازه به سطح زمین می‌آیند یک پیام شیمیایی از گوشته به پژوهشگران زمین شیمی می‌دهند (Hofmann, 1997). پژوهشگران زمین شیمی برای مشخص کردن منابع گوشته‌ای از ردیاب‌های شیمیایی استفاده می‌کنند. چنین ردیاب‌هایی یا نسبت‌های ایزوتوپی رادیواکتیو هستند و یا نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار می‌باشند (Hofmann, 1997). از نسبت La/Ta برای تعیین منشأ لیتوسفری و یا آستنوسفری مذاب‌های بازالتی استفاده می‌شود (Fitton et al., 1988). مقادیر کمتر از ۲۲

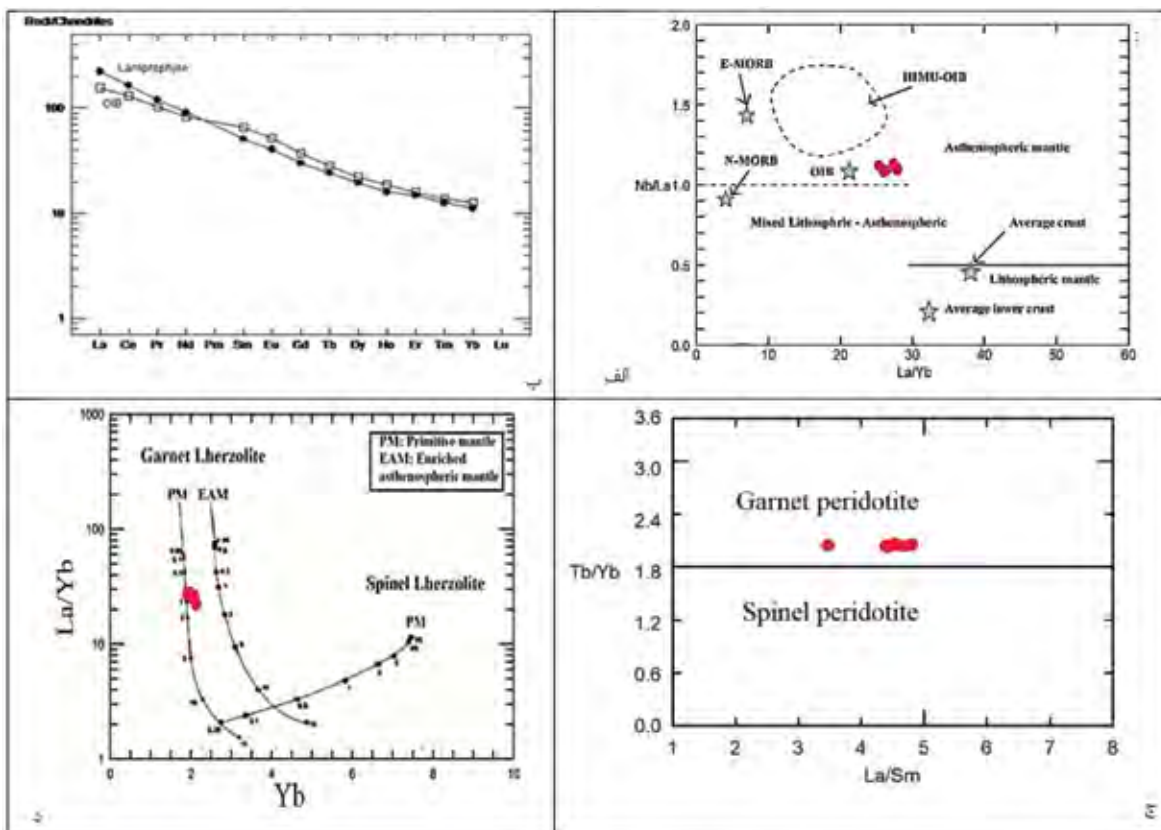
اولین مرور جامع بر روی لامپروفیرها توسط Rock, (1991) انجام گرفت. امروزه سه نوع اصلی لامپروفیرها در سطح جهان توصیف شده‌اند (Woolley et al., 1996):

الف: لامپروفیرهای آکالن (AL) ب: لامپروفیرهای کالک آکالن (CAL) ج: لامپروفیرهای اولترامافیک (UML). با اینکه توجه به لامپروفیرها در سال‌های اخیر، اطلاعات کمی از نحوه زایش آنها به دست آمده و به علاوه ماهیت و ترکیب منابع گوشته‌ای غنی شده از مواد فرار آنها هنوز موضوع بحث برانگیز و مورد شک است (Ngounouno et al., 2005).

همه داده‌های پتروژنتیکی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند، ماگماهای لامپروفیری از درجات کم ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای در اعماق ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتری حاصل شده‌اند (Rock, 1991). این ماگماها همواره غلظت‌های بالایی از مواد فرار (H_2O , CO_2 , F) و عناصر کمیاب ناسازگار (Ba, Sr, Zr, LREE) دارند. پیشنهاد شده که این محتوای بالایی مواد فرار حاصل نشأت‌گیری از یک منبع گوشته‌ای غنی شده از عناصر ناسازگار و مواد فرار (Rock, 1991) و یا از متاسوماتیسم سیالات غنی از (CO_2-H_2O-F) نتیجه شده‌اند (Maury et al., 1992, Mckenzie, 1989).

با الگوی عناصر ناسازگار شبیه OIB از گوشته آستونوسفری نشات می‌گیرند. در شکل ۸ در نمودار $N(Tb/Yb)$ در برابر (La/Sm) تمامی نمونه‌ها دارای نسبت‌های بیشتر از $1/8$ هستند این نشان‌دهنده منشأ گارنت لرزولیتی این سنگ‌ها است (Wang et al., 2002). در نمودار La/Yb در مقابل Yb از Nedli and Toth, 2007 نیز نمونه‌ها خصوصیات گارنت لرزولیت را نشان می‌دهند (شکل ۷-د). مطالعات پترولوژی تجربی (Green, 1973) نشان داده، سنگ‌های آلکان می‌توانند از ذوب بخشی درجه کم یک منبع گارنت لرزولیتی تولید شوند.

بیانگر منشأ آستونوسفری و بیشتر از 30 نشان‌دهنده گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای می‌باشد. این نسبت در لامپروفیرهای منطقه به‌طور میانگین $13/2$ می‌باشد و نشان‌دهنده منشأ آستونوسفری آنها می‌باشد. در نمودار Nb/La در برابر La/Yb از Abdel-Rahman (2002) تمامی نمونه‌ها در محدوده گوشته آستونوسفری و مجاور مقادیر میانگین بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) قرار می‌گیرند (شکل ۷-الف). الگوی میانگین عناصر REE لامپروفیرهای منطقه به‌درستی مشابه الگوی بازالت‌های جزایر اقیانوسی است (شکل ۷-ج). به عقیده Thompson (1985) لامپروفیرها

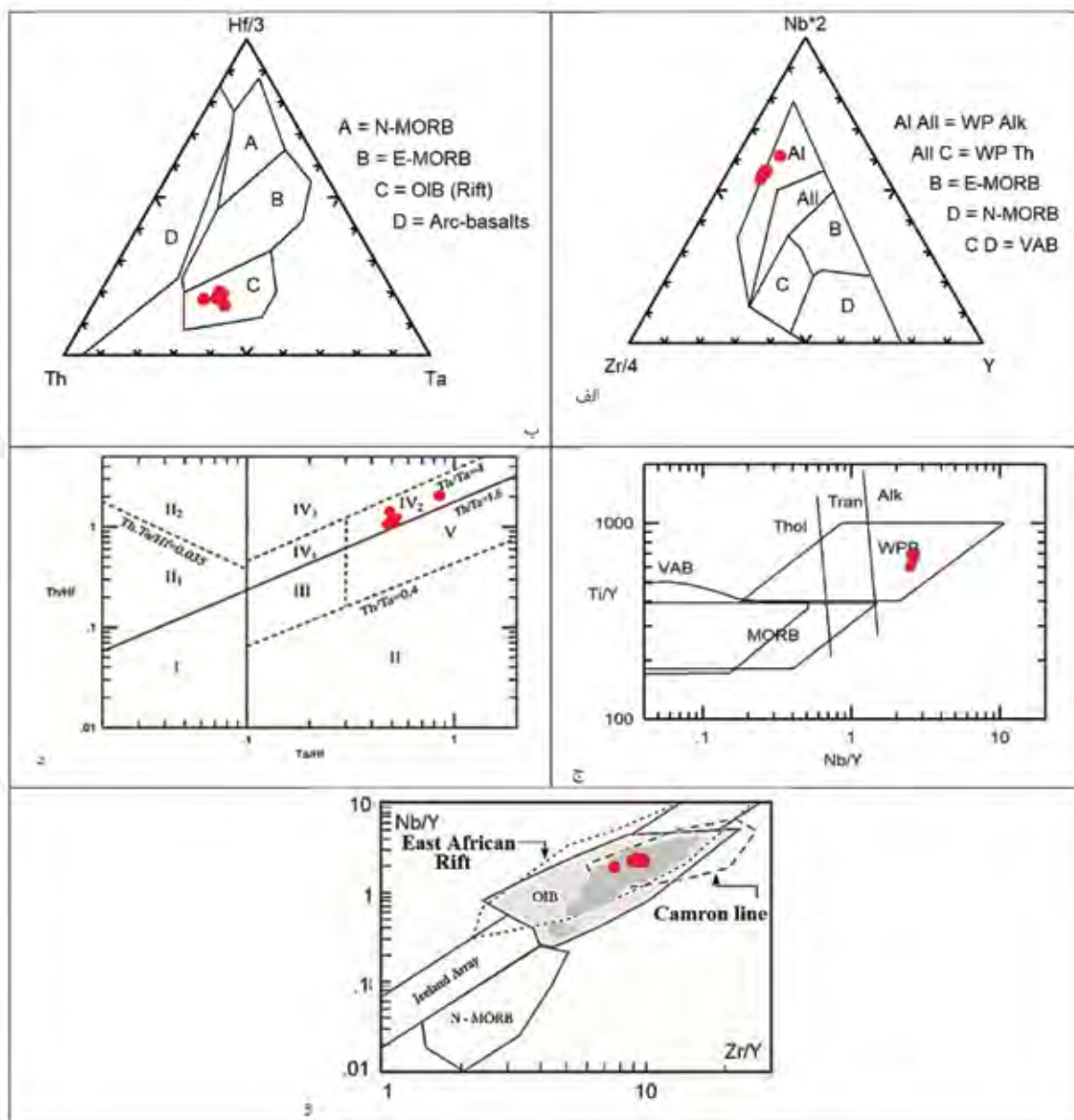


شکل ۷. الف) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Nb/La در برابر La/Yb (Abdel-Rahman, 2002)، ب) مقایسه الگوی میانگین عناصر لامپروفیرهای منطقه با مقادیر میانگین OIB (Sun and McDonough, 1989)، ج) موقعیت نمونه‌ها در نمودار $(Tb/Yb)N$ در برابر $(La/Sm)N$ (Wang et al., 2002)، د) موقعیت نمونه‌ها در نمودار La/Yb در برابر Yb (Nedli and Toth, 2007)

خصوصیات آلکان دارند و در یک محیط ریفت درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند. در شکل ۸ و سنگ‌های مورد مطالعه با جایگاه تکتونیکی بازالت‌های ریفت شرق آفریقا مقایسه شده است. نمونه‌های مورد مطالعه در گستره بازالت‌های OIB و در امتداد جایگاه سنگ‌های ریفت کامرون قرار می‌گیرند.

موقعیت تکتونو ماگمایی

برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای مربوطه استفاده شده است (نمودارهای ۸ الف-و). بررسی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای بیان شده حاکی از آن است که به‌طور کلی سنگ‌های مورد مطالعه



شکل ۸. الف) موقعیت نمونه‌های منطقه جیرنده در نمودار مثلثی Nb-Zr/4-Y (Meschede 1986)، ب) موقعیت نمونه‌های منطقه جیرنده در نمودار مثلثی Hf/3-Th-Ta (Wood et al., 1980)، ج) موقعیت نمونه‌ها در نمودار لگاریتمی Ti/Y در برابر Nb/Y از (Pearce, 1982)، د) موقعیت نمونه‌ها در نمودار لگاریتمی Th/Hf در برابر Ta/Hf (Wang et al., 2001)، و) نمودار Zr/Y در مقابل Nb/Y (Fitton, 2007)

ژئوشیمی ایزوتوپی

جدول ۳. نتایج حاصل از تجزیه نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd سنگ‌های آکالن پهنه جیرنده

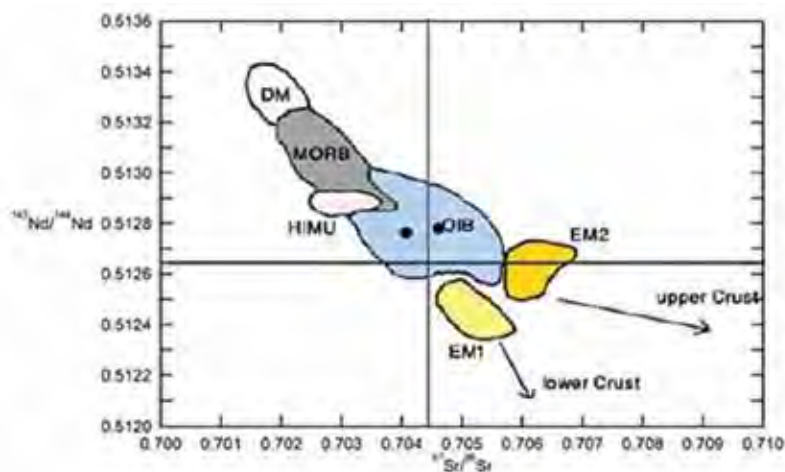
Sample no.	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	εNd
B23	۰/۷۰۴۶۰۹	۰/۵۱۲۷۷۹	۲/۸
B2	۰/۷۰۴۰۷۹	۰/۵۱۲۷۶۳	۲/۴۳

یک راه نشان دادن نسبت‌های ایزوتوپی، نماد اپسیلون (ε) است که مقدار آن، اندازه انحراف یک نمونه یا مجموعه‌ای

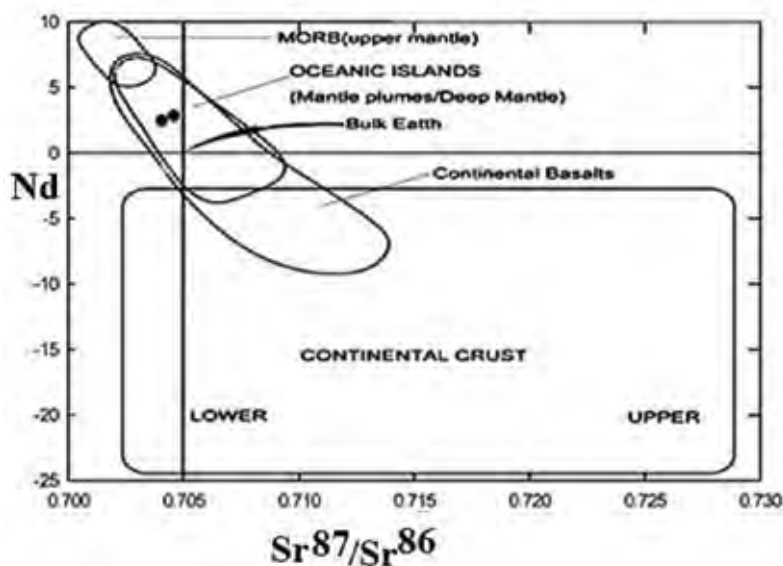
برای بررسی دقیق‌تر جایگاه تکتونیکی و همچنین خصوصیات ماگمایی گوشته تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه (گوشته تهی یا غنی شده) دو نمونه از سنگ‌های مورد مطالعه جیرنده در آزمایشگاه شهر ژنو سوئیس مورد آزمایش ایزوتوپی Nd¹⁴³/Nd¹⁴⁴ و Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ قرار گرفتند. نتایج ایزوتوپی در جدول ۳ آمده است.

در شکل ۹ در نمودار همبستگی ایزوتوپی Sr و Nd دو نمونه از سنگ‌های پهنه در گستره گوشته OIB قرار دارند. در شکل ۱۰ در نمودار ϵ_{Nd} در برابر $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Leterrier, 1985) نمونه‌ها در گستره مشترک بازالت‌های قاره‌ای و پلوم‌های گوشته‌ای OIB و در ربع دوم واقع شده‌اند. مطالعات ژئوشیمیایی و پتروگرافیکی سنگ‌های گستره حکایت از آن دارد که نمونه‌های منطقه از نوع لامپروفیرهای آلکالن می‌باشد و از یک منشأ آستونوسفری مشابه با منبع OIB غیر غنی شده، با نرخ ذوب بخشی یک درصد، یک منبع گارنت لرزولیت بکر (غیر غنی شده) در یک محیط ریفتی درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

از نمونه‌ها از مقدار مورد انتظار در یک منبع یکنواخت اولیه (CHUR) می‌باشد (Depaolo and Wasserberg, 1976). مقادیر ϵ_{Nd} منفی نشانه یک ناحیه گوشته‌ای غنی شده و یا یک منشأ پوسته‌ای می‌باشد و مقادیر مثبت آنها نشانگر یک ناحیه گوشته‌ای تهی شده است (Rollinson, 1993). به‌طور کلی یکی از ویژگی سنگ‌های پوسته‌ای بالا بودن ϵ_{Sr} و پایین بودن ϵ_{Nd} نسبت به مقادیر تعیین شده برای کل زمین می‌باشد (Wilson, 1989). مقدار ϵ_{Nd} در سنگ‌های آلکالن پهنه جیرنده بین ۲/۴۳ تا ۲/۸ می‌باشد. مقادیر ϵ_{Nd} مثبت نمونه‌ها نشانه منشأ گیری ماگماها از یک گوشته منبع OIB غیر غنی شده است (Rollinson, 1993).



شکل ۹. موقعیت نمونه‌ها در نمودار همبستگی ایزوتوپی Sr و Nd (داده‌ها از Rollinson, 1993) که دو نمونه از سنگ‌های پهنه در گستره گوشته OIB قرار دارند



شکل ۱۰. نمودار ϵ_{Nd} در برابر $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Leterrier, 1985) که نمونه‌ها در پهنه مشترک بازالت‌های قاره‌ای و پلوم‌های گوشته‌ای OIB و در ربع دوم واقع شده‌اند

نتیجه‌گیری

منابع

- بررسی‌های سنگ‌شناسی گدازه‌های جوان پهنه جیرنده واقع در کوهستان جنوب البرز مرکزی به قرار زیر می‌باشد:
- از نظر جایگیری، این گدازه‌ها به صورت دگرشیب بر روی سنگ‌های آهکی ائوسن قرار دارند و بنابراین جوان‌تر از ائوسن هستند.
 - مطالعات پتروگرافی این سنگ‌ها نشان داد، دارای بافت پورفیریک تا میکروپورفیریک هستند و حاوی فنوکریست‌ها و میکروفنوکریست‌های کلینوپیروکسن، الیون، بیوتیت و آپاتیت هستند و در خمیره‌ای شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیون، بیوتیت، آمفیبول و بلورهای بسیار ریز نفلین و کانی‌های اپاک جایگیری کرده‌اند. این ترکیب کانی‌شناسی با ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های لامپروفیری مطابقت دارد.
 - در تمام نمودارهای نام‌گذاری شیمیایی نمونه‌های تجزیه شده همگی در پهنه سنگ‌های آکالن جایگیری کرده با ترکیب کانی‌شناسی مدال، مطابقت کامل دارند و با در نظر گرفتن ترکیبات کانی‌شناسی مدال مانند سنگ‌های لامپروفیری، در نمودار تشخیص انواع لامپروفیرها، این گدازه‌ها در گستره لامپروفیرهای آکالن قرار دارند.
 - در بررسی خصوصیات ناحیه منشاء ماگمای سنگ‌های مورد مطالعه نتیجه حاصل شده ماگمای این سنگ‌ها حاصل ذوب بخشی بسیار جزئی یک منبع گوشته آستونوسفری مشابه با منبع OIB در رخساره گارنت لرزولیت می‌باشد.
 - برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای متعدد مربوطه استفاده شده و جایگاه نمونه‌ها در این نمودارها نشان از آن دارد که به‌طور کلی این سنگ‌ها خصوصیات آکالن دارند و در یک محیط ریفت درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند.
 - بررسی‌های ایزوتوپی Nd و Sr نمونه‌های برداشت شده حاکی از آن است که سنگ‌های مورد مطالعه در گستره گوشته OIB قرار دارند و از یک منبع پلوم‌های گوشته‌ای عمیق منشاء می‌گیرند.
- قلمقاش، ج.، ۱۳۸۱. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ جیرنده، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- معین وزیری، ح. و احمدی، ع.، ۱۳۸۷. پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین، دانشگاه تربیت‌معلم. ۳۲۰.
- Abdel-Rahman, A. M., 2002. Mesozoic volcanism in the Middle East: geochemical, isotopic and petrogenetic evolution of extension-related alkali basalts from central Lebanon. *Geological Magazine*, 139, 621-640.
- Cox, K.G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979. The interpretation of igneous rocks, George Allen and Unwin, London, 450.
- Currie, K.L., and Williams, P.R., 1993. An Archean calc-alkaline lamprophyre suite, northeastern Yilgarn Block, western Australia, *Lithos*, 31, 33-50.
- Chalapathi Rao, N.V., Dharma, Rao C.V., and Sanjay, D., 2012. Petrogenesis of lamprophyres from-Chhota Udepur area, Narmada rift zone, and its relation to Deccan magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 45, 24-39.
- Depaolo, DJ., and Wasserberg, GJ., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3.
- Emami, M. H., 1981. *Geologie de la regione de Qom-Aran (Iran)*. These es sciences naturelles University sciences. et Medicale de Grenoble, France, 489.
- Engalence, M., 1968. *Géologie, géomorphologie, hydrogeology de la region de Téhran*. Thése es sciences, Montpellier, 180.
- Fitton, J.G., James D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S., and Leeman, W.P., 1988. The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magma in the western United States. *Journal of Petrology*, 331-349.
- Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Wiley-Blackwell. 428.
- Green, D. H., 1973. Conditions of melting

- of basanite magma from garnet peridotite, *Earth Planetary Science Letter*, 17, 456-465.
- Haghypour, A., and Aghanabati, A., 1989. Geological Map of Iran, 2nd edn. Ministry of Mine and Metals-Geological Survey of Iran. 26.
 - Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism, *Nature*, 385, 219-229.
 - Kerr, A.C., Khan, M., Mahoney, J.J., Nicholson, K.N., and Hall, C.M., 2010. Late Cretaceous alkaline sills of the south Tethyan suture zone, Pakistan: initial melts of the Réunion hot-spot?, *Lithos*, 117, 161-171.
 - Le Bas, M. J., Le Maitre, R., W. Streck-eisen, A., and Zanettin B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
 - Leterrier, J., 1985. Mineralogical, geochemical and isotopic evolution of two Miocene mafic intrusions from the Zagros (Iran), *Lithos*, 18, 311-329.
 - Lefebvre, B., Ghobadipour, M., and Nardin, E., 2005. Ordovician echinoderms from the Tabas and Damghan regions, Iran: palaeobiogeographical implications. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 176(3):231-242.
 - Lustrino, M., Salari, G., Bahman Rahimzadeh, B., Fedele, L., Masoudi, F., and Agostini, S., 2021. Quaternary Melanephelinites and Melilitites from Nowbaran (NW Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, Iran): Origin of Ultrabasic-Ultracalcic Melts in a Post-Collisional Setting. *Journal of Petrology*, 62, 9, 1-31.
 - Middlemost, E. M. K., 1994. Naming materials in the magma igneous rock system", *Earth-Science*, 37: 215-224.
 - Maury, R.C., Defize, M.G., and Goron, G.L., 1992. Methasomation of the sub-Arc mantle inferred from trace element in Philippines. *Xenolith Nature*, 360, 661-663.
 - McDonald, R., Thorpe, R.S., and Gaskarth, J.W., 1985. Multi-source origin for lamprophyres of North England. *Mineralogical Magazine*, 49, 485-494.
 - McKenzie, D.P., 1989. Some remarks on the movement of small melt fraction in the mantle, *Earth and Planetary Science Letter*, 95, 53-72.
 - Meschede, M., 1986. A Method of Discriminating between Different Types of Mid-Ocean Ridge Basalts and Continental Tholeiitic with the Nb-Zr-Y Diagram. *Chemical Geology*, 56, 207-218.
 - Nédli, Zs., and Toth, T. M., 2007. Origin and geodynamic significance of Upper Cretaceous lamprophyres from the Villány Mts (Hungary). *Mineralogy and Petrology*, 90, 73-107.
 - Ngounouno, I., Deruelle, B., Montigny, R. and Deimaiffe, D. 2005. Petrology and geochemistry of monshiquite from Tchircotche (Garaoua, north Cameroon, central Africa), *Mineralogy and Petrology*, 83, 167-190.
 - Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries: Thorpe, R.S., ed., *Andesites*, John Wiley and Sons, 525-548
 - Owens, B.E., Tomascak, P.B., 2002. Mesoproterozoic lamprophyres in the Labrievell Massif, Quebec: clues to the origin of alkalic anorthosites? *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39, 983-997.
 - Rocchi, S., Vincenzo, G. D., Ghezzi C., Nardini, I., 2009. Granite-lamprophyre connection in the latest stages of the early Paleozoic Ross Orogeny (Victoria Land, Antarctica), *Bulletin of Geological Society of America*, 121, 801-819.
 - Rock, N.M.S., 1987. The nature and origin of lamprophyres: an overview, In: Fitton J.G. Upton B.G.J. (eds) *Alkaline igneous rocks*, Blackwell, Edinburgh. 30, 191-226.
 - Rock, N.M.S., 1991. *Lamprophyres*, Blackie and Sons Ltd, Glasgow, 285.

- Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, Longman, 370.
- Stocklin, J. 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C. A. and Drake, C. L. (Eds.): The Geology of Continental Margins. Springer-Verlag, Berlin. 873-887.
- Sun S.S., and McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and process, Geological Society Special Publication 42,313-346.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L., and Parry, S. J., 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach, Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series. 310,549-90.
- Thompson, R.N., 1985. Asthenospheric source of Ugandan ultrapotassic magma?, Journal of Geology, 93,603-608.
- Wang, Y., Zhang, C., and Xiu, S., 2001. Th/Hf-Ta/Hf discrimination diagram of geotectonic settings of basalt (J), Acta Petrologica Sinica, 17,413-421 (in Chinese with English abstract).
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D., and Smith, E.I., 2002. A mantle melting profile across the basin and range, SWUSA, Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 107.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and a establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth Planetary Letter, 50,11-30.
- Woolley, A.R., Bergman, S.C., Edgar, A.D., Le Bas, M.J., Mitchell, R.H., Rock, N.M.S., and Scott-Smith, B.H., 1996. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks. Mineral, 34, 175-186.
- Zhang, HF., Ying, JF, Shimoda, G., Kita, NT, Morishita, Y., Shao, JA., and Tang, YH., 2007. Importance of melt circulation and crust-mantle interaction in the lithospheric evolution beneath the North China Craton: evidence from Mesozoic basalt-borne clinopyroxene xenocrysts and pyroxenite xenoliths. Lithos, 96(1-2):67-89.

الگوریتم مناسب برای شناسایی تغییرات میکرو لندفرم‌ها با استفاده از تصاویر پهپاد (مطالعه موردی: ناحیه برگ جهان در پهنه جاجرود ۱۳۹۶-۱۳۹۷)

محمدحسن توکل^۱، منیژه قهرودی تالی^(۲)، سید حسن صدق^۳ و خدیجه علی نوری^۴

۱. دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲. استاد گروه جغرافیا طبیعی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳. استاد گروه جغرافیا طبیعی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۴. پژوهشگر پسادکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۳/۰۳

چکیده

یکی از اصلی‌ترین و مهم‌ترین مباحث ژئومورفولوژی شناسایی و ارزیابی تغییرات میکرو لندفرم‌هاست. شناخت و نحوه پراکنش فضایی آن‌ها به‌منظور درک و ارزیابی تحولات، مطالعات پایداری و برنامه‌ریزی ناحیه‌ای، از نیازهای اساسی علم ژئومورفولوژی کاربردی است. ناحیه برگ جهان در حوضه آبریز جاجرود متأثر از تغییرات محیطی زیادی قرار دارد. در این مطالعه، بر اساس رویکرد ژئومورفولوژیکی ریزمقیاس با استفاده از تصاویر پهپاد به همراه بررسی میدانی در برگ جهان، تحولات میکرو لندفرم‌ها بررسی شد. تصاویر پهپاد با رزولوشن مکانی ۲/۵ سانتیمتر در بازه زمانی ۱۳۹۶ تا ۱۳۹۷ از وزارت نیرو تهیه شد. این تصاویر با استفاده از نرم‌افزارهای ENVI 5.1 و Arc Map 10.3 تصحیح شد و سپس با استفاده کد نویسی در Python الگوریتم‌های موردنظر اجرا شد. با الگوریتم‌های یادگیری ماشین و مدل‌های جنگل تصادفی، SVM با کرنل RBF، جنگل تصادفی با ویژگی‌های استخراجی از شبکه‌های CNN و SVM با کرنل خطی با ویژگی‌های استخراجی از شبکه‌های عصبی عمیق تغییرات بررسی شد. نتایج نشان داد مدل RBF-SVM با ۸۸ درصد نسبت به مدل‌های دیگر دقت کمتری دارد به طوری که تفکیک بین طبقه‌ها محدود بود. در جنگل تصادفی با ۹۲ درصد طبقه‌ها با مرزهای خطی تا حدی قابل تفکیک بودند. مدل نزدیک به ایده‌آل در الگوریتم جنگل تصادفی با یادگیری عمیق به میزان دقت ۹۶ درصد مشاهده شد. بررسی‌ها نشان داد بیشترین تغییرات میکرو لندفرم‌ها در این مدل، مربوط به تغییر پوشش گیاهی به خاک به میزان ۴۵/۰۳ و در رتبه بعدی تغییر آب‌و‌هوا به فرسایش ورقه‌ای به میزان ۲۲/۰۵ بود. با توجه به نتایج به‌دست‌آمده و مشاهدات میدانی در سال ۱۳۹۷ مشخص شد، سیل سال ۱۳۹۷ در ناحیه برگ جهان سبب تغییرات عمده‌ای در ناحیه شده است. بیشترین تأثیر آن بر روی پوشش گیاهی بوده است و نمودار، آن را در بالاترین حد آشفتگی نشان می‌دهد. در این بازه جریان سطحی و خندق در ناحیه بیشتر شده و میزان بالای فرسایش و تغییرات بسیار زیاد میکرو لندفرم‌ها در پهنه مطالعاتی را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: الگوریتم یادگیری عمیق، جنگل تصادفی، میکرو لندفرم، SVM، RBF.

مقدمه

طبقه‌بندی شکل زمین یکی از مهم‌ترین روش‌ها در نقشه‌برداری ژئومورفولوژیکی و درک بیشتر فرآیندهای سطح زمین است (Bocco et al., 2001). تحولات دینامیکی در دوره‌های مختلف و شرایط موجود نظیر تغییر اقلیم و فعالیت‌های انسانی متفاوت عمل می‌کنند و تفاوت این تحولات در دوره‌های مختلف، رفتارها و شکل لندفرم‌ها را دستخوش دگرگونی می‌کند.

چورلی و همکاران (۱۳۷۵) در کتاب‌های خود تحت عنوان «ژئومورفولوژی» به اهمیت تحولات دینامیکی لندفرم‌ها و نقش مقیاس در بررسی لندفرم‌ها پرداخته است. از زمان گیلبرت تاکنون ارزیابی، اندازه‌گیری و رفتار سنجی این تحولات دغدغه اصلی ژئومورفولوژیست‌ها بوده است. رابطه بین لندفرم‌ها و فرایندهای ژئومورفیک در سال ۱۹۹۶ توسط وندزل و همکاران (۱۹۹۶) به چاپ رسیده است (Wondzell et al., 1996).

آشکارسازی تغییرات لندفرم‌های ساحلی در ناحیه عسلویه توسط نعیمی و همکاران در سال ۱۳۸۸ با استفاده از شناسایی تغییرات^۱ انجام شد. ارزیابی کارایی شاخص‌های ژئومورفولوژیک به روش Wood در طبقه‌بندی مناطق خشک انجام شده است (شایان و همکاران، ۱۳۹۱). قهرودی و علی‌نوری (۱۳۹۳، ۱۳۹۶) تحولات میکرو لندفرم‌ها و تغییرات مکانی پلایای حوض سلطان را مورد بررسی قرار دادند. بررسی روند تکاملی پهنه‌های گلی و آشفته‌گی میکرو لندفرم‌های باتلاق گاوخونی با استفاده از مدل فرکتال نیز در پژوهشی بررسی شد (قهرودی و خدروی غریبوند، ۱۳۹۵؛ خدروی غریبوند و همکاران، ۱۳۹۷). در پژوهشی طبقه‌بندی لندفرم‌ها با استفاده از شبکه عصبی خود سازنده در حوضه آبخیز گاوخونی انجام شده است (مکرم و نگهبان، ۱۳۹۴). موضوع لندفرم‌ها و طبقه‌بندی آن‌ها در علم ژئومورفولوژی نیز در پژوهشی دیگر مورد بررسی قرار گرفت (آراء، ۱۳۹۲). رعیتی شوازی و همکاران (۱۳۹۶) نیز کارایی الگوریتم‌های طبقه‌بندی در مطالعات تغییرات لندفرم‌های بیابانی را در دشت یزد اردکان بررسی کرده است. مهاجرت کانال‌های آبی و تأثیر آن بر لندفرم‌های

اطراف با استفاده از GIS و سنجش‌ازدور انجام شده است (Debnath et al., 2017). تأثیر ژئومورفولوژی دینامیکی به تکامل چشم‌اندازهای شرق استرالیایی بررسی شده است (Salles et al., 2017). تغییرات تراس‌های کشاورزی با توجه به تغییرات دینامیکی لندفرم‌ها و تغییر اقلیم با استفاده از پهپاد توسط ووی و همکاران (Wei et al., 2017) بررسی شده است. همچنین تحولات دینامیکی با توجه به تغییرات حوضه‌های هیدرولیکی در یکی از مناطق هند بررسی شده است (Panda and Narasimham, 2018). در سال ۲۰۱۸ مقاله‌ای با عنوان تأثیر تغییرات لندفرم‌ها و الگوهای پوشش گیاهی توسط برتمن و همکاران به چاپ رسیده است (Baartman et al., 2018). برنال و همکاران در سال ۲۰۱۸ تأثیر ژئومورفولوژیکی حوضه ایکا را بر پاسخ‌های دینامیکی شهر با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی بررسی کرده است (Bernal et al., 2018).

لیو و همکاران (۲۰۱۷) (Liu and Coulthard, 2017) یک مدل سلولی تپه بادی و مدل فلوویال را برای شبیه‌سازی فرایند تعامل استفاده کردند. اسپنسر و همکاران (۲۰۱۷) در مقاله‌ای تحت عنوان «ژئومورفولوژی طوفانی» مقدمه‌ای بر یک بحث خاص به تغییرات گسترده اقلیم و نقش آن در سیستم‌های ژئومورفولوژی و درک بهتر سیستم‌های پاسخ پرداخته‌اند. فرسایش خندقی یک مشکل جدی برای تخریب زمین در طیف وسیعی از محیط‌ها است. برای مدل‌سازی وقوع فرسایش خندقی در کشکان رحمتی و همکاران (۲۰۱۷) از مقایسه عملکرد هفت مدل پیشرفته یادگیری ماشین^۲ SVM با چهار نوع هسته RF، BP-ANN، و BRT استفاده کردند. فراوانی و درجه تغییر شکل لندفرم بینش‌هایی را در مورد تکامل لندفرم‌های پیچیده ارائه می‌دهد. برای کمی کردن این جنبه از تنوع مورفولوژیکی لندفرم، از الگوریتم یادگیری ماشینی استفاده شده است (Brigham et al., 2022).

باوجود پیشرفت‌های اخیر در مطالعات ژئومورفولوژیکی مناطق بدون یخ، کاربردهای یادگیری ماشینی برای تولید

1. Change detection

2. Support vector machines

گستره مورد مطالعه

حوضه آبریز جاجرود در شمال شرقی شهرستان تهران، بین طول ۲۳° ۵۱' تا ۵۱° ۵۳' شرقی و عرض ۳۵° ۴۵' تا ۳۶° ۵۰' شمالی واقع شده است. حوضه کلی آبخیز جاجرود با مساحتی حدود ۱۸۹۰ کیلومتر مربع در دامنه جنوبی سلسله جبال البرز مرکزی قرار دارد. از مساحت اشاره شده حدود ۷۱۰ کیلومتر مربع در بالادست سد لتیان و ۱۱۸۰ کیلومتر مربع در پایین دست سد لتیان قرار دارد. این حوضه از شمال و شمال شرقی به حوضه رودخانه لار، از شرق به حوضه رودخانه حبله رود، از شرق و جنوب شرقی به حوضه نمود، از شمال غربی به حوضه رود کرج و از غرب به رودهای کوچک جنوب تهران و کویر نمک محدود می شود. پهنه برگ جهان در حوضه جاجرود بین لشکرک، لواسان و جاجرود کم و بیش در قسمت مرکزی حوضه جاجرود قرار دارد (شکل ۱).

روش مطالعه

در این پژوهش مرزهای ناحیه مطالعاتی با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰، تصاویر لندست هشت و پهپاد محدود شد. با بازدید میدانی که در پاییز ۱۳۹۷ از ناحیه صورت گرفت میکرو لندفرم‌ها شناسایی و با GPS موقعیت مکانی آن‌ها ثبت شد (شکل ۲). سپس با استفاده از تصاویر برداشت شده از دو دوره زمانی سال‌های ۱۳۹۶ و ۱۳۹۷ به بررسی تغییرات و طبقه‌بندی عوارض ناحیه برگ جهان در حوضه جاجرود پرداخته شده است. با نرم افزارهای Arc GIS 10.3، ENVI 5.1 و با کد نویسی در برنامه Python تصاویر پهپادی پردازش شد. وضوح مکانی این تصاویر ۲/۵ سانتی متر با مقیاس ۱/۲۵۰، مربوط به دو دوره زمانی ۱۳۹۶ و ۱۳۹۷ از وزارت نیرو تهیه شد (شکل ۳). با استفاده از تصاویر پهپاد و اجرای مدل‌های جنگل تصادفی، SVM با کرنل خطی، SVM با کرنل RBF^۲، جنگل تصادفی با ویژگی‌های استخراجی از شبکه‌های CNN و SVM با کرنل خطی با ویژگی‌های استخراجی از شبکه‌های عصبی عمیق طبقه‌بندی میکرو لندفرم‌ها و تحولات آن‌ها استخراج

نقشه‌های لندفرم در قاره قطب جنوب کم است. تغییرات سطح زمین و تخریب به علت‌های مختلف مانند تغییرات اقلیمی و عوامل دیگر به صورت گسترده در حال وقوع هستند. تخریب اراضی به ویژه در پهنه‌هایی با تراکم جمعیت بالا به طور قابل توجهی روی زیستگاه‌ها، کشاورزی و اقتصاد تأثیر می‌گذارد. فرسایش خندقی، یکی از چالش‌های اصلی برای تخریب زمین است (Chakraborty et al., 2022).

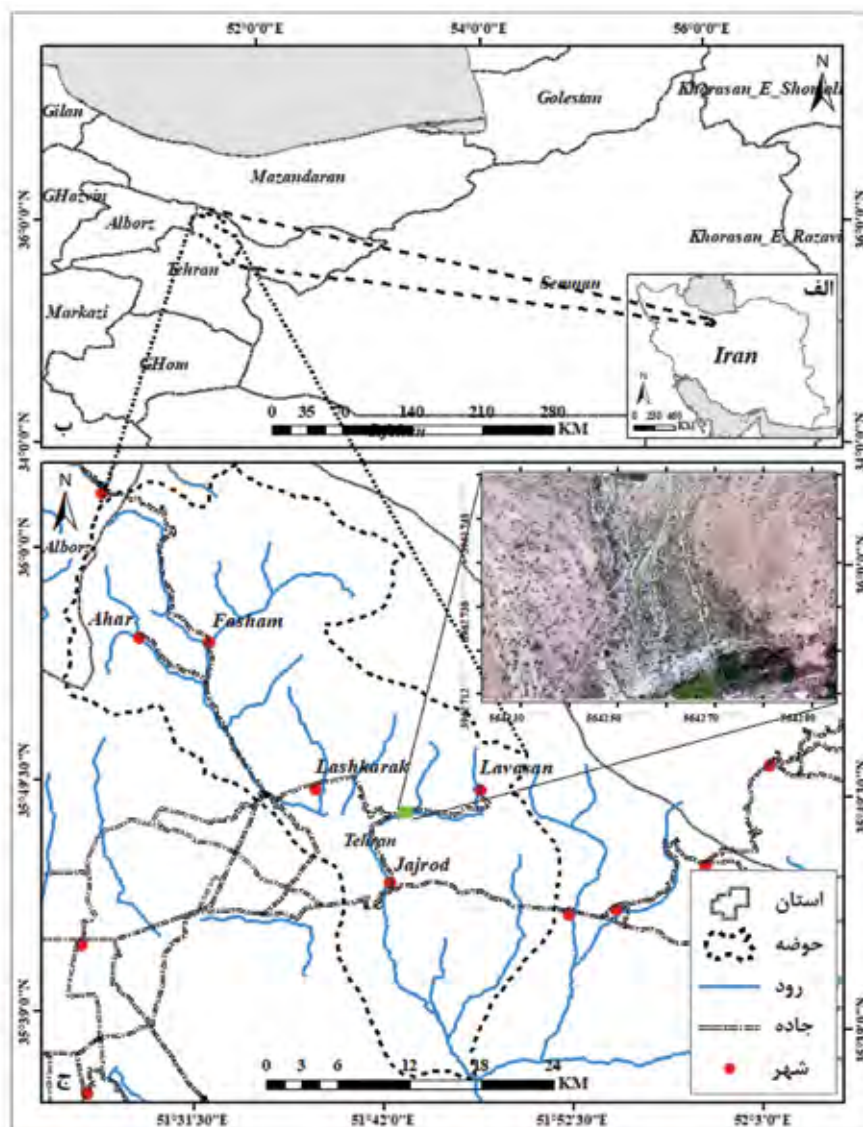
تشخیص تغییر توپوگرافی یک ابزار قدرتمند در ژئومورفولوژی برای ارتباط دادن فرآیندها و پراکندگی‌ها به نرخ و الگوهای فرسایش و رسوب است (James and Robson, 2012). الگوریتم‌های جدید و شبکه عصبی پیچشی^۱ CNN به یک راه حل جدید برای حل چندین مسئله، مانند طبقه‌بندی تصویر، تشخیص شی، تقسیم‌بندی معنایی و غیره تبدیل شده‌اند. CNN می‌تواند نمایش تصویر سلسله مراتبی را از داده‌های ورودی با تفکیک مورد قبول، ویژگی‌های مورد نظر را انجام دهد. در سال‌های اخیر، این نوع شبکه‌های عصبی برای حل چندین مسئله از زمینه‌های مختلف، از جمله سنجش از دور مورد استفاده قرار گرفت و در آن مزایای بسیار خوبی با توجه به مشکلات مختلف از جمله طبقه‌بندی مبتنی بر روی پیکسل‌ها برای کاربری اراضی، تشخیص هدف مانند لندفرم‌ها، جاده‌ها، عوارض انسانی و طبیعی و وضوح تصویر نشان داده‌اند (Laurentis et al., 2019).

برای برنامه‌ریزی پهنه، ایجاد مدل‌ها و الگوریتم‌های مختلف، شناسایی رفتار سنجی تغییرات دینامیکی و همراه آن تغییرات میکرو لندفرم‌ها ضروری است. در طول زمان آگاهی از تغییرات در مقیاس میکرو لندفرم‌ها به عنوان شاخصی برای شناسایی تغییرات با مقیاسی بزرگ‌تر در لندفرم‌ها بسیار مهم است. در این راستا استفاده از تصاویر پهپاد این امکان را می‌دهد تا با استفاده از داده‌های با وضوح بالا، حداقل ۲/۵ سانتی متر، پوشش گسترده، باز دیدهایی کوتاه مدت و سریع به نتایج مورد نظر دست پیدا کنیم. به همین دلیل در این پژوهش سعی شده تا با استفاده از روش‌های سریع، کم هزینه و داده‌های با دقت بالا، همچنین الگوریتم‌های مناسب تغییرات میکرو لندفرم‌ها ارزیابی شود.

1. Convolutional Neural Network

2. Radial basis function

الگوریتم مناسب برای شناسایی تغییرات میکرو لندفرم‌ها با استفاده از تصاویر پهپاد...



شکل ۱. الف) موقعیت حوضه در کشور ایران، ب) حوضه آبریز جاجرود در استان تهران، ج) موقعیت برگ جهان در حوضه به همراه تصویر پهپاد سال ۱۳۹۷

شد. مدل‌های مورد استفاده در پژوهش به شرح زیر است:

مدل‌های SVM، CNN، جنگل تصادفی

CNN شبکه عصبی پیچشی^۱ رده‌ای از شبکه‌های عصبی عمیق است و همواره برای انجام تحلیل‌های تصویری در یادگیری ماشین استفاده می‌شود. شبکه‌های عصبی پیچشی زیر دامنه یادگیری ماشینی قرار می‌گیرند و یادگیری عمیق نامیده می‌شود. الگوریتم‌های با آموزش عمیق، اطلاعات را به همان روشی که مغز انسان انجام می‌دهد پردازش می‌کند.

ماشین‌های بردار پشتیبان

روش طبقه‌بندی SVM رده‌ها را با استفاده از مرز تصمیم‌گیری جدا می‌کند و حاشیه بین دو گروه را به حداکثر می‌رساند. این مرز به اصطلاح «بهترین ابر صفحه جداکننده» نامیده می‌شود. نتایج رویکرد SVM مقادیر تصمیم‌گیری هر پیکسل هستند و برای برآورد مقادیر احتمال به کار می‌روند. در این روش احتمال «درست» بر اساس احتمالات بین

1. Convolutional neural network

شده است و از نقشه‌های ویژگی مجموعه‌ای از لایه‌های همگشت به‌عنوان ویژگی برای تعیین نواحی تغییر یافته استفاده می‌کند. با توجه به عملیات نمونه‌برداری فرعی و ادغام در CNN، هر نقشه ویژگی با استفاده از درون‌یابی دوخطی به‌اندازه یکسانی از تصاویر ورودی تغییر اندازه می‌یابد.

VGG16

یک مدل شبکه عصبی پیچشی است که به‌عنوان شبکه‌های پیچش بسیار عمیق برای تشخیص تصویر در مقیاس بزرگ پیشنهاد شده است. این مدل در یک مجموعه داده با بیش از ۱۴ میلیون تصویر متعلق به ۱۰۰۰ طبقه در شبکه تصاویر^۱ با دقت بالای ۹۲.۷ درصد دست می‌یابد. این روش با جایگزین کردن فیلترهای سایز بزرگ، کرنل (به ترتیب یازده و پنج در لایه همگشت اول و دوم) با فیلترهای متعدد با اندازه کرنل 3×3 یکی پس از دیگری، منجر به بهبود تصاویر می‌شود. در این پژوهش با اعمال کرنل 3×3 بر روی تصاویر پهنه برگ جهان در حوضه جابجود کیفیت تصاویر افزایش داده شد.

همگی متصل

لایه‌ی دیگری که در شبکه‌های عصبی عمیق وجود دارد، لایه‌ی همگی متصل^۲ است. این لایه‌ها نقشه‌های عارضه^۳ دو بعدی حاصله از مرحله‌ی ادغام^۴ را به عارضه‌های وکتوری^۵ یک بعدی تبدیل می‌کند. لایه‌های تماماً متصل همانند هم‌تایان خود در شبکه‌های عصبی مصنوعی سنتی عمل می‌کنند و کم‌وبیش ۹۰ درصد پارامترهای یک شبکه CNN را شامل می‌شوند. یکی از مزیت‌های لایه همگی متصل ارائه دادن نتیجه شبکه در قالب یک بردار با اندازه مشخص است. در این پژوهش از این بردار برای دسته‌بندی و همچنین از آن جهت ادامه پردازش‌های بعدی استفاده شد.

صفر و یک نشان داده می‌شوند و مجموع این مقادیر در هر پیکسل برابر با یک است. سپس طبقه‌بندی از طریق انتخاب حداکثر احتمال به دست می‌آید.

توابع کرنل، مانند توابع خطی، توابع چندجمله‌ای، RBF و توابع سیگموئید، به‌طور گسترده در بسیاری از مطالعات مورد استفاده قرار می‌گیرند. طبقه‌بندی کننده جنگل تصادفی شامل ترکیبی از طبقه‌بندی کننده‌های درخت است و در آن هر طبقه‌بندی کننده با استفاده از یک بردار تصادفی نمونه‌برداری شده به‌طور مستقل از بردار ورودی تولید می‌شود و هر درخت یک رأی واحد برای باارزش‌ترین رده برای طبقه‌بندی بردار ورودی ایجاد می‌کند. طبقه‌بندی کننده جنگل تصادفی مورد استفاده در این مطالعه شامل ویژگی‌های انتخابی تصادفی یا ترکیبی از ویژگی‌ها در هر گره برای رشد یک درخت است.

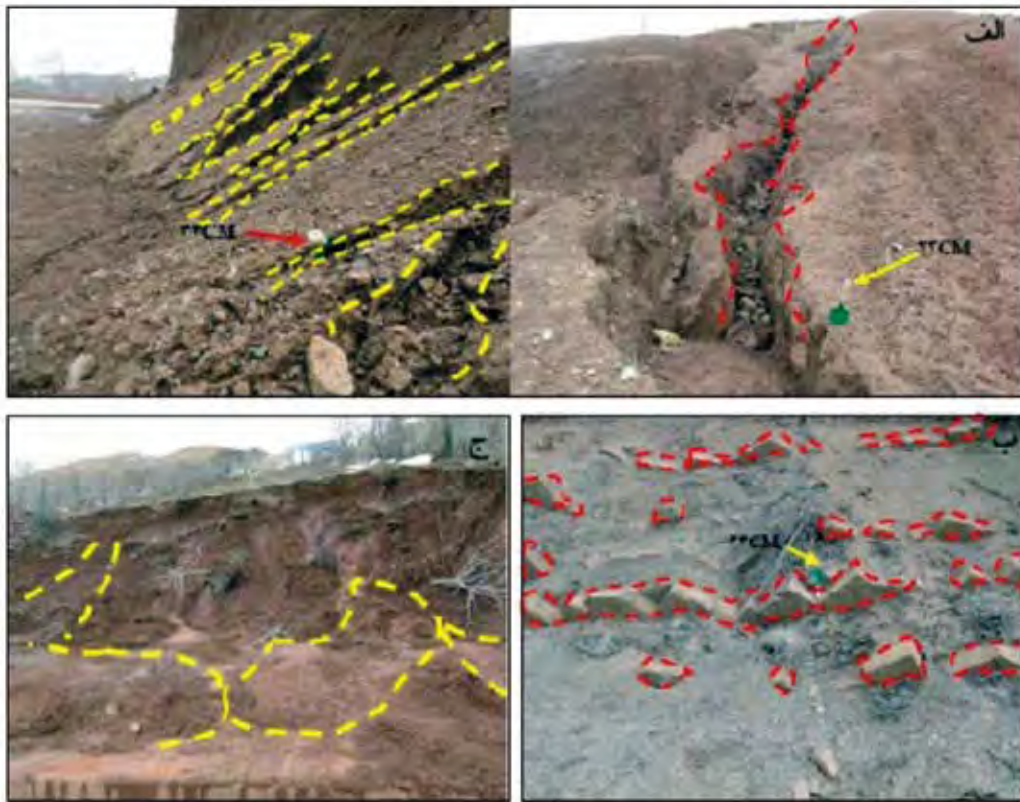
برچسب زدن، روشی برای تولید یک مجموعه داده آموزشی با رسم تصادفی است. برای مثال با جایگزینی N که در آن N اندازه مجموعه آموزشی اصلی است. برای هر ترکیب ویژگی، ویژگی انتخاب شده مورد استفاده قرار می‌گیرد. هر نمونه (پیکسل) با در نظر گرفتن باارزش‌ترین رده از تمام پیش‌بینی کننده‌های درخت در جنگل طبقه‌بندی می‌شوند. طراحی یک درخت تصمیم‌گیری نیاز به انتخاب یک معیار انتخاب ویژگی و یک روش بازبینی دارد. رویکردهای زیادی برای انتخاب ویژگی‌های مورد استفاده برای القای درخت تصمیم‌گیری وجود دارد و اکثر رویکردها یک معیار کیفیت را مستقیماً به صفت اختصاص می‌دهند. در این پژوهش برای ترکیب هر ویژگی، ویژگی‌های انتخاب شده مورد استفاده قرار گرفت؛ با توجه به باارزش‌ترین کلاس طبقه‌بندی صورت گرفت.

CNN

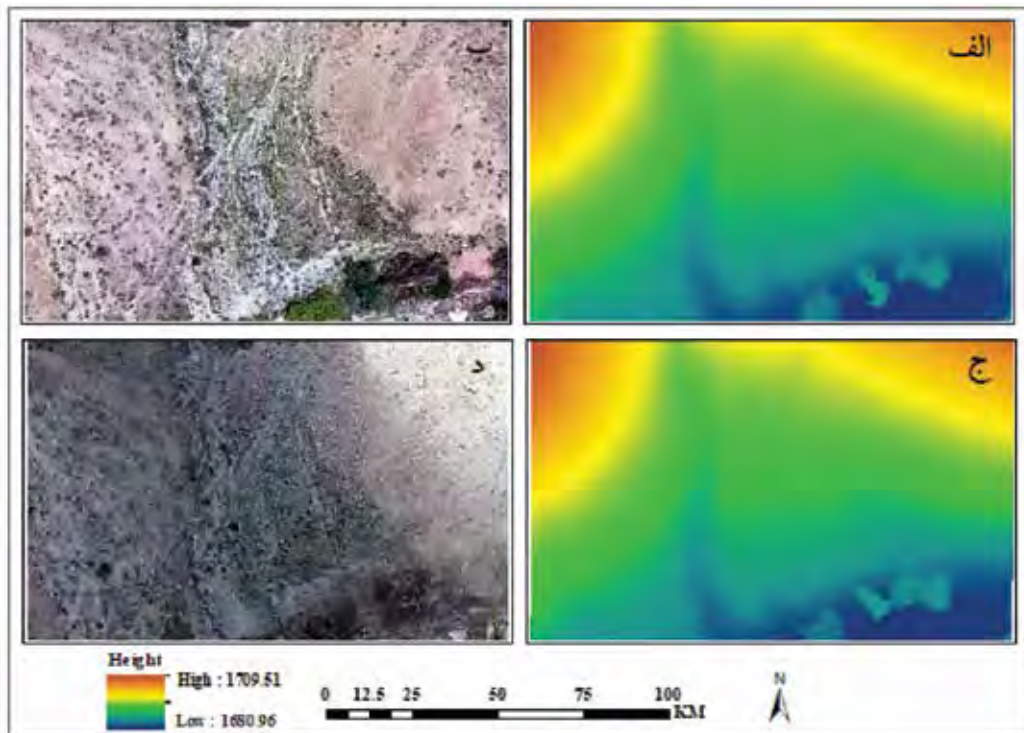
مدل CNN توانایی زیادی در استخراج ویژگی‌های تصویر نشان داده است، استفاده از آن‌ها برای پردازش تصاویر سنجش‌ازدور به نسبت جدید است. در این مطالعه، به بررسی قابلیت CNN به‌عنوان استخراج کننده ویژگی برای نمایش تصاویر پهنه‌ی بردار شده است. از ابر ستون‌هایی از پیکسل‌ها برای انجام قطعه‌بندی و جای‌گزینی شیء استفاده شده است، در این مطالعه نیز ایده مشابهی اعمال

1. Image net
2. Fully connected
3. Feature map
4. Pooling
5. Feature vector

الگوریتم مناسب برای شناسایی تغییرات میکرو لندفرم‌ها با استفاده از تصاویر پهپاد...



شکل ۲. تصاویر میکرو لندفرم‌ها و تغییرات سطوح در بازدید میدانی (پاییز ۱۳۹۷)، الف) فرسایش خندقی، ب) فرسایش و برون‌زدگی سطوح سنگی، ج) جریان سطحی و تخریب پوشش گیاهی

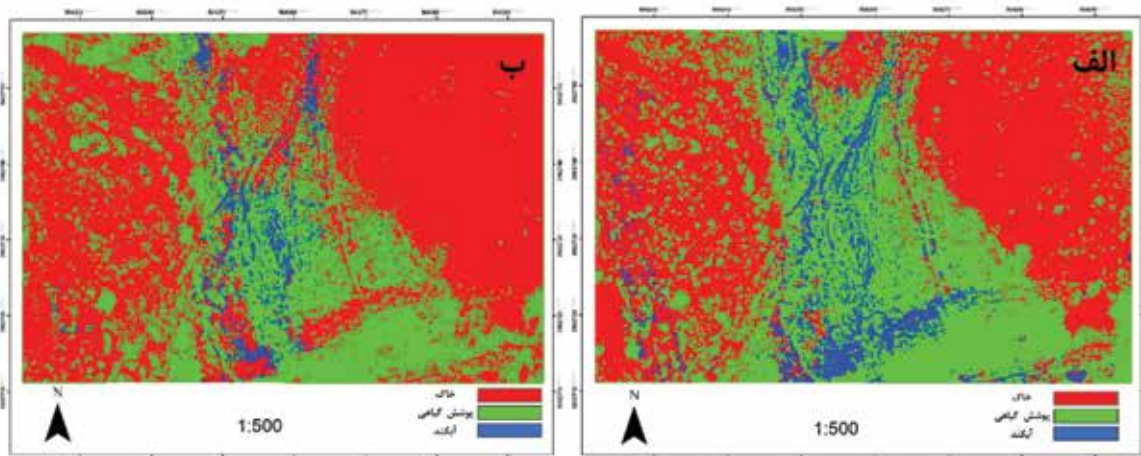


شکل ۳. مدل ارتفاعی و تصویر پهپاد پهنه برگ جهان، الف) مدل ارتفاعی استخراج شده از تصاویر پهپاد سال ۱۳۹۶، ب) تصویر پهپاد سال ۱۳۹۶، ج) مدل ارتفاعی استخراج شده از تصاویر پهپاد سال ۱۳۹۷، د) تصویر پهپاد سال ۱۳۹۷

بحث

رده عمده خاک، پوشش گیاهی و گالی تشخیص داده شد و طبقه‌بندی صورت پذیرفت. همان‌طور که شکل ۴ نشان می‌دهد در بازه زمانی یک سال قبل و بعد از سیل سال ۱۳۹۷ تغییرات نسبت پوشش گیاهی به خاک در پهنه برگ جهان زیاد هستند.

طبقه‌بندی میکرولندفرم‌ها بر اساس مدل SVM-RBF
 شکل (۴) طبقه‌بندی میکرولندفرم‌ها در بازه ۱۳۹۶-۱۳۹۷ با استفاده از شبکه عصبی RBF را نشان می‌دهد. RBF یک شبکه عصبی سه لایه است و از یک لایه پنهان تشکیل شده است. در نقشه اولیه که با پایتون برنامه‌نویسی شد، سه



شکل ۴. طبقه‌بندی میکرولندفرم‌ها با تصاویر پهپاد، الف) طبقه‌بندی تصاویر بر اساس مدل اس وی‌ام اربی اف سال ۱۳۹۶، ب) طبقه‌بندی تصاویر بر اساس مدل اس وی‌ام اربی اف سال ۱۳۹۷

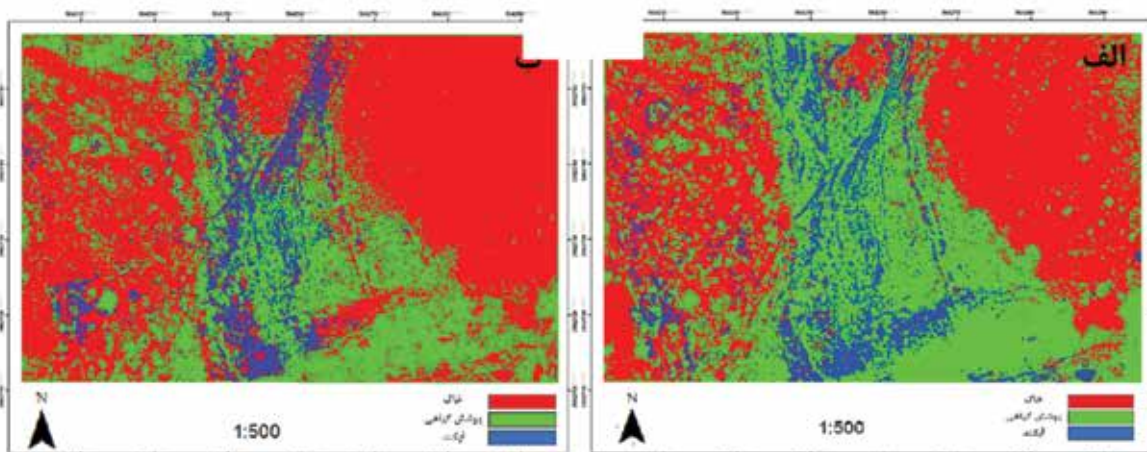
در نهایت با استفاده از رأی‌گیری بهترین راه‌حل را انتخاب می‌کند. شکل ۵، طبقه‌بندی میکرولندفرم‌ها در بازه ۱۳۹۶-۱۳۹۷ با استفاده از جنگل تصادفی را نشان می‌دهد. در نقشه اولیه که با پایتون برنامه‌نویسی شد سه رده عمده خاک پوشش گیاهی و فرسایش خندقی تشخیص داده شد و طبقه‌بندی صورت پذیرفت. همان‌طور که شکل ۵ نشان می‌دهد تغییرات پوشش گیاهی به خاک در پهنه برگ جهان بالا است (جدول ۱).

تغییرات میکرولندفرم‌ها بر اساس مدل SVM-RBF
 پس از طبقه‌بندی و ایجاد رده در نقشه‌های طبقه‌بندی‌شده در دو سال مختلف تغییرات میکرولندفرم‌ها شناسایی شد. بررسی‌ها نشان داد که ۴۹ درصد تغییرات ایجاد شده مربوط به تغییر پوشش گیاهی به خاک بوده است. در رتبه بعدی تغییرات، ایجاد جریان سطحی و فرسایش خندقی در ناحیه است (شکل‌های ۸ و ۹). میانگین دقت این الگوریتم ۸۸ درصد است (جدول ۱).

تغییرات میکرولندفرم‌ها بر اساس مدل جنگل تصادفی
 پس از طبقه‌بندی و ایجاد رده در نقشه‌های دو سال مختلف و تهیه نقشه نهایی، تغییرات میکرولندفرم‌ها در ناحیه شناسایی شد. بررسی‌ها نشان داد که ۶۴ درصد تغییرات با میانگین دقت ۹۲ درصد مربوط به تغییر پوشش گیاهی به خاک در گستره مطالعاتی است (جدول ۱). در رتبه بعدی تغییرات پوشش گیاهی به خاک، تبدیل خندق‌ها به جریان سطحی و ایجاد خندق قرار دارد (شکل‌های ۸ و ۹).

طبقه‌بندی میکرولندفرم‌ها بر اساس مدل جنگل تصادفی
 جنگل تصادفی یک الگوریتم یادگیری تحت نظارت است که برای طبقه‌بندی و رگرسیون استفاده می‌شود. جنگل از درختان تشکیل شده است و تعداد بیشتر درختان به معنای جنگل مقاوم‌تر است. به همین ترتیب، الگوریتم جنگل تصادفی، درختان تصمیم‌گیری را روی نمونه‌های داده ایجاد می‌کند و سپس پیش‌بینی را از هر یک از آن‌ها می‌گیرد و

الگوریتم مناسب برای شناسایی تغییرات میکرو لندفرمها با استفاده از تصاویر پهپاد...

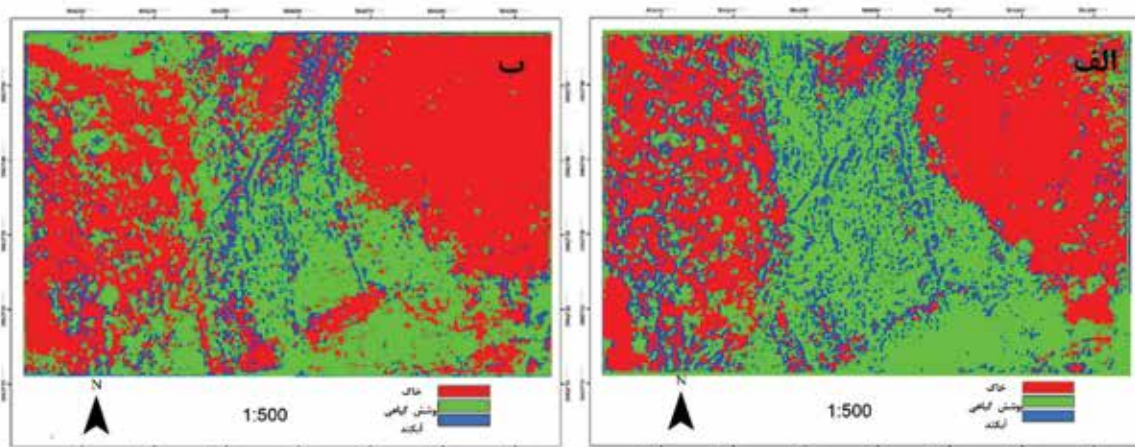


شکل ۵. طبقه‌بندی میکرو لندفرمها با تصاویر پهپاد، الف) طبقه‌بندی تصاویر بر اساس مدل جنگل تصادفی سال ۱۳۹۶، ب) طبقه‌بندی تصاویر بر اساس مدل جنگل تصادفی سال ۱۳۹۷

طبقه‌بندی میکرو لندفرمها بر اساس مدل SVM خطی با Deep Learning

را در بازه ۱۳۹۶-۱۳۹۷ بر اساس مدل SVM خطی با Deep Learning نشان می‌دهد. در نقشه اولیه که با پایتون نوشته شد سه رده عمده خاک، پوشش گیاهی و گالی تشخیص داده شد و طبقه‌بندی صورت گرفت، همان‌طور که در شکل مشخص است در این بررسی نیز تغییرات پوشش گیاهی به خاک زیاد است.

یادگیری عمیق، دربرگیرنده شبکه‌های عصبی مصنوعی است و روی شبکه‌هایی مشابه با آنچه در مغز انسان وجود دارد، مدل شده‌اند. با جابه‌جایی داده در این شبکه مصنوعی، هر لایه یک جنبه از داده‌ها را پردازش، دورافتادگی‌ها را فیلتر، موجودیت‌های مشابه را علامت‌گذاری و خروجی نهایی را تولید می‌کند. شکل ۶ طبقه‌بندی میکرو لندفرمها



شکل ۶. طبقه‌بندی میکرو لندفرمها بر اساس تصاویر پهپاد، الف) طبقه‌بندی تصاویر بر اساس مدل SVM خطی با Deep Learning سال ۱۳۹۶، ب) طبقه‌بندی تصاویر بر اساس مدل SVM خطی با Deep Learning سال ۱۳۹۷

شد. بررسی‌ها نشان داد که ۳۱ درصد تغییرات ایجاد شده مربوط به تغییر پوشش گیاهی به خاک است (جدول ۱). میانگین دقت این الگوریتم ۹۰ درصد است (شکل‌های ۸ و ۹).

تغییرات میکرو لندفرمها بر اساس مدل SVM خطی با Deep Learning

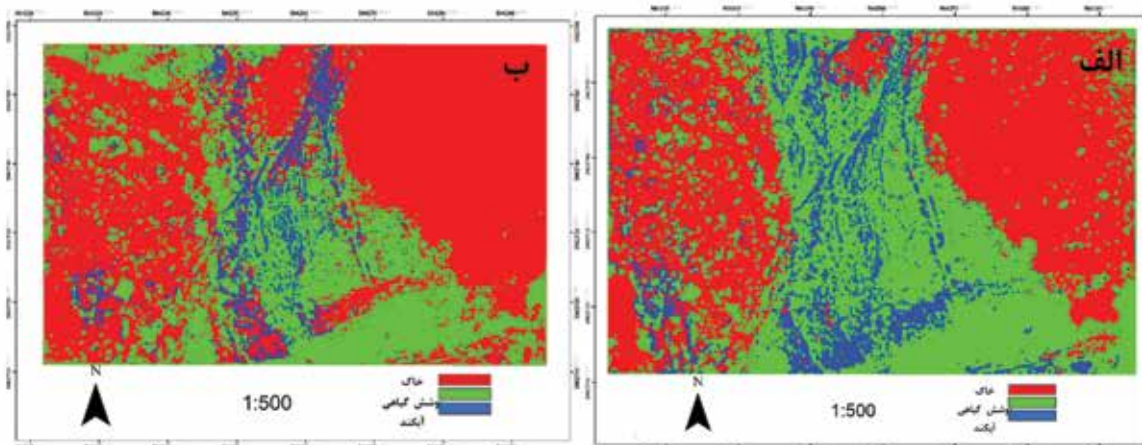
پس از طبقه‌بندی و ایجاد رده در نقشه‌های دو سال مختلف، نقشه نهایی تغییرات میکرو لندفرمها در گستره تهیه

1. Artificial mesh

طبقه‌بندی میکرو لندفرم‌ها بر اساس مدل جنگل تصادفی با Deep Learning انجام شد. همان‌طور که در شکل ۷ مشاهده می‌شود در بازه زمانی ۱۳۹۶-۱۳۹۷ تغییرات پوشش گیاهی به خاک در گستره بالا است.

طبقه‌بندی میکرو لندفرم‌ها بر اساس مدل جنگل تصادفی با Deep Learning

در نقشه اولیه که با پایتون نوشته شد سه رده عمده خاک، پوشش گیاهی و خندق تشخیص داده شد و

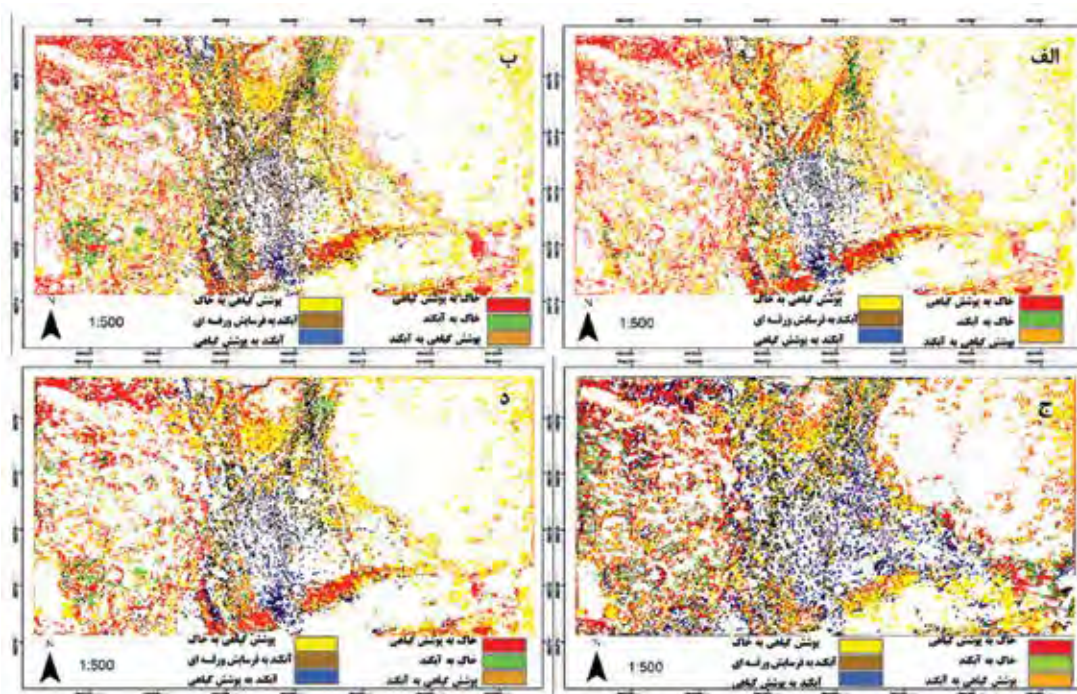


شکل ۷. طبقه‌بندی میکرو لندفرم‌ها با تصاویر پهپاد، الف) طبقه‌بندی میکرو لندفرم‌ها بر اساس مدل جنگل تصادفی با Deep Learning سال ۱۳۹۶، ب) طبقه‌بندی میکرو لندفرم‌ها بر اساس مدل جنگل تصادفی با Deep Learning 1397

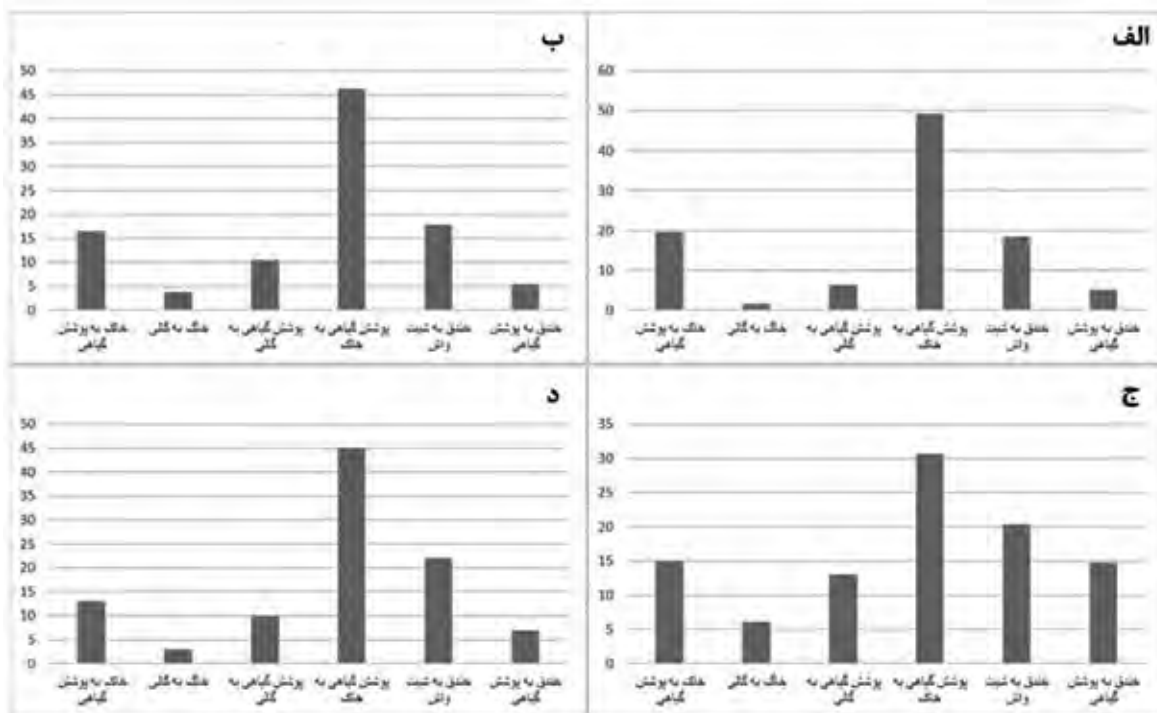
میکرو لندفرم‌ها در ناحیه تهیه شد. بررسی‌ها نشان داد که ۴۵ درصد تغییرات با میانگین دقت ۹۶ درصد در گستره مربوط به تغییر پوشش گیاهی به خاک است (جدول ۱).

تغییرات میکرو لندفرم‌ها بر اساس مدل جنگل تصادفی با Deep Learning

بر اساس مدل‌های جنگل تصادفی با Deep Learning طبقه‌بندی در نقشه‌ها انجام شد و نقشه نهایی تغییرات



شکل ۸. تغییرات میکرو لندفرم‌ها بر اساس مدل‌ها، الف) مدل RBF SVM، ب) مدل جنگل تصادفی، ج) مدل‌های SVM خطی با Deep Learning، د) مدل‌های جنگل تصادفی با Deep Learning



شکل ۹. درصد تغییرات میکرو لندفرمها بر اساس مدل‌ها، الف) مدل RBF SVM، ب) مدل جنگل تصادفی، ج) مدل‌های SVM خطی با یادگیری عمیق، د) مدل‌های جنگل تصادفی با یادگیری عمیق

جدول ۱. درصد تغییرات میکرو لندفرمها در مدل‌های RBF SVM، جنگل تصادفی، SVM خطی با یادگیری عمیق و جنگل تصادفی با یادگیری عمیق

جنگل تصادفی با یادگیری عمیق		SVM خطی با یادگیری عمیق		مدل جنگل تصادفی		مدل RBF SVM		میکرو لندفرم
درصد	تعداد پیکسل	درصد	تعداد پیکسل	درصد	تعداد پیکسل	درصد	تعداد پیکسل	
۱۳/۰۳۱	۳۲۴۴۸	۱۵/۰۲	۴۹۳۹۵	۱۶/۴۴	۴۵۸۲۰	۱۹/۵۲	۴۶۹۶۴	خاک به پوشش گیاهی
۲/۹۹	۷۴۵۵	۶/۰۵	۱۹۸۹۲	۳/۷۰	۱۰۳۲۷	۱/۵۱	۳۶۴۰	خاک به خندق
۱۰/۰۴	۲۵۰۱۲	۱۳/۰۶	۴۲۹۶۰	۱۰/۴۹	۲۹۲۴۰	۶/۲۴	۱۵۰۲۹	پوشش گیاهی به خندق
۴۵/۰۳	۱۱۲۱۲۶	۳۰/۶۸	۱۰۰۸۹۰	۴۶/۱۷	۱۲۸۶۹۲	۴۹/۲۷	۱۱۸۵۱۵	پوشش گیاهی به خاک
۲۲/۰۵	۵۴۸۹۶	۲۰/۳۷	۶۶۹۶۴	۱۷/۸۰	۴۹۶۲۶	۱۸/۴۰	۴۴۲۷۶	خندق به جریان سطحی
۶/۸۵	۱۷۰۵۶	۱۴/۸۱	۴۸۶۹۵	۵/۳۸۳۱	۱۵۰۰۳	۵/۰۳۵	۱۲۱۱۲	خندق به پوشش گیاهی
۱۰۰	۲۴۸۹۹۳	۱۰۰	۳۲۸۷۹۶	۱۰۰	۲۷۸۷۰۸	۱۰۰	۲۴۰۵۳۶	کل تغییر یافته‌ها
درصد ۹۶		درصد ۹۰		درصد ۹۲		درصد ۸۸		میانگین دقت
درصد ۲۶		درصد ۳۴		درصد ۲۹		درصد ۲۵		درصد کل تغییرات

نتیجه‌گیری

استفاده شد. برای بررسی رفتار میکرو لندفرمها و تأثیر خطی و غیرخطی بودن مدل‌ها از کرنل‌های خطی استفاده شد. نتایج به دست آمده نشان داد مدل RBF SVM با ۸۸ درصد نسبت به مدل‌های دیگر دقت کمتری دارد، به طوری که تفکیک بین طبقه‌ها در آن محدود بود. کرنل RBF با انتقال

در این پژوهش برای بررسی تغییرات میکرو لندفرمها و شناسایی الگوریتم مناسب در پیش‌بینی رفتار پیچیده آن‌ها از مدل‌های RBF SVM، جنگل تصادفی، SVM خطی با یادگیری عمیق و جنگل تصادفی با یادگیری عمیق

- خدری غریب وند، ل.، قهرودی تالی، م.، سبک خیز، ف. و سپهر، ع.، ۱۳۹۷. بررسی روند تکاملی پهنه‌های گلی باتلاق گاوخونی با استفاده از مدل فرکتال. جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۲۹ (۲)، ۱۱۳-۱۲۸. 10.22108/gep.2018.98241.0
- رعیتی شوازی، م.، کرم، ا.، غفاریان مالمیری، ح. م. و سپهر، ع.، ۱۳۹۶. مقایسه کارایی برخی الگوریتم‌های طبقه‌بندی در مطالعه تغییرات لندفرم‌های بیابانی دشت یزد- اردکان. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۱ (۲۱)، ۷۳-۵۷.
- شایان، س.، احمدآبادی، ع.، یمانی، م.، فرج‌زاده اصل، م. و احسان‌الله کبیر، م.، ۱۳۹۱. ارزیابی شاخص‌های ژئومورفومتریک به روش وود در طبقه‌بندی لندفرم‌های مناطق خشک (مطالعه موردی: منطقه مرنجاب). برنامه‌ریزی و آمایش فضا، ۱۶ (۱)، ۱۰۵-۱۲۰.
- قهرودی تالی، م. و علی‌نوری، خ.، ۱۳۹۶. تغییرات مکانی پلایای حوض سلطان در دوره ۲۰۱۶-۱۹۹۱، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۲۰ (۴)، ۱۰۳-۱۲۰.
- قهرودی تالی، م. و علی‌نوری، خ.، ۱۳۹۳. ردیابی مخاطرات پلایای حوض سلطان با بررسی آشفتگی میکرولندفرم‌ها. مدیریت مخاطرات محیطی، ۱ (۲)، ۲۴۱-۲۵۲.
- قهرودی تالی، م. و خدری غریب وند، ل.، ۱۳۹۵. رویکرد فرم‌شناسی در استراتژی مدیریت تالاب‌ها و پلایاها بررسی موردی: پلایای گاوخونی. فصلنامه علوم محیطی، ۱۴ (۲)، ۱۱۸-۱۰۹.
- مکر، م. و نگهبان، س.، ۱۳۹۴. طبقه‌بندی لندفرم‌ها با استفاده از شبکه‌های عصبی خود سازنده (Selforganization map). فصلنامه کوآترنری ایران، ۱ (۳)، ۲۲۵-۲۳۸.
- نعیمی نظام‌آباد، ع.، قهرودی تالی، م. و ثروتی، م.، ۱۳۸۸. آشکارسازی تغییرات لندفرم‌های ساحلی منطقه عسلویه. جغرافیای سرزمین، ۲۲ (۲)، ۵۹-۶۵.

- Baartman, J. E., Temme, A. J. and Saco, P. M., 2018. The effect of landform variation on vegetation patterning and related sediment dynamics. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(10), 2121-2135.
- Bernal, I., Tavera, H., Sulla, W., Arre-

داده‌ها به فضاهای ویژگی با ابعاد بالاتر و طبقه‌بندی در آن باعث خطی شدن رفتار میکرولندفرم‌ها در فضا با ابعاد بالا شد و تفکیک بین رده‌ای را در آن محدود انجام داد. در مدل جنگل تصادفی با دقت ۹۲ درصد رده‌های موجود در ناحیه با مرزهای خطی تا حدی قابل تفکیک بودند. اطلاعات متنی قابل استخراج از شبکه‌های عصبی عمیق از پیش آموزش داده‌شده بر روی ویژگی‌های استخراج‌شده از مدل جنگل تصادفی با دقت بالاتری ۹۶ درصد تغییرات میکرولندفرم‌ها را نشان داد. همچنین ارزیابی تحولات میکرولندفرم‌ها در ناحیه برگ جهان از معیار دقت نشان داد، استفاده از ویژگی‌های به‌دست‌آمده از این شبکه‌ها در قابلیت تفکیک طبقه‌های مختلف در تصاویر پهباد بسیار پرکاربرد است. به‌طوری‌که سبب ایجاد مدل نزدیک به ایده‌آل در الگوریتم جنگل تصادفی با یادگیری عمیق شد. بررسی‌ها نشان داد بیشترین تغییرات میکرولندفرم‌ها در این مدل، مربوط به تغییر پوشش گیاهی به خاک به میزان ۴۵/۰۳ و در رتبه بعدی تغییر خندق به جریان سطحی به میزان ۲۲/۰۵ است. با توجه به نتایج به‌دست‌آمده مشخص شد که سیل در حوضه جاجرود به‌ویژه ناحیه برگ جهان در سال ۱۳۹۷ سبب تغییرات عمده‌ای در گستره شده است. به‌طوری‌که بیشترین تأثیر آن بر روی پوشش گیاهی ناحیه داشته و درصد بسیاری از آن را از بین برده است به‌طوری‌که نمودار، تغییرات آن را در بالاترین حد آشفتگی نشان می‌دهد. علاوه بر موارد ذکرشده با توجه به کاهش بارندگی، خشک‌سالی‌های اخیر و سیل؛ جریان سطحی، خندق در گستره بیشتر ایجادشده است و نشان‌دهنده میزان بالای فرسایش و تغییرات بسیار زیاد میکرولندفرم‌ها در ناحیه مطالعاتی است.

منابع

- آراء، ه.، ۱۳۹۲. لندفرم‌ها و طبقه‌بندی آن‌ها در علم ژئومورفولوژی (مطالعه موردی: حوضه آبریز جاجرود در شمال شرق تهران). فصلنامه علمی-پژوهشی اطلاعات جغرافیایی سپهر، ۲۲ (۸۶)، ۱۷-۲۲.
- چورلی، ر. ج.، استانلی، ا.ش. و دیوید، ا.، ۱۳۷۵. ژئومورفولوژی. ترجمه احمد، معتمد (جلد اول) تهران، انتشارات سمت، ۱۶۸.

- dondo, L. and Oyola, J., 2018. Geomorphology Characterization of Ica Basin and Its Influence on the Dynamic Response of Soils for Urban Seismic Hazards in Ica, Peru, *International Journal of Geophysics*, 43-59
- Bocco, G., Mendoza, M. and Velazquez, A., 2001. Remote sensing and GIS-based regional geomorphological mapping a tool for land use planning in developing countries. *Geomorphology*, 39(3-4), 211-219.
 - Cassandra, A.P. B. and Crider, G. J., 2022. A new metric for morphologic variability using landform shape classification via supervised machine learning, *Geomorphology*, 399(108065), doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.108065.
 - Chakraborty, R., Pal, S. C., Santosh, M., Roy, P. and Chowdhuri, I., 2022. Gully erosion and climate induced chemical weathering for vulnerability assessment in sub-tropical environment. *Geomorphology*, 398,108027, doi:10.1016/j.geomorph.2021.108027.
 - Debnath, J., Pan, N. D., Ahmed, I. and Bhowmik, M., 2017. Channel migration and its impact on land use/land cover using RS and GIS: A study on Khowai River of Tripura, North-East India, *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 20(2), 197-210.
 - James, M. and Robson, Stuart, 2012. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application, *Journal of Geophysical Research*, 117, F03017, doi:10.1029/2011JF002289.
 - Laurentiis, D.L., Pomente, A., Del, F. F. and Schiavon, G., 2019. Capsule and convolutional neural network-based SAR ship classification in Sentinel-1 data, 11154, 1115405, doi:10.1117/12.2532551.
 - Liu, B. and Coulthard, T., 2017. In Dynamic Equilibrium: The Autogenic Landform Change in a Fluvial-Aeolian Interacting Field. In *Fifth International Planetary Dunes*, 1961, 3001.
 - Panda, P. and Narasimham, M., 2018. Dynamic Geomorphology of the Kosi Fan in Consequence to a Mega-Avulsion Aided by Space Inputs and Hydraulic Modeling, *J Remote Sensing and GIS*, 7, 1000238, doi: 10.4172/2469-4134.1000238.
 - Rahmati, O., Tahmasebipour, N., Haghizadeh, A., Pourghasemi, H. R. and Feizizadeh, B., 2017. Evaluation of different machine learning models for predicting and mapping the susceptibility of gully erosion, *Geomorphology*, 298, 118-137.
 - Salles, T., Flament, N. and Muller, D., 2017. Influence of dynamic topography on the evolution of the eastern Australian landscape since the Upper Jurassic Epoch, In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 11432.
 - Sawagaki, T., LAMSAL, D., Byers, A. and Watanabe, T., 2012. Changes in surface morphology and glacial lake development of Chamlang South Glacier in the eastern Nepal Himalaya since 1964, *Global Environment of Research* 16, 83-94.
 - Spencer, T., Larissa, N., Stuart, L., Stephen, D., Mark, M., Francis, M. and Iris, M., 2017. Stormy geomorphology: an introduction to the Special Issue, *Earth Surface Processes and Landforms*, 42, 238-241, doi: 10.1002/esp.4065.
 - Simonyan, K., and Zisserman, A. (2014). Very deep convolutional networks for large-scale image recognition. *arXiv preprint arXiv:1409.1556*.
 - Wei, Z., Han, Y., Li, M., Yang, K., Yang, Y., Luo, Y. and Ong, S. H., 2017. A small UAV based multi-temporal image registration for dynamic agricultural terrace monitoring, *Remote Sensing*, 9(9), 904.
 - Wondzell, S. M., Cunningham, G. L. and Bachelet, D., 1996. Relationships between landforms, geomorphic processes, and plant communities on a watershed in the northern Chihuahuan Desert, *Landscape Ecology*, 11(6), 351-362.

Analysis of geochemical features of sabzevar dust, using Marble Dust Collector (MDCO)

Amini, A¹. and Shafiei Bafti. B².

1. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Golestan

2. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman

Received: 26 April 2022

Accepted: 24 May 2022

Abstract

Dust is one of the atmospheric phenomena that has adverse environmental effects and consequences. In order to study dusts in Sabzevar, samples were collected at the end of each season in 2011. In this research, sampling containers were installed in 16 locations on the roofs of houses and governmental offices based on the main and sub-geographical directions and trapped samples in MDCO were measured by 0.0001 accuracy scale. For geochemical studies, due to the volume of dust collected and the importance of the samples, basic oxides and trace elements of fine dust were measured using atomic absorption and ICP methods. Results showed that the maximum dust volume were collected in the spring while the concentration of most polluting elements is higher in autumn. In terms of pollution, cadmium and zinc are of primary importance in sabzevar due to their very high pollution coefficient. Chromium and nickle are of secondary importance with the range of moderate pollution and significant pollution coefficient. In the current situation, the pollution of elements such as copper, lead and arsenic in the dust of Sabzevar is not critical and worrying.

Keywords: Heavy metal pollution, MDCO, Geochemistry, Sabzevar, Dusts.

The application of Normalized Cumulative Gamma Deviation Log (NCGDL) in sequence stratigraphic analysis and correlation, a case study from the Sarvak Formation, Abadan Plain, SW, Iran

Asaadi, A.¹, Imandoust, A.², Honarmand, J.³, Abdollahie-Fard, I.⁴ and Salmian, O.R.⁵

1. PhD in Petroleum Geology, Department of Earth Sciences, Tehran Energy Consultants Company (TEC), Iran
2. MSc in Stratigraphy and Paleontology, Department of Geosciences, Kish Petroleum Engineering, Tehran, Iran
3. Assistant Professor, Department of Geology, Research Institute of Petroleum Industry, Tehran, Iran
4. PhD in Tectonics, National Iranian Oil Company, Exploration Directorate, Tehran, Iran
5. MSc in Oil Exploration Engineering, Faculty of Mining Engineering, University of Tehran

Received: 13 April 2022

Accepted: 11 June 2022

Abstract

Identification of key sequence stratigraphic surfaces is an essential task in geological evaluation of hydrocarbon reservoirs. The Sarvak Formation with Late Albian-Early Turonian age constitute the important reservoir unit in the Abadan Plain region, SW Iran. This study investigates the application of Normalized Cumulative Gamma Deviation Log (NCGDC) to discriminate and correlate key sequence stratigraphic surfaces in six wells in a giant oil field in the Abadan Plain. To achieve this goal, identified key stratigraphic surfaces from core and thin sections were compared with interpretation of NCGDC method. From sequence stratigraphic point of view and based on the results from geological studies, the Sarvak Formation has been sub-divided into four third-order sequences which are described and interpreted. Two main disconformity surfaces, considered as sequence boundaries, are characterized by features of karstification, dissolution-collapse brecciation, and development of paleosol horizons. Generally, positive surfaces correspond to maximum flooding surfaces and negative surfaces occur at sequence boundary. Comparison of the results shows that, the identified sequence by NCGDC method can be effectively used for discrimination and correlation of sequences in different carbonate and siliciclastic reservoirs in the field scale.

Keywords: Sequence stratigraphy, Abadan plain, Sarvak Formation, Normalized Cumulative Gamma Deviation Log (NCGDL).

Lithostratigraphy and biostratigraphy of the foram and diatome layers equivalent deposits based on calcareous nannofossils in the Gorgan Plain: A reference to evolution and paleogeography of the South Caspian Basin

Sharafi, M.¹, Mousavi, N.², Moradpour, M.³, Beiranvand, B.⁴, Bayet-Goll, A.⁵ and Taati, F.⁶

1. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Hormozgan, Bandar Abbas.
2. Ph.D. in paleontology, Department of Petroleum Geology, RIPI
3. Scientific staff member, Department of Petroleum Geology, RIPI
4. Assistant Professor, Department of Petroleum Geology, RIPI
5. Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS)
6. Ph.D. in stratigraphy, Khazar Oil Company

Received: 4 April 2022

Accepted: 6 July 2022

Abstract

Paleocene-Miocene sediments in the central part of the Gorgan Plain were studied to evaluate lithostratigraphy, biostratigraphy and reconstruction of the paleogeography of the South Caspian Basin (SCB). Based on nannofossils distribution in the studied interval, the following points were identified: Foram layers equivalent sediments have Thanetian-Eocene age and Upper Maykop-Diatom equivalent sediments have Middle-Late Miocene age. Evaluation of the nannofossils distribution in the studied interval has clarified a major unconformity between lower Paleocene-Eocene sediments and the upper Middle-late Miocene sediments. This unconformity is coincident with collisional event of the Afro-Arabia and Eurasia Plates and rising of the surrounding mountain ranges around the Caspian Basin including Alborz and Kopet-Dagh Mountains. Nannofossils distribution of the studied succession displays that the SCB was connected to the Black Sea and Mediterranean Basin in the lower Middle Miocene and was isolated in the Middle-Late Miocene. The interpreted east-west running seismic lines displays a clear increase in the sediment thickness and accommodation space from eastern to western part of the Gorgan Plain. The higher available accommodation space from east to west of the Gorgan Plain led to a delay in the subaerial exposure in the western part of the Gorgan Plain due to rising of the Kopet-Dagh and Alborz Ranges. This interpretation is consistent with the lack of the Paleocene-Eocene sediments and presence of the Cretaceous sediments below the major unconformity in the eastern part of the Gorgan Plain and presence of the Paleocene-Eocene sediment below the unconformity in the studied area.

Keywords: Paratethys, Paleogeography, South Caspian basin, Diatom, Nannofossil.

Facies analysis and sedimentary environment of the Jeirud Formation in Garmabdar section, central Alborz: with emphasis on paleoredox conditions during deposition of black shales

Karimi, N.¹, Etemad-Saeed, N.², Bayetgoll, A.³, Zohdi, A.⁴ and, Kumpan, T.⁵

1. M.Sc., Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

2. Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

3. Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

4. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

5. Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Earth Sciences, Masaryk University Brno, Czech Republic

Received: 13 April 2022

Accepted: 25 June 2022

Abstract

The late Devonian has been associated with major global climate changes, widespread anoxia events, and the Hangenberg Crisis. The main aim of this study is to explore the relationship between paleoenvironment and paleoredox condition during deposition of the lower Devonian Jeirud Formation in the Garmabdar section, northeast of Tehran. The Jeirud Formation in the Garmabdar section, with a thickness of about 280 m, is composed of siliciclastics, carbonates, carbonate-siliciclastic hybrids and phosphorite deposits. Sedimentary facies analysis led to recognition of three siliciclastic facies associations related to estuarine environments under the influence of waves, shoreface and offshore and two carbonate facies associations related to intertidal and subtidal environments. Moreover, the geochemical paleoredox proxies (such as U/Th and V/Cr) also suggest prevailing anoxic conditions during deposition of black shales and phosphorites in the studied section. In overall, these results suggest that there is a good agreement between the depth of the depositional environment and anoxic conditions during deposition of black shales of the Jeirud Formation.

Keywords: Facies analysis, Late Devonian, Jeirud Formation, Paleoredox condition, Black shale.

Exploration analysis and determining the relationship between mineralization and faults as a new exploration key in the Sirjan-Beshneh copper deposit

Ahmadi, R.¹ and Hosseini Shahraki, S.J.²

1. Assistant Professor, Mining Engineering Department, Arak University of Technology

2. B.Sc. Student, Mining Engineering Department, Arak University of Technology

Received: 4 February 2022

Accepted: 9 April 2022

Abstract

Sirjan-Beshneh copper deposit with 0.5 kilometer area is located in Kerman province 80 kilometers west of Sirjan city. The variety of exploration activities including remote-sensing, field traverses, geophysical explorations, surface explorations comprising surface sampling and geochemical analysis of 94 samples, drilling and surveying three trenches with sampling and analysis of six samples as well as drilling of eight deep exploration borehole with the total length of 414.5 meter, have been carried out in the metallic deposit. All faults in the region were mapped based on the remote-sensing and structural geology operations of the region. In the present research, all exploration activities carried out in the Beshneh copper deposit were analyzed through investigating their relationship with the faults in the region. To achieve this goal, various techniques including drawing rose-diagram of faults, processing of resistivity and chargeability data of rectangle survey and smoothed inversion of data for five dipole-dipole profiles, imaging isograde maps for the surface and trench samples as well as 3-D modeling of exploration boreholes assays of the region were employed. The results showed that locations of mineralization related to the fractures and faults present in the region since the trend of most mineralized veins is along the main faults. At the end, in order to complete the explorations of the previous stages to get a better recognition of the deposit, drilling of several new exploration boreholes was proposed based on all performed studies and integrating obtained results as an exploration key.

Keywords: Sirjan-Beshneh, Mineralization, Fault, Modeling.

Carbon and oxygen stable isotope study of the Majdar travertine deposits, southeast of Ardabil

Lotfi Bakhsh, A.¹

1. Assistant Professor, Department of Economic Geology, Faculty of Sciences, Mohaghegh Ardabili University, Ardabil

Received: 6 December 2021

Accepted: 31 January 2022

Abstract

Freshwater carbonates differ from each other according to isotopic geochemical properties. The study of carbon and oxygen stable isotopes is one of the most important study tools for carbonates, including travertine deposits. In Majdar area, which is located in the western Alborz-Azerbaijan tectonic zone, Quaternary travertine deposits are located in the Eocene porphyry andesite volcanic units. Based on mineralogical studies, travertines are mainly composed of aragonite. The mean values of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopes of travertines in the study area are + 6.47 and -8.77, respectively, which indicates the thermogenic origin of travertines. Also, the mean value of $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2) is -2.73, which suggests an inorganic and endogenic origin for CO_2 . It is thought that CO_2 -rich hydrothermal fluids have provided the calcium bicarbonate ions needed to form travertine after circulation within the calcareous unit in the area and reacting with it. Then, these fluids ascended through the fault systems and deposited travertine on the surface.

Keywords: Stable isotope, Travertine, Thermogene, Mejdard.

Petrology of alkaline lavas in North Jirandeh (East of Lushan)

Soleimani, A.¹, Haq Nazar, Sh.², Vosoughi Abedini, M.³ and Hakimi Asiabar, S.⁴

1. Ph.D. student, Department of Geology, Lahijan Branch, Islamic Azad University, Lahijan, Iran

2. Assistant Professor, Department of Geology, Lahijan Branch, Islamic Azad University, Lahijan, Iran

3. Associate Professor, Department of Geology, Science and Research Unit, Islamic Azad University, Tehran, Iran

4. Assistant Professor, Department of Geology, Lahijan Branch, Islamic Azad University, Lahijan, Iran

Received: 2 October 2021

Accepted: 30 October 2021

Abstract

In the north of Jirandeh and east of Lushan, which are located in the mountains south of the central Alborz, a series of volcanic rocks are unconformably located on the Middle Eocene limestone. These rocks have alkaline affinity of different types of lamprophyre and are studied for the first time from the petrology point of view. The texture of these rocks is porphyric to microporphic with microlithic matrix. The phenocrysts and microphenocrysts of the collected samples are generally olivine, alkaline pyroxenes and biotite, which are located in olivine, pyroxene, plagioclase, amphibole, very fine nepheline crystals, apatite and metal ores groundmass. Geochemical studies of these rocks indicate that these rocks are alkaline lamprophyres and the magma is the result of partial melting of an asthenospheric mantle source similar to OIB. They are classified in garnet lherzolite facies and were emplaced in an intercontinental rift tectonic environment.

Keywords: Iran, Petrology, Jirandeh, Alkaline lavas, Lamprophyre.

A suitable algorithm for identifying changes in micro-landforms using UAV images. Case study: Barg-e-Jahan area in Jajrud region (2015-2016)

Tavakol, M. H.¹, Ghahroudi, M.², Sadough, H.³ and Alinoori, Kh.⁴

1. PhD. student in Geomorphology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University

2. Professor, Department of Natural Geography, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University

3. Professor, Department of Natural Geography, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University

4. Postdoctoral Researcher, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University

Received: 9 April 2022

Accepted: 24 May 2022

Abstract

One of the main and most important topics of geomorphology is the identification and evaluation of microlandform changes. Their recognition and spatial distribution in order to understand and evaluate changes, stability studies and regional planning is one of the basic needs of applied geomorphology. Barg-e-Jahan area is located in Jajroud catchment area affected by many environmental changes. In this study, based on micro-scale geomorphological approach, using UAV images along with field survey in the Barg-e-Jahan area, microlandforms changes were investigated. UAV images with a spatial resolution of 2.5 cm were obtained from the Ministry of Energy between 2015 and 2016. These images were corrected using ENVI 5.1 and Arc Map 10.3 software, and then the desired algorithms were implemented via coding in Python. Changes were investigated with machine learning algorithms and random forest models, SVM with RBF kernel, random forest with features extracted from CNN networks, and SVM with linear kernel with features extracted from deep neural networks. Results showed that the SVM-RBF model is less accurate than other models with 88% accuracy, so the separation between the classes was limited. In the random forest, 92% of the classes were distinguishable with linear boundaries. The near-ideal model in the random forest algorithm with deep learning was observed with an accuracy of 96%. Investigations showed that most of the changes in microlandforms in this model were related to the change of vegetation cover to soil by 45.03%, and in the next place, the change of sheet wash erosion by 22.05%. According to the obtained results and field observations in 2017, it was determined that the flood of 2017 in Barg-e-Jahan area has caused major changes in the area. Its greatest impact was on the vegetation and the diagram shows at the highest degree of disturbance. In this period, the surface flow and gully formation in the area increased and it shows the high level of erosion and great changes of microlandforms in the study area.

Keywords: Deep learning algorithms, Random forest, Microlandform, SVM, RBF.



Vol. 16, No. 63, Autumn 2022

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

Dr. Khodaei, K., Associate 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. Khodaei, K., Associate Professor - Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

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: Autumn 2022

Print: Peydayesh Printing complex

Print address: No. 22, 16 Azar Avenue, Keshavariz Boulevard, Tehran, Iran

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

Tel: +98(21)29902594-22431933-4

E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com

Website Journal: Journal.rias.ac.ir

Website: www.rias.ac.ir

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