



رخساره‌های رسوبی

جلد ۱۱، شماره ۱، بهار و تابستان ۱۳۹۷، شماره پیاپی ۲۰

شاپا: ۷۸۷X-۲۰۰۸

فهرست

اولین گزارش از لوله‌های زیستی کرم‌های حلقوی پلی‌کیت (پرتاران) ائوسن از ناودیس سراه ۱
علی بهرامی، مهدی یزدی، صفوره صدری، مرجان خداوردی حسن‌وند

بررسی کمی تغییرات کانال رودخانه‌های الموت رود و شاهرود (شمال قزوین) در بازه زمانی ۱۵
عفت پاسبان، سعید خدابخش، محمدرضا غریب رضا، شیما کبیری، ناصر بحیرایی

بررسی الگوی پراکندگی و زیست‌چینه‌نگاری نانوفسیل‌های آهکی بخش بالایی سازند قم در برش ۳۵
محمد پرندآور، فاطمه هادوی

چینه‌نگاری شیمیایی نهشته‌های سازند قم با تأکید بر نقش آن در تعیین درجه حرارت دیرینه در برش
دوبرادر، جنوب شرق قم ۴۹
جهانبخش دانشیان، لیلا رضانی دانا

پتروگرافی و ژئوشیمی رسوبات آواری قرمز میوسن در شمال غرب کرج، منطقه طالقان ۶۹
خلیل رضایی، شهرام فروغی شادباد

مدل سازی بلوغ حرارتی و ارزیابی ژئوشیمیایی سازند کشف‌رود در کپه‌داغ شرقی، شمال شرق ایران ۹۱
حسین سعادت، بهرام علیزاده، الهام ترهنده، محراب رشیدی

چینه‌نگاری زیستی سازند گورپی با تأکید بر نانوفسیل‌های آهکی در برش اوز، جنوب شرق شیراز ۱۱۳
سعیده سنماری

مقایسه ژئوشیمیایی ماسه سنگ‌های سازند پادها در شمال بلوک‌های طبس و یزد: کاربردی برای جغرافیای
دیرینه ۱۲۷
فرج الله فردوست، مهدی جعفرزاده، حامد زند مقدم، فاطمه عابدینی مقانکی

رخساره‌های رسوبی

جلد ۱۱، شماره ۱، بهار و تابستان ۱۳۹۷

با شماره پروانه ۱۲۴/۳۳۰۵ از معاونت امور مطبوعاتی و اطلاع رسانی وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی
و درجه علمی - پژوهشی شماره ۸۹/۳/۱۱/۸۹۴۱۵ از کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور وزارت علوم، تحقیقات و فناوری

صاحب امتیاز: دانشگاه فردوسی مشهد
مدیر مسئول و سردبیر: دکتر علیرضا عاشوری

هیأت تحریریه:

دکتر علیرضا عاشوری، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)
دکتر سید رضا موسوی حرمی، استاد - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه فردوسی مشهد)
دکتر فاطمه هادوی، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)
دکتر محمد علی جعفریان، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه اصفهان)
دکتر محمد داستانبور، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه شهید باهنر کرمان)
دکتر ابراهیم قاسمی نژاد، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه تهران)
دکتر مهدی یزدی، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه اصفهان)
دکتر مهدی نجفی، دانشیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ناشر: گروه زمین شناسی دانشکده علوم دانشگاه فردوسی مشهد

شمارگان: ۲۵۰ نسخه

قیمت: ۱۰۰۰۰ ریال (دانشجویان ۵۰۰۰ ریال)

امور فنی و چاپ: مؤسسه چاپ و انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد

پست الکترونیک: gs@um.ac.ir

نشانی وب سایت: http://jearth.um.ac.ir

این نشریه در پایگاههای زیر نمایه می‌شود:

http://www.isc.gov.ir

۱- پایگاه استنادی علوم جهان اسلام (ISC)

http://www.magiran.com

۲- بانک اطلاعات نشریات کشور (MAGIRAN)

http://www.sid.ir

۳- پایگاه اطلاعات علمی جهاد دانشگاهی (SID)

مشاوران علمی این شماره:

دکتر محمد حسین آدابی، استاد - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه شهید بهشتی)
دکتر محمد خانه‌باد، استادیار - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه فردوسی مشهد)
دکتر لیلا خدادادی، دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه پیام نور)
دکتر خلیل رضایی، استادیار - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه خوارزمی)
دکتر حامد زند قدم، استادیار - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه باهنر کرمان)
دکتر احمد رئوفیان، استادیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فرهنگیان)
دکتر سعیده سنماری، دانشیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین)
دکتر عباس قادری، استادیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)
دکتر محمد حسین محمودی قرائی، دانشیار - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه فردوسی مشهد)
دکتر عزیز الله طاهری، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه صنعتی شاهرود)
دکتر آبرادات مافی، دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی (اداره کل زمین شناسی و اکتشافات معدنی منطقه شمال شرق)
دکتر سید رضا موسوی حرمی، استاد - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه فردوسی مشهد)
دکتر مرضیه نطقی مقدم، استادیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه پیام نور)
دکتر فاطمه هادوی، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار متن فارسی:	دکتر عباس قادری (گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد)
ویراستار متن انگلیسی:	دکتر سید رضا موسوی حرمی (گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد)
مدیر اجرایی:	دکتر عباس قادری (گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد)

آدرس: مشهد، پردیس دانشگاه فردوسی، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، نشریه رخساره‌های رسوبی.

صندوق پستی ۹۱۷۷۵-۱۴۳۶

بهای تک شماره ۱۰۰۰۰ ریال (دانشجویان ۵۰۰۰ ریال)، حق اشتراک سالانه برای داخل کشور ۲۰۰۰۰ ریال.
لطفاً وجوه اشتراک را به حساب جاری شماره ۵۰۴۹۴-۴۲۵۰ بانک تجارت شعبه دانشگاه فردوسی مشهد به نام
نشریه رخساره‌های رسوبی (مطالعات زمین شناسی) واریز فرمایید.

تلفن دفتر نشریه: ۰۵۱-۳۸۸۰۴۱۴۳

با توجه به سیاست کمیسیون بررسی نشریات کشور مبنی بر تخصصی شدن تمام مجلات علمی و فعالیت آنها در سطح گرایشهای علمی خاص مطرح در هر رشته، **دوفصلنامه رخساره‌های رسوبی دانشگاه فردوسی مشهد** که دارای **اعتبار علمی - پژوهشی** از کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور است، به صورت کاملاً تخصصی در زمینه‌های چینه‌شناسی، فسیل‌شناسی و رسوب‌شناسی فعالیت خواهد کرد. مهمترین محورهای علمی مورد پذیرش این نشریه شامل بررسی و تفسیر محیطهای زیستی جانوران و گیاهان گذشته، مطالعات دیرینه‌شناسی سیستماتیک و بررسی محیطهای رسوب‌گذاری کربناته و آواری با استفاده از ابزار و روشهای تحلیل رخساره‌ای است. فسیل‌شناسی، زیست‌شناسی دیرینه یا پالئوبیولوژی، بوم‌شناسی دیرینه یا پالئواکولوژی، ارتباط متقابل موجودات گذشته با محیط زندگی خود، چینه‌نگاری، تحلیل و تکامل حوضه، رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، ژئوشیمی رسوبی و ... موضوعاتی هستند که با اهداف پژوهشی این نشریه مرتبطند.

در این راستا، رعایت نکات زیر برای نویسندگان محترم به هنگام تهیه و ارسال مقالات ضروری است:

- مقاله ارسال شده در نشریه دیگری چاپ نشده و یا همزمان برای سایر مجلات ارسال نشده باشد.
- مسئولیت صحت و سقم مقاله به لحاظ علمی و حقوقی به عهده نویسنده مرتبط (عهده‌دار مکاتبات) است.
- چنانچه نویسنده مرتبط مقاله دانشجو بوده و مقاله ارسالی از پایان نامه فرد استخراج شده است، ارسال نامه‌ای با امضای استاد راهنما مبنی بر مطالعه و تأیید مندرجات علمی موجود به عنوان یک فایل تکمیلی همراه با مقاله ضروری است.
- مجله حق رد یا قبول و نیز ویراستاری مقالات را برای خود محفوظ می‌دارد و از بازگرداندن مقالات دریافتی معذور است.
- اصل مقالات رد شده یا انصرافی پس از سه ماه از آرشيو مجله خارج خواهد شد و این نشریه هیچ گونه مسئولیتی در این ارتباط نخواهد داشت.

«مجله در پذیرش یا نپذیرفتن مقاله و همچنین ویراستاری آن آزاد است»

«نویسنده باید هنگام ارسال مقاله متن زیر را تایپ و همراه مقاله ارسال نماید»

بسمه تعالی

سر دبیر محترم مجله رخساره‌های رسوبی

اینجانب نویسنده مرتبط مقاله

اینجانب با اطلاع کامل از قوانین و مقررات ارسال و نشر مقالات علمی، مقاله حاضر را که حاصل تلاشهای علمی خود و همکارانم می‌باشد، برای مجله رخساره‌های رسوبی دانشگاه فردوسی مشهد ارسال و تعهد می‌نمایم که این مقاله قبلاً در مجله دیگری چاپ نشده و برای مجله دیگری هم فرستاده نشده است.

امضاء

تاریخ



اولین گزارش از لوله‌های زیستی کرم‌های حلقوی پلی کیت (پرتاران) ائوسن از ناودیس سراکه (منطقه سُه، شمال غرب اصفهان - ایران مرکزی)

علی بهرامی^{۱*}، مهدی یزدی^۲، صفوره صدری^۳، مرجان خداوردی حسن‌وند^۴

۱- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۳- کارشناسی ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۴- دانشجوی دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

*پست الکترونیک: a.bahrami@sci.ui.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۶/۵/۹

تاریخ دریافت: ۹۵/۷/۲۵

چکیده

مطالعه نهشته‌های کربناته و مارنی دارای بقایای لوله‌های زیستی کرم‌های حلقوی پلی کیت در منطقه سُه اصفهان (ناودیس سراکه) به شناسایی گونه *Rotularia spirulaea* از خانواده کرم‌های سرپولید منجر گردید. به طور کلی *Rotularia* در محیط‌هایی که به هم ریختگی لایه‌ها توسط موجودات زنده زیاد باشد و در محیط‌های با انرژی متوسط تا بالا به طور فراوان یافت می‌شود. بسیاری از کرم‌های *Rotularia* قسمت یا تمامی طول عمر خود را در لوله‌های آهکی یا سیمانی ترشح شده گذرانیده‌اند. این کرم حلقوی اغلب از زمان ژوراسیک تا پالئوژن در دریا‌های کم‌عمق (ائوسن) وجود داشته و در مرز ائوسن - الیگوسن منقرض شده است. کرم‌های *Rotularia* به همراه بقایایی از قطعات خرچنگ، شکم‌پا و روزن‌داران کفزی گویای شرایط دریایی کم‌عمق در زمان تشکیل نهشته‌های مورد مطالعه بوده است.

واژه‌های کلیدی: ائوسن؛ کرم‌های حلقوی پلی کیت؛ ناودیس سراکه؛ سرپولید؛ *Rotularia*.

مقدمه

لوله که یک ویژگی مشترک در تمامی خانواده کرم‌های سرپولید است از دو لایه آهکی تشکیل شده است. لایه داخلی محیط دایره‌ای شکل دارد و از درون صاف است. لایه خارجی که قسمت بیرونی لوله را تشکیل می‌دهد، مقاومت متفاوتی دارد و ممکن است دارای تزیینات متفاوتی باشد (Nielson, 1931). جنس لوله در سرپولیدها از کربنات کلسیم متبلور و ماتریکس موکوپلی ساکارید است که از غدد موجود در یقه ترشح می‌شوند (Hove & Kupriyanova, 2009). حضور و فراوانی ناگهانی لوله‌های

پرتاران عهدحاضر از متداول‌ترین بی‌مهرگان کفزی دریا‌های کم‌عمق هستند که به سطوح سخت و نرم می‌چسبند (Fauchald & Jumars, 1979؛ Ruppert et al., 2004). این جانوران که گسترش وسیعی از زمان پروتروزوئیک داشته‌اند حرکات کرم مانند داشته و بعضی از آن‌ها نیز به صورت حفار و شناگر می‌باشند (Howell, 1962). تقریباً تنها چیزی که از این کرم‌ها به صورت فسیل باقی می‌ماند لوله آن‌ها است که جانور در طی حیات خود در آن زندگی می‌کند، اما به آن لوله متصل نبوده است.

حمایت از بدن نرم کرم‌ها و همچنین در حفظ جهت‌گیری مناسب آن‌ها نسبت به بستر، ایفا می‌کند. اندازه فسیل‌ها از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر است (Moore, 1969). ترکیب اصلی لوله‌های پلی‌کیتها از کلسیت است و دیواره آن از یک لایه نازک داخلی و یک لایه ضخیم لاملار بیرونی تشکیل شده است (Wrigley, 1951؛ Macellari, 1984؛ Schmidt, 1955؛ Şuraru & Şuraru, 1967). در پژوهش حاضر، افق کلیدی دارای کرم *Rotularia spirulaea* (Lamarck, 1818) در بخش زیرین نهشته‌های ائوسن برش سُه (شمال غرب اصفهان) مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است.

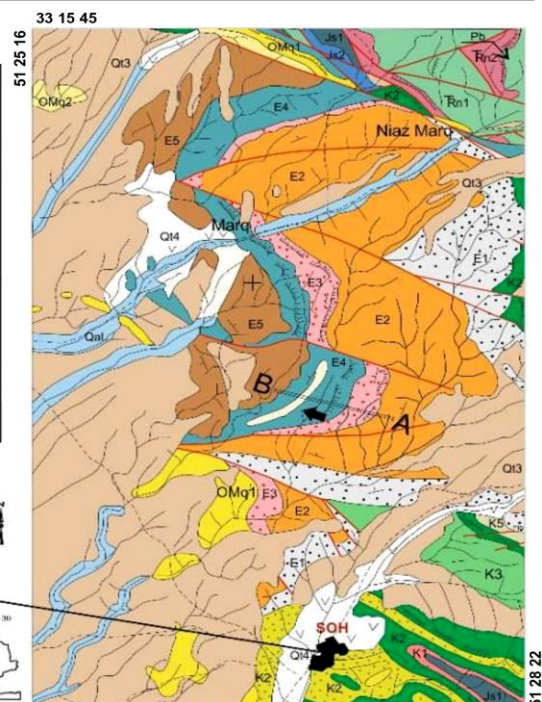
جایگاه زمین‌شناسی

برش مورد مطالعه در ناودیس سراکه، در نزدیکی روستای سُه، در ۹۰ کیلومتری شمال غرب اصفهان در بخش جنوب غربی ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱). رسوبات تشکیل‌دهنده این حوضه شامل واحدهای قاره‌ای و دریایی کم‌عمق هستند. در اواخر کرتاسه تا اوایل ائوسن این منطقه تحت تأثیر حوادث معادل با رویداد لارامین قرار گرفته که با چین‌خوردگی، فرسایش و پس‌روی دریا مشخص می‌شود. رسوبات ائوسن نیز به طور دگرشیب بر روی لایه‌های مختلف کرتاسه و لیاس قرار گرفته‌اند (Zahedi, 1973؛ Sadri, 2009؛ Mannani & Yazdi, 2010؛ Yazdi et al., 2011؛ Khodaverdi Hassan- Janssen et al., 2013؛ vand et al., 2016). توالی مورد مطالعه به طور عمده شامل افق‌های مارن، سنگ آهک‌های مارنی و مارن با میان‌لایه‌های سنگ آهک با ضخامتی در حدود ۳۵۴ متر است و با ناپیوستگی بر روی لایه‌های مختلف کرتاسه جای دارد (شکل ۲). افق‌هایی که در زیر رسوبات مورد مطالعه قرار گرفته‌اند (شکل ۳) حاوی فسیل‌های اوریتولینید و میگو *Huhatanka iranica* و شامل تناوبی از کنگلومرا،

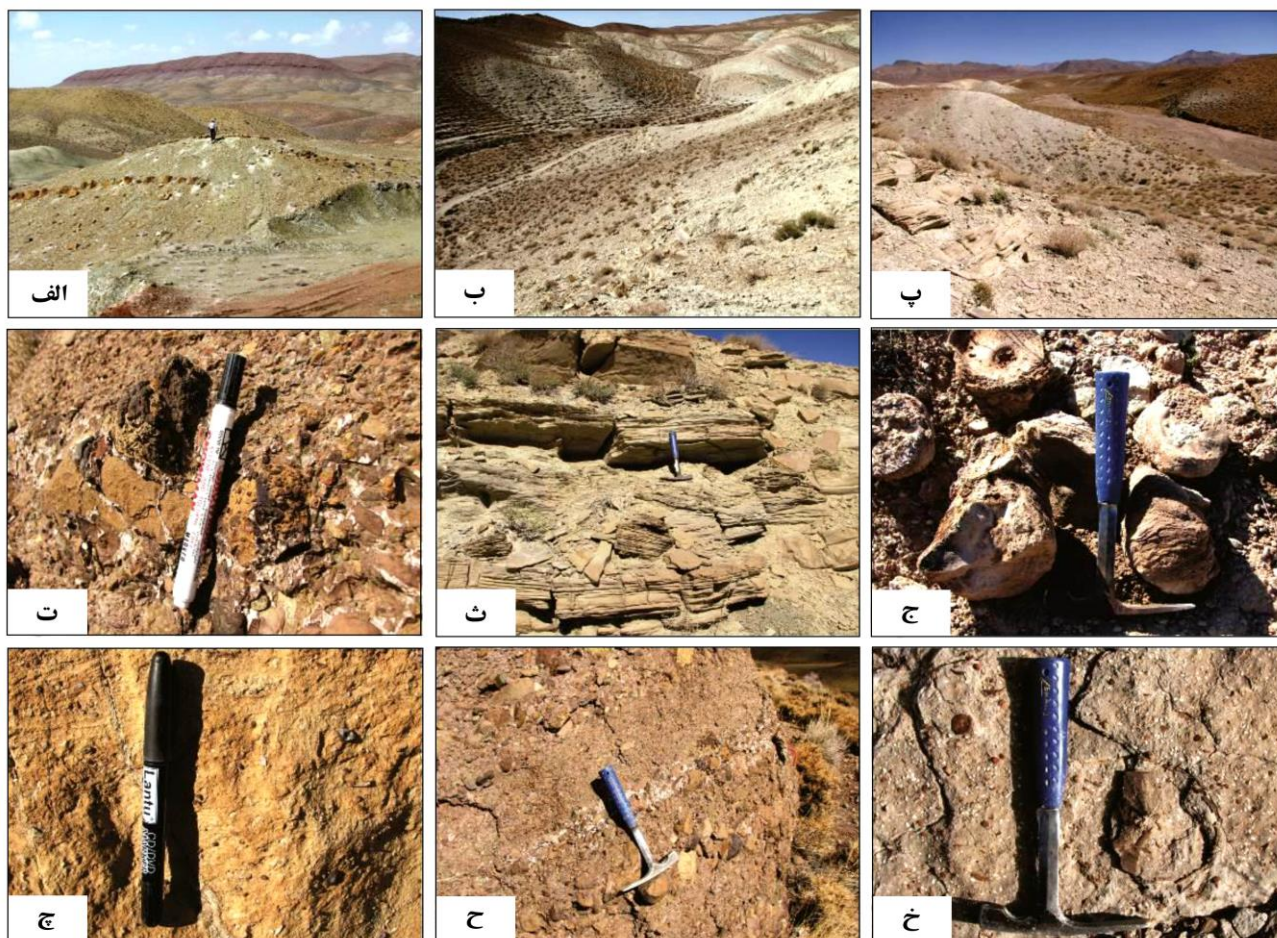
فسیل شده این کرم در ستون چینه‌شناسی معمولاً به این دلیل است که این جانور فرصت طلب بوده و از شرایط خاصی که در محیط ایجاد شده، استفاده می‌نماید (Macellari, 1984؛ Sørensen & Surlyk, 2010؛ کمالی سروسستانی و همکاران، ۱۳۹۰). جنس *Rotularia* از جانوران متداول دریا‌های کم‌عمق ژوراسیک تا اوایل پالئوژن بوده و در مرز ائوسن - الیگوسن منقرض شده است. *Rotularia* عموماً در رسوبات با آشفستگی زیستی بالا و اغلب در رسوبات نرم مانند رس، مارن، سیلت یا ماسه یافت می‌شود. ارتباطی بین درصد بالای رسوبات لوتایت (رس + سیلت)، آشفستگی زیستی و فراوانی این جنس وجود دارد که نشان می‌دهد احتمالاً این جنس گل‌خوار بوده است (Macellari, 1984). *Rotularia* در دوره جوانی به بسترهای کوچک متصل می‌شود و طی مراحل انتوژنی به صورت خوابیده بر روی بسترهای نرم در یک محیط با انرژی متوسط تا بالا قرار می‌گیرد (Ball, 1960؛ Wilckens, 1910). *Rotularia* مربوط به شاخه کرم‌های بندبند یا حلقوی^۱ و رده Polychaeta است. افراد این رده بندبند بوده و در سطح بندها یا حلقه‌ها تار یا خار وجود دارد. بیشتر آن‌ها قسمتی از عمرشان را به صورت کف‌زی‌های متحرک یا چسبیده به کف بستر سپری می‌کرده‌اند و برخی دیگر قسمت یا تمامی طول عمر خود را در لوله‌های مترشحه آهکی و یا از مواد سیمانی گذرانیده‌اند. آن‌ها دارای بدنی نرم و ماهیچه‌های ضعیف بوده‌اند. خارها یا تارهای ویژه در تغییر موقعیت، جابه‌جایی و یا ثابت نگاه داشتن موجود درون لوله‌اش مؤثر واقع می‌شود. حرکت در داخل لوله معمولاً به وسیله عملکرد آرام دودی شکل بدن و یا توسط حرکت خارها انجام می‌شود. لوله‌های پلی‌کیتها نقش حفاظتی خود را جهت

LEGEND				
TIME	SYMBOL	LITHOLOGY	FORMATION	
TERTIARY PALEOGENE Eocene	Qal	Recent alluvium.		
	Qt4	Recent terraces and undifferentiated alluvium.		
	Qt3	Old terraces.		
	Burdigalian	Marls with Limestone intercalations.	Oom FORMATION	
	Aquitainian	Light coloured limestone with basal conglomerate.		
	E5	Nummulitic limestone and marls with intercalations of volcanic rocks.		
	E4	Nummulitic limestone with intercalations of tuffo-lava and pencil shale.		
	E3	Conglomerate and tuff or conglomeratic limestone.		
	E2	Marls with intercalations of limestones or sandy shales and tuffaceous limestone.		
	E1	Conglomerates and marly nummulitic limestone.		
CRETACEOUS ALBIAN	K5	Calcareous shale with ammonites.		
	K3	Shales with intercalations of limestone containing ammonites and Orbitolina.		
	Gargasian	Orbitolina limestone with (K2) marl intercalations containing Orbitolina and ammonites.		
	Bedoulian	Conglomerates and red sandstone.		
	K1	Conglomerates and red sandstone.		
	LIAS	Conglomerates containing siliceous pebbles, with coal seams at the base.	SHEMSHAK F.	
CRETACEOUS RHAETIAN	Js2	Shale and sandstone with intercalations of limestone containing ammonites.		
	Js1	Shale and sandstone with intercalations of limestone containing ammonites.		
CRETACEOUS LADINIAN	Rn2	Heterastridium limestones.	NAYBAND F.	
	Rn1	Black shale with intercalations of sandstone and limestone containing ammonites.		

SYMBOLS	
GEOLOGY	NON-GEOLOGY
Major fault	First class road
Scarpment	Second class road
Stratigraphic section	River, drainage
Dip of bed (Estimated)	Ore indication (Lead)
1'-29'	Vegetation

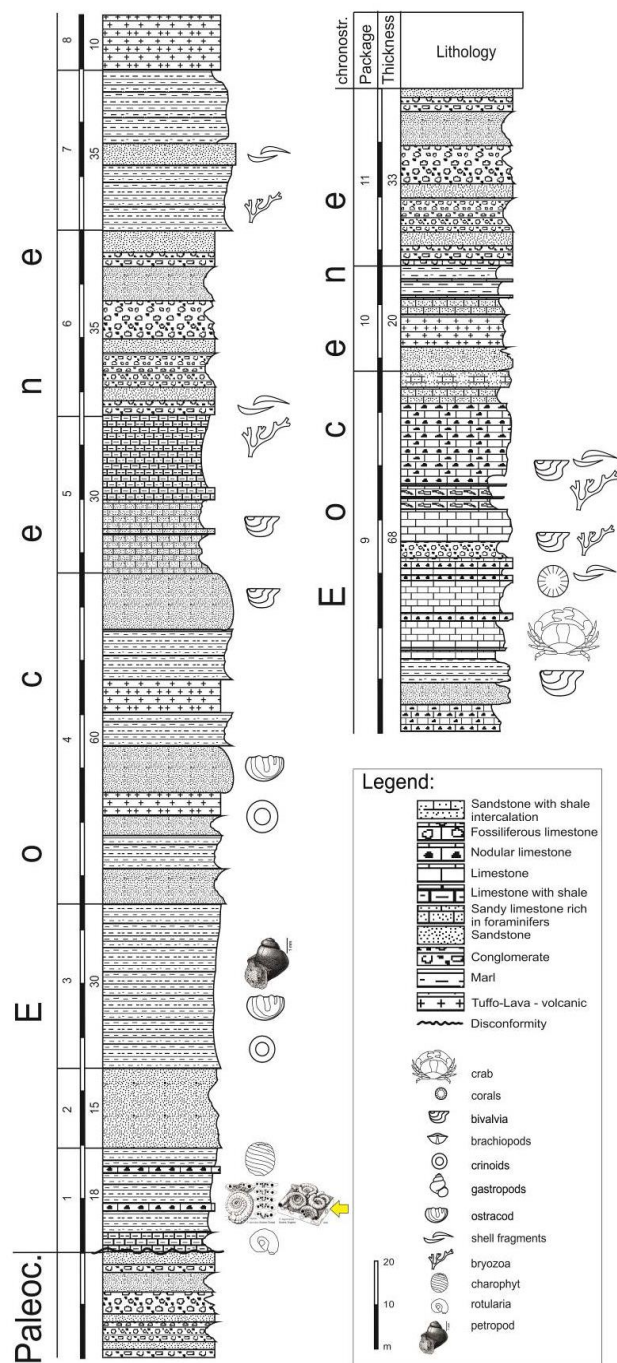


شکل ۱: نقشه زمین شناسی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (برگرفته از 19/5، 1394)



شکل ۲: تصاویر زمین شناسی افق‌های مورد مطالعه: الف، ب، پ، ث) افق‌های دارای کرم سپولید بخش زیرین (واحد ۱)؛ ب) افق‌های مارنی و میان لایه‌های سنگ آهک مارنی (واحد‌های ۲ و ۳)؛ ت، ح) افق‌های کنگلومرایی و تخریبی واحد ۶ دارای قله سنگ‌های حاوی اربیتولینیدهای سیلیسی شده (رسوب‌گذاری مجدد)؛ چ، خ) سنگ آهک نومولیت‌دار واحد ۸ (بعضاً سیلیسی شده)؛ ج) افق دارای اویسترهای بزرگ (بخش بالای واحد ۹).

شرایط زیست مناسب دریایی، گسترش و تنوع موجودات محیط کم عمق در این منطقه شده است. در توالی مورد مطالعه اولین لایه های دریایی با ترکیب مارن سفید رنگ به همراه بقایای زیستی ائوسن در بخش های پایینی به ضخامت حدود ۱۸ متر (واحد ۱) با شیب 35° به سمت شمال شرق، غنی از قطعات خرچنگ و فسیل های کرم سرپولید *Rotularia spirulaea* همراه با فسیل های روزن داران (*Miliolid*, *Alveolina*, *Assilina*, *Nummulites* و ...)، دو کفه ای ها (اویستر، پکتن و *Glycymeris*) و خارپوستان و بقایای جلبک کاروفیت می باشد (شکل ۲). بر روی این واحد ۱۵ متر ماسه سنگ با میان لایه های نازک مارنی زرد رنگ قرار دارد (واحد ۲). واحدهای ۳ تا ۵ به ضخامت ۱۵۰ متر تناوبی از سنگ آهک های نازک تا متوسط لایه به سمت بالا ضخیم شونده، لایه های نازکی از ماسه سنگ های با چین بندی متقاطع و سیلت سنگ های توفی دارند و غنی از فسیل های شکم پایان، خارپوستان، استراکدها و دو کفه ای های بزرگ هستند. صدری (۱۳۹۰) با مطالعه روزن داران این چهار واحد و شناسایی میکروفسیل های ایزوله و مقاطع نازک سن اپرزین تا بارتونین (ائوسن پیشین - میانی) را برای نهشته های مذکور پیشنهاد نموده است (شکل ۴). وی با شناسایی میکروفسیل های *Elphidium* sp., *Assilina exponens*, *Nodosaria Catesbyi*, *Marginolina wetherelli*, *Oolina*, *Nummulites globules*, *Nodosaria scalaris* sp., *Spirolina cylindracea* و *Vaginulinopsis* sp. سن واحدهای ۲ و ۳ را ائوسن میانی (لوتسین) تعیین نموده است. به همراه میکروفسیل های مذکور در این واحدها ماکروفسیل های *Natilus cimomia*, *Ostrea* sp., *latimarginata* و *Pinna* cf. *deltodus* و *Velates preversus* قابل مشاهده می باشند.



شکل ۳: ستون سنگ چینه ای برش مورد مطالعه

ماسه سنگ و سیلت سنگ های قرمز تا قهوه ای رنگ متعلق به زمان آپتین تا آلبین و در برخی از بخش ها تورونین هستند (Yazdi et al., 2010). بعد از کوه زایی لارامین با پیش روی دریای کم عمق به تدریج شرایط دریایی حاکم شده و باعث نهشته شدن توالی کربناته - مارنی و ایجاد

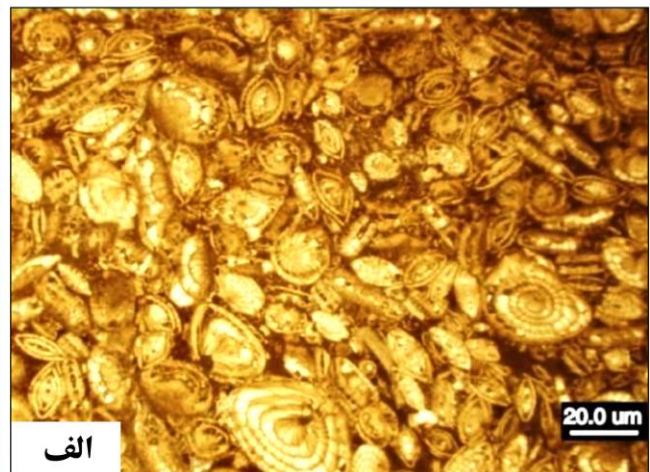
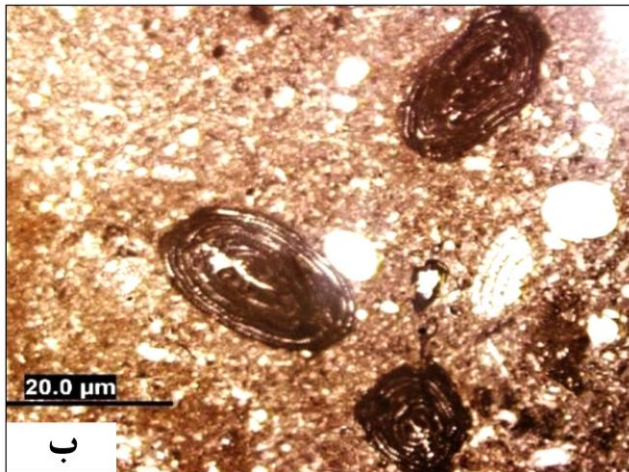
توصیف می‌شدند (Schauroth, 1865; Bronn, 1827)؛
 Rovereto, 1904؛ Whitfield, 1890؛ Stoliczka, 1868
 Rutsch, 1939؛ Doncieux, 1926؛ Cossmann, 1912
 Wenz, 1943)، اما Savazzi (1995) و Accorsi Benini و Ungaro & (1989) با بررسی ساختار داخلی و خارجی لوله
 به طور مشخص آن‌ها را به *Rotularia* منتسب نمودند.
 بررسی ساختار سلولی *Rotularia spirulaea* مشخص نموده
 لوله کرم از دو لایه داخلی و خارجی تشکیل گردیده است.
 لایه خارجی با ضخامت‌های متفاوت ۱/۶ میلی‌متر در بخش
 پشتی دهانه و ۰/۶۷ میلی‌متر در بخش جانبی دهانه لوله یافت
 می‌شود (Carter et al., 1990). جنس دیواره خارجی لوله
 از بلورهای مورب کلسیتی با اندازه ۷ تا ۳۰ میکرومتر است.
 لایه داخلی دیواره‌ای با ضخامت ۰/۱۸ میلی‌متر و ساختار
 فیروز لایه‌ای دارد (Savazzi, 1995). بین دو لایه داخلی و
 خارجی از بلورهای منشوری کلسیتی تشکیل شده است. در
 نمونه‌های مطالعه شده، پوسته در یک سطح پیش
 تروکواسپیرال دارد. اندازه طول آن‌ها ۳ تا ۵ میلی‌متر است.
 دهانه دایره‌ای و طول قطر آن در نمونه‌های بزرگتر به ۱/۵
 میلی‌متر می‌رسد. این نمونه‌ها به نام *Rotularia spirulaea*
 معرفی شده‌اند (Mikuz, 2008). بر اساس موقعیت
 چینه‌شناسی، تجزیه و تحلیل زیست‌چینه‌نگاری و محتوای
 روزن‌داران کف‌زی (*Alveolina* و *Nummulites*) نمونه‌های
 فسیل شده، متعلق به زمان ائوسن میانی (لوتسین) (1965
 Wynd)، می‌باشند. *Rotularia* گونه‌های فراوان و مختلفی
 دارد و از لحاظ جغرافیایی و چینه‌شناسی به طور وسیع در
 مناطق مختلف جهان توزیع شده است. به طور مثال
Rotularia spirulaea از ائوسن ترکیه گزارش شده که
 دارای همان ویژگی‌ها است، اما ابعاد کوچکتری دارد
 (Hosgor & Okan, 2006). همچنین گونه‌های مختلفی از
 شمال ایتالیا (Rovereto, 1904)، از ائوسن انگلستان

Janssen et al. (2013) با مطالعه شکم‌پایان افق‌های کمی
 بالاتر از واحدهای دارای کرم سرپولید و معرفی پنج
 گونه جدید *Altaspiratella tavianii*، *Limacina*
Limacina yazdii، *Limacina perforate*، *aryanaensis*
 و *Texacuvierina hodgkinsoni* از شکم‌پایان در برش
 سه ناودیس سراکه، سن افق‌های مذکور را ائوسن
 پیشین - میانی تعیین نموده‌اند. واحد ۶ و ۱۱ هر کدام
 متشکل از حدود ۳۵ متر کنگلومرای سیلیسی،
 ماسه‌سنگ و میان لایه‌های نازک سنگ آهک
 فسیل‌دار است. واحدهای ۷ تا ۱۰ تناوبی از سنگ
 آهک و مارن‌های خاکستری تا زرد فسیل‌دار حاوی
 بریوزوئر، خرچنگ، کرینوئید و اویستر به همراه ۲
 واحد تراکی‌آندزیتی و بازالتی می‌باشند (Khodaverdi
 Hassan-vand et al., 2016) (شکل ۳).

بحث

در بین کرم‌های پلی‌کیت فقط خانواده‌های *Serpulidae*،
Spirorbidae، *Sabellidae* و *Cirratulidae* لوله‌های آهکی
 دارند (Fischer et al., 2000؛ Perkins, 1991). در این
 میان اکثر سرپولیدها به طور کامل یا ناقص و با بخشی از لوله
 به سطح میزبان چسبیده‌اند، اما جنس *Rotularia* به طور
 مشخص فاقد چسبندگی به میزبان است که همین عامل
 مهمی در تشخیص این جنس از سایر جنس‌های سرپولیدها
 است. جنس *Rotularia* از ژوراسیک پسین (Ball, 1960؛
 Stevens, 1967) تا ائوسن (Savazzi, 1995) گزارش شده
 است و گسترش جهانی دارد (Wrigley, 1951؛ Ball,
 1960؛ Keen, 1961؛ Regenhardt, 1961؛ Howell,
 1962؛ Stevens, 1967؛ Tapaswi & Chiplonkar, 1973؛
 Ware, 1975؛ Lommerzheim, 1979؛ Macellari,
 1984؛ Jager, 1983). به علت شکل ویژه تروکواسپیرال
Rotularia در گذشته این گروه تحت عنوان شکم‌پایان

مساعد برای توسعه کرم‌های سرپولید مناطق گرم و کم‌عمق دریایی است. فراوانی کرم‌های پلی کیت و بقایای خرچنگ‌ها در برش مورد مطالعه حاکی از زیست همزمان آن‌ها است (Walker & Ward, 1992).



شکل ۴: الف) *Nummulites globules*, (Leymerie, 1846) و *Assilina exponens* (Heim, 1908) در برش محوری؛ ب) *Alveolina* sp. و *Nummulites* sp. در برش محوری

- 1964 *Burtinella spirulaea* (Lamarck) - Karagjuleva, 143, Tabl. 41, Figs. 11a-11b
 1964 *Serpula (Rotularia) spirulaea* - Kochanskydevidé, 198, Fig. 261.
 1968 *Vermetus spiruleus* (Lamarck, 1802) - Zelinskaja, Kulienko, Makarenko & Soroan, 32
 1980 *Tubulostium spirulaeum* (Lamarck), 1818 - Kecskeméti-Körmendy, 46, 155, Táb. 13, Figs. 1-11
 1988 *Rotularia spirulaea* (Lamarck) - Hagn & Schmid, 62, Taf. 9
 1990 *Tubulostium spirulaeum* (Lamarck) - Malaroda, 219, Fig. 248 a1-a2
 1992 *Rotularia spirulaea* (Lamarck) - Hagn, Darga & Schmid, 144, Taf. 33
 1996 *Rotularia spirulae* (Lamarck) - MOOSLEITNER, Tafel Paz 2, Fig. 9
 1998 *Rotularia spirulea* (Lamarck) - Schultz, 24, Taf. 4, Fig. 1
 2000 *Serpula spirulaea* Lamarck - KLEPA~, 257- 258
 2003 *Rotularia spirulaea* (Lamarck, 1818) - Klepa, 504-505, Figs. 146 A-C.

توصیف: این لوله‌های زیستی به صورت پیش‌مخروطی و مسطح، عموماً چپ‌گرد و گاهی راست‌گرد هستند که در نمونه‌های کامل معمولاً بخش نهایی لوله مستقیم و با سطح مقطع دایره‌ای است. در مراحل ابتدایی رشد کرم‌های پلی کیت به صورت چسبیده به سطوح سخت می‌باشند. سپس در مراحل بلوغ و پس از آن در محیط‌های نرم مارنی و ماسه‌ای توسعه می‌یابند (شکل ۵).

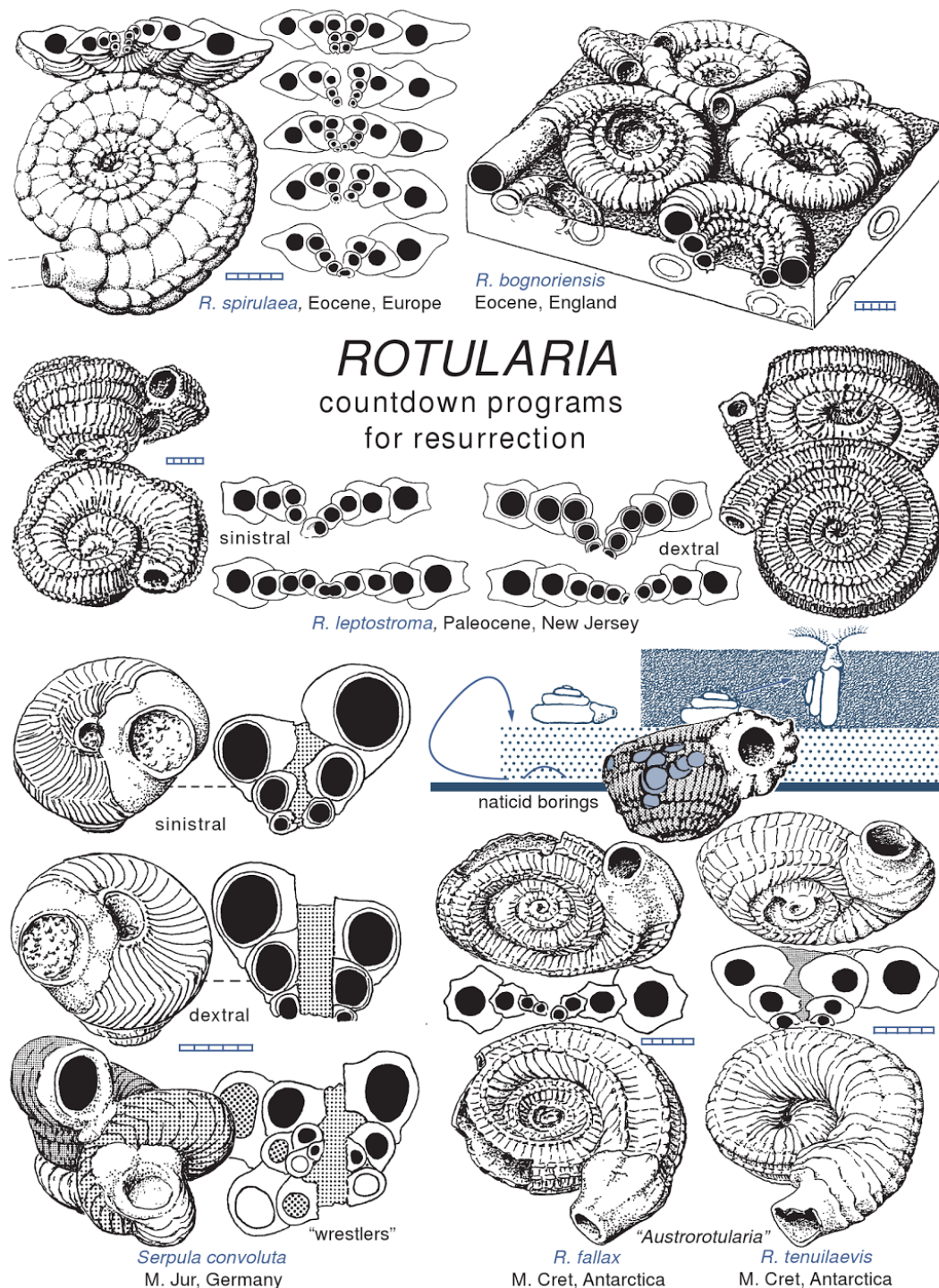
(Karagiuleva, 1964) و از جنوب فرانسه (Cossmann & Pissarro, 1911) گزارش شده‌اند. مجموعه فسیل‌های یافت شده، وجود شرایط دریایی گرم و کم‌عمق در اواسط ائوسن میانی در این مناطق را نشان می‌دهند. محیط دیرینه مناسب و

دیرینه‌شناسی سیستماتیک

ویژگی‌های توصیفی برای مشخصات کرم حلقوی *Rotularia* برگرفته از (Chamberlin, 1919; Benini et al., 1988) و به شرح زیر است:

Phylum: Annelida Lamarck, 1809
 Class Polychaeta Grube, 1850
 Order: Sabellida Fauchald, 1977
 Family: Serpulidae Burmeister, 1837
 Subfamily: Spirorbinae Chamberlin, 1919
 Genus: *Rotularia* DeFrance, 1827
***Rotularia spirulaea* (Lamarck, 1818)**
 Plate 1, 1-35; Plate 2, 1-30

- 1820 *Serpulites nummularius* - Schlotheim, 97, Taf. 29, Fig. 11
 1848 *Serpula spirulaea* Lamarck - D'archiac, 452
 1863 *Serpula spirulaea* Lamarck - Schafhäütl, Taf. 53, Figs. 1a-c, 2a-c
 1895 *Serpula (Rotularia) spirulaea* Lamarck - Zittel, 205, Fig. 404 h
 1901 *Serpula (Rotularia) spirulaea* Lamarck - Oppenheim, 277, Taf. 18, Fig. 15
 1906 *Serpula spirulaea* Lamarck - Felix, 96, Fig. 250
 1909 *Serpula (Rotularia) spirulaea* Lamarck - Toniolo, 256
 1918 *Serpula spirulaea* Lamarck - Toulou, 426, Taf. 25, Fig. 32.
 1949 *Serpula spirulea* - Petkovi, 156, Tab. 26b, sl. 1
 1952 *Serpula spirulaea* Lamarck - Roger, 184, Fig. 21
 1955 *Rotularia spirulaea* (Lamarck) - Schmidt, 75, Taf. 8, Figs. 15-19
 1957 *Serpula spirulaea* Lamarck - Petkovi, 237, Tab. 42, sl. 2



شکل ۵: ریخت شناسی و شکل پیش در *Rotularia* و تغییرات تکاملی آن از ژوراسیک تا ائوسن (برگرفته از Seilacher & Gishlick, 2014)

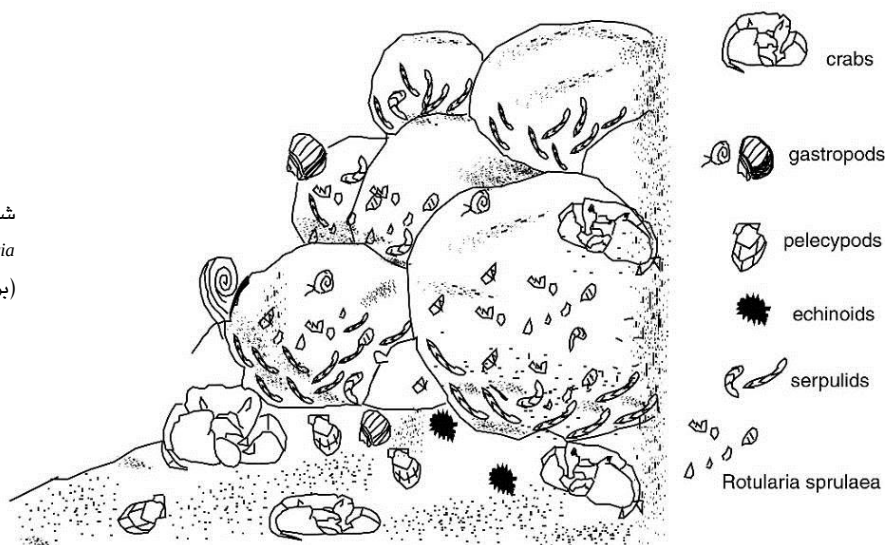
spirulaea به طور مشخص از ژوراسیک پسین تا ائوسن می‌زیسته و در مرز ائوسن - الیگوسن منقرض شده است. **دیرینه بوم شناسی:** *Rotularia* در ابتدای رشد به زیر لایه‌های محیط زندگی می‌چسبد و در مرحله بعدی رشد،

انتشار چینه شناسی و جغرافیایی: *Rotularia* از اواخر لیاس تا اوایل الیگوسن وجود داشته‌اند. از لحاظ جغرافیایی گسترش وسیع دارند و در سراسر جهان توزیع شده‌اند (Suraru & Suraru, 1967)، اما گونه *Rotularia*

توسط موجودات زیاد باشد و در محیط‌های با انرژی متوسط تا بالا به طور فراوان یافت می‌شود (Hosgor & Okan, 2006). مجموعه‌ای از آن‌ها به صورت منظم و غیرمتصل به هم در کنار یکدیگر قرار می‌گرفته‌اند و بسیاری از آن‌ها بر روی موجودات دیگر زندگی می‌کرده‌اند (Vega & Perilliat, 1995) (شکل ۶).

sea level

شکل ۶: بازسازی فون جانوری *Rotularia* در حوضه کم عمق ائوسن (برگرفته از Hosgor & Okan, 2006)



نتیجه‌گیری

دریایی گرم و کم‌عمق در اواسط زمان ائوسن میانی در این مناطق را نشان می‌دهد. محیط دیرینه مناسب و مساعد برای توسعه کرم‌های سرپولید، مناطق گرم و کم‌عمق دریایی می‌باشد. فراوانی کرم‌های پلی‌کیت و بقایای خرچنگ‌ها در برش مورد مطالعه حاکی از همزیستی آن‌هاست. این نزدیکی در مناطق ذکر شده حاکی از اهمیت این گروه از کرم‌ها در تطابق زیست جغرافیای دیرینه است.

سپاس‌گزاری

نویسندگان از آقایان پروفیسور Yavuz Okan (انجمن دانشگاه آنکارا) و پروفیسور Alexi Ippiliotov (زمین‌شناسی روسیه) به جهت همکاری در بررسی و شناسایی نهایی نمونه‌ها تشکر می‌نمایند.

افق کلیدی در این تحقیق دارای لوله‌های زیستی کرم سرپولید *Rotularia spirulaea* (Lamarck, 1818) می‌باشد. کرم حلقوی *Rotularia* گسترش جغرافیایی وسیع دارد و اغلب از زمان ژوراسیک تا اوایل پالئوژن در دریا‌های کم‌عمق (ائوسن) وجود داشته است. کرم‌های *Rotularia* به همراه بقایایی از قطعات خرچنگ، شکم‌پایان و روزن‌داران کف‌زی گویای شرایط دریایی کم‌عمق در زمان تشکیل نهشته‌های مورد مطالعه بوده‌اند. *Rotularia* گونه‌های فراوان و مختلفی دارند و از لحاظ جغرافیایی و چینه‌شناسی به طور وسیع در مناطق مختلف جهان توزیع شده‌اند. به طور مثال از ائوسن ترکیه، شمال ایتالیا، ائوسن انگلستان و از جنوب فرانسه نیز گزارش شده‌اند. مجموعه فسیل‌های یافت شده، وجود شرایط

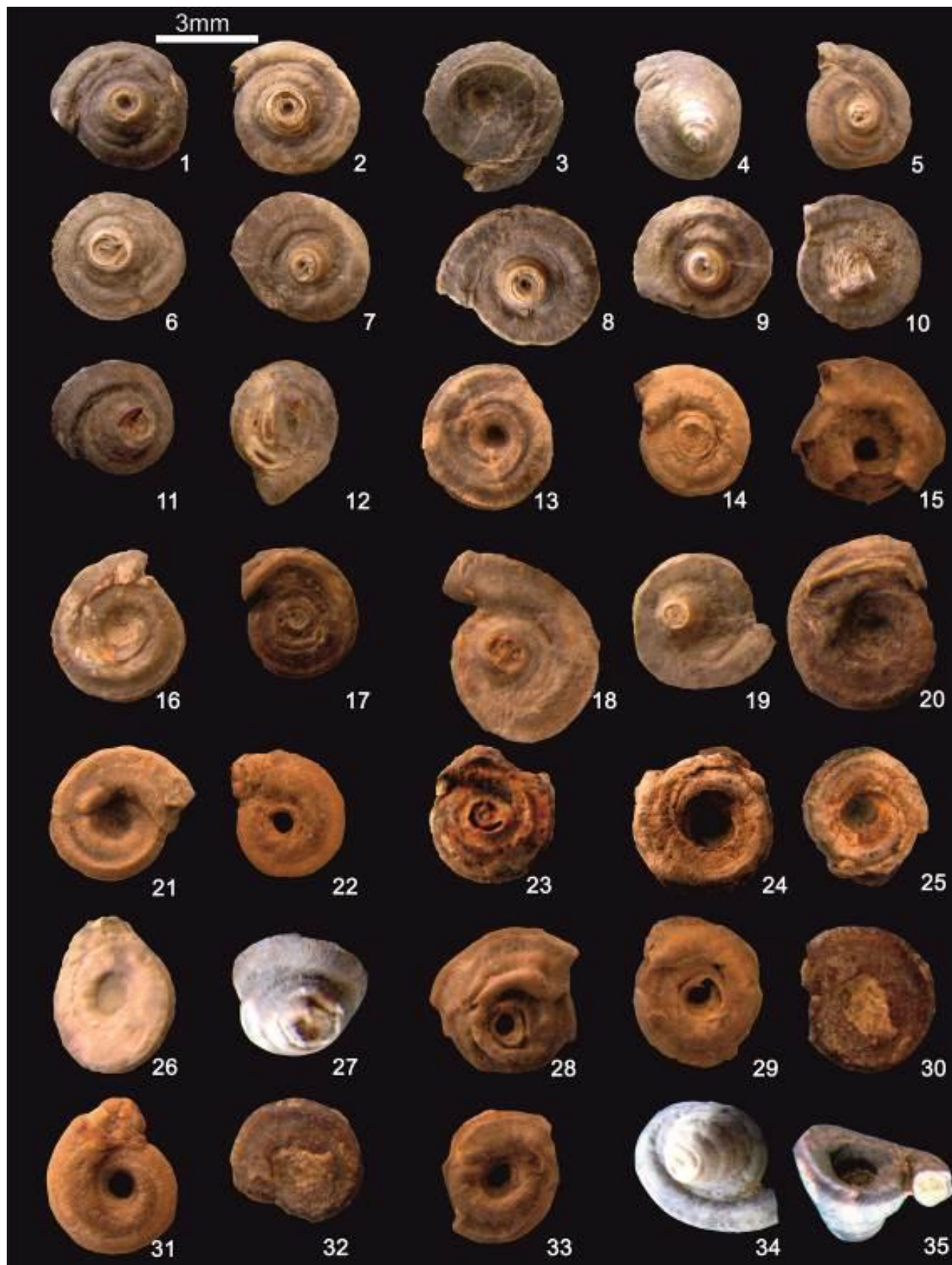


Plate 1

1-35: *Rotularia spirulaea* Lamarck, 1818, dorsal, apertural and umbilical views; Soh area (NW Isfahan), Sarakeh Syncline, Rock unit 1, 18 meters far from the base of the Eocene deposits (All figured specimens are housed at the Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan under acronyms of EUIC).



Plate 2

1-30: *Rotularia spirulaea* Lamarck, 1818, dorsal, apertural, umbilical and cross section views; Soh area (NW Isfahan), Sarakeh Syncline, Rock unit 1, 18 meters from the base of the Eocene deposits.

منابع

- صدری، ص.، ۱۳۹۰. زیست چینه نگاری و سنگ چینه نگاری رسوبات ائوسن در شمال غرب اصفهان (سنکلینال منطقه سه) براساس ماکروفسیل و میکروفسیل. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۰۹ ص.
- کمالی سروستانی، ح.، صادقی، ع.، آدابی، م.ح.، موسویان، س. م.، ۱۳۹۰. معرفی لوله‌های زیستی کرم‌های پرتاران در سازند دبرسو (ایران مرکزی). پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۲۷ (۴): ۲۱-۳۰.

- Accorsi benini, C., & Ungaro, S., 1989. Le comunitie a *Rotularia spirulaea* lamarck: analisi paleoecologica di un affiramento Priaboniano presso Nanto (Collini Berici). Atti 3 Simposio di Ecologia e Paleontologia delle Comunitie Bentoniche, *Catania-Taormina*.
- Ball, H.W., 1960. Upper Cretaceous Decapoda and Serpulidae from James Ross Island, Graham Land. *Scientific Reports of the Falkland Islands Dependencies Survey*, 24: 1-30.
- Benini, A.C., Braga, G., & Ungaro, S., 1988. Analisi paleosinecologica di una comunità di un livello a *Rotularia spirulaea* Lamarck (Polichete serpulide) presso Sossano (Monti Berici, Vicenza). *Memorie di Scienze Geologiche*, 40: 413-437.
- Bronn, H.G., 1827. Verzeichnis der vom Heidelberger Mineralien-Komptoir verkauflichen Konchylien-Planzenthier-und anderen Versteinerungen. *Zeitschrift für Mineralogie*, 2: 529-544.
- Burmeister, H., 1837. Handbuch der Naturgeschichte. Part 2, *Enslin*, Berlin, 369-858.
- Carter, J.G.K., Bandel, V., DE Buffre' NIL, V.S.J., Carlson, J., Castanet, M.A., Crenshaw, J.E., Dalingwater, H., Francillion-Vieillot, J., GE' Radie, F.J., Meunier, H., Mutvei, A., De Riqle's, J.Y., Sire, A., Smith, B., Wendt, J., Williams, A., & Zylberberg, L., 1990. Glossary of skeletal biomineralization. In: Carter, J.G., (ed.), *Skeletal Biomineralization: Patterns, Processes and Evolutionary Trends*, 1: 609-671
- Chamberlin, R.V., 1919. The Annelida Polychaeta of the Albatros Tropical Pacific Expedition, 1891-1905. *Memoirs of the Museum of Comparative Zoology, Harvard University press*, 48: 1-514.
- Chiplonkar, G.W., & Tapaswi, P.M., 1973. Fossil polychaetes from the Upper Cretaceous rock formations of South India. Pt. 2, *Proceedings of the Indian Academy of Science*, B77: 202-213.
- Cossmann, M., 1912. Essais de paleoconchologie. *compare'e*, 9: 215.
- Cossmann, M., & Pissarro, G., 1911. Inoconographie complete des coquilles fossiles de l'Eocene des environs de Paris, 45 p.
- D'archiac, A., 1848. Description des fossiles du groupe nummulitique recueillis par M. S. P. Pratt et M. J. Delbos aux environs de Bayonne et de Dax. *Mémoire Society Géology*, 2e séries, Tome 3, Mémoire (Paris) 6: 397-456.
- Defrance, J.M.L., 1827. Manuel de Malacologie et de Conchyliologie. *Levrault*, Paris, 647 p.
- Doncieux, L., 1926. Catalogue descriptif des fossiles nummulitiques de l'Aude et de l'He'rault. Deuxie'me partie, fascicule III. *Corbie`res septentrionales. Annales de l'Universite' de Lyon, Nouvelle Se'rie*, 1: 1-80.
- Fauchald, K., 1977. The Polychaete worms. Definitions and keys to the orders, families and genera. Natural History Museum of Los Angeles County, *Science Series*, 28: 1-190.
- Fauchald, K., & Jumars, P.A., 1979. The diet of worms: a study of polychaete feeding guilds. *Oceanography and Marine Biology Annual Review*, 17: 193-284.
- Fischer, R., Pernet, B., & Reitner, J., 2000. Organomineralization of cirratulid annelid tubes. Fossil and recent examples. *Facies*, 42: 35-50.
- Grube, A.E., 1850. Die Familien der Anneliden. *Archiv für Naturgeschichte*, 16: 249-364.
- Hagn, H., & Schmid, R., 1988. Fossilien von Neubeuern. Neubeuern am Inn. Bilder aus der geologischen Vergangenheit. *Institut für Paläontologie und historische Geologie (München)*: 1-109.
- Hagn, H., Darga, R., & Schmid, R., 1992. Erdgeschichte und Urwelt im Raum Siegsdorf. Fossilien als Zeugen der geologischen Vergangenheit. *Gemeinde Siegsdorf (München)*: 1-241.
- Heim, A., 1908. Die Nummuliten-und Flyschbildungen der Schweiz eralpen. Versuch zu einer Revision der alpinen EocaenStratigraphie. *Abhandlungen der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft*, 35: 1-301.

- Hoşgör, İ., & Okan, Y., 2006. The annelid polychaete *Rotularia spirulaea* Lamarck, 1818 from the Early Middle Eocene (middle-late Cuisian) of Çankırı Basin (Central Anatolia, Turkey). *Journal of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University*, 27: 173-179.
- Hosgor, I., & Okan, Y., 2006. The annelid polychaete *Rotularia spirulaea* Lamarck, 1818 from the early Middle Eocene (middle-late Cuisian) of Çankırı Basin (Central Anatolia, Turkey). *Journal of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University*, 27 (3): 173-179
- Hove, H.A., & Kupriyanova, E.K., 2009. Taxonomy of Serpulidae (Annelida, Polychaeta): the state of affairs. *Zootaxa*, 2036: 1-126.
- Howell, B.F., 1962. Worms. In: Moore, R.C., (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W (Miscellanea)*, Lawrence, Kansas, W144-W177.
- Jäger, M., 1983. Serpulidae (Polychaeta Sedentaria) aus der norddeutschen höheren Oberkreide - Systematik, Stratigraphie, Ökologie. *Geologisches Jahrbuch*, A68: 3-219.
- Janssen, A.W., Jagt, J.W.M., Yazdi, M., Bahrami, A., & Sadri, S., 2013. Early-middle Eocene faunal assemblages from the Soh Area, north-central Iran, Introduction and pteropods (Mollusca, Gastropoda, Thecosomate). *Cainozoic Research*, 10 (1-2): 23-34.
- Karagiuleva, J.D., 1964. Les Fossiles de Bulgarie Paleogene Mollusca. *Academie des Sciences de Bulgarie*, 270 p.
- Karagjuleva, J.U.D., 1964. Iskopaemaja fauna Bolgarii, VI a, Paleogen Molljuski. In: Cankov, V., (ed.), Fosilite na B'lgarija, VI a, Paleogen. *Izdanie na B'lgarskata Akademija na naukite* (Sofija): 1-279.
- Kecskeméti-körmendy, A., 1980. Az ÉszakkeletiBakony eocén medence fáciesének puhatestű faunája. (La faune des Mollusques du facies de bassin éocène du Bakony nord-oriental). *Annales instructions Geology Public Hungarici* (Budapest), 63 (3): 1-227.
- Keen, A.M., 1961. A proposed reclassification of the gastropod family Vermetidae. *Bulletin of the British Museum (Natural History)*, 7: 183-213.
- Khodaverdi Hassan-vand, M., Bahrami, A., Yazdi, M., Osso, A., Safari, A., Martinez, J.L., & Vega, F.J., 2016. Occurrence of *Retrocypoda almelai* Via Boada, 1959 (Decapoda: Retroplumidae) in the Eocene of Central Iran. *Paleontología Mexicana*, 5 (1): 21-31.
- kochansky-devidé, V., 1964. Paleozoologija. *kolska knjiga* (Zagreb): XI+1-451.
- Lamarck, J.B., 1818. *Histoire Naturelle des Animaux sans Vertebres*, 5: Paris.
- Leymerie, A., 1846. Tezr. aNumm. des Corbieres et Montagno Noire. *Mémoires de la Société géologique de France*, (2) 1.
- Lommerzheim, A., 1979. Monographische Bearbeitung der Serpulidae (Polychaeta sedentaria) aus dem Cenoman (Oberkreide) am Su'dwestrand des Mu'nsterla'nder Beckens. *Decheniana*, 132: 110-195.
- Macellari, C.E., 1984. Revision of Serpulids of the genus *Rotularia* (Annelida) at Seymour Island (Antarctic Peninsula) and their value in stratigraphy. *Journal of Paleontology*, 58 (4): 1098-1116.
- Mannani, M., & Yazdi, M., 2009. Late Triassic and early Cretaceous sedimentary sequences of northern Isfahan Province (central Iran): stratigraphy and paleoenvironment. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62: 207-211.
- Mikuz, V., 2008. The serpulid worm *Rotularia spirulaea* from Eocene beds near Gracisce in Istria, Croatia. *Geologija*, 51 (2): 161-168.
- Moore, R.C., 1969. *Treatise on Invertbrate paleontology. Geological society of American INC*, The University of Kansas, 1: 1224 p.
- Nielsen, K.B., 1931. Serpulidae from the Senonian and Danian deposits of Denmark. *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening-Kóbenhavn*, 8: 71-113.
- Oppenheim, P., 1901. Die Priabonaschichten und ihre Fauna im Zusammenhange mit gleichalterigen und analogen Ablagerungen. *Palaeontographica* (Stuttgart), 47: 1-348.

- Perkins, T.H., 1991. *Calcisabella piloseta*, a new genus and species of Sabellinae (Polychaeta: Sabellidae). *Bulletin of Marine Science*, 48: 261-267.
- Petkovi, K.V., 1949. Kratak kurs istoriske geologije. *Nauna knjiga* (Beograd), 1-212.
- Regenhardt, V.H., 1961. Serpulidae (Polychaeta sedentaria) aus der Kreide Mitteleuropas, ihre ökologische, taxonomische und stratigraphische Bewertung. *Mitteilungen aus dem Geologischen Staatsinstitut in Hamburg*, 30: 5-115.
- Roger, J., 1952. Classe des Chaetopodes (Chaetopoda Blainville 1815). In: Piveteau, J., (ed.), *Traité de Paleontologie*, Tome II. Brachiopodes, Chétognathes, Annélides, Géphyriens, Mollusques. *Masson et Cie* (Paris), 167-202.
- Rovereto, G., 1904. Contributio allo studio dei Vermeti fossili. *Bolletino della Societa Paleontologica Italiana*, 23: 67-83.
- Ruppert, E.E., Fox, R.S., & Barnes, R.D., 2004. Invertebrate Zoology, a Functional Evolutionary Approach. *Thomson- Brooks/Cole, Belmont, USA*, 963 p.
- Rutsch, R., 1939. Die Gattung Tubulostium im Eocene der Antillen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 32: 231-244.
- Savazzi, E., 1995. Morphology and mode of life of the polychaete *Rotularia*. *Palaeontologische Zeitschrift*, 69 (1-2): 73-85.
- Schafhäutl, K., 1863. Süd-Bayerns Lethaea Geognostica. Der Kressenberg und die südlich von ihm gelegenen Hochalpen geognostisch betrachtet in ihren Petrefacten. (Leipzig): XVII+1- 487, Taf. 1-86.
- Schauroth, C.F.Von., 1865. Verzeichnis der Versteinerungen im Herzoglichen Naturaliencabinet zu Coburg. XV, 327 p. Dietz, Coburg.
- Schmidt, W., 1955. Der stratigraphische Wert der Serpulidae im Tertiar. *Palaontologische Zeitschrift*, 29: 38-45.
- Seilacher, A., & Gishlick, A.D., 2014. Morphodynamics. *CRC press*, 551 p.
- Sørensen, A.M., & Surlyk, F., 2010. Palaeoecology of tube-dwelling polychaetes on a Late Cretaceous rocky shore, IvöKlack (Skåne, Peninsula) and their value in stratigraphy. *Cretaceous Research*, 31: 553-566.
- Stevens, G.R., 1967. Upper Jurassic fossils from Ellsworth Land, West Antarctica, and notes on Upper Jurassic biogeography of the South Pacific Region. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 10: 345-393.
- Stoliczka, F., 1868. The Cretaceous fauna of southern India. The Gastropoda. *Palaeontologia Indica*, 2: 1-498.
- Şuraru, N., & Şuraru, M., 1967. *Rotularia spirulacea* (Lamarck) (Vermes) im Eozan des siebenbürgischen Beckens. *Palaontologische Zeitschrift*, 41 (1-2): 111-117.
- Toniolo, F., 1909. L'Eocene dei dintorni di Rozzo in Istria e la sua fauna. *Palaeontographia Italica* (Bologna) 15: 237-295.
- Toula, F., 1918. Lehrbuch der Geologie. Ein Leitfadens für studierende. *Alfred Hölder (Wien und Leipzig)*: XI+1-556, Taf. 1-30.
- Vega, J., & Perilliat, M.D., 1995. On some Paleocen in vertebrates from the Potreillos formation. *Northeastern Mexico*, 69: 862-869.
- Walker, C., & Ward, D., 1992. Fossils the visual guide to over 500 fossil genera from around the world. Australia, *Collins and Angus Robertson publishers*, 320 p.
- Ware, W., 1975. British Lower Greensand Serpulidae. *Palaeontology*, 18: 93-116.
- Wenz, W., 1943. Gastropoda. Allgemeine Teil und Prosobranchia, 1201-1506. In: Schindewolf, O.H., (ed.), *Handbuch der Palaöozoologie*, 6 (6).

- Whitfield, R.P., 1890. Observations on some Cretaceous fossils from the Beyrut District of Syria, in the collection of the American Museum of Natural History, with descriptions of some new species. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, 3: 381-441.
- Wilckens, O., 1910. Die Anneliden, Bivalven und Gastropoden der Antarktischen Kreideformation. *Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Sudpolar-Expedition 1901-1903*, 3 (12): 1-132.
- Wrigley, A., 1951. Some Eocene serpulids: *Proceedings of the Geologists Association*, London, 62: 177-202.
- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area. *Iranian Offshore Oil Company*, Report No. 1082, 80 p, unpublished.
- Yazdi, M., Bahrami, A., & Vega, J., 2010. Addition to Albian (Cretaceous) Crustacea from Iran. *Boletín de la sociedad geológica Mexicana*, 62: 207- 211.
- Zahedi, M., 1973. Etude geologique de La region de Soh (W de Iran central). *Geological survey of Iran*, Tehran, 197 p.
- Zahedi, M., 1975. Geological map of the Soh area, west central Iran, Cartographic Section of *Geological Survey of Iran*, 1:100 000.
- Zelinskaja, V.A., Kulienko, V.G., Makarenko, D.E., & Soroan, E.A., 1968. Paleontologieskij spravonik. Tom 2, Brjuhonogie i lopatonogie molljuski paleogena i miocena Ukraini. *Izdatelstvo »Naukova dumka«* (Kiev): 1-280.
- Zittel, K.A., 1895. Grundzüge der Palaeontologie (Palaeozoologie). *Druck und Verlag von R. Oldenbourg* (München und Leipzig): VIII+1-971.

بررسی کمی تغییرات کانال رودخانه‌های الموت رود و شاهرود (شمال قزوین) در بازه زمانی (۱۳۹۴ - ۱۳۶۰)

عفت پاسبان^۱، سعید خدابخش^{۲*}، محمدرضا غریب رضا^۳، شیما کبیری^۴، ناصر بحیرایی^۵

۱- دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

۳- استادیار پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری کشور، تهران، ایران

۴- کارشناس ارشد مهندسی سازه‌های آبی، شرکت آب منطقه‌ای قزوین، قزوین، ایران

۵- کارشناس ارشد مهندسی علوم آب، دانشگاه آزاد اسلامی، اهواز، ایران

*پست الکترونیک: skhodabakhsh@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۹۶/۶/۲۱

تاریخ دریافت: ۹۶/۲/۲۵

چکیده

رودخانه‌ها مهم‌ترین منابع آب در نواحی خشک (از جمله ایران) هستند. رودخانه‌های الموت و شاهرود جزو رودخانه‌های دائمی هستند که بخش مهمی از منابع آب شمال ایران را تأمین می‌کنند. اهداف این پژوهش شامل طبقه‌بندی کمی الگوی کانال و نیم‌رخ پهنای رودخانه‌های الموت و شاهرود، تعیین مهم‌ترین عوامل مؤثر بر روی تکامل این رودخانه‌ها و تحلیل دوره‌های رسوب‌گذاری و فرسایش بستر این رودخانه‌ها می‌باشد. تکامل کانال این رودخانه‌ها در یک دوره ۳۴ ساله با تأکید بر روی الگو، هندسه و تغییرات ارتفاعی بستر در اثر فرآیندهای رسوب‌گذاری و فرسایش بررسی شده است. بررسی زمانی تصاویر ماهواره‌ای (۱۹۸۱-۲۰۱۵) با استفاده از نرم افزار GIS همراه با نقشه‌برداری‌های توپوگرافی و زمین‌ریخت‌شناسی جهت ارزیابی روند تکاملی و تعیین شاخص‌های کلیدی مؤثر بر تغییرات کانال انجام شده است. برای بررسی نیم‌رخ پهنای تاریخی (۱۹۸۴-۲۰۱۴) کانال در چهار ایستگاه، نقشه‌برداری زمین‌شناسی انجام شده است و همراه با عکس‌های تکراری و تحلیل بسامد سیلاب، در ارزیابی تغییرات ارتفاعی بستر و فرآیندهای مؤثر استفاده شده است. فرآیند ترک کانال رایج‌ترین دلیل تغییر کانال است. نرخ تغییر پهنای کانال ۵/۲ متر در سال در بالادست، ۲۰ متر در سال در میان‌رود و ۳/۹+ و ۴/۲ متر در سال در بخش باختری است. نرخ رسوب‌گذاری و حفر بستر ۱/۱۲ و ۰/۷۶ متر در سال در ایستگاه B و ۵/۵۵ و ۵/۶۳ متر در سال در ایستگاه C است. نتایج نشان می‌دهد که شرایط اقلیمی، عوامل آب‌شناختی و فعالیت‌های انسان مهم‌ترین دلایل تغییرات بستر کانال هستند.

واژه‌های کلیدی: الموت؛ شاهرود؛ رسوب‌گذاری؛ فرسایش؛ GIS.

مقدمه

اخیر از اهمیت بالایی برخوردار شده‌اند (به عنوان مثال: Gharibbraza, et al., 2014). یکی از ویژگی‌های این سیستم پویایی آن است که آثار آن به شکل تغییرات هندسی کانال قابل مشاهده است. این تغییرات در نتیجه

بررسی سیستم‌های رودخانه‌ای، دانشی بین رشته‌ای است و در ارتباط با علوم می‌مانند آب‌شناسی، هیدرولیک، ریخت‌شناسی و رسوب‌شناسی رودخانه‌ها می‌باشد. مطالعات ریخت‌شناختی و رسوب‌شناسی رودخانه‌ها در دهه

آشفته‌گی‌های ناگهانی و یا تدریجی در سیستم رودخانه ایجاد می‌گردند. آشفته‌گی‌های ناگهانی معمولاً با وقایع بزرگ و کوتاه مدت (مثل سیلاب‌های با دوره‌های برگشت متفاوت) و آشفته‌گی‌های تدریجی با تغییر شرایط محیطی در سیستم رودخانه (مانند تکتونیک، تغییر اقلیم و یا عملیات عمرانی) مشخص می‌شود. آشفته‌گی‌های تدریجی و تغییرات کانال همراه آن در سه دوره زمانی طولانی مدت (ده هزار تا هزارسال)، میان مدت (تاریخی، هزار تا ده سال) و کوتاه مدت (ده سال تا کم‌تر از یک سال) قابل بررسی است (Heitmuller, 2014). عوامل گوناگونی موجب تغییرات زمین‌ریخت‌شناسی و آب‌شناسی رودخانه‌ها می‌گردند که این عوامل را می‌توان به دو گروه اصلی شامل عوامل با منشأ طبیعی (بیرونی و درونی) و عوامل انسانی (نظیر کشاورزی، صنعت یا سازه‌هایی مانند ساخت سنگ‌چین، گابیون، سد، کانال آب‌رسانی و استخراج گراول) تقسیم نمود (Rhoads, et al., 2016; Scorpio, et al., 2015). از جمله عوامل طبیعی با منشأ درونی می‌توان دبی جریان، حجم و اندازه رسوبات، مقاومت دیواره کانال (تابعی از اندازه دانه‌های دیواره و پوشش گیاهی) و وقوع سیلاب را نام برد و از عوامل بیرونی می‌توان به تکتونیک، شرایط آب و هوایی و تغییرات سطح آب دریا اشاره نمود (Bawa, et al., 2014; Brunier, et al., 2014; Gao et al., 2016; Magilligan, et al., 2016). بسیاری از خسارت‌های ایجاد شده در اطراف رودخانه‌ها، در نتیجه تغییرات کانال رودخانه و شدیداً تحت تأثیر عملیات انسانی است و اغلب در نتیجه رعایت نکردن حریم رودخانه روی می‌دهد. این تغییرات در دوره‌های زمانی کوتاه مدت (معمولاً چند دهه) رخ می‌دهند. تغییرات شکل هندسی کانال رودخانه در دو نمای (نیمرخ) افقی و عرضی قابل بررسی است. تغییرات در نمای افقی در سیستم‌های رودخانه‌ای بر مبنای عکس‌های هوایی و یا تصاویر ماهواره‌ای (با استفاده از ابزارهای

سنجش از دور و سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی) در بازه‌های زمانی مشخص ردیابی می‌شوند و شامل پهن‌شدگی و باریک‌شدگی کانال^۱، تبدیل کانال چند مجرا به کانال تک مجرا^۲، تغییر کانال تک مجرا به کانال چند مجرا^۳، مهاجرت مئاندر^۴، رشد پیچش^۵، قطع‌شدگی تدریجی^۶، قطع‌شدگی ناگهانی گلوپی^۷، ترک کانال^۸، تغییرات ساده و بی‌نظمی در کناره‌ها^۹ و یا ترکیبی از دو یا چند نوع تغییر می‌باشند. تغییرات نیمرخ پهنای کانال رودخانه از طریق نقشه‌برداری در بازه‌های زمانی مورد نظر ارزیابی می‌شوند و مهم‌ترین آن‌ها رسوب‌گذاری^{۱۰} و گودشدگی^{۱۱} بستر هستند (Ollero, 2010; Little et al., 2013). تغییر شکل کانال تا آن جا پیش می‌رود که مقطع رودخانه، به یک مقطع پایدار (تعادل فرسایش و رسوب‌گذاری) تبدیل شود (Latapie, et al., 2014). رودخانه‌های مورد مطالعه از نظر ساختاری در منطقه‌ای واقع شده‌اند که پوسته متحمل ضخیم‌شدگی شده است. یکی از ویژگی‌های این گونه مناطق وجود گسل‌هایی با ساز و کار متفاوت است. در چنین موقعیتی بسیاری از ویژگی‌های رودخانه (امتداد، شیب حوضه و دبی رودخانه) تحت تأثیر ساختارهای تکتونیکی قرار می‌گیرند. مثال‌هایی از رودخانه‌های آسیا در چنین موقعیتی عبارتند از:

Jia Dhansiri river (India) in Sarmah (2012); Haora and Katakhal rivers (India) in Bandyopadhyay et al. (2013); Baghmata river (India) in Jain & Sinha (2005); Brahmaputra river (India) in Lahiri & Sinha (2012); Yamuna river (India) in Bawa et al., (2014); Yellow river (China) in Wang et al., (2007) and Shu et al., (2012).

1- Channel widening and narrowing

2- Channel simplification

3- Braiding

4- Meander migration

5- Sinuosity growth

6- Chute cut-off

7- Neck cut-off

8- Avulsion

9- Simple irregularities in the bank

10- Aggradation

11- Degradation

مقاله حاضر و پژوهش‌های پیشین انجام شده توسط نویسندگان (خدابخش و همکاران، ۱۳۹۶ و Pasban et al., 2017)، مهم‌ترین نتایج به دست آمده بر روی رودخانه‌های حوضه الموت - شاهرود را معرفی و تغییرات کمی کانال این رودخانه‌ها را مورد بحث قرار داده است. این حوضه یکی از دو زیرحوضه سد سپیدرود است که بخش مهمی از آب مصرفی شمال ایران را تأمین می‌کند. علاوه بر آن، این رودخانه‌ها از دیدگاه انتقال آب به بخش‌های مرکزی ایران نیز مورد توجه هستند (شرکت آب منطقه‌ای قزوین، ۱۳۹۶). سیل خیز بودن این رودخانه کوهستانی با طول بیش از صد کیلومتر، اهمیت و ضرورت تداوم بررسی بر روی آن‌ها را روشن می‌کند. اهداف اصلی این پژوهش عبارتند از:

۱- بررسی تغییرات هندسی کانال رودخانه‌های الموت و شاهرود بر اساس بازدیدهای صحرایی، نقشه‌های زمین‌شناسی و نمای (پلان) افقی ترسیم شده از تصاویر ماهواره‌ای (لندست ۳، ۱۹۸۱؛ لندست ۵، ۱۹۹۱؛ لندست ۷، ۲۰۰۲؛ لندست ۵، ۲۰۰۹ و لندست ۸، ۲۰۱۵) در ماه‌های تقریباً یکسان.

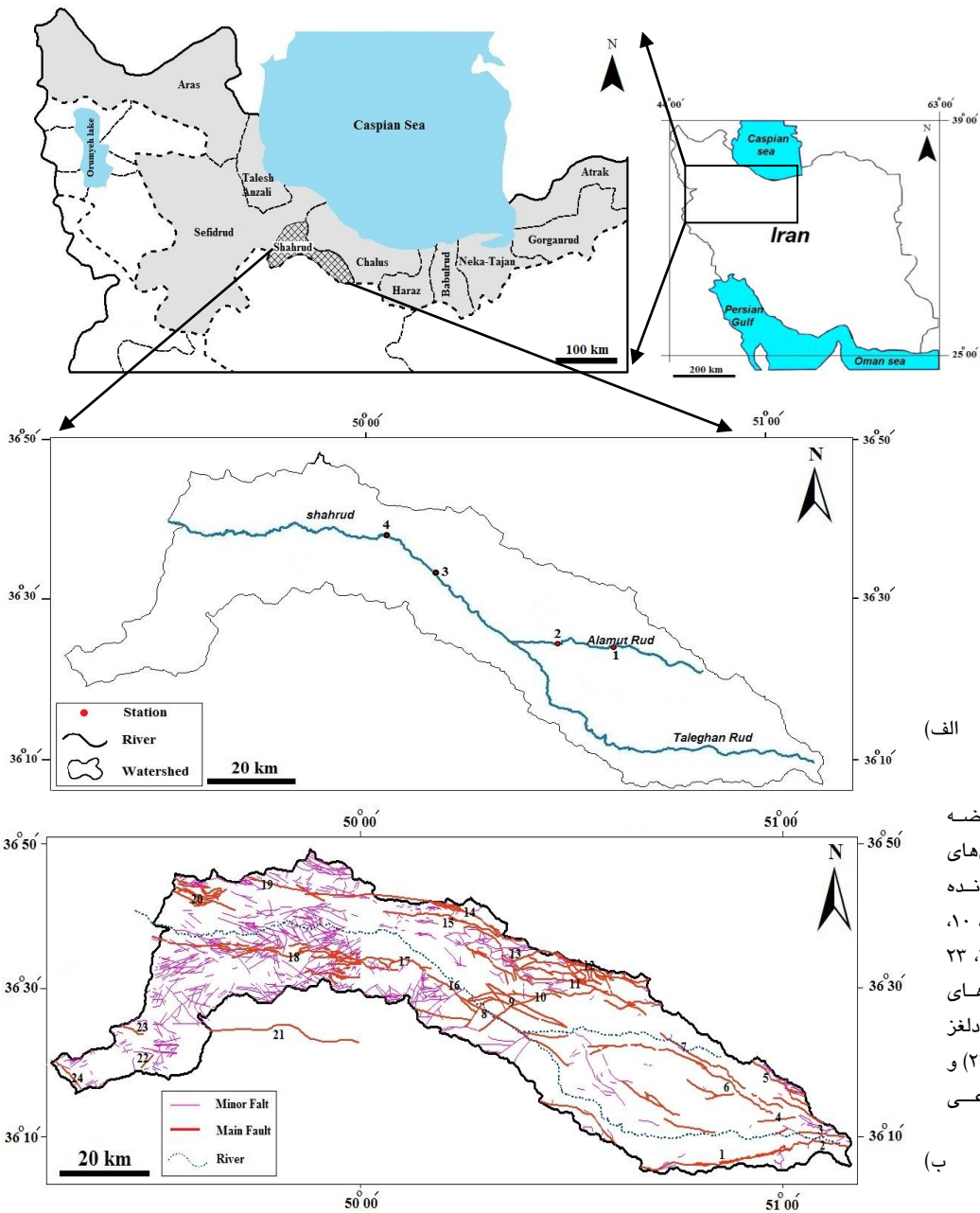
۲- تخمین نرخ رسوب‌گذاری و گودشدگی بستر کانال بر اساس بررسی نیم‌رخ پهنای کانال (بر اساس نقشه‌برداری) در سال‌های اشاره شده در چهار ایستگاه منتخب (خوبان، باغکلایه، لات و رجایی دشت).

مهم‌ترین ویژگی‌های مورد استفاده برای مشخص نمودن تغییرات هندسی کانال شامل امتداد، پهنای، شاخص انشعاب و شکل هندسی پیچش بوده است.

موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

حوضه‌های آبریز ایران به شش حوضه اصلی و چندین حوضه فرعی تقسیم شده‌اند (شکل ۱ الف). حوضه آبریز رودخانه‌های الموت - شاهرود (کد ۱۷ تماب)، با مساحت ۴۸۵۳/۶ کیلومتر مربع یکی از زیرحوضه‌های سپیدرود است که در حوضه آبریز دریای خزر و در طول جغرافیایی

۳۰° ۴۹' تا ۱۰° ۵۱' خاوری و عرض جغرافیایی ۷° ۳۶' تا ۳۰° ۳۶' شمالی قرار دارد. این رودخانه از پیوستن دو شاخه اصلی الموت و طالقان (در خاور حوضه) به وجود می‌آید که عمدتاً در راستای خاور-باختر و در برخی بازه‌ها جنوب خاور-شمال باختر جریان دارند (شکل ۱ الف). رودخانه‌های شاهرود، الموت و طالقان به ترتیب با طول‌های ۱۲۵، ۴۹ و ۸۰ کیلومتر مهم‌ترین رودخانه‌های این حوضه هستند. رودخانه شاهرود رودخانه‌ای کوهستانی است که از کوه‌های البرز مرکزی سرچشمه گرفته و در شمال باختری قزوین وارد محدوده البرز باختری شده و پس از سد منجیل و پیوستن شاخه قزل اوزن، رودخانه سپیدرود را تشکیل می‌دهد. شیب میانگین رودخانه‌های الموت و شاهرود به ترتیب ۲۰/۴۸ و ۶/۳۹ متر در هزار و پهنای کانال آن از ۴/۴۵ تا ۵۶۲/۲۳ متر از بالادست تا خروجی حوضه آبریز در تغییر است. بیشینه ارتفاع این حوضه آبریز کوهستانی ۴۳۴۱ و کمینه آن ۳۱۸ متر است. از نظر موقعیت زمین‌شناسی، حوضه آبریز الموت - شاهرود در البرز مرکزی قرار دارد. امتداد کانال این رودخانه‌ها تقریباً در تمام مسیر هم‌راستا با گسل‌ها یا چین-خوردگی‌های منطقه است. امتداد گسل‌های منطقه در دو راستای غالب شمال باختری - جنوب خاوری و باختری - خاوری است. سازوکار گسل‌ها گوناگون است و شامل گسل‌های رورونده و نرمال و مجموعه‌ای از گسل‌های امتداد لغز و گسل‌های فرعی دیگر است (Annells et al., 1977)؛ رادفر، ۱۳۸۰ (شکل ۱ ب). علاوه بر این، گسل‌ها در شکل هندسی پیچش رودخانه، به ویژه بخش پایین دست، تأثیرگذار بوده‌اند. واحدهای عمده زمین‌شناسی حوضه آبریز مورد نظر در بخش خاوری و بالادست بیشتر سنگ‌های تخریبی میوسن، در بخش میانی ترکیبی از واحدهای آتشفشانی ائوسن و برخی سازندهای مزوزویسک و در پایین دست حوضه، واحدهای آتشفشانی ائوسن می‌باشد (Annells et al., 1977).



(الف)

(ب)

شکل ۱: الف) نقشه موقعیت حوضه آبریز الموت - شاهرود؛ ب) گسل‌های منطقه شامل گسل‌های رورانده (شماره‌های ۲، ۳، ۵، ۶، ۷، ۸، ۹، ۱۰، ۱۲، ۱۳، ۱۵، ۱۶، ۱۷، ۱۸، ۲۰، ۲۱، ۲۳ و ۲۴)، گسل‌های نرمال (شماره‌های ۱، ۴ و ۱۱)، گسل‌های امتدادلغز (شماره‌های ۱۴، ۱۹ و ۲۲) و مجموعه‌ای از گسل‌های فرعی مرتبط.

روش مطالعه

- ۱- تهیه تصاویر ماهواره‌ای رقومی (سال‌های ۱۹۸۱، ۱۹۹۱، ۲۰۰۲، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۵) در ماه‌های نسبتاً مشابه.
- ۲- ترسیم و رقومی کردن خط ساحل چپ و راست کانال رودخانه و خط مرکزی آن در نرم افزار GIS (نسخه ۱۰).
- ۳- شناسایی مکان‌هایی که خط مرکزی کانال در آن دستخوش تغییر شده است.
- ۴- بررسی عوامل مؤثر در این تغییرات.

کانال رودخانه‌ها طی فرآیندهای رسوب‌گذاری و حفریستر، فرسایش کناره‌ها، تشکیل سدهای داخل کانال، چند مجرا و مائندری شدن کانال، دچار تغییر می‌شود. برخی از این تغییرات در نمای افقی و برخی دیگر در نیمرخ پهنای کانال رودخانه قابل ارزیابی هستند. در این پژوهش بررسی کمی نمای افقی رودخانه‌های الموت و شاهرود به ترتیب در مراحل زیر انجام گرفته است:

۵- تقسیم‌بندی مسیر رودخانه به گروه‌های اصلی بر اساس فرآیند غالب تغییر.

۶- انتخاب چهار منطقه الگو برای کمی کردن این تغییرات.
۷- ترسیم نقشه زمین‌ریخت‌شناسی زیرمحیط‌ها در مکان‌های منتخبی از این چهار منطقه.

۸- محاسبه برخی شاخص‌های کمی مانند میزان مهاجرت، نرخ تغییر پهنای کانال و شاخص‌هایی همچون پیچش و انشعاب.

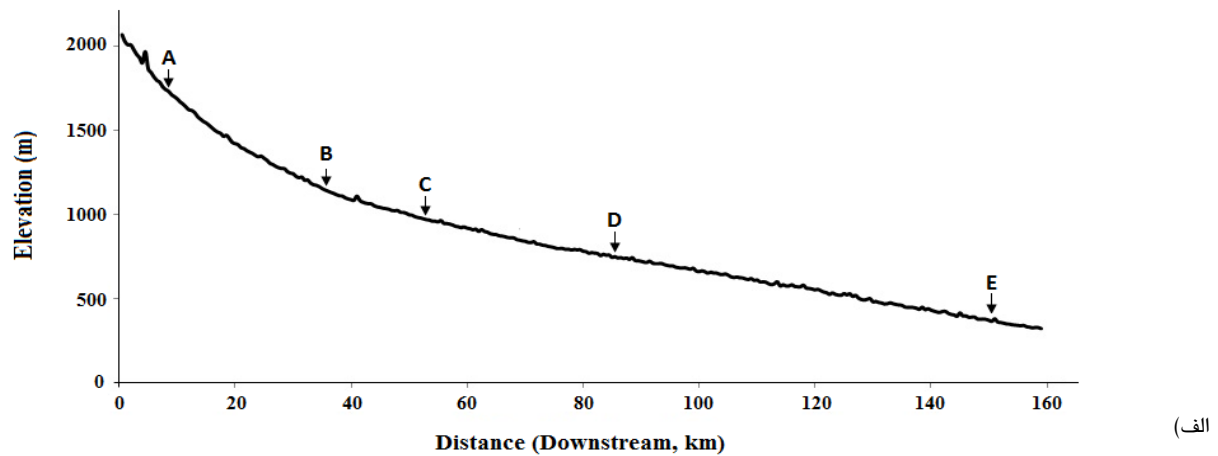
ارزیابی شاخص انشعاب بر اساس تشخیص سه معیار توزیع و طول سدهای میانی، طول خط‌القعر کانال رودخانه و طول کل همه سدهای میانی نسبت به طول خط‌القعر کانال (شکل ۲) به دست می‌آید (Rust, 1978). شاخص پیچش برای هر قطعه از کانال رودخانه از تقسیم طول خط مرکزی کانال به طول دره به دست آمده است. پهنای کانال برای هر قطعه، از تقسیم مساحت سطح کانال به طول آن محاسبه شده است (Scorpio et al., 2015). نرخ سالانه تغییر پهنای کانال از تقسیم میزان تغییر پهنای کانال در هر دوره زمانی به تعداد سال‌ها در یک دوره داده شده به دست آمده است (Liro, 2015; Toone, et al., 2014; et al., 2013). تغییر در نیمرخ پهنای کانال رودخانه (به صورت رسوب‌گذاری، حفر بستر و فرسایش کناره‌ها) حاصل عملکرد فعالیت‌هایی مانند تغییرات میزان بار رسوبی، سیلاب، فرسایش کناره‌ها و فعالیت انسان است (Sarmah, 2012). نیمرخ پهنای در بخشی از کانال رودخانه انتخاب می‌شوند که سدهای بزرگ و پوشیده از گیاهان وجود ندارند، پهنای کانال در آن قسمت تقریباً یکنواخت است و تحت تأثیر سازه‌های مهندسی نظیر سد، پل و ... نیست و شیب بستر در بخش قابل ملاحظه‌ای تغییر نمی‌کند. مرز کناره‌های رودخانه در نیمرخ پهنای مربوط به مرحله پرآبی است. حاشیه رودخانه به عنوان خطی روی هر طرف کانال معرفی شده است که توسط جریان آب در طی آخرین مرحله پرآبی و به وسیله

مرز بستر در بین دو لبه مشخص شده است (Sarmah, 2012). در این پژوهش، تغییرات نیمرخ پهنای رودخانه‌های مورد مطالعه در چهار ایستگاه خوبان، باغکلایه، رجایی دشت و لات بررسی شده است. این نیمرخ‌ها از روی نقشه‌های پهنای تهیه شده در سال‌های 1985-2014 (برای باغکلایه و رجایی دشت) و 2006 (برای خوبان و لات) از ایستگاه‌های مطالعاتی تهیه شده‌اند. هر یک از نیمرخ‌های پهنای ترسیم شده، ابتدا در محیط اکسل و با استفاده از نرم افزار GIS (نسخه ۱۰) رقومی شده و سپس مساحت محدوده زیر خط سطح آب محاسبه شده است.

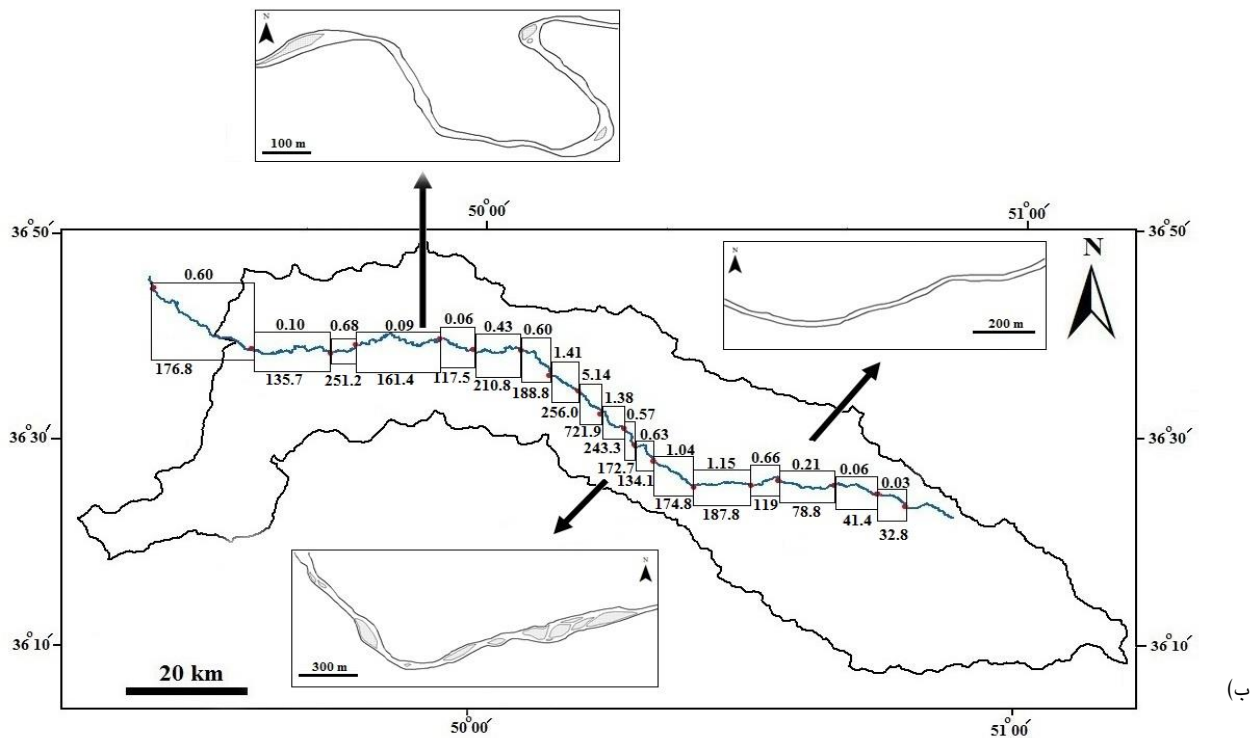
عناصر ریخت‌شناختی رودخانه

در این بخش مهم‌ترین ویژگی‌های رسوب‌شناسی و ریخت‌شناسی چهار عنصر ریختاری رودخانه‌های مورد مطالعه شامل کانال، سد (پشته)، دشت سیلابی و پادگانه آبرفتی شرح داده می‌شوند.

کانال: شبکه زه‌کشی حوضه شاهرود شامل یک دره مرکزی و دره‌های فرعی حاشیه آن است. براساس طبقه‌بندی Twidal (2004)، الگوی شبکه آبراهه‌ها در بیشتر مناطق حوضه از نوع شاخه‌ای یا دندریتی است. دره مرکزی به صورت V شکل، در بخشی از مسیر متقارن و در بخشی دیگر نامتقارن است (شکل ۳). به استثنای دو منطقه شامل بخش میانی (فاصله ۳۳ کیلومتری ایستگاه C تا D) و بخش انتهایی شاهرود (نوع D در طبقه‌بندی Rosgen, 2007، ایستگاه E در شکل ۱ب)، رودخانه مورد مطالعه در بیشتر طول مسیر تک کانال است (نوع B و C در طبقه‌بندی Rosgen, 2007). کانال‌های مثاندردی اساساً بین ایستگاه‌های C و D با خاکریز مشخص در حاشیه مقعر مشاهده می‌شوند (شکل ۳).

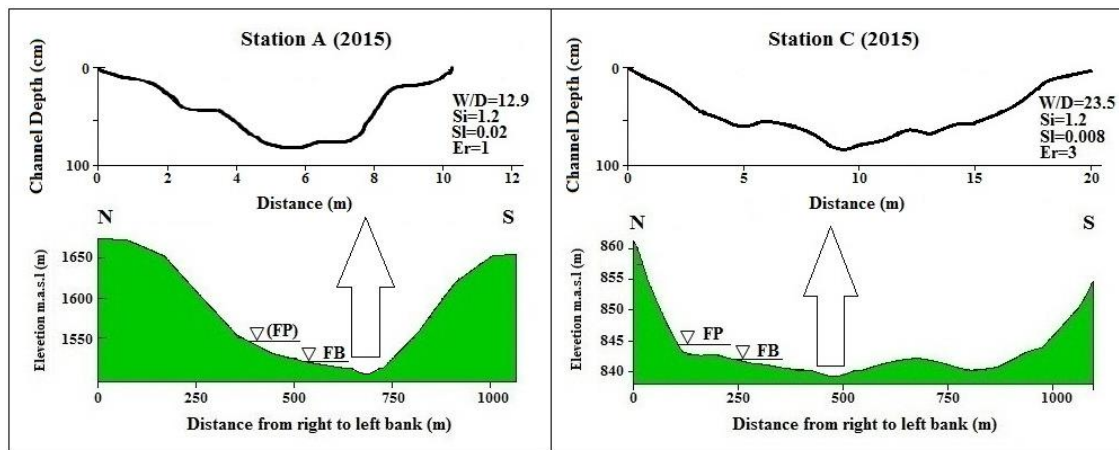


(الف)



(ب)

شکل ۲: (الف) نیمرخ طولی بستر رودخانه از سرمنشأ تا دریاچه سد منجیل با ذکر محل ایستگاه‌های هیدرومتری؛ (ب) نمای افقی کانال فعال در سه بازه منتخب؛ اعداد نوشته شده در بالای کادر معرف شاخص انشعاب (Rust, 1978) و در زیر کادر معرف میانگین طول سدها هستند.



شکل ۳: (الف) برش پهنای کانال رودخانه الموت در ایستگاه خوبان (ب) برش پهنای کانال رودخانه شاهرود در رازمیان

سد: کانال‌های آبرفتی دارای انواع مختلف سدها هستند که تکامل آن‌ها تعیین کننده الگوی کانال است. رودخانه الموت بیش تر به صورت تک مجرا، و رودخانه شاهرود در بخشی از مسیر تک مجرا و در بازه میانی دیگر چند مجرا^{۱۲} (Miall, 2006) با سدهای میانی و حاشیه‌ای است. در برخی مناطق سدهای متناوب (Miall, 2006)، سدهای نقطه‌ای و خاکریز^{۱۳} نیز دیده می‌شوند (شکل ۴).

دشت سیلابی و پادگانه آبرفتی: پهنای دشت سیلابی در بازه میانی بیش از سایر مناطق رودخانه است و در بخشی مناطق توزیع نامتقارن در دو ساحل دارد (یعنی ایستگاه C: ۱۰۳۸ و ۸۸ متر؛ ایستگاه D: ۲۳۶ و ۱۲ متر به ترتیب در حاشیه راست و چپ). پادگانه‌های آبرفتی به صورت عوارض مشخصی در طول حواشی کانال قابل مشاهده هستند، در حال حاضر، در ارتفاع ۰/۵ تا ۳ متر (به ترتیب در بالا دست و پایین دست) بالای سطح حاشیه کانال فعلی رودخانه قرار دارد (شکل ۴).

نتایج

برای ارزیابی تغییرات ریخت‌شناسی کانال رودخانه‌های الموت و شاهرود، لایه‌های خط مرکزی کانال، پهنای کانال فعال^{۱۴}، دشت سیلابی و کاربری اراضی با استفاده از نرم‌افزار GIS (نسخه ۱۰) در تصاویر ماهواره‌ای رقومی شده دوره زمانی ۱۹۸۱-۲۰۱۵ ترسیم شدند. مهم‌ترین تغییرات از سال ۱۹۸۱-۲۰۱۵ در ۱۳۰ مکان از بالادست تا خروجی حوضه آبریز ثبت شده و شامل موارد زیر است: ترک کانال (۳۱ مکان)، قطع شدگی مئاندر (۲۳ مکان)، رشد پیچش (۲۸ مکان)، شاخه‌ای شدن (۲۲ مکان) و مهاجرت جانبی (۲۶ مکان) (شکل ۵) (جدول ۱). بر اساس جابه‌جایی خط مرکزی کانال موارد زیر مشاهده شده است:

بیش ترین میزان جابه‌جایی در بخش خاوری (بالادست) و میانی است. در بازه میانی طول مسیری که در آن جابه‌جایی کانال رخ داده تا نزدیک ۳ کیلومتر و میزان آن تا ۵۷۵ متر می‌رسد (Location B, No.6). جابه‌جایی مسیر کانال اغلب متناوب و به هر دو سوی چپ و راست مسیر به نسبت تقریباً مساوی بوده است. جابه‌جایی جانبی کانال در بخش باختری کم‌تر (۱۶۱ متر) از بازه‌های دیگر و به صورت قطع گلوپی پیچش می‌باشد. رودخانه در بخش خاوری و میانی (خوبان تا بهرام‌آباد) در مسیری تقریباً مستقیم جریان دارد. از نظر شکل هندسی پیچش، کانال در این بازه دارای زوایای باز و شاخص پیچش بین ۱/۱ تا ۱/۲ است در حالی که زاویه پیچش کانال در بخش باختری (Location C) تند و دامنه آن بسیار کوتاه‌تر از بخش خاوری و میانی رودخانه است (شکل ۶). علت تفاوت در الگوی پیچش وجود دو سیستم گسل با زاویه حدود ۱۲۰ درجه در مسیر رودخانه در بخش باختری است.

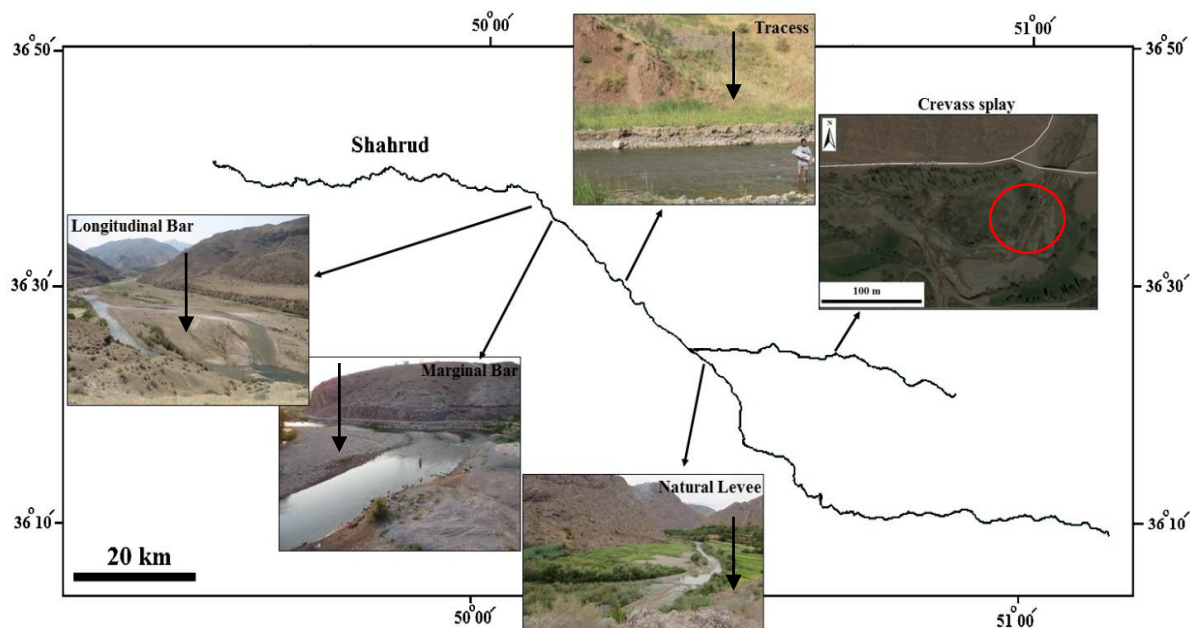
افزایش بیش از سه برابری میزان تغییر مسیر کانال رودخانه در بازه میانی (رجایی دشت - بهرام‌آباد) (شکل ۶) هم‌زمان با کاهش شیب رودخانه مشهود است. این تغییر هم‌زمان با تغییر الگوی رودخانه‌ای تک مجرا به چند مجرا (بریده بریده) بوده است. افت سرعت جریان آب در نتیجه کاهش شیب، باعث ته‌نشست رسوبات بیشتر به صورت پشته‌ها و افزایش نسبت انشعاب شده است. جهت بررسی علت تغییر امتداد کانال در طول مسیر رودخانه‌های مورد مطالعه، چهار منطقه الگو انتخاب شد (حروف A - D در شکل ۶ الف و ب). در هر یک از این مناطق، مکان‌های جابه‌جایی امتداد کانال نشان داده شده است. علت جابه‌جایی کانال در مکان ۱ (از Location B)، ترک کانال و ایجاد مسیر جدید^{۱۵} در اثر ورود شاخه فرعی و تشکیل سد دهانه‌ای در محل ورود

12- Braided channels

13 - Levee

14- Flood prone area

15- Avulsion

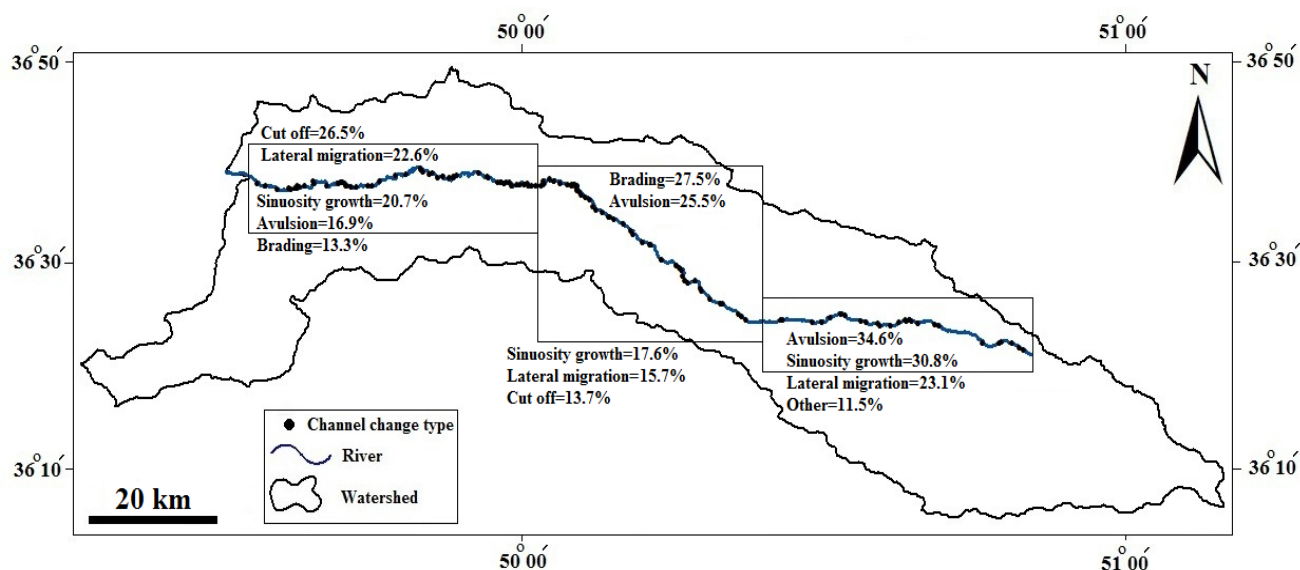


شکل ۴: انواع عناصر ریختاری بزرگ مقیاس در رودخانه‌های الموت و شاهرود

جدول ۱: مقادیر کمی تغییرات کانال در نمای افقی ۱۳۱ مکان در رودخانه‌های الموت و شاهرود (شکل ۲): ۱* و ۲*

۱*: با توجه به دقت تصاویر استفاده شده مقادیر تغییرات کمتر از ۲۵ کیلومتر ثبت نشده است. ۲*: در هر بازه تغییر یافته بیشینه جابه‌جایی مورد نظر بوده است.

Avulsion		Sinuosity growth		Cutoff		Lateral migration	
Period (yr)	Length modified (m)	Period (yr)	Length modified (m)	Period (yr)	Length modified (m)	Period (yr)	Surface modified (m)
1981-2015	102.0	1991-2015	114.3	1981-2015	128.9	1991-2015	109.2
1981-2015	105.6	1981-2015	149.1	1991-2015	114.9	1981-2015	103.5
1981-2009	193.6	1981-2015	52.90	1991-2015	186.3	2002-2009	159.
1981-2015	80.50	1981-2009	71.40	2002-2015	72.50	1981-2015	54.60
1981-2015	334.5	1981-2015	81.00	1991-2015	181.9	1981-2015	129.6
1981-2015	154.0	1981-2015	60.20	2009-2015	127.5	2009-2015	92.10
1981-2015	76.00	1981-2009	95.50	2002-2015	86.50	2002-2009	181.8
1981-2015	101.4	1981-2015	82.60	1981-2015	89.20	2002-2015	120.7
1981-2015	296.2	1981-2015	53.80	1991-2015	86.90	1981-2015	63.30
1991-2015	288.5	1981-2009	37.50	1991-2015	242.6	1981-2009	111.6
1991-2015	249.3	1981-2015	73.50	1981-2015	88.50	1991-2002	94.70
1981-2015	145.2	1991-2015	64.70	1981-2015	55.50	1991-2015	131.4
1981-2015	374.6	1981-2015	86.60	2002-2015	68.00	2002-2015	147.7
1981-2015	404.7	1981-2002	66.50	1991-2015	25.20	1981-1991	66.50
1991-2015	429.9	1991-2002	145.5	2002-2015	146.0	2002-2009	106.9
1991-2015	575.6	1981-2015	182.5	1981-2015	107.7	1981-2015	46.90
1981-2015	409.9	1981-2015	107.8	2009-2015	46.20	1981-1991	74.90
1981-2015	100.2	1981-2009	101.0	2009-2015	52.00	1981-2002	75.00
1981-2015	120.5	1981-2015	86.50	2002-2009	42.00	1981-2015	61.00
1981-2015	195.9	1981-2015	47.00	1991-2015	161.2	1981-1991	81.70
1981-2015	80.70	1991-2015	38.00	2002-2015	54.00	1981-2009	90.80
1981-2015	73.70	1981-2015	74.7.0	1991-2015	62.00	1981-2002	55.70
1991-2015	120.7	1981-2009	73.50	2009-2015	145.2	1981-2015	43.40
1981-2015	85.10	1991-2002	82.60	-	-	2009-2015	37.60
1981-2015	52.50	1981-2015	85.80	-	-	2002-2009	57.30
1981-2015	62.70	1981-2015	59.50	-	-	2009-2015	57.20
1981-2015	100.3	1981-2009	54.80	-	-	-	-
1991-2015	230.2	1981-2009	44.20	-	-	-	-
1991-2015	55.70	-	-	-	-	-	-
1991-2015	77.00	-	-	-	-	-	-
1991-2015	234.5	-	-	-	-	-	-



شکل ۵: انواع تغییرات نمای افقی کانال رودخانه‌های الموت و شاهرود (فرآیند غالب و درصد آن در کادرهای سه‌گانه نوشته شده است).

جابه‌جایی در دیگر مکان‌های مورد مطالعه در جدول ۲ ارائه شده است. یکی از تغییرات ایجاد شده در سیستم‌های رودخانه‌ای، تغییر پهنای کانال در اثر تغییرات دبی و یا میزان بار رسوبی است. در این پژوهش، تغییرات پهنای کانال در چهار مکان منتخب به روش Liro (2015) و Scorpio *et al.* (2015) محاسبه شده است. شاخص‌های کمی که مبنای مقایسه قرار گرفته‌اند شامل میانگین پهنای کانال، تغییرات مساحت پهنه تغییر یافته و نرخ تغییر پهنای (m/yr) است. به منظور دستیابی به این هدف تصاویر ماهواره‌ای سال‌های 1981-2015 مورد استفاده قرار گرفته است. برای تحلیل دقیق‌تر، تغییرات دبی رودخانه در ایستگاه‌های مجاور آن با استفاده از داده‌های آب‌سنجی درازمدت بازسازی شده‌اند. نتایج به دست آمده در این بخش عبارتند از:

۱- در باغدشت (Location A, No. 3) رودخانه الگوی تک مجرا و مستقیم دارد. روند عمومی تغییرات پهنای کانال کاهش‌ی است. با وجود این در برخی نقاط این محدوده تغییرات پهنای نامنظم است. بیش‌ترین تغییرات پهنای در دوره 2009-2005 رخ داده است (m/yr -۵/۲).

آن به کانال اصلی است. جابه‌جایی کانال در مکان ۶ و ۵ (Location B)، به دلیل ورود کانال‌های فعال مخروط افکنه رازمیان می‌باشد (شکل ۷ الف). علاوه بر این جابه‌جایی، تغییر قابل ملاحظه‌ای در پهنای کانال و میزان پیچش رودخانه رخ داده است.

پهنای متوسط کانال رودخانه شاهرود فعال در این منطقه از ۶۳۴/۸ در سال 1981 به ۱۱۸/۹ متر در سال 2015 کاهش و شاخص پیچش از ۱/۰۸ (1981) تا ۱/۱۶ (2015) تغییر کرده است. علت جابه‌جایی کانال در سه بخش a تا c مکان ۸ (Location C) به ترتیب، قطع شدگی^{۱۶}، زیرشویی^{۱۷} و قطع شدگی است (شکل ۷ ب). پهنای میانگین کانال فعال در این منطقه در سال 2002 کم‌ترین مقدار، ۷۳/۹ متر و در سال 2015 برابر با ۱۱۵/۸ متر و شاخص انشعاب از ۱/۵۳ در سال 2009 تا ۱/۹ در سال 2015 است. میزان شاخص پیچش در بخش‌های a و b مکان ۹ (Location D) از ۱/۰۳ در سال 1991 تا ۱/۳۳ در سال 2015 تغییر یافته است (شکل ۷ پ) در این بخش پهنای متوسط کانال فعال تقریباً با گذشت زمان کاهش یافته است. دلایل

16- Cutoff

17- Undercutting

جدول ۲: عوامل تغییر کانال در مکان‌های منتخب از Location A-E در شکل ۶

شماره مکان جابجایی	دلایل	واحد‌های سنگ‌شناسی	بیشینه جابه‌جایی کانال (متر)
1	ترک کانال و ایجاد مسیر جدید (Avulsion) در اثر ورود شاخه فرعی، تشکیل سد دهانه‌ای در محل ورود آن به کانال اصلی، مهاجرت سد داخل کانال	گل‌سنگ و سیلت‌سنگ قرمز رنگ (نئوژن) با میان لایه ماسه‌سنگ	۷۶
2a	قطع شدگی		۱۲۹
2b	ورود دو شاخه فرعی آندچ‌رود و آفتاب‌در از شمال و جنوب باعث مهاجرت کانال و پیش‌پیش به سمت جنوب شده است.		۶۷
2c	رسوب‌گذاری		۴۷
2d	رسوب‌گذاری پشته‌ها، تشکیل پشته منفرد و تغییر مسیر کانال به سمت شمال، عوامل انسانی		۶۶
3a	تغییر شاخص انشعاب و تغییر پهنا به علت تغییرات دبی جریان و میزان بار		۳۰۴
3b	رسوبی		۱۱۳
4	رسوب‌گذاری، مهاجرت پشته‌ها، ورود منابع جانبی از شاخه فرعی	مارن قرمز با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ، کنگلومرا و گچ (میوسن) توف (ائوسن)	۳۹۹
5	رسوب‌گذاری کانال‌های فعال مخروط افکنه رازمیان و انحراف رودخانه شاهرود به		۲۹۶
6	سوی جنوب؛ کانال قدیمی شاهرود در زیر رسوبات انتهایی مخروط افکنه مدفون شده است.		۳۹۶
8a	ورود منابع جانبی از شاخه فرعی، قطع شدگی گلوبی پیش‌پیش در اثر سیلاب	توف سنگ‌ها یا آذرآواری (ائوسن)	۸۹
8b	زیرشویی دیواره کانال		۱۰۸
8c	قطع شدگی گلوبی پیش‌پیش در اثر سیلاب		۸۸
9a	رشد میزان پیش‌پیش		۱۰۱
9b	رشد میزان پیش‌پیش		۸۶
10	قطع شدگی گلوبی پیش‌پیش در اثر سیلاب		۱۳۴
11	رشد میزان پیش‌پیش و قطع شدگی گلوبی پیش‌پیش در اثر سیلاب		۱۲۳

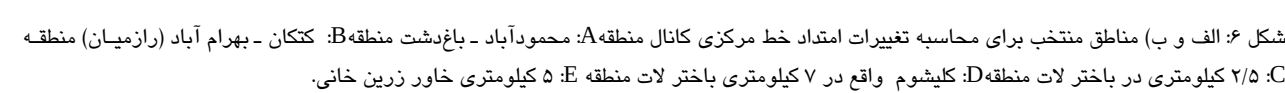
و حتی در سال‌های یکسان روند آن در بازه‌های مختلف متفاوت است. تغییرات پهنا در بازه‌های مستقیم با میزان دبی رابطه‌ای مستقیم دارد (مثال 3a و 3b) و در بازه‌هایی با الگوی مئاندری با تغییرات دبی همخوانی ندارد، زیرا عوامل دیگری مانند قطع گلوبی یا رشد مئاندر نیز موجب تغییرات پهنای کانال می‌شوند (جدول ۳ و شکل‌های ۸ و ۹).

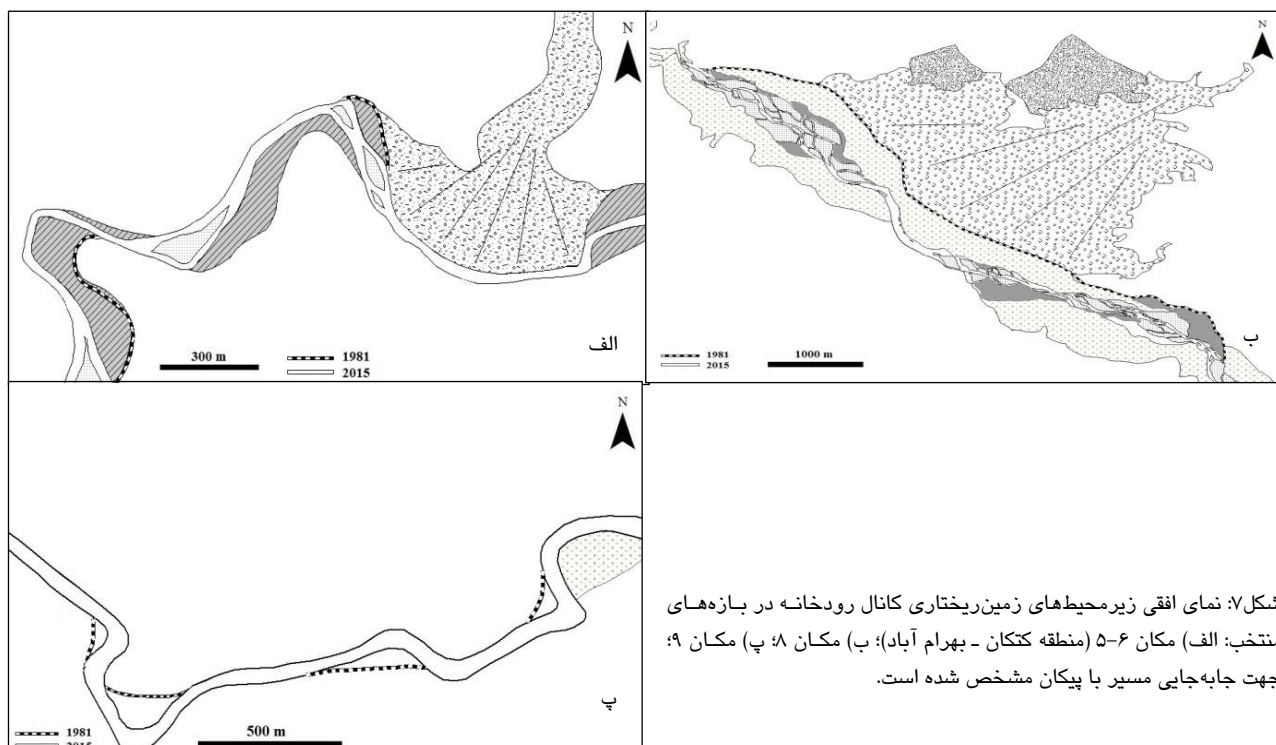
تغییرات نیمرخ پهنای رودخانه

تغییرات نیمرخ پهنای رودخانه‌های مورد مطالعه در دو ایستگاه خوبان ($50^{\circ}38'47''$ ، $51^{\circ}23'23''$) و باغکلاهی ($50^{\circ}29'40''$ ، $35^{\circ}25'23''$) در رودخانه الموت؛ به ترتیب در دوره زمانی 2005-2014 و 2014-

۲- روند تدریجی کاهش پهنای کانال در محدوده کتکان - بهرام‌آباد (Location B, No. 5-6) در سال‌های مورد بررسی مشهود است (پهنای میانگین از ۴۶۰ (1981) به ۱۴۰ متر (2015) کاهش یافته است). رودخانه در این بازه الگوی شاخه شاخه دارد و بیشترین نرخ کاهش پهنای سال‌های 2009-2015 رخ داده است (-20 m/yr).

۳- در باختر لات، محدوده‌ای که رودخانه الگو مئاندری محاط دارد. یک روند سینوسی شکل در تغییرات پهنا مشاهده می‌شود (No.8, No.9 در شکل ۶)، بیشترین نرخ تغییر پهنا در این دو مکان به ترتیب در سال‌های 2009-2015 و 2002-2009 رخ داده است (به ترتیب $+3/9$ و $-4/2$ متر در سال). این بررسی‌ها نشان می‌دهد که واکنش رودخانه به عوامل تغییردهنده پهنای کانال آن پیچیده است

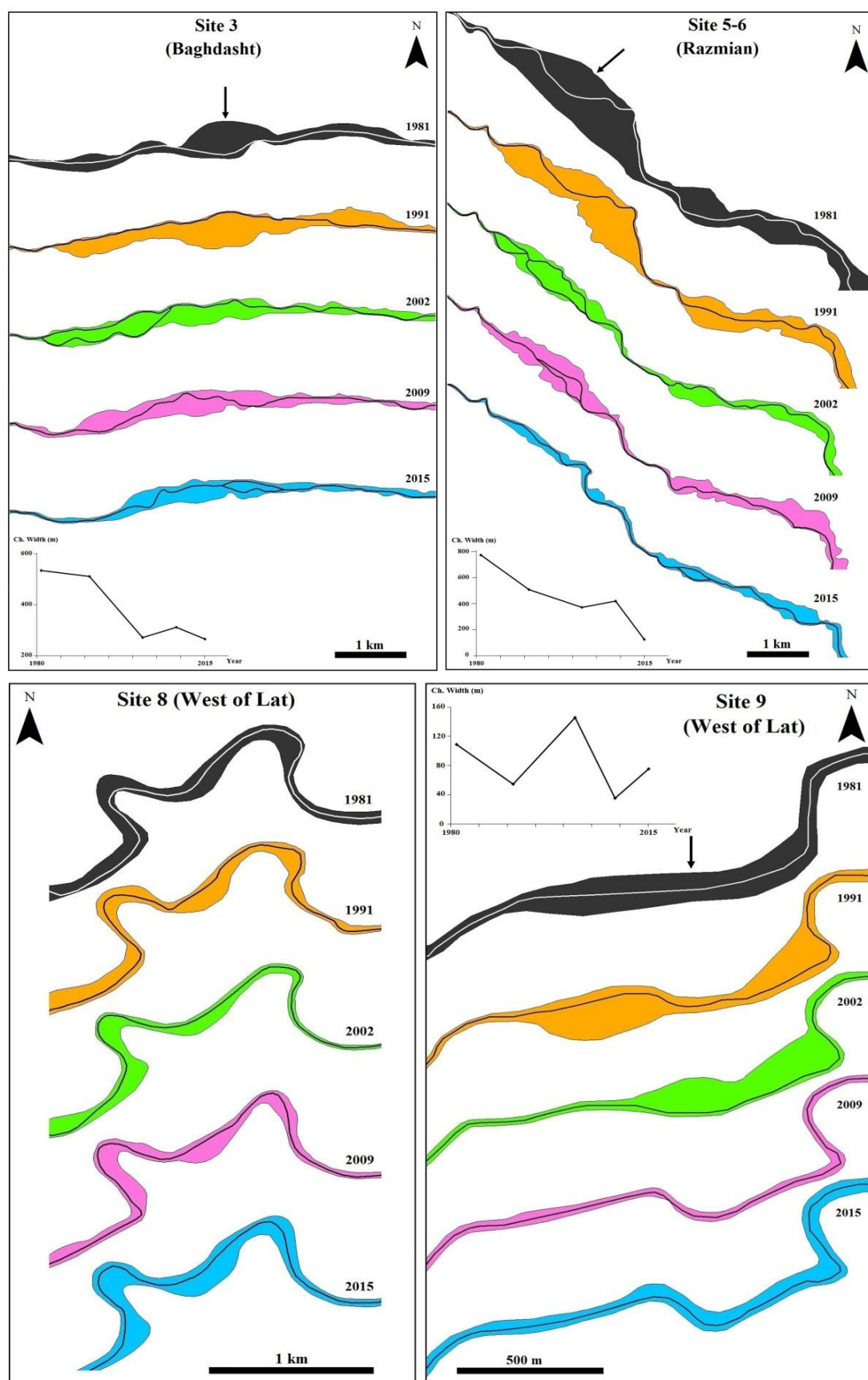




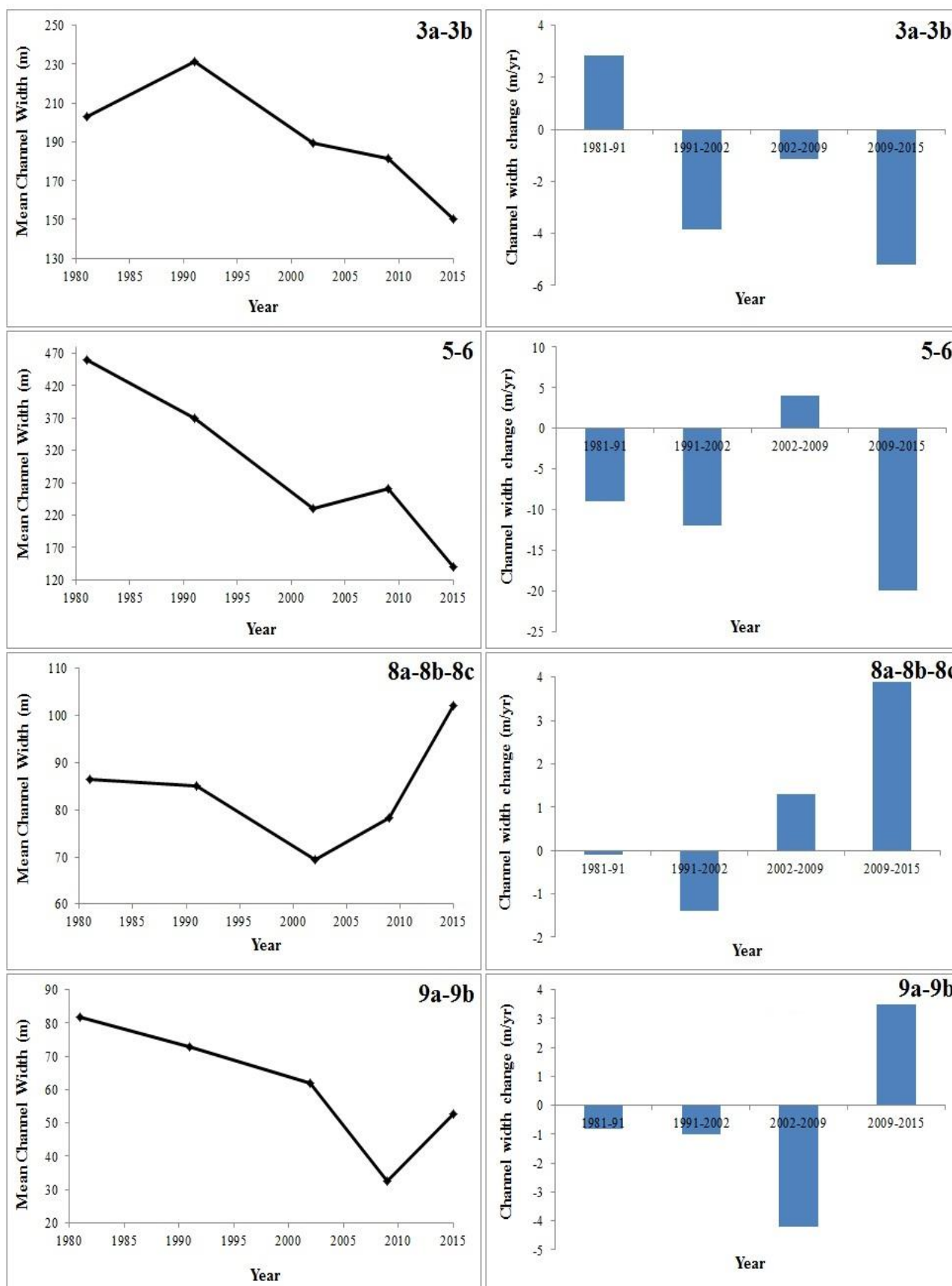
شکل ۷: نمای افقی زیرمحوهای زمین‌ریختاری کانال رودخانه در بازه‌های منتخب: الف) مکان ۵-۶ (منطقه کتکان - بهرام آباد); ب) مکان ۸; پ) مکان ۹; جهت جابه‌جایی مسیر با پیکان مشخص شده است.

جریان و یا افزایش میزان بار رسوبی به رسوب گذاری بستر می‌انجامد. در شکل ۹ ارتباط دبی آب و ارتفاع میانگین سطح بستر نشان می‌دهد که با افزایش دبی و شدت جریان آب فرآیند حفر بستر و با کاهش آن فرآیند رسوب گذاری و افزایش بستر کانال رخ می‌دهد. در ایستگاه باغکلایه در سال‌های ۱۹۹۱-۱۹۸۸، ۲۰۰۲-۲۰۰۱، ۲۰۰۸-۲۰۰۷ و ۲۰۱۴-۲۰۱۲ با کاهش میزان دبی جریان، فرآیند رسوب گذاری و در سال‌های ۱۹۹۳-۱۹۹۲ و ۲۰۰۷-۲۰۰۲ با افزایش میزان دبی جریان فرآیند حفر شدگی رخ داده است. بیشترین میزان حفر بستر بین سال‌های ۲۰۰۷-۲۰۰۲ بوده است و سپس به دنبال آن در سال ۲۰۰۸-۲۰۰۷. بیشترین میزان رسوب گذاری بستر صورت گرفته است. برای ایستگاه رجایی‌دشت روند تقریباً مشابهی تکرار شده است. در ایستگاه لات از ۲۰۱۱-۲۰۰۷ تغییرات دبی جریان و ارتفاع بستر کانال هم‌خوانی داشته است و از ۲۰۱۴-۲۰۱۱ رسوب گذاری بستر کانال با کاهش دبی جریان مشهود است (شکل‌های ۹ تا ۱۱).

۱۹۸۴ و دو ایستگاه رجایی‌دشت ($38^{\circ} 46' 16''$ ، $50^{\circ} 34' 36''$ و لات ($36^{\circ} 27' 34''$ ، $50^{\circ} 34' 36''$) در رودخانه شاهرود به ترتیب در دوره زمانی ۱۹۸۴-۲۰۱۴ و ۲۰۰۵-۲۰۱۴ اندازه‌گیری شده است. نقشه‌برداری نیم‌رخ پهنا در سال‌های اشاره شده توسط شرکت آب منطقه‌ای قزوین انجام شده است. اندازه‌گیری‌ها از ساحل راست به طرف ساحل چپ کانال بوده است (شکل ۹ و ۱۰) (جدول ۴). هدف اصلی از بررسی نیم‌رخ‌های پهنا تشخیص رسوب گذاری و حفر بستر کانال است. از عوامل مؤثر در این دو فرآیند می‌توان به میزان دبی جریان، دبی بار رسوبی، شیب بستر کانال و فعالیت‌های انسانی اشاره نمود. این عوامل با کنترل ریخت‌شناسی کانال رودخانه در تعادل دینامیکی با یکدیگر هستند و هرگاه یکی از آن‌ها افزایش یا کاهش یابد کانال رودخانه تغییر می‌یابد تا در شرایط جدید به پایداری برسد. با افزایش دبی جریان و یا کاهش میزان بار رسوبی، ظرفیت حمل رسوب توسط آب بیشتر و این امر به حفر بستر منجر می‌شود در حالی که کاهش دبی



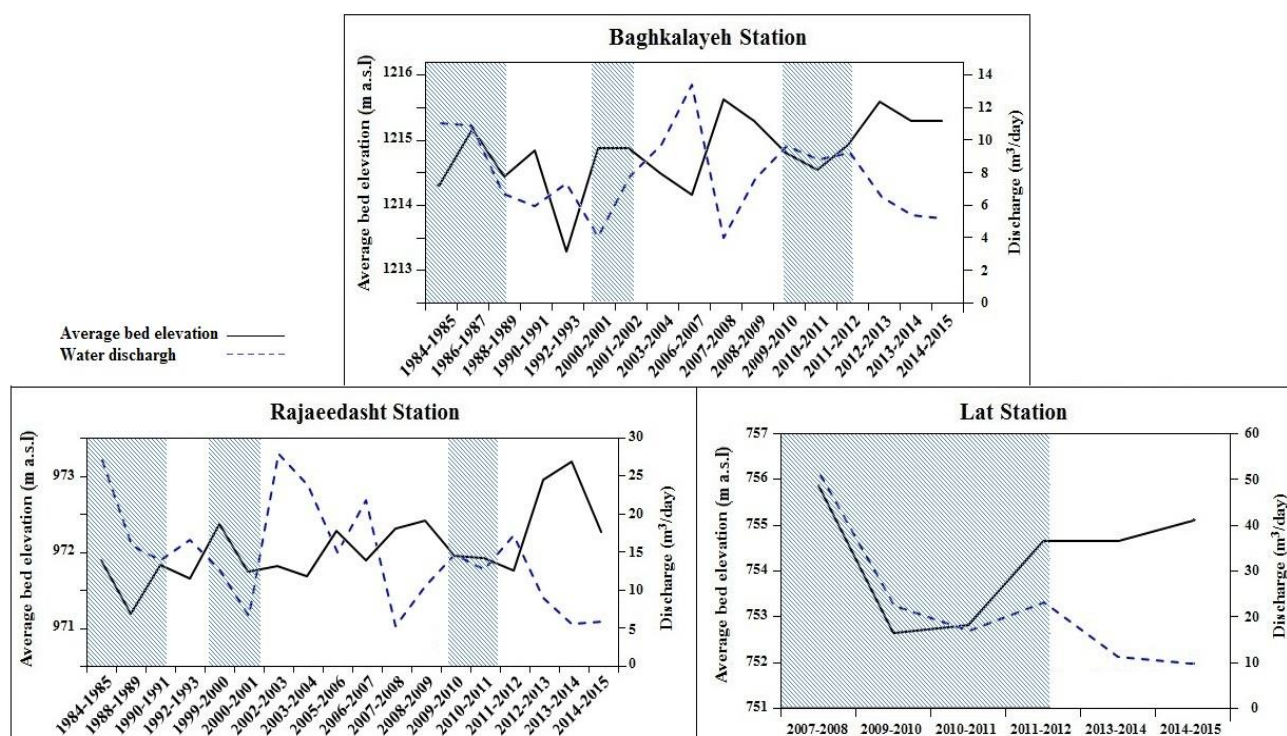
شکل ۸: تغییرات پهنای کانال و خط مرکزی کانال در مکان ۳، مکان ۵-۶، مکان ۸ و مکان ۹؛ جهت جریان از خاور به باختر (راست به چپ) است.



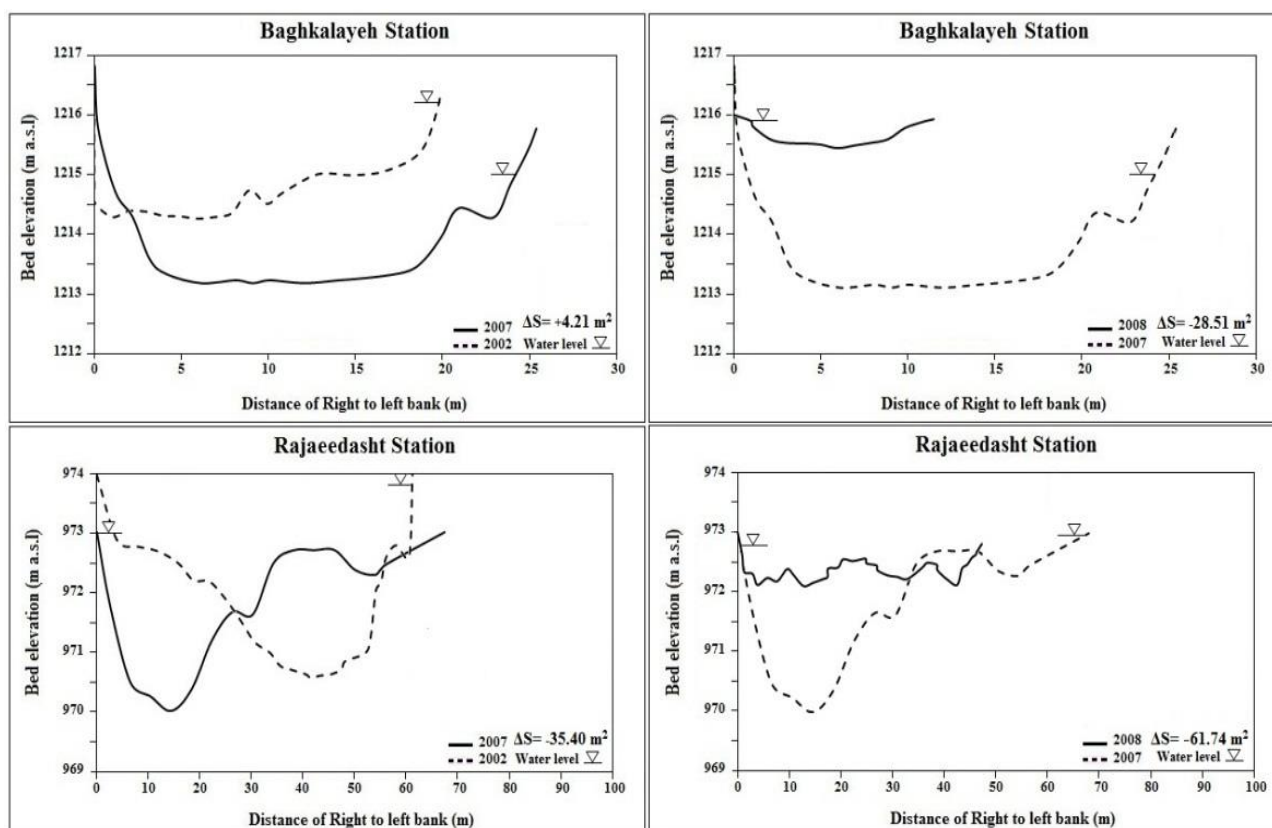
شکل ۹: تغییرات پهنای کانال نرخ تغییر پهنای مکان‌های ۳، ۵-۶، ۸ و ۹ در رودخانه‌های الموت و شاهرود

جدول ۳: پهنای کانال و نرخ تغییرات آن در مکان‌های منتخب (شکل ۸)

سال مورد مطالعه	مساحت کانال در مکان مورد مطالعه (m ²)	طول کانال در مکان مورد مطالعه (m)	پهنای متوسط کانال در مکان مورد مطالعه (m)	نرخ تغییر پهنای کانال در مکان مورد مطالعه (m/yr)
مکان ۳	۱۹۸۱	۹۸۱۶۰۵/۴۹	۴۸۳۰	۲۰۳/۲
	۱۹۹۱	۱۱۱۸۸۷۴/۸	۴۸۳۰	۲۳۱/۶
	۲۰۰۲	۹۱۴۲۶۵/۸۰	۴۸۳۰	۱۸۹/۳
	۲۰۰۹	۸۷۵۴۱۵/۹۸	۴۸۳۰	۱۸۱/۳
	۲۰۱۵	۷۲۵۱۹۶/۶۷	۴۸۳۰	۱۵۰/۱
مکان ۵-۶	۱۹۸۱	۲۶۵۰۰۰۰	۵۷۰۰	۴۶۰
	۱۹۹۱	۲۱۰۰۰۰۰	۵۷۰۰	۳۷۰
	۲۰۰۲	۱۳۰۰۰۰۰	۵۷۰۰	۲۳۰
	۲۰۰۹	۱۵۰۰۰۰۰	۵۷۰۰	۲۶۰
	۲۰۱۵	۸۰۰۰۰۰۰	۵۷۰۰	۱۴۰
مکان ۸	۱۹۸۱	۲۰۳۰۰۰	۲۳۵۰	۸۶/۳۸
	۱۹۹۱	۲۰۰۰۰۰	۲۳۵۰	۸۵/۱۱
	۲۰۰۲	۱۶۳۰۰۰	۲۳۵۰	۶۹/۳۶
	۲۰۰۹	۱۸۴۰۰۰	۲۳۵۰	۷۸/۲۹
	۲۰۱۵	۲۴۰۰۰۰	۲۳۵۰	۱۰۲/۱
مکان ۹	۱۹۸۱	۱۲۹۷۵۹	۱۵۸۹	۸۱/۶۶
	۱۹۹۱	۱۱۵۶۲۲	۱۵۸۹	۱۲/۷۶
	۲۰۰۲	۹۸۴۲۰	۱۵۸۹	۶۱/۹۴
	۲۰۰۹	۵۱۸۰۰	۱۵۸۹	۳۲/۵۹
	۲۰۱۵	۸۳۶۵۷	۱۵۸۹	۵۲/۶۴



شکل ۱۰: نمودار نشان دهنده تغییرات دبی آب و ارتفاع میانگین بستر کانال در ایستگاه‌های مورد مطالعه در رودخانه‌های الموت و شاهرود؛ ستون‌های خاکستری رنگ نشان دهنده هم‌خوانی ارتباط تغییرات دبی آب و ارتفاع میانگین بستر کانال است.



شکل ۱۱: نیمرخ پهنای بستر کانال در سال‌هایی با فرآیند حفر و برافزایی بستر در دو ایستگاه باغکلاویه و رجایی دشت

جدول ۴: ارتفاع متوسط و نرخ رسوب‌گذاری و حفر بستر کانال رودخانه‌های الموت و شاهرود در ایستگاه‌های مورد مطالعه

parameter	Year/period	Cross section sites			
		Khooban	Baghkalayeh	Rajaeedasth	Lat
Average bed elevation (m)	1985	-	1214.32	971.92	-
	1992	-	1213.77	977.47	-
	2002	-	1214.89	971.84	-
	2006	1543.63	-	-	755.46
	2007	-	1214.13	971.81	-
	2010	1543.88	1214.80	971.98	754.67
	2014	1544.20	1215.32	973.15	754.66
Magnitude of bed aggradation or degradation (m)	1985-1992	-	-0.55	5.55	-
	1992-2002	-	1.12	-5.63	-
	2002-2006/2007	-	-0.76	-0.03	-
	2006/2007-2010	0.25	0.67	0.17	-2.78
	2010-2014	0.32	0.52	1.17	+1.98
parameter	Year/period	Khooban	Baghkalayeh	Rajaeedasth	Lat
Average water level (m)	1985	-	1215.70	972.80	-
	1992	-	1215.90	972.76	-
	2002	-	1216.20	974.00	-
	2006	1544.25	-	-	756.30
	2007	-	1215.00	973.00	-
	2010	1544.96	1215.95	972.96	753.61
	2014	1544.46	1215.54	973.50	755.10
Periodic difference in average water level (m)	1985-1992	-	0.20	-0.04	-
	1992-2002	-	0.30	1.24	-
	2002-2006/2007	-	-1.20	-1.00	-
	2006/2007-2010	0.71	0.95	-0.04	-2.64
	2010-2014	-0.50	-0.41	0.55	1.49+

بحث

بیشتر مطالعات اخیر بر روی رودخانه‌های کشورهای پیشرفته به دلیل فعالیت‌های کشتی‌رانی و وجود حجم زیادی از داده‌ها (نرخ دبی جریان، دوره‌های سیلابی و حجم رسوب) انجام شده است. با وجود این در کشورهای در حال توسعه‌ای نظیر ایران، به دلیل اقلیم خشک، رودخانه‌های دائمی نظیر سپیدرود، شاهرود، کارون و زاینده‌رود کمتر وجود دارند. بررسی‌های علمی بر روی بیشتر این رودخانه‌ها به سال ۱۹۶۰ برمی‌گردد که عمدتاً مربوط به سازه‌های عمرانی است و اهداف رسوب شناختی کمتر دنبال شده است. طی دهه اخیر، مجموعه داده‌های سیستماتیک موجود در نهادهای دولتی مرتبط با منابع آب، مطالعات علمی بر روی رودخانه‌ها را آسان کرده است (شکل ۱۰). شناسایی تغییرات کانال رودخانه در طرح‌های توسعه منطقه‌ای بسیار مهم است. کانال رودخانه در اثر عواملی نظیر رسوب گذاری و فرسایش، فرسایش دیواره، تشکیل سدهای میانی، ایجاد انشعاب و پیچش تغییر می‌کند. در رودخانه‌های مورد مطالعه، فرآیند ترک کانال (۳۴٪، ۲۵٪ و ۱۷٪ به ترتیب در بالادست، میان-رود و پایین‌دست) مهم‌ترین عامل تغییر کانال رودخانه است. این فرآیند شامل ترک سریع کانال رودخانه و تشکیل کانال جدید است. ترک کانال ممکن است در نتیجه کاهش شیب بستر باشد و رودخانه به ناچار مسیر جدید (با شیب بیشتر) را انتخاب کند (Gupta et al., 2014; Phillips, 2011). در شرایط دیگر، ترک کانال زمانی رخ می‌دهد که ارتفاع بستر کانال رودخانه در اثر رسوب گذاری بیشتر از دشت سیلابی شود (Sinha et al., 2014; Mohrig et al., 2000). فرآیند ترک کانال اساساً در طی سیلاب‌های بزرگی رخ می‌دهد که قدرت کافی برای تغییر سطح زمین در مدت زمان کوتاهی را دارد. این فرآیند همچنین در اثر شکسته شدن حاشیه رودخانه و ایجاد یک مسیر جدید روی دشت سیلابی صورت می‌گیرد (Nanson & Knighton, 1996).

در حوضه مورد مطالعه، فرآیند ترک کانال در ۳۱ مکان از کانال رودخانه‌های الموت و شاهرود رخ داده است (جدول ۱). نتایج ما نشان می‌دهد که بیش تر آن‌ها در اثر فرسایش کانال، رسوب گذاری و سیلاب تحریک شده است. برای مثال، در موقعیت B، مکان شماره ۶ (شکل ۶ و a)، رشد زبانه مخروط افکنه فعال منطقه باعث ترک کانال اصلی قبل از سال ۱۹۸۰ و تغییر مسیر آن به اندازه ۵۶۰ متر به سمت جنوب شده است. یک مثال از ترک کانال کوچک‌تر به-عنوان قطع گلویی مثاندر معرفی شده است، جایی که کمان مثاندر به علت شیب زیاد یا فرسایش حاشیه در طی سیلاب قطع می‌شود (Nanson & Knighton, 1996; Van Dijk et al., 2014). این فرآیند زمانی رخ می‌دهد که نسبت بین شیب کانال و شیب پتانسیل بعد از یک ترک کانال کمتر از ۱/۵ باشد (Rudy & Smith, 1998). در حوضه مورد مطالعه، قطع گلویی مثاندر عمدتاً در بخش باختری رخ داده است (ایستگاه D در شکل ۱ و موقعیت C در شکل ۶)، جایی که کانال رودخانه بریده می‌شود و دارای الگوی سینوسی نامنظم است: شاخص انشعاب ۰/۳، دامنه مثاندر ۱۰۵ متر و شیب ۱/۴ متر بر کیلومتر. دو تغییر مهم در یک سیستم رودخانه انشعاب و پیچش است؛ پیچش^{۱۸} عبارت است از نسبت طول رودخانه بر طول دره (Garde, 2006). افزایش پیچش کانال رودخانه معمولاً با افزایش شیب دره، شیب کانال (Schumm, 1972) و تشکیل شکل‌های بستر رخ می‌دهد. فرآیندهای دیگر نظیر قطع گلویی به کاهش پیچش کل کانال منجر می‌شود (Smith et al., 2006). در رودخانه‌های مورد مطالعه، رشد پیچش به ترتیب در بالا دست، میان رود و پایین دست عبارت است از ۳۱٪، ۱۸٪ و ۲۱٪. در بالا دست و بخش باختری به علت شیب زیاد و وجود واحدهای صخره‌ساز ماسه‌سنکی و کنگلومرایی،

مئاندرها از نوع محصور هستند. در این بخش‌ها، عوامل مؤثر بر روی رشد پیچش، عواملی نظیر مقدار شیب، ورود شاخه فرعی و ورود رسوبات از دامنه‌ها به کانال هستند. انشعاب کانال در یک سیستم رودخانه، حاصل انباشت رسوب، رشد پشته‌های رسوبی و در نتیجه تقسیم (انشعاب) جریان به چند مجرا رخ می‌دهد. شاخص انشعاب در یک کانال رودخانه، براساس عوامل: (۱) طول و توزیع سدهای میانی (۲) طول خط مرکزی کانال رودخانه (۳) نسبت مجموع طول سدهای میانی به طول خط مرکزی کانال، تعیین می‌شود (Rust, 1978). در رودخانه‌های مورد مطالعه، افزایش شاخص انشعاب در بخش پایانی الموت و بخش میانی شاهرود مشاهده می‌شود (شکل ۲B) و دلایل آن (۱) کاهش شیب (۲) افزایش پهنای کانال (۳) کاهش پیچش و دبی جریان معرفی شده است. مطالعه بر روی عوامل کنترل کننده تغییرات ارتفاع بستر کانال مخصوصاً در رودخانه‌های کوهستانی (نظیر رودخانه‌های مورد مطالعه در این پژوهش) به علت تغییر ویژگی‌های آب‌شناختی و رسوب شناختی رودخانه در طی مسیر و زمان کوتاه پیچیده است. بنابراین حجم زیادی از داده‌ها برای تشخیص دقیق فرآیندهای رودخانه لازم است. عواملی نظیر نرخ دبی جریان، میزان بار رسوبی، شیب بستر کانال و فعالیت‌های انسان این فرآیندها را تحت تأثیر قرار می‌دهد (Isla et al., 2015؛ James et al., 2015). این عوامل از طریق کنترل ریخت‌شناسی کانال رودخانه با یکدیگر در تعادل دینامیکی هستند (شکل ۱۰ و ۱۱) (جدول ۴). تفسیر ما در مورد فرآیندهای مؤثر بر روی تغییرات بستر کانال در منطقه در شکل‌های ۱۰ و ۱۱ ارائه شده‌اند.

نتیجه‌گیری

این پژوهش برای اولین بار بر روی عوامل کنترل کننده تغییرات کانال رودخانه یکی از رودخانه‌های دائمی شمال ایران انجام شده است. هدف، بررسی دینامیک رودخانه طی

یک دوره ۳۵ ساله می‌باشد. تحلیل‌های چند مرحله‌ای تصاویر ماهواره‌ای و نیمرخ‌های پهنابندی دقیق‌تر تغییرات الگو، پهنای و ارتفاع بستر کانال منجر شده است. این پژوهش داده‌های با ارزشی برای طرح‌های توسعه منطقه‌ای نظیر سازه‌های عمرانی و سد، لوله‌های آب رسانی، کنترل سیلاب و کشاورزی فراهم می‌کند. بیشتر فعالیت‌های انسانی در منطقه که تأثیر غیرمستقیم بر تکامل کانال داشته‌اند شامل توسعه روستاها، تغییر کاربری اراضی از چمنزار (یعنی دشت سیلابی) یا جنگل (در بالا دست حوضه) به زمین‌های کشاورزی، معدن‌کاری ماسه و گراول، جاده‌سازی و بخش‌بندی پوشش زمین است. بیشتر این تغییرات، نرخ فرسایش را (به طور مستقیم) و بار رسوبی را (به طور غیرمستقیم) افزایش می‌دهند. این فرآیند به کاهش کیفیت آب و پرشدن سریع مخازن سد (منجیل) در منطقه نیز می‌انجامد. برخی نتایج مهم به صورت زیر خلاصه می‌شود:

۱- مهم‌ترین تغییرات نمای افقی کانال رودخانه شامل فرآیند ترک کانال، قطع گلوپی، رشد پیچش، افزایش شاخص انشعاب (یعنی مهاجرت سد، رسوب‌گذاری و ایجاد انشعاب) و مهاجرت جانبی است.

۲- دلایل این تغییرات شامل مهاجرت سدهای داخل کانال، تغییر بار رسوبی و دبی جریان، سیلاب، رشد مخروط افکنه‌ها و تشکیل سد دهانه‌ای، تغییر شاخص انشعاب و پیچش و زمین‌شناسی حوضه آبریز است.

۳- فرآیندهای رسوب‌گذاری و حفر بستر و تغییر پهنای کانال در ایستگاه‌های مورد مطالعه در واحد مکان و زمان پیچیده و تحت تأثیر تغییرات دبی جریان و میزان بار رسوبی هستند.

سپاس‌گزاری

نویسندگان از همکاری شرکت آب منطقه‌ای استان قزوین به خاطر در اختیار گذاشتن داده‌ها کمال تشکر را می‌نمایند.

منابع

- خدابخش، س.، غریب‌رضا، م.ر.، بانژاد، ح.، پاسبان، ع.، ۱۳۹۶. بررسی رسوب شناسی و ژئومورفولوژی کانال رودخانه‌های الموت و شاهرود (شمال استان قزوین). طرح پژوهشی مشترک بین شرکت آب منطقه‌ای قزوین و دانشگاه بوعلی سینا (کد پروژه: GZR-۹۲۰۹۹)، در مراحل پایانی.
- شرکت آب منطقه‌ای قزوین، ۱۳۹۶ (سایت اینترنتی www.qzrw.ir).
- Annells, R.N., Arthurton, R.S., Bazley, R.A.B., Davies, R.G., Hamed, M.A.R., & Rahimzadeh, F., 1977. The Geology Map of SHAKRAN, 1:100000, No. 6162, *Geological Survey of IRAN*.
- Bandyopadhyay, S., Saha, S., Ghosh, K., & Kumar De, S., 2013. Channel planform change and detachment of tributary: a study on the Haora and Katakhal rivers, Tripura, India. *Geomorphology*, 193: 25-35.
- Bawa, N., Jaina, V., Shekhar, S., Kumar, N., & Jyani, V., 2014. Controls on morphological variability & role of stream power distribution pattern, Yamuna River, western India. *Geomorphology*, 227: 60-72.
- Brunier, G., Anthony, E.J., Goichot, M., Provansal, M., & Dussouillez, P., 2014. Recent morphological changes in the Mekong & Bassac river channels, Mekong delta. The marked impact of river-bed mining & implications for delta destabilization. *Geomorphology*, 224: 177-191.
- Gao, H., Li, Z., Pan, B., Liu, F., & Liu, X., 2016. Fluvial responses to late Quaternary climate change in the Shiyang River drainage system, western China. *Geomorphology*, 258: 82-94.
- Garde, R.J., 2006. River morphology. *New Age International*, 502 p.
- Gharibraza, M.R., Habibi, A., Imamjomeh, S.R., & Aqeel Ashraf, M., 2014. Coastal processes & sedimentary facies in the Zohreh River Delta (Northern Persian Gulf). *Catena*, 122: 150-158.
- Gupta, N., Kleinhans, M.G., Addink, E.A., Atkinson, P.M., & Carling, P.A., 2014. One-dimensional modeling of a recent Ganga avulsion: Assessing the potential effect of tectonic subsidence on a large river. *Geomorphology*, 213: 24-37.
- Heitmuller, F.T., 2014. Channel adjustments to historical disturbances along the lower Brazos & Sabine Rivers, south-central USA. *Geomorphology*, 204: 382-398.
- Isla, F., Espinosa, M., Rubio, B., Escandell, A., Gerpe, M., Miglioranza, K., Rey, D., & Vilas, F., 2015. Avulsion at a drift-dominated mesotidal estuary: The Chubut River outlet. Patagonia, Argentina. *Journal of Hydrology*, 529: 632-639.
- Jain, V., & Sinha, R., 2005. Response of active tectonics on the alluvial Bagmati River, Himalayan foreland basin, eastern India. *Geomorphology*, 70 (3-4): 339-356.
- James, L.A., 2015. Designing forward with an eye to the past: Morphogenesis of the lower Yuba River. *Geomorphology*, 251: 31-49.
- Lahiri, S.K., & Sinha, R., 2012. Tectonic controls on the morphodynamics of the Brahmaputra River system in the upper Assam valley, India. *Geomorphology*, 169-170: 74-85.
- Latapie, A., Camenena, B., Rodrigues, S., Paquier, A., Bouchard, J.P., & Moatar, F., 2014. Assessing channel response of a long river influenced by human disturbance. *Catena*, 121: 1-12.
- Liro, M., 2015. Gravel-bed channel changes upstream of a reservoir: The case of the Dunajec River upstream of the Czorsztyn Reservoir, southern Poland. *Geomorphology*, 228: 694-702.
- Little, P.J., Richardson, J.S., & Alila, Y., 2013. Channel & landscape dynamics in the alluvial forest mosaic of the Carmanah River valley, British Columbia, Canada. *Geomorphology*, 202: 86-100.
- Magilligan, F.J., Nislow, K.H., Kynard, B.E., & Hackman, A.M., 2016. Immediate changes in stream channel geomorphology, aquatic habitat, and fish assemblages following dam removal in a small upland catchment. *Geomorphology*, 252: 158-170.
- Mohring, D., Heller, P.L., Paola, C., & Lypns, W.J., 2000. Interpreting avulsion process from ancient alluvial sequences; Guadalupe-Matarranya system (northern Spain) and Wasatch Formation (western Colorado). *Geological Society of America Bulletin*, 112: 1787-1803.
- Nanson, G.C., & Knighton, A.D., 1996. Anabranching rivers: Their cause, character, and classification. *Earth Surface Processes & Landforms*, 21: 217-39.
- Ollero, A., 2010. Channel changes and floodplain management in the meandering middle Ebro River, Spain. *Geomorphology*, 117: 247-260.

- Pasban, E., Khodabakhsh, S., Gharibreza, M.R., Kabiri, Sh., & Bahiraei, N., 2017. A quantitative study on channel-bed changes of the Alamut and Shahrud rivers (N Qazvin, Iran) in 1981-2015 period times. *Catena* (Under Revision).
- Phillips, J.D., 2011. Universal and local controls of avulsions in southeast Texas Rivers. *Geomorphology*, 130: 17-28.
- Radfar, J., 1999. Qazvin Geology Map, 1:100000, *Geological Survey of Iran*.
- Rhoads, B.L., Lewis, Q.W., & Andresen, W., 2016. Historical Change in channel network extent and channel plan-form in an intensively managed landscape: Natural versus human-induced effects. *Geomorphology*, 252: 17-31.
- Rollet, A.J., Piegay, H., Dufour, S., Bornette, G., & Persat, H., 2013. Assessment of consequences of sediment deficit on a gravel river bed downstream of dams in restoration perspectives: application of a multicriteria, hierarchical and spatially explicit diagnosis. *River Research and Applications*, 30: 939-953.
- Rosgen, D.L., 2007. Rosgen Stream Classification Technique-Supplemental Materials, Part 654. *National Engineering Handbook*, 210-VI-NEH.
- Rudy, S., & Smith, N.D., 1998. Necessary conditions for a meandering-river avulsion. *Geology*, 26: 435-438.
- Rust, B.R., 1978. A classification of alluvial channel systems, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 5: 187-198, In: Friend, P.F., & Sinha, R., (eds.), 1993, Braiding and meandering parameters. *Geological Society*, 75: 105- 111.
- Sarmah, R., 2012. Bed aggradation in the lower reach of the JiaDhansiri River, India. *Geomorphology*, 141-142: 1-10.
- Schumm, S.A., 1972. Geologic implications of river pattern variability. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 56: 652-1972.
- Scorpio, V., Aucelli, P.P.C., Giano, S.I., Pisano, L., Robustelli, G., Roskopf, C.M., & Schiattarella, M., 2015. River channel adjustments in Southern Italy over the past 150 years an implications for channel recovery. *Geomorphology*, 251: 77-90.
- Shu, A.P., Lia, F.H., & Yang, K., 2012. Bank-collapse disasters in the wide valley desert reach of the upper Yellow River. *Procedia Environmental Sciences*, 13: 2451-2457.
- Sinha, R., Sripriyanka, K., Jain, V., & Mukul, M., 2014. Avulsion threshold and planform dynamics of the Kosi River in north Bihar (India) and Nepal. *A GIS framework, Geomorphology*, 216: 157-170.
- Smith, G.H.S., Best, J.L., Bristow, C.S., & Petts, G.E., 2006. Braided Rivers, Process, Deposits. *Ecology and Management, Blackwell*, 388 p.
- Toone, J., Rice, S.P., & Piegay, H., 2014. Spatial discontinuity and temporal evolution of channel morphology along a mixed bedrock-alluvial river, upper Drome River, southeast France, Contingent responses to external and internal controls. *Geomorphology*, 205: 5-16.
- Twidal, C.R., 2004. River pattern and their meaning. *Earth Science Review*, 67: 159-218.
- Van Dijk, W.M., Schuurman, F., Van de Lageweg, W.I., & Kleinans, M.G., 2014. Bifurcation instability and chute cutoff development in meandering gravel-bed Rivers. *Geomorphology*, 213: 277-291.
- Wang, H.J., Yang, Z.S., Saito, Y., Liu, J.P., Sun, X.X., & Wang, Y., 2007. Stepwise decreases of the Huanghe (Yellow River) sediment load (1950-2005): impacts of climate change and human activities. *Global Planet Change*, 57: 331-354.

بررسی الگوی پراکندگی و زیست چینه نگاری نانوفسیل‌های آهکی بخش بالایی سازند قم در برش سیاه‌کوه

محمد پرندآور^۱، فاطمه هادوی^{۲*}

۱- دانشجوی دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: fhadavi@um.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۷/۲/۳

تاریخ دریافت: ۹۶/۱۰/۱۲

چکیده

در پژوهش حاضر الگوی پراکندگی و زیست چینه نگاری نانوفسیل‌های آهکی بخش‌های بالایی سازند قم (عضوهای e و f) در برش سیاه‌کوه مطالعه و ارزیابی شده است. بدین منظور تعداد ۱۲۱ نمونه از عضوهای e و f سازند قم با ضخامت ۳۵۱ متر جهت شناسایی نانوفسیل‌های آهکی، بررسی‌های آماری نیمه کمی و تفکیک دقیق بایوزون‌های استاندارد جهانی مورد مطالعه قرار گرفته که به شناسایی ۳۸ گونه متعلق به ۱۵ جنس از این گروه پلانکتونی منجر شده است. با توجه به گونه‌های شاخص شناسایی شده، بایوزون‌های استاندارد نانوفسیلی NN2-NN4 و همین‌طور بایوزون‌های CNM4-CNM6 برای عضوهای مطالعه شده از سازند قم معرفی شد. ارزش زمان - چینه‌ای بایوزون‌های تفکیک شده، بیانگر سنی معادل بوردیگالین تا لانگین پیشین برای بخش‌های e و f سازند قم در برش سیاه‌کوه می‌باشد. همچنین مطالعات آماری نیمه کمی انجام شده بر روی الگوهای پراکندگی نانوفسیل‌های آهکی، بیانگر تغییرات مجموعه‌های نانوفسیلی از ابتدای بوردیگالین به طرف لانگین (میوسن میانی) می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: الگوی پراکندگی؛ زیست چینه نگاری؛ سازند قم؛ نانوفسیل‌های آهکی؛ سیاه‌کوه.

مقدمه

(1964) آن‌ها را توصیف نمودند. سرانجام در اواسط دهه ۶۰ میلادی سازند قم توسط کمیته ملی چینه‌شناسی مورد تأیید قرار گرفت و بخش‌های a، b، c1، c2، c3، c4، d، e و f به رسمیت شناخته شد (Stocklin & Setudehnia, 1971). نهشته‌های سازند قم در ایران مرکزی گسترش وسیعی از شمال غرب تا جنوب شرق (Berberian & King, 1981) آقاناتی، (۱۳۸۹) و در پهنه‌های ساختاری - رسوبی مختلفی نظیر بخش مرکزی ایران^۱، ارومیه - دختر^۲ و سنج -

مطالعه زمین‌شناسی ایران مرکزی از دیرباز و به ویژه پس از کشف منابع هیدروکربوری در ناحیه قم، مورد توجه زمین‌شناسان خارجی و ایرانی قرار گرفته است. Dozzy (1955) اولین کسی بود که توالی دریایی الیگومیوسن ایران مرکزی را تحت عنوان سازند قم نامید. Furrer & Soder (1955) این سازند را در ناحیه شوراب به شش واحد سنگ‌چینه‌ای با نام‌های a تا f تقسیم بندی کردند. Soder (1956, 1959) در مطالعات بعدی خود عضو c از سازند قم را به چهار زیربخش c1 تا c4 تفکیک و سپس Abaie et al.

1- Back arc basin
2- Intra arc basin

سیرجان^۳ دارند (Maghfori- Reuter et al., 2007) (Moghadam et al., 2017) (شکل ۱). همان گونه که در شکل ۱ نمایش داده شده، برش سیاه کوه در لبه شمالی بخش مرکزی حوضه رسوبی قم واقع شده است. تاکنون مطالعات متعددی بر روی روزن داران عضوهای مختلف سازند قم در نواحی مختلف انجام شده است که برخی از مهمترین آن ها شامل Bozorgnia (1965)، Rahaghi (1973, 1976, 1980)، Reuter et al. (2007)، Mohammadi (2007) Daneshian & Ramezani-Dana Yazdi (2011) Behforouz & Safari (2011)، Moghaddam Karevan et al. (2011)، Nouradini et al. (2015) Daneshian & Ramezani (2017) Dana (2017) Daneshian & Ghanbari (2017) جلالی و همکاران (۱۳۹۵)، امیرشاه کرمی و نعیمی (۱۳۹۵) و دانشیان و همکاران (۱۳۹۶) می باشد. در عین حال، نانوفسیل های آهکی سازند قم به ندرت مورد مطالعه قرار گرفته و تنها می توان به مطالعات الماسی نیا (۱۳۷۸)، سنماری (۱۳۹۵)، Zhu et al. (2007)، Hadavi et al. (2010) Parandavar & Hadavi (2017) اشاره نمود.

با توجه به پراکندگی زیاد رخنمون های سازند قم و همچنین نتایج متفاوت حاصل شده در برخی مناطق مشابه بر مبنای غالباً روزن داران (نظیر مطالعات Reuter et al., 2007 و Daneshian & Ramezani Dana, 2017) در ناحیه قم) اختلاف نظرهای زیادی در مورد گسترش سنی این سازند وجود دارد. بنابراین در پژوهش حاضر لزوم مطالعه نانوفسیل های آهکی جهت درک بهتر زمان زمین شناسی ته نشست توالی این سازند، به خصوص در عضوهای e و f سازند مذکور مورد توجه قرار گرفته است.

زمین شناسی و موقعیت ناحیه مورد مطالعه

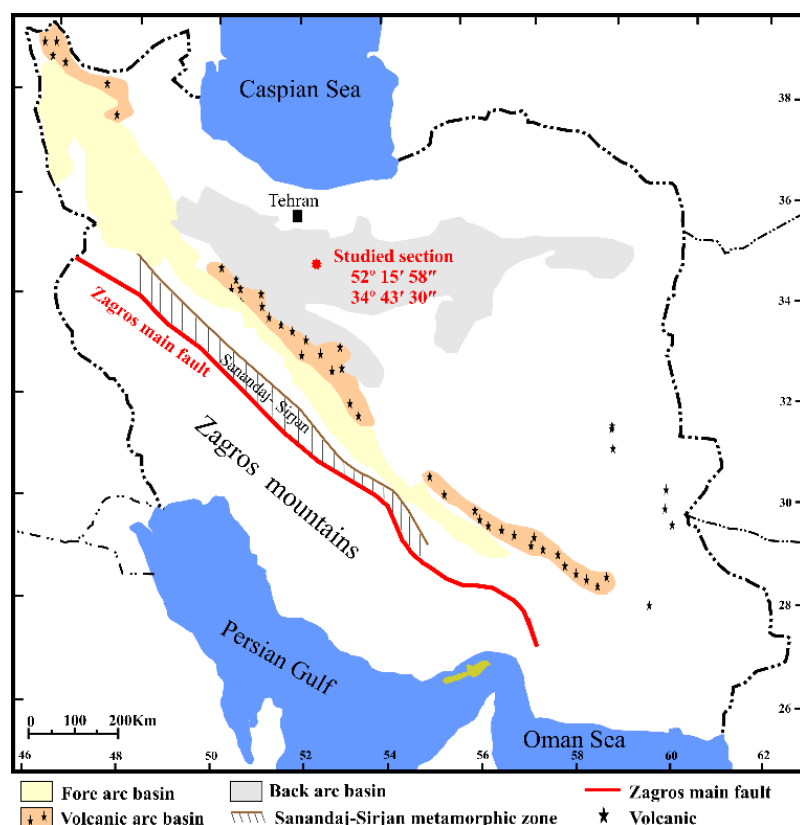
برش سیاه کوه کامل ترین رخنمون سازند قم در بخش شمالی حوضه پشت کمانی این سازند با مختصات جغرافیایی $52^{\circ} 15' 58''$ و $34^{\circ} 43' 30''$ در شمال شرق ناحیه الگو قرار دارد. در شکل ۲ موقعیت برش مورد مطالعه، راه های دسترسی و نقشه زمین شناسی ناحیه نمایش داده شده است. عضوهای e و f سازند قم در این برش با ضخامت ۳۵۱ متر شامل توالی منظمی از مارن های سبز- خاکستری، مارن های آهکی سبز رنگ، سنگ آهک های رسی و سنگ آهک های کرم رنگ می باشد که به صورت پیوسته و هم شیب بر روی عضو تبخیری d قرار گرفته است. مرز بالایی سازند مورد مطالعه با سازند قرمز بالایی به صورت ناپیوسته و هم شیب می باشد که در این گذر تغییر رخساره به صورت ناگهانی از سنگ آهک های متوسط تا ضخیم لایه بخش f به آواری های ریز تا متوسط دانه و قرمز رنگ قاعده سازند قرمز بالایی قابل مشاهده می باشد (شکل ۳). در مطالعه حاضر، با توجه به اهداف پژوهش تعداد ۱۲۱ نمونه از بخش های بالایی عضو d و همین طور عضوهای e و f سازند قم برداشت گردید و به آزمایشگاه منتقل شد.

مطالعات آزمایشگاهی

جهت مطالعه نانوفسیل های آهکی تعداد ۱۴۰ اسلاید به روش های اسمیر اسلاید^۴ و ثقلی^۵ که توسط Bown & Young (1998) تشریح شده و مناسب برای مطالعه با میکروسکپ نوری می باشند، آماده سازی گردید. در این مطالعه ابتدا از همه نمونه ها با روش اول اسلایدهایی تهیه شد سپس جهت مطالعات تکمیلی، از نمونه های مورد نیاز به روش ثقلی نیز اسلاید تهیه گردید. با توجه به این که در روش ثقلی گونه های نادر موجود در نمونه مورد

1- Simple smear slide
5 - Gravity

3- Fore arc basin



شکل ۱: وضعیت پراکندگی توالی الیگو-میوسن ایران مرکزی همراه با نمایش موقعیت برش (*) مورد مطالعه (برگرفته از Berberian & King, 1981 و Reuter et al., 2007: با کمی تغییرات).

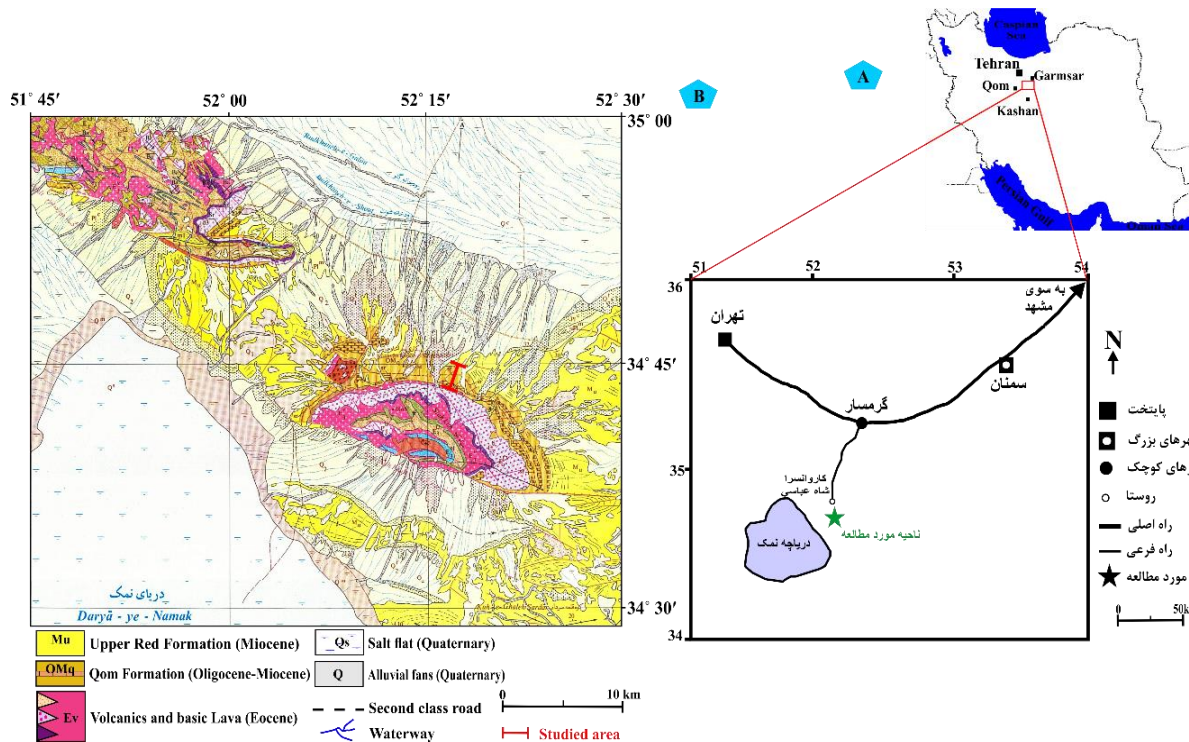
در اسلاید / میدان دید به شکل زیر محاسبه و تفکیک گردیده است:

حفظ شدگی: خیلی خوب حفظ شده (Very Good=VG)، خوب حفظ شده (Good=G)، حفظ شدگی متوسط (Moderate=M) و حفظ شدگی ضعیف (Poor=P).
 فراوانی گونه‌ای: حضور ۱ فرد از گونه در هر میدان دید (Abundant=A)، حضور ۲ فرد از گونه در ۱ تا ۱۰ میدان دید (Common=C)، حضور ۱ فرد از گونه در ۱۱ تا ۱۰۰ میدان دید (Frequent=F) و حضور ۱ فرد از گونه در بیش از ۱۰۰ میدان دید (Rare=R).

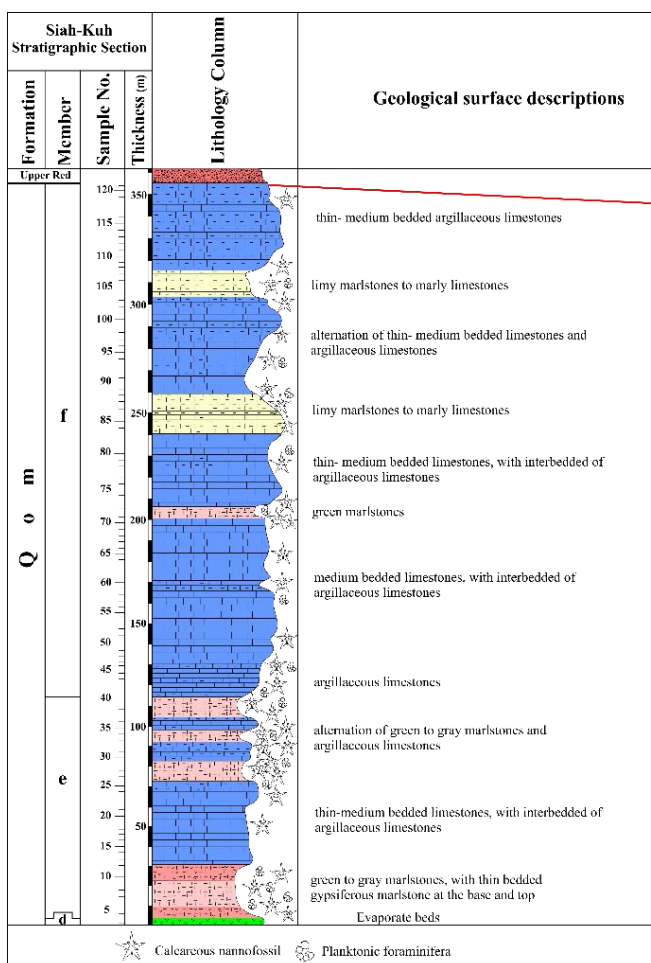
فراوانی گونه‌های موجود در اسلاید / میدان دید: وجود بیش از ۱۰ گونه در هر میدان دید (Abundant=A)، وجود ۱ تا ۱۰ گونه در هر میدان دید (Common=C)، وجود ۱ گونه در ۱ تا ۱۰ میدان دید (Frequent=F)، وجود ۱ گونه در ۱۱ تا ۱۰۰ میدان دید (Rare=R) و بدون فسیل (Barren=B).

مطالعه متمرکز می‌شوند، این روش در بررسی رخدادهای زیستی نانوفسیل‌های آهکی در مرز بایوزون‌ها از دقت بالاتری برخوردار است.

اسلایدهای تهیه شده به روش‌های فوق، توسط میکروسکپ نوری مدل Olympus BX53، مجهز به دوربین Olympus DP73 با بزرگ‌نمایی ۱۲۵۰ برابر مورد مطالعه قرار داده شد و از گونه‌های شناسایی شده با بزرگ‌نمایی ۲۰۰۰ برابر عکس‌برداری صورت گرفته است. جهت مطالعه نانوفسیل‌های آهکی توسط میکروسکپ نوری، علاوه بر استفاده از نور عادی و رنگی، از تیغه کمکی ژئپس (XPL+GP) و گاهی کوآرتز (XPL+QP) جهت بررسی و شناسایی جنس و گونه‌های مختلف استفاده شد. جهت مطالعات آماری نانوفسیل‌های آهکی به روش نیمه کمی از الگوهای Lupi & Wise (2006) و Self-Trail (2011) استفاده شد که بر اساس این روش‌ها عامل حفظ‌شدگی، فراوانی گونه‌ای و فراوانی گونه‌های موجود



شکل ۲: الف) نمایش موقعیت برش و راه دسترسی به آن؛ ب) نقشه زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه همراه با نمایش موقعیت برش برداشت شده (I) (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ آران، امامی، ۱۳۷۱).



شکل ۳: ستون سنگ چینه‌ای و توصیف صحرایی عضوهای e و f سازند قم در برش سیاه کوه، همراه با نمایی از مرز بالایی آن با سازند قرمز بالایی

۱- NN (Nannofossils Neogene): الگوی بایوزوناسیون تعریف شده توسط Martini (1971) برای توالی نئوژن.

۲- CN (Coccoliths Neogene): الگوی بایوزوناسیون تعریف شده توسط Okada & Bukry (1980) برای توالی‌های نئوژن

۳- CNM (Calcareous Nannofossil Miocene): الگوی بایوزوناسیون تعریف شده توسط Backman *et al.* (2012) برای رخنمون‌های میوسن در عرض‌های جغرافیایی پایین تا متوسط.

در پژوهش حاضر در برش سیاه کوه تعداد ۴۶ اسلاید تهیه شده به روش اسمیراسلاید با بزرگ‌نمایی ۱۲۵۰ برابر مورد بررسی‌های آماری قرار گرفته که نتایج حاصل از آن مطابق جدول شماره ۱ ارائه گردیده است.

لازم به ذکر است جهت بایوزوناسیون این بخش از سازند قم و مقایسه این بایوزون‌ها با سایر الگوهای جهانی، از علائم و اختصارات استاندارد به شرح زیر استفاده شده و تطابق آن‌ها مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۴):

Formation	Member	Calcareous Nannofossil Biostratigraphy (This study)				Biozonation			Stage	Subepoch	Epoch	Age (Ma) Palitke et al. (2006)
		Bioevents				Backman et al. (2012) "Neogene" Agostini et al. (2014) "Paleogene"	Martini (1971)	Okada & Bakry (1980)				
Q o m	URF					CNM7	NN5	CN4	Langhian	middle	N E O G E N E	14.0
	f	NN4	▼ LOC <i>He. ampliaperta</i>				CNM6	NN4				CN3
		CN3	↕ FO <i>Sph. heteromorphus</i> LO <i>Sph. belemnos</i>						CNM5	NN3		
		CNM6	▲ FO <i>Sph. belemnos</i>				CNM4	NN2				CN1c
		CNM5	▲ FO <i>He. ampliaperta</i>						CNM4	NN2		
	CNM4					CNM4	NN2	CN1c			19.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN1c					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN2						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
NN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
NN4						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CN3					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM6						CNM4	NN2	CN1c			20.0	
CNM5					CNM4				NN2	CN1c	20.0	
CNM4						CNM4						

شکل ۴: نمایش بایوزون‌های نانوفسیلی شناسایی شده در عضوهای e و f سازند قم و تطابق آن با الگوهای استاندارد جهانی. این تطابق براساس داده‌های کرونواستراتیگرافی Palike *et al.* (2006) و الگوی بایوزوناسیون Backman *et al.* (2012) ترسیم شده است.

زیست‌چینه نگاری

آهکی در زیست‌چینه نگاری دارند، به مطالعه الگوی پراکندگی آن‌ها و تهیه چارچوب زیست‌چینه‌ای مطابق با الگوهای استاندارد جهانی Martini (1971) و Backman *et al.* (2012) پرداخته و با بایوزون‌های Okada & Bukry (1980) مطابقت داده شد (جدول ۱ و شکل ۴). بررسی مجموعه‌های نانوفسیلی نمونه‌های مورد مطالعه به شناسایی ۳۸ گونه متعلق به ۱۵ جنس از نانوفسیل‌های آهکی منجر شد (پلیت‌های ۱ و ۲).

کوکولیتوفورها از جالب‌ترین و مهمترین زیستاران دریایی هستند که به عنوان یکی از بزرگ‌ترین گروه‌های فیتوپلانکتون دریایی، نقش حیاتی در بوم‌سازگان دریایی دارند (Young *et al.*, 2003). این گروه از فیتوپلانکتون‌ها به عنوان تولیدکنندگان بزرگ رسوبی، فسیل‌های شاخص در زیست‌چینه نگاری و شناساگرهای مهم تغییرات اقیانوس دیرینه محسوب می‌شوند (Young *et al.*, 2003). از این رو، در پژوهش حاضر با توجه به اهمیتی که نانوفسیل‌های

جدول ۱: الگوی پراکندگی نانوفسیل‌های آهکی عضوهای e و f سازند قم در برش سیاه‌کوه، همراه با یابوزون‌های شناسایی و تفکیک شده

Serie	Stage	Formation	Member	Nannofossil Zones (Martini, 1971) & (Backen et al., 2012)	Samples No.	Thickness (m)	Preservation	Slide Abundance	Brarradospira bielewii	Coccolithus pelagicus	Reticulofenestra minuta	Reticulofenestra haugi	Reticulofenestra sp.	Cyclargolithus floridanus	Sphenolithus moriformis	Sphenolithus contusus	Sphenolithus dissimilis	Sphenolithus thinabulum	Sphenolithus disbiennos	Heliosphaera carteri	Heliosphaera euphratis	Heliosphaera intermedia	Heliosphaera obliqua	Heliosphaera sp.	Pontosphaera multipora	Pontosphaera wallacei	Pontosphaera sp.	Hughesius tasmaniae	Hughesius glizensis	Hughesius youngii	Hayella challengeri	Discosaster deflanderi	Discosaster druggii	Triquetrorhabdulus challengeri	Micrantholithus sp.	Calcidiscus sp.	Cypriococcolithus mediatperforatus	Umbilicosphaera rotula	Sphenolithus pseudoheteromorphus	Sphenolithus procerus	Sphenolithus belemnos	Heliosphaera scissura	Sphenolithus heteromorphus	Sphenolithus milaneti	Reticulofenestra pseudoumbilicus																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	
MIOCENE	Burdigalian	Q O M	f	NN4	CNM 6 - CNM 7	121	355	M	F	C	R	C	C	F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

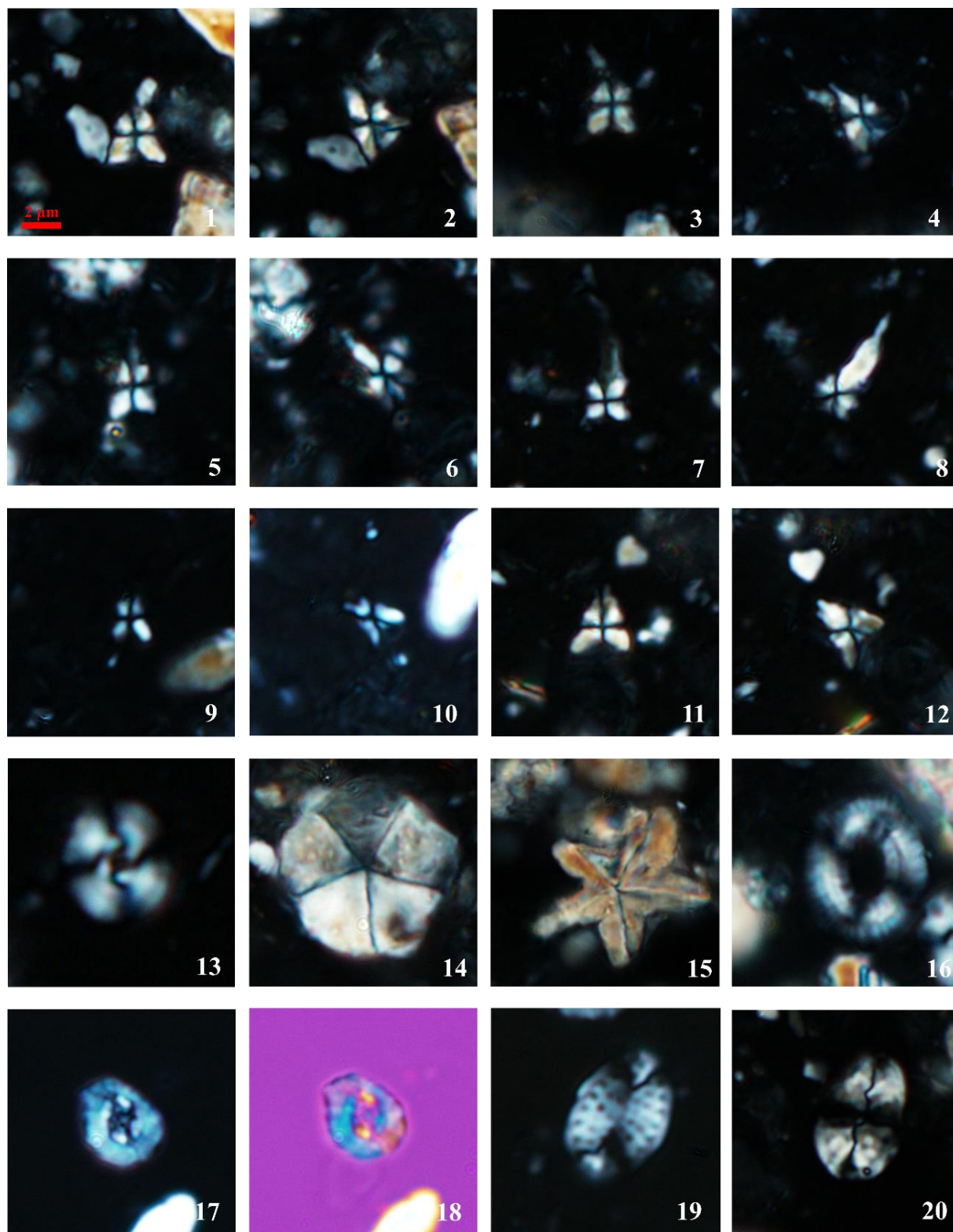


Plate 1

1-2) *Sphenolithus conicus* Bukry, 1971 (Fig. 1: 0°, Fig. 2: 45°); 3-4) *Sphenolithus disbelemnus* Fornaciari & Rio, 1996 (Fig. 3: 0°, Fig. 4: 45°); 5-6) *Sphenolithus belemnus* Bramlette & Wilcoxon, 1967 (Fig. 5: 0°, Fig. 6: 45°); 7-8) *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, 1953 (Fig. 7: 0°, Fig. 8: 45°); 9-10) *Sphenolithus tintinnabulum* Maiorano & Monechi, 1997 (Fig. 9: 0°, Fig. 10: 45°); 11-12) *Sphenolithus dissimilis* Bukry & Percival, 1971 (Fig. 11: 0°, Fig. 12: 45°); 13) *Cyclicargolithus floridanus* Bukry, 1971 (XPL); 14) *Braarudosphaera bigelowii* Deflandre, 1947 (XPL); 15) *Micrantholithus* sp. Deflandre in Deflandre & Fert, 1954 (XPL); 16) *Hayella challengerii* Theodoridis, 1984 (XPL); 17- 18) *Cryptococcolithus mediaperforatus* Varol, 1991 (Fig. 17: XPL, Fig. 18: GP); 19) *Pontosphaera multipora* Roth, 1970 (XPL); 20) *Pontosphaera wallacei* Persico & Villa, 2013 (XPL); Scale bar= 2 µm, XPL= Cross Polarizing Light, GP= Gypsum Plate.

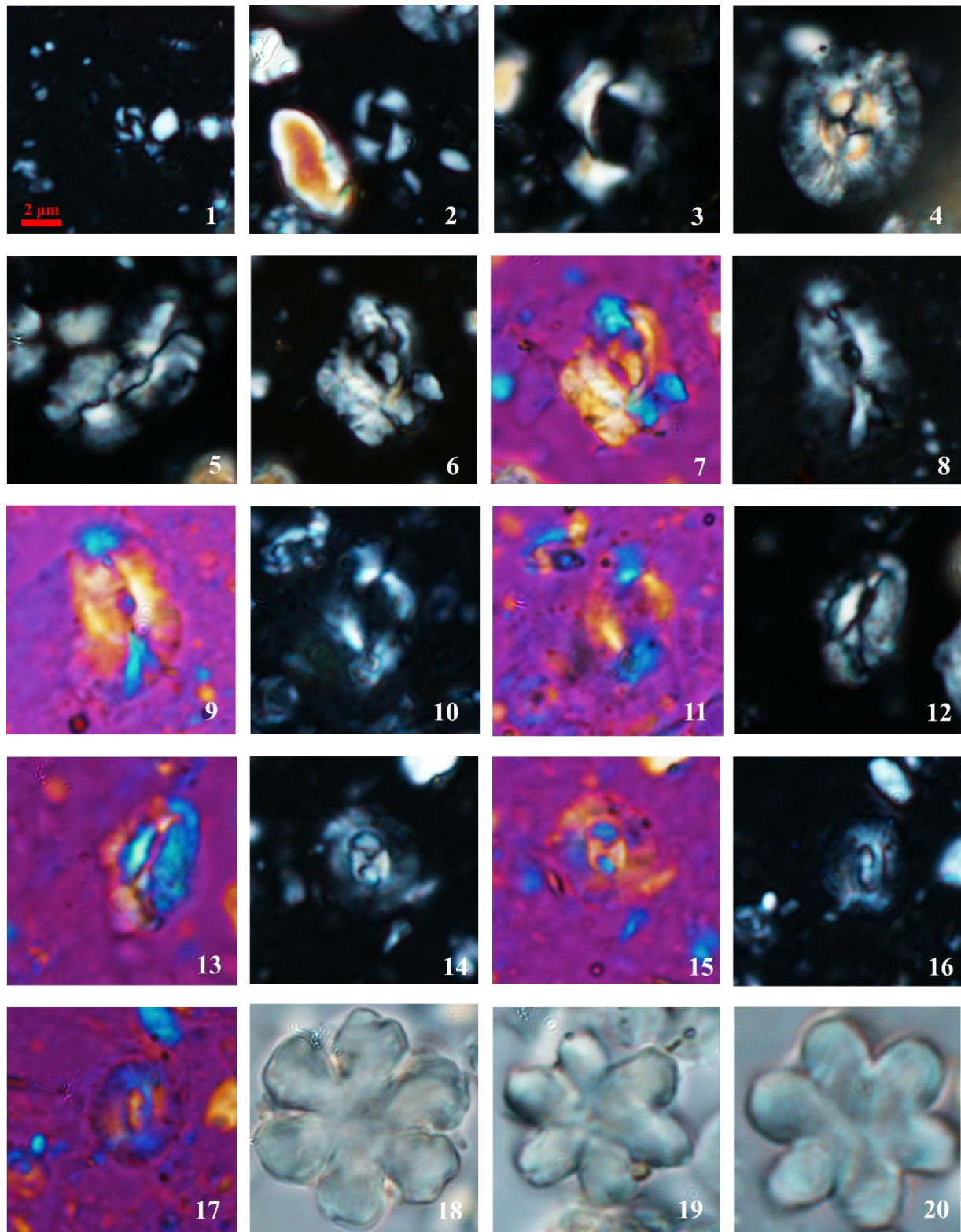


Plate 2

1) *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970 (XPL); 2) *Reticulofenestra haqii* Backman, 1978 (XPL); 3) *Reticulofenestra pseudoumbilicus* Gartner, 1969 (XPL); 4) *Coccolithus pelagicus* Schiller, 1930 (XPL); 5) *Helicosphaera euphratis* Haq, 1966 (XPL, Fig. 5: 45°); 6-7) *Helicosphaera intermedia* Martini, 1965 (Fig. 6: XPL, Fig. 7: GP); 8- 9) *Helicosphaera carteri* Kamptner, 1954 (Fig. 8: XPL, Fig. 9: GP); 10-11) *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette & Wilcoxon, 1967 (Fig. 10: XPL, Fig. 11: GP); 12-13) *Helicosphaera scissura* Miller, 1981 (Fig. 12: XPL, Fig. 13: GP); 14-15) *Hughesius tasmaniae* de Kaenel & Villa, 1996 (Fig. 14: XPL, Fig. 15: GP); 16-17) *Hughesius gizoensis* Varol, 1989 (Fig. 16: XPL, Fig. 17: GP); 18) *Discoaster deflandrei* Bramlette & Riedel, 1954 (Fig. 18: QP); 19-20) *Discoaster* cf. *druggii* Bramlette & Wilcoxon, 1967 (Figs. 19-20: QP); Scale bar= 2 µm, XPL= Cross Polarizing Light, GP= Gypsum Plate, QP= Quartz Plate.

بر اساس گونه‌های شاخص مشاهده شده، بایوزون‌های استاندارد نانوفسیلی NN2-NN4 که پیش از این توسط Martini (1971) و به صورت جهانی معرفی شده است، در عضوهای e و f سازند قم تفکیک گردید که به شرح زیر است:

Discoaster druggii Zone (NN2)

این بایوزون بر اساس اولین حضور گونه *Discoaster druggii* تا آخرین حضور گونه *Triquetrorhabdulus carinatus* تعریف می‌شود (Martini & Worsley, 1970) و مشخص کننده سن میوسن پیشین (اکیتانین - بوردیگالین) می‌باشد (Perch-Nielsen, 1985). به عقیده محققین متعدد از جمله Backman et al. (2012) و Perch-Nielsen (1985)، اولین حضور گونه *Helicosphaera ampliaperta* در بخش بالایی این بایوزون است که Backman et al. (2012)، Albasravi (2016) و Ogg et al. (2016) این رخداد را منطبق بر مرز اکتانین - بوردیگالین می‌دانند. از آن جا که گونه *Helicosphaera ampliaperta* در اولین نمونه (نمونه ۳) در ضخامت ۶ متری از قاعده عضو e سازند قم مشاهده شده است، این امر نشان دهنده گسترش بخش بالایی بایوزون NN2 در محدوده چینه‌شناسی مورد مطالعه (قاعده عضو e) و بیانگر شروع رسوب گذاری این عضو از زمان آشکوب بوردیگالین است (جدول ۱ و شکل ۴).

از سویی دیگر Raffi et al. (2006) در مطالعات خود بیان داشته‌اند که گونه *Triquetrorhabdulus carinatus* در بازه حضور خود در محیط‌های دریایی، چندین مرحله حضور و غیاب دارد و به این جهت شاخص مفید و قابل اعتمادی جهت تفکیک مرز بالایی بایوزون NN2 به شمار نمی‌رود. Fornaciari et al. (1990) و سپس Raffi et al. (2006) در مطالعات خود به هم‌پوشانی محدوده آخرین حضور گونه *Triquetrorhabdulus carinatus* و اولین حضور گونه

Sphenolithus belemnus در نقاط مختلف دنیا اشاره داشتند. از این رو Backman et al. (2012) در تهیه الگوی بایوزوناسیون خود از این رخداد قابل اعتماد (اولین حضور *Sphenolithus belemnus*) جهت تعیین مرز بالایی بایوزون NN2 و قاعده بایوزون NN3 استفاده نموده‌اند. در برش مورد بررسی گونه *Triquetrorhabdulus carinatus* در محدوده چینه‌شناسی عضوهای e و f سازند قم مشاهده نگردید. لذا همانند سایر مطالعات (برای مثال: Fornaciari et al., 1990; Raffi et al., 2006; Backman et al., 2012) در مطالعه حاضر نیز جهت تفکیک مرز بالایی بایوزون NN2 از اولین حضور گونه *Sphenolithus belemnus* که در ضخامت ۱۹ متری (نمونه ۸) ثبت گردیده، استفاده شد. بنابراین، توالی مربوط به ضخامت ۶ تا ۱۹ متری برش سیاه کوه به بایوزون NN2 تعلق دارد و قابل تطابق با بخش بالایی بایوزون CNM4 از بایوزوناسیون Backman et al. (2012) و زیرزون CN1c از الگوی Okada & Bukry (1980) می‌باشد (جدول ۱ و شکل ۴). این بایوزون با ضخامت ۱۳ متر در قاعده عضو e تفکیک گردیده است.

Sphenolithus belemnus Zone (NN3)

این بایوزون بر اساس آخرین حضور گونه *Triquetrorhabdulus carinatus* تا آخرین حضور گونه *Sphenolithus belemnus* تفکیک می‌گردد (Martini & Worsley, 1970; emend Martini, 1971) و بیانگر سن میوسن پیشین (بوردیگالین) می‌باشد (Perch-Nielsen, 1985). در محدوده مرز بالایی این بایوزون در نقاط مختلف دنیا، هم‌پوشانی محدوده آخرین حضور گونه *Sphenolithus belemnus* با اولین حضور گونه *Sphenolithus heteromorphus* ثبت شده است (Perch-Nielsen, 1985; Okada & Bukry, 1980). به گونه‌ای که از این هم‌پوشانی جهت تعریف بایوزون CN2 بهره برده‌اند. در این پژوهش همان گونه که پیش از این نیز گفته شد،

پیدایش گونه *Helicosphaera ampliaperta* جهت تفکیک مرز بالایی بایوزون CN3 استفاده نموده‌اند. از دیگر رخدادهایی که جهت تفکیک مرز بالایی این بایوزون کاربرد دارد، می‌توان به اولین پیدایش فرم *Discoaster exilis* (Martini, 1980)، کاهش شدید در فراوانی و یا حتی انقراض گونه *Helicosphaera euphratis* در طول این بایوزون (Perch-Nielsen, 1985) و به ویژه در محدوده مرز بوردیگالین - لانگین (Backman et al., 2012)، اولین حضور فرم‌های *Discoaster signus* - *Discoaster tuberi* (Backman et al., 2012; Rio et al., 1990) و کاهش شدید فراوانی گونه *Cyclicargolithus floridanus* در بخش بالایی این بایوزون (Perch-Nielsen, 1985) اشاره کرد.

همان گونه که در بایوزون NN3 ذکر شد آخرین حضور گونه *Sphenolithus belemnus* رأس این بایوزون را نشان می‌دهد و مطابق با تعریف بیانگر قاعده بایوزون NN4 (Martini, 1971) نیز می‌باشد که در برش سیاه کوه همراه با اولین حضور گونه *Sphenolithus heteromorphus* و در ضخامت ۹۴ متری از قاعده برش مورد مطالعه ثبت شده است. بایوزون NN4 با توجه به دارا بودن سنی معادل بوردیگالین تا لانگین پیشین در بخش بالایی عضو e واقع شده است. به عبارتی قاعده این بایوزون در فاصله ۲۱ متری از لبه بالایی عضو e یا به بیان دیگر قاعده عضو f قرار دارد. اگرچه از قاعده بایوزون NN4 به طرف رأس برش مورد مطالعه که بخشی از عضو e و عمدتاً عضو f را دربرمی‌گیرد، نانوفسیل‌های آهکی با فراوانی نسبتاً خوبی وجود دارد، اما شاخص‌های زمانی که بتوان بر مبنای آن بخش بالایی این بایوزون و یا قاعده بایوزون NN5 را مشخص کرد مشاهده نگردید. در عین حال تغییرات محسوسی در مجموعه نانوفسیل‌های آهکی برش مورد بررسی در ضخامت ۳۱۸

گونه *Triquetrorhabdulus carinatus* در محدوده مطالعاتی حاضر (عضوهای e و f) مشاهده نشده و قاعده بایوزون NN3 با اولین حضور گونه *Sphenolithus belemnus* و رأس آن مطابق با تعریف توسط آخرین حضور این گونه تفکیک شده به طوری که این آخرین حضور در ضخامت ۹۴ متری (نمونه ۳۳) مشاهده شده است. علاوه بر آن، هم‌پوشانی آخرین حضور گونه *Sphenolithus belemnus* همراه با اولین حضور *Sphenolithus heteromorphus* نیز در این ضخامت مشاهده گردید. بنابراین از ضخامت ۱۹ متری (اولین حضور *Sphenolithus belemnus*) تا ۹۴ متری (آخرین حضور *Sphenolithus belemnus* یا اولین حضور *Sphenolithus heteromorphus*) دربرگیرنده بایوزون NN3 از بایوزوناسیون Martini (1971) و CNM5 از الگوی استاندارد Backman et al. (2012) می‌باشد (جدول ۱) که ضخامتی برابر با ۷۵ متر از عضو e را دربرمی‌گیرد. همچنین، این بایوزون قابل مقایسه با بایوزون CN2 مربوط به الگوی بایوزوناسیون Okada & Bukry (1980) است (شکل ۴).

Helicosphaera ampliaperta Zone (NN4)

با توجه به تعریف، این بایوزون محدوده بین آخرین حضور گونه *Sphenolithus belemnus* تا آخرین حضور گونه *Helicosphaera ampliaperta* را شامل می‌شود (Bramlette & Wilcoxon, 1967; Martini, 1971). این بایوزون بیانگر سن میوسن پیشین (بوردیگالین) تا پایین‌ترین قسمت آشکوب لانگین است (Perch-Nielsen, 1985). به عقیده Bukry (1973) و Okada & Bukry (1980) آخرین حضور گونه *Sphenolithus belemnus* با اولین حضور گونه *Sphenolithus heteromorphus* در مرز پایینی این بایوزون هم‌پوشانی دارد. علاوه بر آن، این محققین از اولین حضور گونه *Calcidiscus macintyreii* یا پایان بایوزون فراوانی گونه *Discoaster deflandrei* یا آخرین

متری (نمونه ۱۰۸) مشاهده گردید که از این بین می‌توان به کاهش زیاد در فراوانی گونه‌های *Cyclicargolithus ampliaperta*, *floridanus* و *Helicosphaera euphratis* و ادامه حضور گونه *Sphenolithus heteromorphus* در مجموعه نانوفسیلی اشاره کرد (جدول ۱). از آن جا که این رخدادها در بخش بالایی بایوزون NN4 ثبت شده و مطابق با سایر نقاط دنیا بیانگر حدود مرز بوردیگالین - لانگین است، پس احتمالاً توالی بخش بالایی سازند قم (بخش بالایی عضو f) در برش سیاه کوه طی زمان آشکوب لانگین پیشین نهشته شده است. پیش از این Hadavi et al. (2010) نیز به نهشت توالی بالایی سازند قم (عضو e) در برش کمر کوه طی زمان بوردیگالین - سراوالین اشاره داشته‌اند. همچنین، Daneshian & Ramezani Dana (2017) و Daneshian & Ghanbari (2017) به ترتیب در ناحیه قم و زنجان با مطالعه روزن‌داران پلانکتون چند برش، به نهشته شدن بالاترین بخش این سازند در زمان بوردیگالین پسین - لانگین اشاره کرده‌اند. اگر چه این بایوزون به طور کلی قابل قیاس با بایوزون‌های - CNM6 و CNM7 از الگوی استاندارد Backman et al. (2012) و CN3-CN4 مربوط به بایوزوناسیون تعریف شده توسط Okada & Bukry (1980) می‌باشد، اما در مطالعه پیش‌رو با توجه به مجموعه‌های نانوفسیلی و رخدادهای ثبت شده، تنها هم‌ارزی با بایوزون‌های CN3 و CNM6 با محدوده سنی بوردیگالین - لانگین پیشین قابل ثبت و گزارش بوده است (شکل ۴).

الگوی پراکندگی نانوفسیل‌های آهکی

پژوهش حاضر بر روی نانوفسیل‌های آهکی عضوهای e و f سازند قم حاکی از تنوع و حفظ شدگی متوسط تا خوب این گروه میکروفسیلی پلانکتون در برش مورد مطالعه می‌باشد به طوری که مطابق با جدول ۱، گونه‌های با حفظ‌شدگی خوب

در بخش‌های مارنی تا مارن آهکی مشاهده و ثبت شده‌اند، در حالی که مجموعه نانوفسیلی موجود در بخش‌های سنگ آهکی تا سنگ آهک رسی دارای سطح حفظ شدگی نسبتاً پایین تری نسبت به فرم‌های قبل هستند. این امر ناشی از وجود کربنات کلسیم بیشتر در محیط رسوبی و تبلور مجدد بر روی ساختمان نانوفسیل‌های آهکی است (Roth, 1973; Dedert et al., 2014). علاوه بر آن، تأثیر فرآیندهای دیاژنزی بر روی آن نمونه‌ها نیز غیر قابل چشم‌پوشی است. مجموعه نانوفسیل‌های آهکی مورد بررسی بیانگر گسترش و فراوانی گونه‌های متعلق به جنس‌های *Coccolithus*, *Helicosphaera*, *Discoaster*, *Cyclicargolithus* و *Reticulofenestra* می‌باشد. گونه‌های *Helicosphaera ampliaperta*, *Helicosphaera euphratis* و *Helicosphaera carteri* از ابتدای عضو e در مجموعه نانوفسیلی با فراوانی خوب (C) حضور دارند و به سمت مرز تقریبی آشکوب‌های بوردیگالین و لانگین (بخش بالایی بایوزون NN4) به تدریج از فراوانی آن‌ها کاسته و به صورت کم (F) تا نادر (R) ظاهر می‌شوند و گونه *Helicosphaera carteri* تنها هلیکوسفرید غالب در مجموعه‌های پس از این مرز محسوب می‌شود (جدول ۱). دیگر گونه‌هایی که در بخش آغازین برش مورد مطالعه به عنوان فرم‌های غالب مجموعه نانوفسیلی مشاهده می‌شوند شامل *Sphenolithus conicus*, *Sphenolithus dissimilis*, *Sphenolithus moriformis*، *Sphenolithus tintinna*، *Sphenolithus bulum* و تا حدی گونه *disbelemnus* می‌باشند. از این بین تنها گونه *Sphenolithus moriformis* و *Sphenolithus hetero-morphus* تا انتهای عضو f در بین سایر نانوفسیل‌های آهکی با فراوانی کم (F) حضور دارند و سایر فرم‌ها به تدریج به طرف انتهای بایوزون NN3 نادر و یا منقرض می‌شوند (جدول ۱). همچنین فرم‌های رتیکولوفنسترید، گونه‌های *Coccolithus pelagicus* و

Cyclicargolithus floridanus در مطالعه حاضر با فراوانی نسبتاً بالایی در مجموعه‌های نانوفسیلی از ابتدا تا انتهای برش مشاهده گردیدند. اگرچه اندازه آن‌ها به تدریج روند کاهشی نشان می‌داد، اما تغییرات محسوسی در فراوانی آن‌ها (به جز گونه *Cyclicargolithus floridanus*) ثبت نشد.

نتیجه‌گیری

پژوهش حاضر با هدف بررسی الگوی پراکندگی و زیست‌چینه‌ای نانوفسیل‌های آهکی، بر روی عضوهای e و f سازند قم در برش سیاه کوه انجام شده است. مطابق مطالعات صورت گرفته، ۳۸ گونه متعلق به ۱۵ جنس از نانوفسیل‌های آهکی شناسایی و معرفی گردید. بر اساس گونه‌های شاخص شناسایی شده، بایوزون‌های NN2-NN4 از بایوزوناسیون Martini (1971)، بایوزون‌های CNM4-CNM6 مربوط به Backman et al. (2012) و همچنین زیرزون و بایوزون‌های CN1c-CN2-CN3 از بایوزوناسیون Okada & Bukry (1980) در سازند قم تفکیک گردید و هم‌ارزی آن‌ها با یکدیگر بررسی شد. ارزش چینه‌شناسی بایوزون‌ها بیانگر نهشته شدن عضوهای e و f طی زمان بوردیگالین تا لانگین پیشین در برش سیاه کوه است. علاوه بر آن، مطالعات آماری صورت گرفته نشانگر تغییر در مجموعه‌های نانوفسیلی در محدوده مرز آشکوب‌های بوردیگالین - لانگین می‌باشد. در

منابع

این بررسی، گونه *Helicosphaera ampliaperta* به طرف مرز میوسن پیشین با میانی (مرز آشکوب‌های بوردیگالین - لانگین) به تدریج کم و در مرز مذکور ناپدید می‌شود. همچنین کاهش در فراوانی گونه‌های *Helicosphaera euphratis* و *Cyclicargolithus floridanus* به طرف مرز مذکور و غالب شدن گونه *Helicosphaera carteri* پس از آن کاملاً مشهود است که به این تغییرات در الگوی بایوزوناسیون Martini (1971) و همچنین Backman et al. (2012) نیز اشاره شده است و شاهدی بر گذر از میوسن پیشین (بوردیگالین) به میوسن میانی (لانگین) می‌باشد.

سپاس‌گزاری

نویسندگان از پروفسور Marie-Pierre Aubry (دانشگاه روتگرز، امریکا) و پروفسور Jeremy Young (کالج دانشگاه لندن، انگلستان) به خاطر ارائه نظرات و مشاوره‌های ارزشمند و از مدیریت محترم اکتشاف شرکت ملی نفت ایران به خاطر فراهم آوردن امکانات آزمایشگاهی و صحرایی کمال تشکر و امتنان را دارند. این پژوهش حاصل طرح پژوهشی به ثبت رسیده با شماره ۳/۳۹۴۲۸ در دانشگاه فردوسی مشهد می‌باشد که نویسندگان بر خود لازم دانسته‌اند از مدیریت محترم دانشگاه و گروه زمین‌شناسی نیز به دلیل فراهم نمودن امکانات پژوهشی سپاس‌گزاری نمایند.

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۹. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۳ ص.
الماسی‌نیا، ب.، ۱۳۷۸. بیواستراتیگرافی سازند قم بر مبنای نانوپلانکتون‌های آهکی در مقطع پاسنگان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۳۶ ص.

امامی، م. ه.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ آرآن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
امیرشاه‌کرمی، م.، نعیمی، م.، ۱۳۹۵. زیست چینه نگاری روزن‌داران کفزی بزرگ در نهشته‌های الیگوسن - میوسن از سازند قم در ناحیه کهک در ارومیه دختر. پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۳۲ (۶۳): ۹۱-۱۰۸.
جلالی، م.، صادقی، ع.، آدابی، م. ح.، ۱۳۹۵. ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانشی سازند قم در برش سطحی

- شرق سیاه کوه (جنوب گرمسار). فصلنامه زمین شناسی ایران، ۱۰ (۳۹): ۸۳-۱۰۲.
- دانشیان، ج.، اسدی مهماندوستی، الف.، رضانی دانا، ل.، ۱۳۹۶. ریزرخساره، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی سازند قم در برش ده نمک، شمال شرق گرمسار. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۱ (۴۱): ۲۳-۴۳.
- سنماری، س.، ۱۳۹۵. بیواستراتیگرافی نهشته‌های سازند قم بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی در جنوب شرق کاشان. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب شناسی، ۳۲ (۶۲): ۹۹-۱۰۷.
- Abaie, I., Ansari, H.J., Badakhshan, A., & Jafari, A., 1964. History and development of the Alborz and Sarajeh fields of Central Iran. *Bulletin of Iranian Petroleum Institute*, 15: 561-574.
- Albasravi, W.A., 2016. Early Miocene Quantitative Calcareous Nannofossil Biostratigraphy from the Tropical Atlantic. *Dissertations and Thesis in Earth and Atmospheric Sciences, University of Nebraska*: 1-7.
- Backman, J., Raffi, I., Rio, D., Fornaciari, E., & Palike, H., 2012. Biozonation and biochronology of Miocene through Pleistocene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on stratigraphy*, 45 (3): 221-244.
- Behforouzi, E., & Safari, A., 2011. Biostratigraphy and paleoecology of the Qom Formation in the Chenar area (Northwestern Kashan), Iran. *Review Mexicana Ciencias Geology*, 28: 555-565.
- Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Bown, P.R., & Young, J.R., 1998. Techniques. In: Bown, P.R., (ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. Chapman and Hall*, London, 16-28.
- Bozorgnia, F., 1965. Qum Formation stratigraphy of the Central Basin of Iran and its intercontinental position. *Bulletin of the Iranian Petroleum Institute*, 24: 69-75.
- Bramlette, M.N., & Wilcoxon, J.A., 1967. Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Cipero Section, Trinidad, *Tulane Student Geology*, 5: 93-131.
- Bukry, D., 1973. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Initial Reports Deep Sea Drilling Project*, No. 14: Washington (United States Government Publishing Office), 15: 685-703.
- Bukry, D., 1975. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 32. *Initial Reports Deep Sea drilling Project*, 32: 677-701.
- Daneshian, J., & Ramezani Dana, L., 2007. Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of the Qom Formation, Deh Namak, central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29: 844-858.
- Daneshian, J., & Ramezani Dana, L., 2017. Foraminiferal biostratigraphy of the Miocene Qom Formation, Northwest of the Qom, Central Iran. *Front. Earth Sciences*, 1-15.
- Daneshian, J., & Ghanbari, M., 2017. Stratigraphic distribution of planktonic foraminifera from the Qom Formation: A case study from the Zanjan area (NW Central Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 283 (3): 239-254.
- Dedert, M., Stoll, H., Kars, S., Young, J.R., Shimizu, N., Kroon, D., Lourens, L., & Ziveri, P., 2014. Temporally variable diagenetic overgrowth on deep-sea nannofossil carbonates across Palaeogene hyperthermals and implications for isotopic analyses. *Marine Micropaleontology*, 107: 18-31.
- Dozy, J., 1955. A sketch of post-Cretaceous volcanism in central Iran. *Leidse Geology Meded*, 20: 48-57.
- Furrer, M.A., & Soder, P.A., 1955. The Oligo-Miocene marine formation in the Qum region (Central Iran). Rome, Italy. *Proceedings of the 4th World Petroleum Congress*, Rome, 267-277.
- Fornaciari, E., Raffi, I., Rio, D., Villa, G., Backman, J., & Olafsson, G., 1990. Quantitative distribution patterns of Oligocene and Miocene calcareous nannofossils from the western equatorial Indian Ocean. *Proceeding Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, 115: 237-254.
- Fornaciari, E., & Rio, D., 1996. Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology*, 1: 1-36.
- Hadavi, F., Notghi-Moghaddam, M., & Mousazadeh, H., 2010. Burdigalian-serravalian calcareous nannoplanktons from Qom Formation, Northcenter Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 3: 133-139.
- Karevan, M., Vaziri-Moghaddam, H., Mahboubi, A., & Moussavi-Harami, R., 2014. Biostratigraphy and paleoecological reconstruction on Scleractinian reef corals of Rupelian-Chattian succession (Qom Formation) in northeast of Delijan area. Iran. *Geopersia Journal*, 4 (1): 11-24.
- Lupi, C., & Wise, S.W.Jr., 2006. Calcareous nannofossil biostratigraphic framework for middle Eocene sediments from ODP Hole 1260A, Demerara Rise. *Revue de micropaléontologie*, 49: 245-253.

- Maghfori Moghadam, H., Holakouee, Z., Yazdi, M., & Yousefi, B., 2017. Biofacies Analysis of the Upper Oligocene Deposits (Qom Formation) in Urumieh Dokhtar Zone, Iran. *Anuáriodo Institute de Geociências*, 40 (2): 163-179.
- Martini, E., & Worsley, T., 1970. Standard Neogene calcareous nannoplankton zonation. *Nature*, 225: 289-290.
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary Calcareous nannoplankton zonation. *Proceedings II Planktonic Conference*, Roma, 1: 339-386.
- Martini, E., 1980. Oligocene to Recent calcareous nannoplankton from the Philippine Sea. *Deep Sea Drilling Project Leg 59, Initial Report*, 59: 547-565.
- Mohammadi, E., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Vaziri, M.R., & Ghaedi, M., 2011. Microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Qom Formation, south of the Kashan, central Iran. *Carbonate Evaporite*, 26: 255-271.
- Nouradini, M., Azami, S.H.R., Hamad, M., Yazdi, M., & Ashouri, A.R., 2015. Foraminiferal paleoecology and paleoenvironmental reconstructions of the lower Miocene deposits of the Qom Formation in Northeastern Isfahan, Central Iran. *Boletín de la Sociedad Geology of Mexicana*, 67: 59-73.
- Okada, H., & Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, 5 (3): 321-325.
- Ogg, J.G., Ogg, G.M., & Gradstein, F., 2016. A Concise Geologic Time Scale (GTS). *Elsevier*: 187-210.
- Parandavar, M., & Hadavi, F., 2017. Calcareous nannofossils biostratigraphy of the Qom Formation in Central Iran. *International Nannoplankton Association*, 16: 130.
- Palike, H., Norris, R.D., Herrle, J.O., Wilson, P.A., Coxall, H.K., Lear, C.H., Shackleton, N.J., Tripathi, A.K., & Wade, B.S., 2006. The heartbeat of the Oligocene climate system. *Science*, 14: 1894-1898.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic calcareous nannofossils; In: *Plankton stratigraphy Book. Cambridge Earth Science Series, New York*, 329-554.
- Raffi, I., Backman, J., Fornaciari, E., Pälike, H., Rio, D., Lourens, L., & Hilgen, F., 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quaternary Science Reviews*, 25 (23): 3113-3137.
- Rahaghi, A., 1973. Étude de quelques grands foraminifères de la Formation de Qum (Iran Central). *Revue de Micropaléontologie*, 16: 23-38.
- Rahaghi, A., 1976. Contribution an l'étude de quelques grands foraminifères de l'Iran. *Société National Iranienne des Pétroles Laboratoire de Micropaléontologie*. Publication No. 6, Parts, 6 (1- 3): 1-79.
- Rahaghi, A., 1980. Tertiary Faunal Assemblage of Qum-Kashan, Sabzewar and Jahrum Areas. National Iranian Oil Company. *Geological Laboratories*, 8: 1-64.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rögl, F., Kroh, A., Aubry, M.P., Wielandt-Schuster, U., & Hamedani, A., 2007. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan seaway and closure of its Iranian gateway. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 627-650.
- Rio, D., Fornaciari, E., & Raffi, I., 1990. Late Oligocene through early Pleistocene calcareous nannofossils from western equatorial Indian Ocean (Leg 115). *Proceeding Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, 115: 175-235.
- Roth, P.H., 1973. Calcareous nannofossils, Leg 17, Deep Sea Drilling Project. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 17: 695-795.
- Self-Trail, J.M., 2011. Paleogene calcareous nannofossils of the South Dover Bridge core, Southern Maryland (USA). *Journal of nannoplankton research*, 32 (1): 1-28.
- Soder, P.A., 1956. Detailed investigations on the marine formation of Qum. *National Iranian Oil Company*, Geological report No. 154 of Exploration Directorate.
- Soder, P.A., 1959. Detailed investigations on the marine formation (Oligo-Miocene) of Qum. Geological report No. 186 of Exploration Directorate, *National Iranian Oil Company*.
- Stöcklin, J., & Setudehina, A., 1971. Stratigraphic Lexicon of Iran. *Geology Survey of Iran*, 18: 1-376.
- Yazdi-Moghaddam, M., 2011. Early Oligocene larger foraminiferal biostratigraphy of the Qom Formation, South of Uromieh (NW Iran). *Turkish Journal of Earth Science*, 20: 847-856.
- Young, J.R., Geisen, M., Cros, L., Kleijne, A., Sprengel, C., Probert, I., & Ostergaard, J.B., 2003. A guide to extant coccolithophore taxonomy. *Journal of Nannoplankton Research Special Issue*, 1: 1-125.
- Zhu, Y., Qi, Y., Zhang, B., Yang, H., He, C., Wang, S., Zhou, W., Zhu, Q., & Li, Z., 2007. Revision of the age of the Qom Formation in the central Iran basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29: 715-721.

چینه نگاری شیمیایی نهشته‌های سازند قم با تأکید بر نقش آن در تعیین درجه حرارت دیرینه در برش دوبرادر، جنوب شرق قم

جهانبخش دانشیان^{۱*}، لیلا رضانی دانا^۲

۱- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۲- دانشجوی دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

*پست الکترونیک: daneshian@khu.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۶/۹/۲۲

تاریخ دریافت: ۹۵/۳/۱۸

چکیده

برای بررسی تغییرات رفتار ژئوشیمیایی عناصر در طول برش چینه شناسی دوبرادر واقع در جنوب شرق شهر قم، ۳۰ نمونه بر مبنای مرزهای چینه‌ای منطبق بر تغییرات عضوهای سازند قم برداشت شد. پس از تجزیه شیمیایی با روش ICP AES، تغییرات عناصر Sr, Mn, Zn, Na, Fe, Mg, Ca و نسبت Mg/Ca نمونه‌ها مورد بررسی قرار گرفت. تغییرات رفتار ژئوشیمیایی این عناصر با تغییرات تنوع روزن‌داران کف‌زی و شناور نیز مورد مقایسه و بررسی قرار گرفت. رفتار عناصر در طول برش مورد مطالعه نشان دهنده تغییرات زیاد در ابتدای برش (در محدوده زمانی اکتانین) و تغییرات کمتر در قسمت بالای برش (در محدوده زمانی بوردیگالین) است. همین وضعیت در میزان تنوع روزن‌داران نیز مشاهده شد که گویای شرایط محیط دیرینه در زمان اکتانین تا بوردیگالین است. نوسانات مقدار عناصر به ویژه عنصر Mg و نسبت Mg/Ca به همراه تغییرات تنوع روزن‌داران دلیلی بر تغییرات دمای دیرینه محیط است. افزایش غلظت عنصر Mg و افزایش نسبت Mg/Ca در بیشتر نمونه‌ها هماهنگ با افزایش تنوع روزن‌داران بوده و هر دو نشان دهنده بالا رفتن دمای دیرینه در حوضه رسوبی قم می‌باشند. این شواهد نشان می‌دهد در برش دوبرادر در زمان اکتانین، شرایط محیط گرم‌تر از بوردیگالین بوده است.

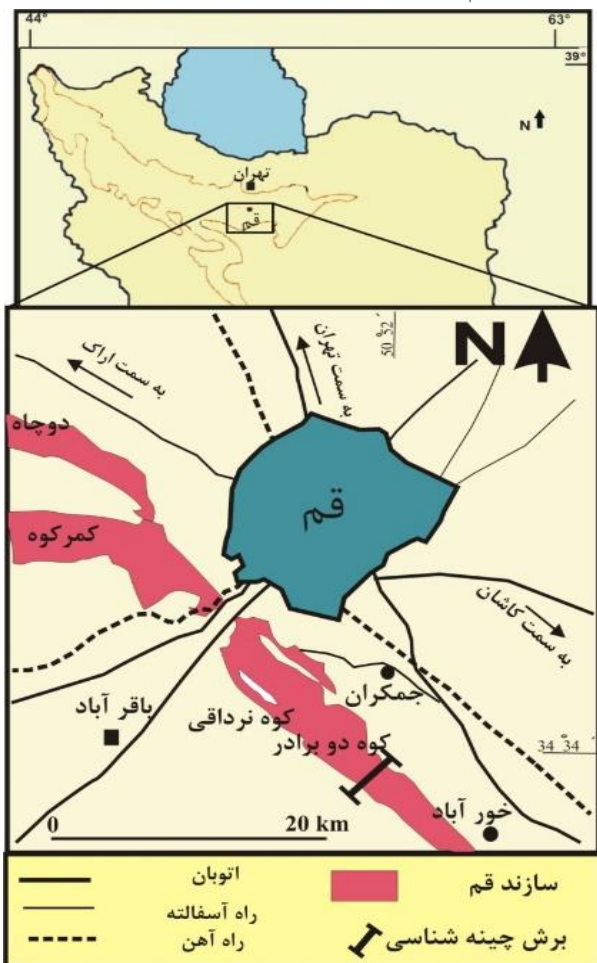
واژه‌های کلیدی: چینه نگاری شیمیایی؛ درجه حرارت دیرینه؛ سازند قم؛ ناحیه الگو.

مقدمه

و تطابق مورد استفاده گیرد. ترکیب ژئوشیمیایی رسوبات کربناته نشانه تغییرات شیمیایی اتفاق افتاده در آب دریاست و این تغییرات در بخش‌های اسکلتی جانداران ثبت می‌شود (Faridman, 1969). امروزه از الگوی تغییرات غلظت عناصر فرعی در رسوبات کربناته آب‌های سرد و گرم عهد حاضر، به عنوان معیاری برای تشخیص معادل‌های دیرینه‌شان استفاده می‌شود (آدابی، ۱۳۸۳). با بررسی ژئوشیمی دریا‌های قدیمی می‌توان از عناصر برای بررسی ورود مواد تخریبی و شرایط محیط اقیانوسی و تغییرات

چینه نگاری شیمیایی شاخه‌ای از علم چینه نگاری است که تغییرات شیمیایی واحدهای رسوبی در یک توالی را مورد بررسی قرار می‌دهد. با شناسایی و مشخص کردن ویژگی‌های ژئوشیمیایی می‌توان توالی‌های رسوبی را به زیر واحدهای چینه‌ای تقسیم و از آن‌ها در تطابق واحدهای رسوبی در محدوده جغرافیایی وسیع استفاده کرد (Rodrigues, 2005). به باور Jenkins et al. (2002) چینه‌نگاری شیمیایی گاه می‌تواند با قدرت تفکیک بسیار بالا و حتی بیش از چینه‌نگاری زیستی در زون بندی چینه‌ها

سازند قرار دارد، برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی نهشته‌ها و مقایسه آن‌ها با محتوای روزن‌داران موجود انتخاب شد تا بتوان به اطلاعات دقیق‌تر در زمینه چینه نگاری شیمیایی و خصوصیات محیطی مانند تغییرات درجه حرارت محیط دیرینه سازند قم دست یافت. لازم به ذکر است دسترسی به برش دوبرادر از طریق راه آسفalte تهران به قم و جاده فرعی قم - جمکران میسر است (شکل ۱).



شکل ۱: نقشه راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه (برگرفته از امامی، ۱۳۷۰؛ امامی، ۱۳۷۱)

زمین شناسی عمومی

نهشته‌های مورد مطالعه در جنوب قم عمدتاً از سنگ‌های آهکی کم عمق و مارن و مربوط به دریای کم عمق تشکیل شده‌اند. اولین بار Dozy (1944) این نهشته‌ها را به علت بیرون زدگی خوب آن‌ها در اطراف شهر قم سازند قم نامید و سرانجام به طور رسمی در ۱۹۵۹ با این عنوان، نام گذاری

آب و هوای گذشته استفاده کرد (Zhao & Zheng, 2014). سنگ‌های کربناته محیط‌های دریایی اغلب شامل کلسیت Mg پایین، کلسیت Mg بالا و آراگونیت است که فراوانی آن‌ها در محیط ثابت نیست و تغییرات آن‌ها وابسته به عوامل محیطی مانند دما، درجه شوری، فشار دی‌اکسید کربن و نسبت Mg به Ca محیط است (Rao, 1996). کسائی نجفی (۱۳۷۲) با اشاره به این نکته که غلظت عناصر موجود در رسوبات کربناته تحت تأثیر آب موجود در محیط است و ویژگی‌های شیمیایی کانی یا رسوب را در زمان تشکیل نشان می‌دهد، عناصر Sr، Na، Mn، Fe، Ca را در سازند قم بررسی کرد و مشخص نمود که غلظت عناصر در سنگ‌های کربناته تا حد زیادی از ریزرخساره تبعیت می‌کنند. او بیان کرد که رخساره‌هایی که در زمان رسوب گذاری بیشترین مقدار Mg و Sr را داشته‌اند به علت انحلال شدید کانی‌های ناپایدار آراگونیت و کلسیت منیزیم‌دار امروزه کمترین میزان این عناصر را نشان می‌دهند. وی در برش‌های چینه شناسی خورآباد، کمرکوه و نرداکی، غلظت عناصر و تغییرات آن را مورد بررسی قرار داده و نشان داد که غلظت این عناصر از رأس برش چینه‌شناسی به طرف بخش میانی کاهش می‌یابد و سپس به طرف قاعده مجدداً افزایش می‌یابد که کاهش عناصر در بخش میانی به علت انحلال شدید کانی‌های ناپایدار نظیر آراگونیت و کلسیت منیزیم‌دار کربناته و رسوب فازهای پایدارتر است. Okhravi (1999) نیز در مطالعه عضو f سازند قم در همین نواحی تمرکز عناصر فرعی و کمیاب را در ارتباط با رخساره ذکر نمود و تأثیر فعالیتهای آتش فشانی را در منطقه بر روی مقادیر عناصر مؤثر دانست. بنابراین، همان طور که مشخص شد تاکنون مطالعه چندانی بر روی ویژگی‌های ژئوشیمیایی نهشته‌های سازند قم انجام نشده است. به همین منظور برش دوبرادر که از نظر زمین شناسی ساختاری در بخش شمالی پهنه ایران مرکزی و در ناحیه الگوی این

شد. روند گسترش این نهشته‌ها در پهنه ایران مرکزی شمال غربی - جنوب شرقی می‌باشد (رحیم‌زاده، ۱۳۷۳). تنوع ویژگی‌های رخساره‌ای و تغییرات جانبی قابل ملاحظه در این سازند سبب شده تاکنون برای این سازند برش الگویی معرفی نشود و تنها ارتفاعات جنوبی دشت قم به واسطه ضخامت قابل توجه و رخنمون‌های خوب به عنوان ناحیه الگو انتخاب شده است (Stocklin & Bozorgnia, 1966؛ Setudehnia, 1971؛ Hadavi et al., 2010). تنوع فراوان واحدهای سنگ چینه‌ای سازند قم به تقسیم بندی این سازند به واحدهای کوچک تری منجر شد به طوری که Furrer & Soder (1955) نهشته‌های سازند قم را به بخش‌های a تا f تقسیم کردند و سن را الیگومیوسن ذکر کردند. Furrer & Soder (1955) سازند قم را در شرق شوراب مطالعه و بخش a (سنگ آهک قاعده‌ای)، بخش b (مارن ماسه‌ای)، بخش c (تناوب مارن و سنگ آهک)، بخش d (گچ)، بخش e (مارن سبز - خاکستری) و بخش f (سنگ آهک رأسی) را در آن تفکیک کرد. او بعد از معرفی عضو f، بخش g را به عنوان قاعده سازند قرمز بالایی معرفی نمود، در حالی که باغبانی و همکاران (۱۳۷۵) در برش دو برادر، علاوه بر تفکیک ده عضو a تا g، بیان کردند که نهشته‌های بخش g با ناپیوستگی همشیب توسط توالی سازند قرمز بالایی پوشانده می‌شوند (Stocklin & Bozorgnia, 1966؛ Setudehnia, 1971؛ آقناباتی، ۱۳۸۹).

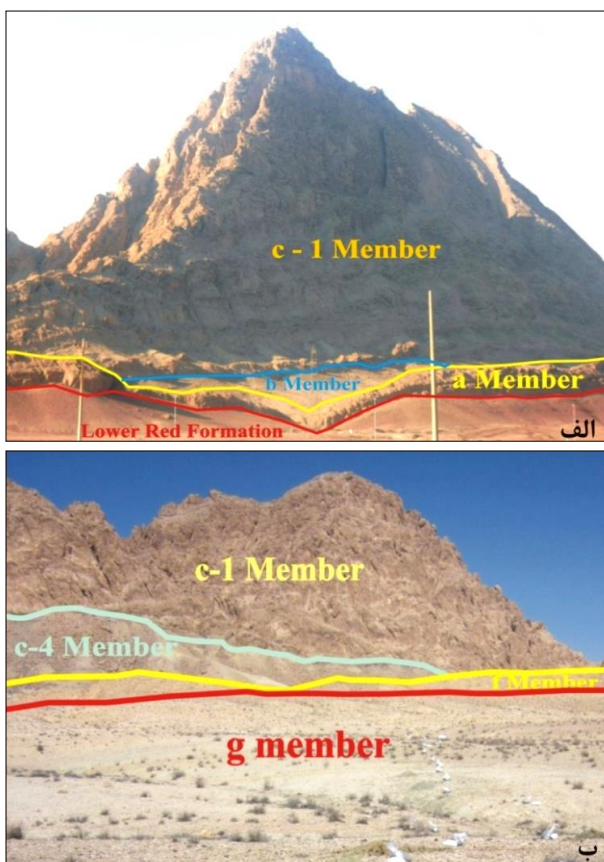
به منظور آگاهی از وضعیت جغرافیای دیرینه حوضه قم، توجه به عملکرد مراحل کوه‌زایی و خشکی‌زایی از اهمیت قابل توجهی برخوردار است. مطالعات نشان داده است که در پایان ائوسن و آغاز الیگوسن بر اثر کوه‌زایی پیرنن، کوه‌های ایران به ویژه در ایران مرکزی شکل گرفتند و در بین این کوه‌ها، حوضه‌ها و محیط‌های رسوبی به وجود آمدند که فرسایش مناطق خشکی مجاور به رسوب گذاری نهشته‌های قاره‌ای قرمز رنگ منجر شد (درویش‌زاده،

۱۳۷۰). Gansser (1955) این نهشته‌ها را سازند قرمز زیرین نامید. در ادامه با وقوع رخداد ساوین پس از دوره رسوب گذاری کولابی - قاره‌ای در الیگوسن پیشین، بالا آمدگی سطح آب دریاها سبب شد تا یک بار دیگر بخشی از سرزمین ایران در زیر پوششی از آب دریا قرار گیرد و به تهنشت رسوبات قم منجر شود (امامی، ۱۳۷۰؛ رحیم‌زاده، ۱۳۷۳). در پایان زمان بوردیگالین با عملکرد خشکی‌زایی استیرین، دریا سرزمین‌های پوشیده از آب را ترک نمود، اما احتمالاً گودی‌ها و حوضه‌های باقیمانده همچنان به رسوب گذاری خود ادامه داده‌اند و باعث نهشت رسوبات آواری قرمز رنگ سازند قرمز رنگ بالایی با ضخامت زیاد شد (رحیم‌زاده، ۱۳۷۳). از طرفی شکل‌گیری واحد تکتونیکی ایران مرکزی از ورقه ایران نتیجه فروانش و برخورد ورقه عربی و آفریقا به ورقه ایران بوده که در پی آن در زمان میوسن، راه آبی تیس بسته شد. این رخداد تحت عنوان رخداد پایان تیس^۱ نامیده می‌شود (Reuter et al., 2009). البته در مورد زمان دقیق بسته شدن بحث و اختلاف نظر وجود دارد، به طوری که Adams et al. (1983) آن را اکتانین و Rogl & Steininger (1984) به بوردیگالین نسبت داده‌اند. در اثر این برخورد حوضه جلوی کمان (حوضه اصفهان - سیرجان) و حوضه پشت کمان (حوضه قم) در روی ورقه ایران در حاشیه شمال شرق دریای تیس تشکیل شده است. در هر دو حوضه رسوب گذاری، رسوبات دریایی سازند قم در زمان الیگوسن آغاز و تا میوسن پیشین ادامه یافته است (Daneshian & Schuster & Wielandt, 1999؛ Ramezani Dana, 2007؛ Reuter et al., 2009؛ Mohamadi et al., 2011, 2013, 2015؛ Sedighi et al., 2012؛ Daneshian et al., 2017).

روش مطالعه

پس از برداشت نمونه‌های سنگی بر اساس شواهد چینه‌شناسی نمونه‌ها تا زیر ۶۰ میکرون پودر و برای تجزیه به مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران ارسال و غلظت عناصر اصلی و فرعی به روش ICP-AES^۲ تعیین شد. ضخامت توالی رسوبی مورد مطالعه در برش دوبرادر ۱۳۲۸ متر است و به طور کلی از سنگ آهک، سنگ آهک ماسه‌ای، سنگ آهک رسی، مارن، مارن ماسه‌ای، شیل، شیل آهکی، کنگلومرا، رس، ماسه سنگ، مارن گچ‌دار و گچ تشکیل شده و شامل عضوهای a، b، c-1، c-2، c-3، c-4، d، e، f و عضو g است (شکل ۲). از برش چینه‌شناسی دوبرادر به طور سیستماتیک ۶۷۶ نمونه با فواصل تقریبی ۰/۵ تا ۳ متر برداشت شد و مطالعات زیست چینه‌ای آن‌ها انجام و فونای روزن‌داران به دقت مورد مطالعه قرار گرفت. از این تعداد، ۳۰ نمونه به منظور بررسی تغییرات غلظت عناصر و با توجه به هدف مطالعه که بررسی تغییرات درجه حرارت دیرینه در برش مورد مطالعه بوده به صورت هوشمند انتخاب شدند که مبنای آن مرزهای چینه‌ای منطبق بر مرز عضوهای سازند قم و ویژگیهای زمان چینه‌ای بوده است. بدین ترتیب از میان ۶۷۶ نمونه برداشت شده، چهار نمونه از عضو a، پنج نمونه از عضو b، سه نمونه از عضو c-1، سه نمونه از عضو c-2، یک نمونه از عضو c-3، دو نمونه از عضو c-4، سه نمونه از عضو e، چهار نمونه از عضو f و پنج نمونه از عضو g انتخاب و مورد تجزیه قرار گرفت. پس از تجزیه شیمیایی (جدول ۱) تغییرات غلظت عناصر Sr، Zn، Na، Mn، Mg و Fe و Ca مورد بررسی قرار گرفت. همچنین علاوه بر بررسی تغییرات این عناصر، نسبت Mg/Ca و تغییرات تنوع روزن‌داران کفزی و شناور نیز بررسی شد. تنوع روزن‌داران از شمارش تعداد نوع گونه‌های روزن‌داران موجود در هر نمونه به دست آمد که

متفاوت از تعداد گونه‌ها یا فراوانی است. سپس از بین تنوع گونه‌های کفزی، فرم‌های کفزی با پوسته هیالین، آگلوتینه و پورسلانوز جداگانه تعیین شدند. مطالعه رابطه تغییرات فونای روزن‌داران کفزی و شناور در مقایسه با تغییرات عناصر اصلی و فرعی در طول برش دوبرادر و در امتداد مرزهای سنگ شناسی و عضوهای سازند قم اطلاعات با ارزشی را برای بازسازی شرایط محیط دیرینه در سازند قم در اختیار قرار می‌دهد که در این مقاله برای تعیین تغییرات دمای محیط از آن‌ها استفاده شده است.



شکل ۲: توالی مورد مطالعه از سازند قم در برش دوبرادر

نتایج

با نگاهی اجمالی به نمودارهای شکل ۳ و ۴ که بر اساس مقادیر به دست آمده از نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی شامل Zn، Na، Mn، Mg، Fe و Ca ارائه شده (جدول ۱) و نیز نمودار تغییرات تنوع گونه‌های روزن‌داران

کفزی در نمونه‌های تجزیه شده (جدول ۲)، می‌توان تغییرات شدید و مشخص تمام عناصر ذکر شده و همچنین فونای روزن‌داران در بخش پایینی برش در حفاصل عضوهای a تا انتهای عضو e را مشاهده نمود. در بخش بالایی برش و در عضوهای f و g تغییرات روند آرام داشته و با شیب نسبتاً کمی ادامه می‌یابد. همین وضعیت در فونای روزن‌داران نیز دیده شده و با روند تغییرات عناصر هماهنگی نشان می‌دهند. همچنین بیشترین نرخ تغییرات عناصر را در بخش قاعده‌ای سازند قم و تقریباً در مرز عضو b و c-1 به ویژه در عنصر Mn و در گذر از مرز عضو d به عضو e و به طور شاخص در عنصر Sr مشاهده می‌شود. در مرز عضو b به عضو c-1 همه عناصر به غیر از Mn کاهش چشمگیری نشان می‌دهند، اما در مرز بین عضوهای d به e عناصر روند افزایشی داشته، اما Mn، Na و Sr کاهش را نشان می‌دهند به طوری که بیشترین تغییر کاهشی و افت در مقدار Sr است. همچنین روزن‌داران به خصوص، فرم‌های کفزی در مرز عضوهای d و e تغییر افزایشی مشخص را نشان می‌دهند به طوری که روزن‌داران کفزی به ویژه فرم‌های هیالین و پورسلانوز در مرز عبور از عضو d به e افزایش چشمگیری نشان داده و نمودار پراکندگی آن‌ها نقطه اوج بزرگی نشان می‌دهد. این افزایش مقدار روزن‌داران کفزی در انتهای عضو b و عضو c-4 نیز تقریباً همان روند افزایشی را دارد. در ادامه روند تغییرات غلظت عناصر و ارتباط آن‌ها با تغییرات روزن‌داران از قاعده برش (عضو a) تا انتهای برش (عضو g) توضیح داده می‌شود. در جدول ۳ به طور خلاصه تغییرات بررسی و ارائه شده است. در ابتدای برش، در قاعده و در عضو a (شکل ۳) عناصر Ca و Mn روند افزایشی نشان داده و بقیه عناصر به سمت عضو b روند کاهشی نشان می‌دهد و نسبت Mg/Ca با توجه به تغییر کاهشی عنصر Mg روند کاهشی دارد. تغییرات تنوع فونا در این عضو ثابت نبوده و روند

کاهشی و افزایشی دارد. در عضو b (شکل ۳) از قاعده به سمت عضو c-1، عنصر Ca به طور کلی روند کاهشی را نمایش می‌دهد، اما بقیه عناصر روند افزایشی دارند. در بین عناصر، Mn در ابتدا روند افزایشی داشته، اما در انتهای برش کاهش می‌یابد. Sr وضعیت عکس دارد و در ابتدا روند کاهشی داشته و در انتهای عضو b شروع به افزایش می‌کند. در این عضو تنوع روزن‌داران تغییرات مثبت و منفی داشته و کم و زیاد می‌شوند. در بین فونا، فرم‌های کفزی به ویژه فرم‌های با پوسته هیالین در ابتدا افزایش داشته سپس کاهش می‌یابند. تغییرات عناصر و فونا در عضو c-1 (شکل ۳) به این صورت است که در ابتدای این عضو تنها عناصر Ca و Mn روند افزایشی دارند و بقیه عناصر از گذر مرز عضو b به c-1 کاهش نشان می‌دهند. این وضعیت کاهشی در تنوع فونای روزن‌داران شناور هم دیده می‌شود، اما تنوع فونای روزن‌داران کفزی با Ca و Mn هماهنگ بوده و در قاعده c-1 افزایش می‌یابد (شکل ۳ و جدول ۳). روند افزایشی عناصر در میانه عضو c-1 مربوط به عناصر Mg و Sr است به طوری که افزایش Sr چشمگیر می‌باشد و بیشترین کاهش افت در Mn دیده می‌شود. تنوع روزن‌داران کفزی و شناور نمونه شماره ۲۴۰ افزایش نشان می‌دهد. بررسی مقدار Ca، Sr و Zn در گذر از مرز عضو c-1 به c-2 (شکل ۳) کاهش نشان می‌دهند، اما عناصر Mg، Fe، Mn و Na روند افزایشی دارند؛ هرچند این روند در عناصر با کاهش همراه است، اما عنصر Mn تا انتهای این عضو روند افزایشی دارد. همچنین روند کاهش مقدار Ca و Sr در انتها تغییر کرده و بر مقادیر این عناصر افزوده می‌شود. در مرز c-1 به c-2 تنوع روزن‌داران به ویژه فرم‌های کفزی با پوسته هیالین و پورسلانوز کاهش نشان می‌دهد و تا انتهای عضو c-2 تنوع کفزی‌ها و تنوع فرم‌های شناور تغییر چندانی ندارد. در عضو c-3 (شکل ۳) عناصر Sr، Zn، Mn و Ca افزایش یافته و باقی عناصر یعنی Fe، Mg، Na و نسبت عنصر Mg به Ca

(Mg/Ca) کاهش می‌یابد. در این عضو روزن‌داران در ابتدا از نظر تنوع کمی نسبت به عضو C-2 نشان می‌دهند و تقریباً دارای همان مقادیر قبلی بوده، اما در انتها و در مرز با عضو C-4 بر تنوع روزن‌داران کفزی به خصوص در فرم‌های با پوسته هیالین به طور قابل توجهی افزوده می‌شود (شکل ۳ و جدول ۳).

جدول ۱: مقدار عناصر فرعی و اصلی و میانگین آن‌ها در نمونه‌های مورد بررسی در عضوهای برش دوبرادر

Sample No.	Element	Ca %	Mg %	Fe %	Mn ppm	Na %	Zn ppm	Sr ppm
1	DB- 1	30.1	0.5	1.3	1200	0.49	59	431
2	DB-2	34.2	0.5	1.3	1200	0.5	61	372
3	DB-30	35.8	0.4	0.4	1400	0.19	< 10	285
4	DB-53	29.7	0.8	1.9	2100	0.44	32	559
5	DB-54	33.7	0.9	0.8	360	0.24	47	1150
6	DB-75	9.9	1.8	3.1	490	1.14	75	1183
7	DB-99	9.4	2.1	3.8	550	0.83	113	317
8	DB-133	11.7	1.9	3.4	550	0.9	297	806
9	DB-152	6	3.6	4.2	250	2.34	351	1664
10	DB-154	30.4	0.8	1.6	1900	0.43	55	670
11	DB-240	33.6	0.8	0.6	340	0.18	< 10	1514
12	DB-293	36	0.8	0.8	670	0.2	100	1129
13	DB-294	11.6	5	2.8	770	0.68	43	340
14	DB-306	8.9	3.1	4.3	950	1.05	97	320
15	DB-314	11.1	3.4	3.9	1010	0.77	62	308
16	DB-316	32.3	0.8	0.9	1200	0.36	83	420
17	DB-344	14.5	1.9	2.3	280	0.49	46	1242
18	DB-359	9.2	2.7	3.9	360	1.22	70	291
19	DB-361	28.2	0.5	0.9	860	0.55	< 10	13603
20	DB-381	29.2	1.2	1.1	570	0.27	36	3027
21	DB-392	29.6	1.2	1.3	260	0.39	55	1030
22	DB-394	32.1	0.9	0.7	160	0.38	< 10	699
23	DB-480	30.9	1	0.9	130	0.35	24	2100
24	DB-529	24	1.3	1.15	96	0.27	48	2174
25	DB-564	25.7	0.8	1	110	0.4	11	2055
26	DB-566	29.3	0.7	0.8	140	0.34	17	8781
27	DB_592	9.4	1.5	0.8	313	0.6	48	1082
28	DB- 629	14.6	1.9	0.9	528	1.9	100	689
29	DB-675	7.59	2.06	4.72	456	1.61	110	741
30	DB-676	19.7	1.05	2.74	536	0.75	76	503

فرم‌های با پوسته هیالین، پورسلانوز و آگلوتینه در فرم‌های کفزی و روزن‌داران شناور می‌باشد. در گذر از عضو d به عضو e (شکل ۴) بیشترین و شاخص‌ترین تغییر مربوط به افزایش ناگهانی عنصر Sr است. در این مرز افزایش Ca ناگهانی Sr هم‌راستا و هماهنگ با افزایش مقدار عنصر Ca و Mn می‌باشد، اما افزایش این عنصر به صورت یک آنومالی بزرگ و مشخص، یک تغییر بسیار شاخص محسوب می‌شود که از نظر مقدار، قابل مقایسه با مقدار افزایشی Mn و Ca نمی‌باشد. عضو تبخیری d فاقد فونای روزن‌داران است. در شروع عضو e (شکل ۴)

در گذر از مرز عضو C-3 به عضو C-4 (شکل ۳) و در میانه عضو C-4 عناصر Sr، Mg، Na و Fe و نسبت Mg/Ca افزایش می‌یابد. عنصر Ca در عضو C-4 دارای روند کاهشی بوده و به سمت عضو d روند کاهشی آن ادامه یافته و به حداقل می‌رسد. عناصر Mn و Zn نیز روند کاهشی داشته، اما در انتها و در مرز عضو d دوباره کمی افزایش نشان می‌دهد. عنصر Sr همانند تغییرات Mg/Ca پس از افزایش در میانه عضو C-4 در مرز با عضو d کاهش یافته و مانند Ca به حداقل می‌رسد. تغییرات تنوع فونای روزن‌داران نیز دارای روند کاهشی بوده و این کاهش شامل تمامی

جدول ۲: تنوع گونه‌های روزن‌داران کفزی و شناور در نمونه‌های مطالعه شده در عضوهای برش دو برادر

	samples No.	Foraminifera				
		Benthic				Planktic
		Hyaline test	Porcelaneous test	Agglutinated test	Total	
1	DB- 1	1	5	0	6	0
2	DB-2	0	5	0	5	0
3	DB-30	2	2	1	5	0
4	DB-53	4	2	0	6	4
5	DB-54	8	0	0	8	3
6	DB-75	9	0	1	10	5
7	DB-99	3	0	1	4	2
8	DB-133	9	0	2	11	1
9	DB-152	3	0	1	4	2
10	DB-154	5	0	0	5	0
11	DB-240	6	0	0	6	2
12	DB-293	1	1	0	2	0
13	DB-294	3	0	0	3	0
14	DB-306	0	0	0	0	1
15	DB-314	0	0	0	0	1
16	DB-316	9	0	0	9	1
17	DB-344	6	2	2	10	5
18	DB-359	4	0	0	4	3
19	DB-361	3	0	0	3	3
20	DB-381	16	2	2	20	9
21	DB-392	4	0	0	4	5
22	DB-394	4	0	0	4	4
23	DB-480	13	2	3	18	5
24	DB-529	9	2	2	13	5
25	DB-564	4	0	0	4	4
26	DB-566	5	1	2	8	6
27	DB 592	4	1	0	5	2
28	DB- 629	0	5	0	5	1
29	DB-675	0	2	0	2	0
30	DB-676	0	3	0	3	0

صورت افزایشی نشان می‌دهد، به طوری که هم تنوع فرم‌های کفزی، به ویژه روزن‌داران با پوسته هیالین و هم تنوع روزن‌داران شناور افزایش می‌یابد. در ابتدای سنگ آهک‌های عضو f (شکل ۴) و در نمونه ۳۹۴ همه عناصر به غیر از Ca و Na کاهش نشان می‌دهند. Ca در این عضو دوباره با عنصر Mg دارای همبستگی منفی است.

نسبت Mg/Ca نیز از قاعده عضو f تا مرز عضو g دارای نوسان بوده و در انتهای این عضو کاهش نشان می‌دهد. در عضو f تغییرات شکل منحنی مقادیر عناصر، به غیر از Sr تقریباً یکنواخت بوده و شیب منحنی‌ها اندک می‌باشد. Fe تنها عنصری است که در انتهای عضو f منحنی با روند تغییرات مشخص و شدید دارد. Mg هم دارای الگوی تغییرات مشابه با Fe است. تنوع روزن‌داران

و آغاز زمان بوردیگالین برای اولین بار در طول برش چینه‌شناسی مقدار Mg در مقایسه با Ca، صرف نظر از افزایش ناگهانی در قاعده، همبستگی مثبت دارد، اگرچه در ابتدای برش و در تمام نمونه‌ها مقادیر این دو عنصر متضاد و تغییرات آن‌ها کاملاً مخالف یکدیگر است. این دو عنصر در عضو e تغییرات مشابهی را در جهت افزایش نشان داده‌اند. Fe و Zn نیز در عضو e دارای مقادیری هستند که نسبت به نمونه و مرز قبل روند افزایشی را نشان می‌دهد، اما Sr و Mn دارای همبستگی مثبت هستند و مقادیر آن‌ها نسبت به نمونه قبل روند کاهشی دارد. Na در این عضو در ابتدا دارای روند کاهشی بوده و در انتهای عضو e و در قاعده عضو f مقدار آن افزایش می‌یابد. تنوع فونای روزن‌داران در این عضو تغییرات شاخص و بارزی را به

کفزی و شناور نیز در این عضو تقریباً ثابت و یکنواخت است و به سمت عضو g روند عمومی کاهش در تنوع را نشان می‌دهند (شکل ۴ و جدول ۳).

در عضو g و نمونه ۵۶۶ تغییر شاخص، مربوط به افزایش ناگهانی مقدار Sr است که می‌تواند هم راستای افزایش Mg، Fe، Ca و Na و با همبستگی مثبت با آن‌ها ارزیابی شود. در ادامه برش و تا انتهای آن، در طول عضو g تغییرات عمده و مشخصی در مقدار عناصر دیده نمی‌شود و تغییرات دارای نوسان ملایم و یکنواخت یا تغییر اندک است و عمده‌ترین تغییر مربوط به عنصر Sr است. در این عضو به طور کلی روند تغییرات تنوع روزن‌داران کفزی و شناور ثابت و یا با نوسان اندک می‌باشد. تنوع روزن‌داران کفزی در قاعده این عضو نسبت به عضو f افزایش می‌یابد. ثبات تنوع فونا در عضو g تا انتهای برش ادامه داشته و تنها در نمونه ۶۲۹ تنوع روزن‌داران با پوسته پورسلانوز با افزایش همراه بوده و سپس تا انتهای برش همراه با بقیه فرم‌های روزن‌داران روند کاهشی نشان می‌دهند که خلاصه تغییرات عناصر در عضوهای سازند قم در این برش در جدول ۳ ارائه شده است.

بحث

تجزیه شیمیایی ۳۰ نمونه از سازند قم در برش دوبرادر و بررسی ویژگی این عناصر و تغییرات آن در طول برش چینه‌شناسی دوبرادر به شرح ذیل است:

Ca: عنصر Ca در این برش با مقادیری بین ۶ تا ۳۶ متغیر است که بیشترین مقدار آن مربوط به نمونه ۲۹۳ و در مرز بین عضوهای c-1 تا c-2 قرار دارد. عضو c-1 بیشترین و عضو c-2 کمترین مقدار این عنصر را نشان می‌دهد (شکل ۳). میزان Ca به دمای آب دریا و عرض جغرافیایی وابسته است و با افزایش دمای آب از میزان آن کاسته و با سرد شدن آب بر مقدارش افزوده می‌شود (آدابی، ۱۳۸۳).

بررسی نمودار میزان Ca در شکل‌های ۳ و ۴ از ابتدای برش و عضو a تا انتها و عضو g نشان‌دهنده افزایش مقدار این عنصر در عضو a، c-1، f و e و کاهش نسبی آن در عضوهای d، b و c-2 می‌باشد. میانگین این عنصر در طول برش همبستگی منفی با عنصر Mg نشان می‌دهد و تغییرات آن با تغییرات معکوس عنصر Mg همراه است به طوری که در بیشتر نمونه‌ها با افزایش میزان Ca، میزان درصد Mg کاهش می‌یابد. تغییرات این عنصر در طول برش می‌تواند در تفسیر تغییر دمای دیرینه مفید باشد به طوری که میزان عنصر Ca با میزان افزایش درجه حرارت رابطه عکس دارد و بالا بودن مقادیر آن نشان از پایین بودن دمای محیط است. تغییرات عنصر Ca با تغییرات تنوع روزن‌داران دارای هماهنگی نسبی بوده و در بخش‌هایی مانند عضو a، c-1، c-2، e، f و g دارای هماهنگی و همخوانی و در عضوهای b و c-4 دارای همبستگی منفی بوده و ناهماهنگی نشان می‌دهد.

Mg: مقدار Mg در عضو a کمترین و در عضو c-2 بیشترین است (شکل ۳). میزان Mg با عوامل محیطی مانند دما، شوری و PH تحت تأثیر قرار می‌گیرد. البته باید توجه داشت فرآیند انحلال نسبت Mg/Ca را کاهش داده و درجه حرارت پایین‌تری را نشان می‌دهد (Triparti et al., 2003). Mg به همراه Ca می‌تواند ابزار مفیدی برای بررسی دیاژنز سنگ‌های قدیمی باشد (Fantle & Higgins, 2014). در دمای پایین‌تر نسبت Mg/Ca کاهش می‌یابد (Powell et al., 2009). مقدار Mg در کلسیت با کاهش دما کاهش می‌یابد و مقدارش در آب‌های گرم دریا مانع تشکیل کلسیت کم منیزیم شده و کربنات کلسیم به صورت آراگونیت یا کلسیت با منیزیم زیاد متبلور می‌شود (Rao & Adabi, 1992). همچنین افزایش در میزان تمرکز Mg آب دریا ضریب انتشار Sr را کاهش می‌دهد (Swart, 1981).

جدول ۳: خلاصه تغییرات عناصر در عضوهای سازند قم در برش دو برادر

عضو a	- Ca با روند افزایش و سپس کاهش - روند کاهش و افزایش در عناصر Mg, Fe, Na, Zn, Sr و همچنین تنوع روزن‌داران کفزی - افزایش عنصر Mn و تنوع روزن‌داران شناور
عضو b	- کاهش در مقدار عنصر Ca - روند افزایش در مقدار عناصر Mg, Fe, Zn, Na و نسبت Mg/Ca - در ابتدا روند افزایش و سپس کاهش در مقدار Mn - روند کاهش و افزایش در مقدار Sr و همین روند در تنوع روزن‌داران شناور - تنوع فرم‌های کفزی با نوسانات افزایش - کاهش همراه است که این نوسانات تا حدودی با عنصر Mn همخوانی دارد.
عضو c-1	- افزایش مقدار عنصر Ca - Mn با روند افزایشی، کاهشی و سپس افزایش - روند کاهش و افزایشی عناصر Fe, Na, Zn - تغییر کاهشی در ابتدا و تقریباً یکنواخت و ثابت عنصر Mg و نسبت Mg/Ca - روند کاهشی، افزایشی و سپس کاهشی عنصر Sr و همین روند در تنوع روزن‌داران شناور - روند افزایشی و کاهشی در تنوع روزن‌داران کفزی
عضو c-2	- روند کاهشی در تنوع روزن‌داران - روند کاهشی و سپس افزایشی در مقدار عناصر Ca, Sr, Zn - روند افزایش در مقدار عنصر Mn - روند افزایشی و کاهشی در مقدار عناصر Mg, Fe, Na و مقدار نسبت Mg/Ca
عضو c-3	- روند افزایشی در مقدار عناصر Ca, Mn, Zn, Sr - کاهش در مقدار عناصر Na, Mg, Fe و نسبت مقادیر Mg/Ca - تغییرات تنوع تقریباً ثابت روزن‌داران نسبت به عضو c-2
عضو c-4	- روند کاهشی در مقدار عناصر Ca, Sr - روند افزایشی در مقادیر عناصر Mg, Fe, Na و نسبت عناصر Mg/Ca - کاهش و سپس افزایش در مقدار عناصر Mn, Zn - افزایش و کاهش در مقدار تغییرات تنوع روزن‌داران کفزی و شناور
عضو d	- روند افزایش در مقادیر عناصر Ca, Mn, Sr - روند کاهش در مقادیر عناصر Mg, Fe, Na, Zn و مقدار نسبت Mg/Ca
عضو e	- عنصر Ca دارای روند تقریباً بدون تغییر - روند افزایشی نسبت عناصر Mg/Ca و همچنین مقادیر عناصر Fe, Mg, Zn - روند کاهشی در مقدار عناصر Mn, Sr - عنصر Na دارای روند کاهشی و سپس افزایشی - روند افزایشی و سپس کاهشی در تغییرات تنوع روزن‌داران کفزی و شناور
عضو f	- روندی کاهشی در مقادیر عناصر Zn, Mn و نسبت Mg/Ca و همچنین روزن‌داران شناور با نوسانات تقریباً یکنواخت - روند تغییرات تقریباً یکنواخت عناصر با روند افزایش جزئی و کاهش عنصر Ca - عنصر Na دارای روند نوسانات تقریباً آرام با روند افزایشی، کاهشی و سپس افزایشی - مقدار عنصر Sr دارای روند کلی افزایشی - روند تغییرات تقریباً یکنواخت کاهشی، افزایشی و سپس کاهشی در مقدار عناصر Mg, Fe - روند افزایشی و سپس کاهشی قابل توجه در تغییرات تنوع روزن‌داران کفزی با پوسته هیالین
عضو g	- نوسانات آرام و یکنواخت افزایشی، کاهشی و سپس افزایشی در مقدار عناصر Ca, Mn - روند کلی افزایش و کاهش در مقدار عناصر Sr, Zn, Fe - روند یکنواخت و آرام کاهش و سپس افزایش در مقدار عناصر Mg, Na و نیز نسبت Mg/Ca - روند آرام کاهشی در تغییرات تنوع روزن‌داران کفزی با پوسته هیالین و روزن‌داران شناور و افزایش نسبی در روزن‌داران کفزی پورسلانوز

Mg در کلسیت‌های دریایی علاوه بر دما به میزان فشار دی‌اکسید کربن در اتمسفر و تمرکز یون‌های سولفات $(\text{SO}_4)_2$ در آب دریا نیز وابسته است و مقدار آن با افزایش

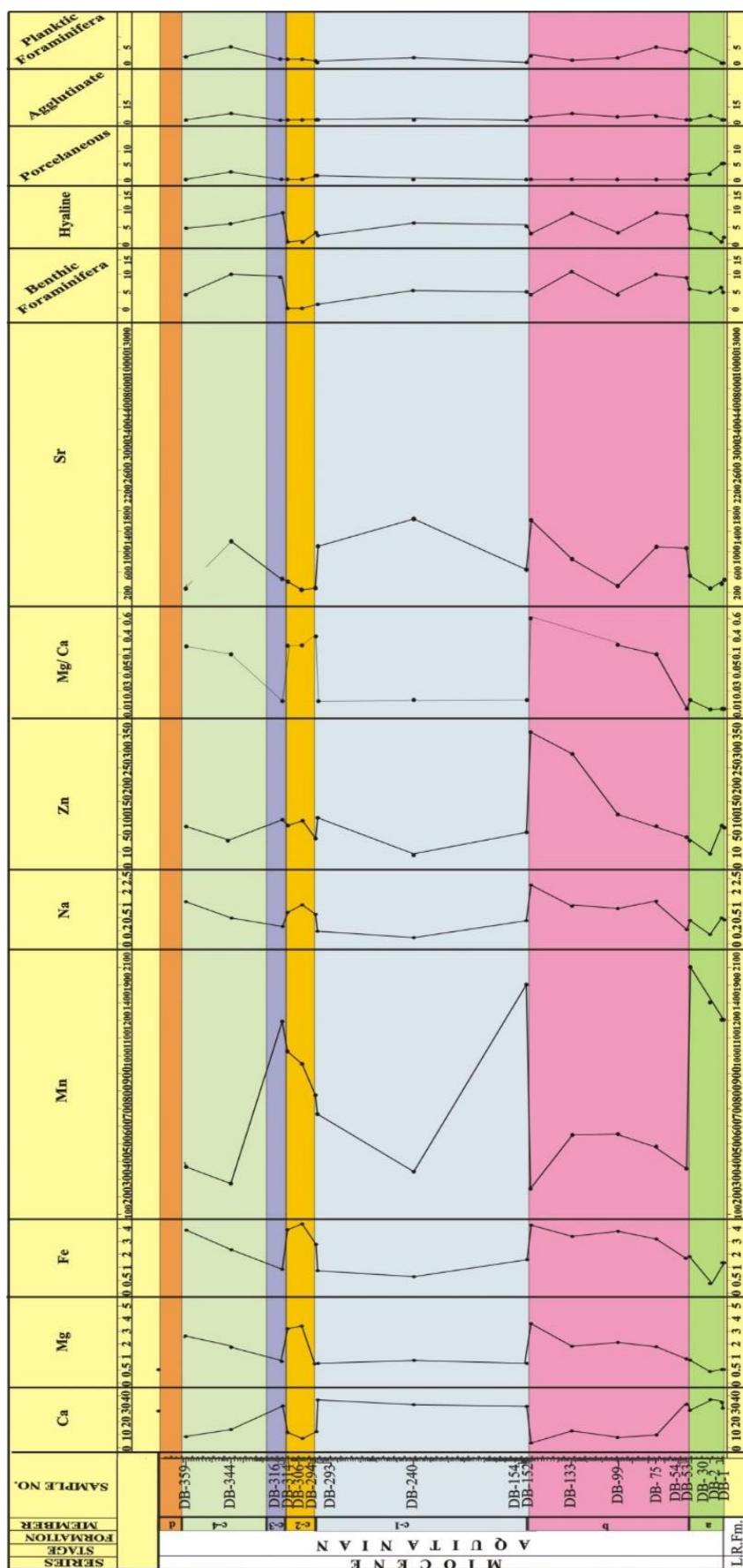
مطالعات نشان داده مهم‌ترین کانی کربناته در سنگ‌های کربناتی، کلسیت دارای Mg زیاد می‌باشد و کلسیت کم Mg و آراگونیت به مقدار کمتری وجود دارند. تغییرات

دما و یا کاهش میزان فشار دی اکسید کربن در کلسیت افزایش می یابد. همچنین مقدار Mg با کاهش عمق آب در کلسیت افزایش می یابد (آدابی، ۱۳۸۳). تغییرات نسبت Mg/Ca می تواند برای بازسازی درجه حرارت محیط دیرینه و تغییرات آن مفید بوده و استفاده شود (Powell et al., 2009; Rosenthal et al., 2006). کسایی نجفی (۱۳۷۲) میزان عنصر Mg را در نهشته های سازند قم در برش های چینه شناسی خورآباد، کمرکوه و نرداقی مشابه و مقادیر آن را مساوی ذکر کرده که در هر سه برش از طرف حاشیه حوضه به طرف هسته ریف مقدار این عنصر کاهش یافته و سپس به طرف لاگون مجدداً اندکی افزایش نشان می دهد. با توجه به شکل های ۳ و ۴ می توان مشاهده کرد که میزان این عنصر در عضو a و سنگ آهک های عضو c-1 کمترین مقدار و در عضو b، c-2، c-3 و c-4 در انتهای برش و در عضو g مقدار بالا را نشان می دهد. Mg در قاعده توالی ضمن داشتن همبستگی منفی با عنصر Ca دارای همبستگی مثبت با عناصر Fe، Na و Zn و به ویژه در قسمت قاعده برش و در عضوهای a تا c-3 می باشد. در برش دو برادر این عنصر دارای همبستگی منفی با عنصر Ca در طول برش بوده و تغییرات آن به صورت معکوس نسبت به Ca می باشد. در این برش نیز مانند برش های چینه شناسی خورآباد، کمرکوه و نرداقی مقدار آن در رأس کم و به سمت قاعده افزایش می یابد، اما این تغییرات دمایی روند ثابتی نداشته و به طور متوالی نوسان نشان داده و کم و زیاد می شوند. تنوع روزن داران به ویژه فرم های کفزی رابطه مستقیم با افزایش دمای آب و گرم شدن آن دارد و مقدار تنوع آن ها زیاد می شود. این مقدار با میزان عنصر Mg رابطه مستقیم داشته و با افزایش Mg میزان تنوع روزن داران افزایش می یابد. تغییرات نسبت Mg/Ca در طول برش مورد مطالعه در ارتباط مستقیم با میزان تغییرات عنصر Mg می باشد و کاهش و افزایش Mg به بالا و پایین آمدن

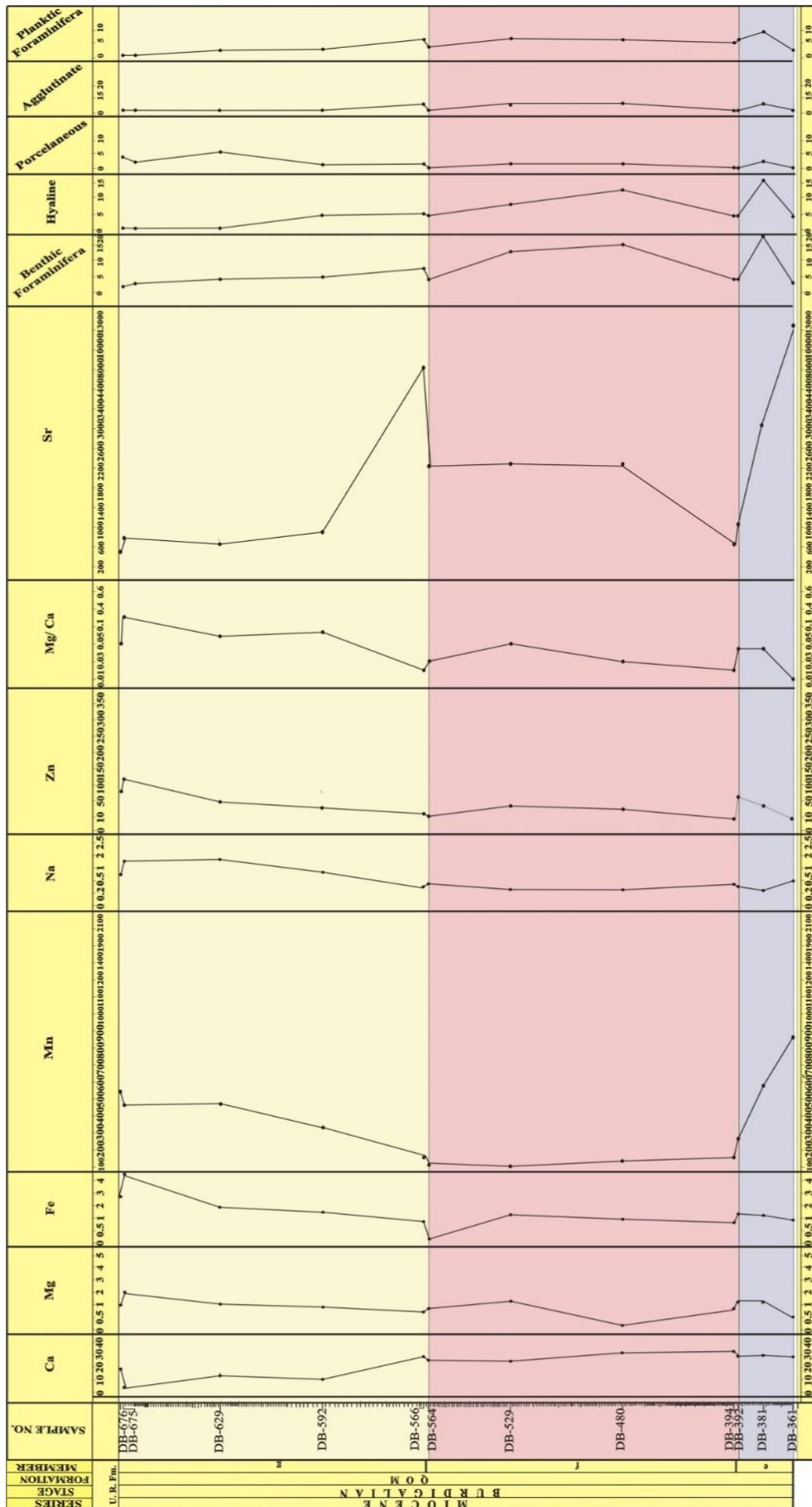
این نسبت منجر می گردد. در شکل ۳ روند تغییرات این عنصر و نسبت Mg/Ca نشان داده شده است. به طور مثال این نسبت در قاعده برش دو برادر و در عضو a مقدار بسیار کمی را نشان می دهد. در عضو b این نسبت با بالا رفتن مقدار Mg، روند افزایشی داشته و در مرز عضو c-1 به حداکثر مقدار خود می رسد. نسبت Mg/Ca با تغییرات تنوع روزن داران نیز در طول برش همبستگی مثبت و منفی دارد به طوری که در عضو a، c-4، e و f این نسبت همبستگی مثبت نشان داده و کاهش مقدار آن با کاهش تنوع روزن داران همراه است. نسبت Mg/Ca در ابتدای عضو g با تنوع روزن داران هماهنگی نشان نمی دهد، اما به سمت انتهای برش این دارای همخوانی بوده و با یکدیگر هماهنگی دارند.

Fe: تغییرات این عنصر شبیه عنصر Mg بوده و با آن همبستگی مثبت دارد. در عضو c-2 مقدار آن بیشترین و در عضو f کم ترین درصد را دارد. اطلاعات بسیار کمی در مورد مقدار Fe موجود در کربنات های دریا های کم عمق آب های گرم عهد حاضر وجود دارد، ولی به نظر می رسد در سنگ آهک ها با افزایش تأثیر دیاژنز متشوریکه مقادیر Fe با افزایش Mn افزایش یابد (آدابی، ۱۳۸۳).

همچنین مقدار عنصر Fe در محیط لاگون نسبت به آب دریا بیشتر است (Friedman, 1969). Fe از عناصری است که در شبکه کلسیتی جانشین عنصر Ca می شود و برای تعیین شرایط اکسیدی و احیایی محیط رسوبی مورد استفاده قرار می گیرد. مقدار آن در آب دریا کم، ولی در آب های زیرزمینی بالا است. مقدار Fe در سازند قم و در برش چینه شناسی کمرکوه با برش چینه شناسی نرداقی شباهت دارد و به سمت قاعده افزایش شدید نشان می دهد (کسایی نجفی، ۱۳۷۲). همان طور که در نمودار شکل های ۳ و ۴ مشخص است این عنصر دارای کمترین مقدار در عضوهای



شکل ۳: تغییرات غلظت عناصر و تنوع روزن‌داران کفزی و شناور بر اساس تعداد تنوع گونه‌ها در عضوهای a تا d برش دو برادر



شکل ۴: تغییرات غلظت عناصر و تنوع روزن‌داران کف‌زی و شناور بر اساس تعداد تنوع گونه‌ها در عضوهای e تا g برش دوبرادر

a، c-1، e و f و بیشترین مقدار در عضوهای b، c-2 و c-4 است. بررسی تغییرات عنصر Fe در برش دو برادر با تغییرات ذکر شده در برش‌های مورد مطالعه توسط کسای نجفی (۱۳۷۲) هماهنگی داشته و در دو برادر نیز مقدارش در سمت قاعده برش دارای افزایش است. مقایسه تغییرات عناصر با تغییرات تنوع روزن‌داران از قاعده برش دو برادر به رأس نشان می‌دهد که مقدار این عنصر در عضو a در ابتدا کم و سپس روند افزایشی نشان می‌دهد که با تغییرات تنوع روزن‌داران هماهنگی دارد. Fe تا قاعده عضو c-1 روند افزایش خود را ادامه می‌دهد که با نوسانات کاهشی - افزایشی تنوع روزن‌داران هماهنگی ندارد. عدم هماهنگی تغییرات عنصر Fe در ادامه عضوهای c-1، c-2، c-3، e و g نیز ادامه یافته و کاهش آن برابر با افزایش تنوع و افزایش آن با کاهش تنوع روزن‌داران همراه است. در عضو c-4 مقدار Fe روند افزایشی دارد که تنها در قاعده این عضو با تنوع افزایش روزن‌داران همخوانی دارد. در عضو f هماهنگی و همبستگی نسبی بین مقدار این عنصر با تنوع روزن‌داران دیده می‌شود.

Mn و Zn: مقدار Mn در عضو a بیشترین و در عضو f کمترین است (شکل ۳ و ۴). رفتار انتشاری عنصر Zn و Mn می‌تواند آن‌ها را به ردیاب‌هایی مهم در بررسی فرآیندهای دیاژنتیکی سنگ‌های آهکی تبدیل نماید (Pingitore, 1978). مقدار عنصر Mn در کربنات‌ها با افزایش تأثیر دیاژنز متئوریکی زیاد می‌شود و تمرکز Mn در کلسیت با افزایش میزان سرعت رسوب‌گذاری کاهش می‌یابد (Pingitore et al., 1988). به علاوه در شرایط اکسیدان در محیط‌های بالای حد جذر و مدی Mn قادر به وارد شدن در شبکه کربنات کلسیم نبوده و در نتیجه مقدار آن پایین می‌آید. در حالی که در شرایط احیا ممکن است مقدار آن به ۱۰۰ درصد هم برسد.

مطالعه روی مرجان‌های زمان پلیستوسن منطقه باربادوس مشخص کرده است افزایش مقدار Mn و Mg حاصل تغییر شکل آراگونیت به کلسیت است که در این فرآیند مقدار Sr کاهش یافته و مقدار Zn تقریباً به شکل اولیه خود باقی می‌ماند. بررسی تغییرات این عناصر می‌تواند برای بررسی تغییرات تبلور دوباره کلسیت و ایجاد سیمان کلسیتی در طی تکامل سنگ آهک‌ها نیز به کار رود. در این حالت احتمالاً کلسیت‌های بعدی باید فاقد Sr و Mg و غنی از Zn و Mn باشند. همچنین بهتر است مطالعات تغییرات عناصر Mg و Sr همراه با عناصر Zn و Mn انجام شود چرا که این عناصر دوظرفیتی هستند و می‌توانند به آسانی در شبکه بلوری کلسیت جانشین شوند (Pingitore, 1978). Winefield et al. (1996) افزایش نسبتاً زیاد میزان عنصر Mn در محیط دریایی باز را به فراوانی اسکلت‌هایی با ترکیبات کلسیت پر منیزیم نظیر قطعات کرینئیدی و نیز شرایط احیایی موجود در این محیط نسبت داده‌اند. Abbas Ali (2012) با مطالعه تغییرات عنصر Mn در رخساره سنگ‌های کربناته کم عمق میوسن پیشین عراق نشان داد که مقدار Mn در آب‌های کم عمق پایین است و حضور آن نشان دهنده فاز اصلی کربنات‌ها به ویژه آراگونیت می‌باشد و این عنصر تمایل به تمرکز در رسوبات مناطق عمیق دارد. این عنصر به علت شکل اتمی خود تمایل به جانشینی در ساختمان رمبوهدرال کلسیت دارد و فرآیند دیاژنز به ویژه دولومیتی شدن تغییر جدی در محتوای اصلی Mn نمی‌نماید. همچنین نسبت بالای Mn در بعضی از سطوح چینه شناسی می‌تواند مرتبط با دوره‌های هوازدگی شدید باشد (Abbas Ali, 2012). کسای نجفی (۱۳۷۲) در مطالعه سازند قم ذکر می‌کند که مقدار Mn از سمت حاشیه حوضه به طرف رخساره ریفی کاهش می‌یابد و سپس از هسته ریف به طرف لاگون مجدداً افزایش نشان می‌دهد. وی به تغییرات Mn در مقطع خورآباد نیز اشاره و بیان

نموده که از رأس ستون چینه شناسی به سمت بخش میانی کاهش و دوباره به طرف قاعده افزایش می‌یابد. این وضعیت در نهشته‌های سازند قم در برش دوبرادر نیز مشهود است و مقدار Mn در سنگ آهک‌های ریفی عضو f دارای حداقل مقدار بوده و به سمت قاعده برش مقدار آن افزایش نشان می‌دهد و در عضو a دارای حداکثر مقدار است. کسای نجفی (۱۳۷۲) نتیجه‌گیری کرد که افزایش نسبی Mn به علت رسوب رس، آتش‌فشان‌های زیردریایی یا قرار گرفتن در شرایط سخت جوی است و با توجه به تأثیر فعالیت آتش‌فشانی در مقاطع مورد مطالعه می‌تواند بر روی انتشار Mn تأثیر داشته باشد.

با توجه به نمودار شکل‌های ۳ و ۴، منحنی عنصر Mn دارای بیشترین افزایش در عضوهای a (مرز a با b)، c-1 (مرز b با c-1)، c-2 و c-3 می‌باشد. این منحنی کمترین مقدار را در عضو f نشان می‌دهد. مقدار این عنصر در این عضو از سازند قم شبیه به عناصر Na و Zn بوده و با تغییرات این عنصر در منطقه خورآباد در مطالعه کسای نجفی (۱۳۷۲) شباهت و هماهنگی نشان می‌دهد. مقایسه مقادیر این عنصر با تغییرات تنوع روزن‌داران نشان می‌دهد که مقادیر Mn دارای ناهماهنگی نسبی با تنوع روزن‌داران تمام عضوها می‌باشد، به این ترتیب که افزایش و کاهش مقدار آن با افزایش و کاهش تنوع روزن‌داران روند معکوس داشته و فاقد همخوانی قابل توجه است. عنصر Zn در عضو f کمترین و در عضو b بیشترین مقدار را دارد. روند تغییرات عنصر Zn در برش دوبرادر در شکل‌های ۳ و ۴ نشان داده شده است. روند تغییرات عنصر Zn دارای همبستگی مثبت با عنصر Na بوده و شباهت قابل توجهی با آن دارد. همچنین مقایسه نمودار تغییرات فونای روزن‌داران کفزی و شناور رابطه معنادار مشخصی را با عنصر Zn نشان نمی‌دهد و تنها می‌توان به رابطه معکوس کاهش عنصر Zn در میانه عضو c-1 و افزایش فرم‌های روزن‌داران کفزی

هیالین، پورسلانوز و آگلوتینه اشاره نمود. Na: این عنصر در عضو c-1 کم‌ترین و در عضو b بیشترین مقدار است (شکل ۳). این عنصر دارای ضریب توزیع کمتر از ۱ می‌باشد و میزان آن در رسوبات کربناته به درجه شوری، کانی‌شناسی و عمق آب بستگی داشته و در آب‌های متئوریکی تمرکز پایینی دارد. به همین علت در سنگ‌هایی که تحت تأثیر دیاژنز قرار می‌گیرند مقدار پایینی دارد (آدابی، ۱۳۸۳). انواع مختلف رخساره‌های مربوط به کربنات‌های حاشیه‌ای و ریفی را می‌توان از میزان Na موجود در کربنات‌ها تشخیص داد. منبع تأمین این عنصر کلرید Na حاصل از شورابه‌های دولومیتی در طی رشد بلورهای دولومیت می‌باشد و مقدار این Na در شبکه بلوری دولومیت‌ها وابسته به شوری محیط‌های تشکیل‌دهنده دولومیت است. معمولاً مقدار Na در بلورهای دولومیتی ریزبلور مربوط به مناطق سوپراتایدال از دولومیت‌های مراحل آخر درشت بلور دیاژنزی و یا دولومیت‌های هیدروترمال بیشتر است (Fritz & Katz, 1972). امرایی (۱۳۸۴) با مطالعه کربنات‌های سازند قم عنوان نموده افزایش میزان Na به دلیل تأثیر آب‌های جوی بر روی بخش‌های تبخیری سازند قرمز بالایی و حمل یون‌های Na به قسمت‌های پایین‌تر می‌باشد. او کاهش میزان Na نسبت به عناصر Mn و Fe را ناشی از تأثیر آب‌های شیرین بر کربنات‌های این سازند تعیین کرد. مقدار این عنصر در رخساره‌های کربناته ریفی سازند قم نسبت به رخساره لاگون کاهش نشان می‌دهد. شکل‌های ۳ و ۴ تغییرات این عنصر را نشان داده و بیانگر آن است که کمترین مقدار این عنصر در عضوهای a، f و c-1 و بیشترین مقدار آن در مرز عضو b با c-2 و انتهای عضو g می‌باشد. مقایسه تغییرات عنصر Na با تغییرات تنوع روزن‌داران نشان می‌دهد که در عضو a مقادیر Na روند کاهشی - افزایشی داشته و تغییرات آن با تنوع روزن‌داران رابطه تقریباً عکس نشان می‌دهد.

میزان بالای Na می‌تواند به بالا بودن شوری محیط دیرینه نسبت داده شود و در برش دو برادر در عضو c-2 می‌تواند ناشی از برقراری شرایط قاره‌ای و کم عمق شدن حوضه قم در نظر گرفته شود. افزایش این مقدار در عضو g نیز می‌تواند به نفوذ یون‌های Na از واحدهای بالایی تحت تأثیر آب‌های جوی نسبت داده شود. همچنین قابل ذکر است نتیجه تغییرات عنصر Na در این برش با مطالعات کسایی نجفی (۱۳۷۲) در برش‌های نرداقی و خورآباد، هماهنگی دارد.

Sr: در عضو c-3 کمترین و در عضو c-4 بیشترین مقدار است. بررسی داده‌های مربوط به ضریب انتشار یون Sr در کانی‌های آراگونیت و کلسیت در درجه حرارت‌های پایین ما را قادر به تعیین میزان تمرکز Sr در کانی‌ها و سنگ‌های کربناته به صورت نسبت Sr به Ca آب‌هایی می‌نماید که این کانی‌ها از آن تشکیل شده‌اند (Kinsman, 1969). ضریب انتشار Sr در آراگونیت‌ها تابعی از درجه حرارت است (Morse & Mackenzie, 1990; Kinsman, 1969) و میزان آن به شوری و فعالیت‌های زیستی نیز وابسته است (Flugle, 2004). مقدار Sr ارتباط مستقیمی نیز با ترکیب کانی‌شناسی کربنات‌ها دارد به طوری که مقدار آن با افزایش آراگونیت افزایش و با افزایش کلسیت کاهش می‌یابد (Rao & Adabi, 1992). همچنین فراوانی آن در محیط لاگون، بخش میانی و در جلوی ریف متفاوت است (Flugle, 2004). مطالعه Viezer & Demovic (1974) در ارتباط با میزان انتشار Sr در سنگ‌های کربناته مزوزوئیک و بررسی بیش از ۱۲۰۰ نمونه نشان داد که توزیع عنصر Sr وابسته و تحت کنترل رخساره می‌باشد، به طوری که تمرکز مقادیر بالای آن مربوط به محیط هایپر سالین، سنگ‌های تیره و سنگ‌های بخش‌های عمیق حوضه است در حالی که مقدار کم آن در ارتباط با محیط‌های لیتورال، نریتیک و

آهک‌های آلی^۳ مناطق باتیال کم عمق می‌باشد. کسایی نجفی (۱۳۷۲) در مطالعه میزان Sr رسوبات دریایی کم عمق سنگ آهک عضو f سازند قم، مقادیر بالای Sr را مربوط به نمونه‌های دارای کلسیت‌های اولیه و آراگونیت‌های با Sr بالا ذکر کرده در حالی که گروه‌های با Sr کم توسط کلسیت منیزیم‌دار (آراگونیت‌های با Sr کم) تشکیل می‌شوند. او بالا بودن میزان Sr را در ریزرخساره ریفی با محفوظ ماندن مقادیر بالایی از Sr به علت عدم دسترسی به آب‌های جوی کافی در برخی از نمونه‌ها مرتبط دانسته است. بررسی نمودار تغییرات Sr در شکل‌های ۳ و ۴ نشان می‌دهد که مقدار این عنصر دارای بیشترین حد در عضو e و قاعده عضو g و کمترین مقدار برای عضوهای a و c-2 است. نمودار روند تغییرات این عنصر در طول برش دو برادر از آهنگ مشخصی تبعیت نمی‌کند، اما می‌توان به این مورد اشاره کرد که نوسانات تغییرات این عنصر در طول برش زیاد بوده و نظم مشخصی را ندارد به طوری که بیشترین تغییرات مربوط به تغییر مثبت در میانه عضو c-1 و عضو e و قاعده عضو g می‌باشد. مقایسه نمودار تغییرات این عنصر با بقیه عناصر نشان می‌دهد این عنصر تاحدی همبستگی مثبت با عنصر Na در قاعده برش و در عضوهای a و b دارد. در ادامه می‌توان هماهنگی مثبت و نسبی بین کاهش مقادیر این عنصر در عضوهای c-4 و c-3 با عنصر Ca را مشاهده نمود. همچنین این عنصر همبستگی مثبتی نیز با افزایش مقادیر خود در مقایسه با افزایش مقدار Mn در عضو e نشان می‌دهد و تا انتهای برش شباهت و هماهنگی خاصی بین روند تغییرات این عنصر با بقیه عناصر دیده می‌شود. مقایسه با نمودار تغییرات روزن‌داران نشان دهنده هماهنگی نسبی بین روند افزایش و کاهش تنوع روزن‌داران کف‌زی با میزان Sr است به طوری که در

انتهای برش، متفاوت است.

بر این اساس در طول برش چینه‌شناسی دوبرادر از قاعده به رأس با توجه به تغییرات عناصر در مقایسه با تغییرات تنوع روزن‌داران، مشخص شد که در عضو a تنوع روزن‌داران به طور کلی کم بوده و با توجه به این که بین افزایش تنوع روزن‌داران و بالا بودن درجه حرارت رابطه مستقیمی وجود دارد (Phipps *et al.*, Schnitker, 1994؛ Murry, 1991؛ Nabavi, *et al.*, Yasuhara & Danovaro, 2014؛ 2010)، این امر اشاره به کم بودن نسبی دما در این بخش نسبت به سایر عضوهای سازند قم در برش دو برادر دارد. این درجه حرارت با مقدار قابل توجه عنصر Ca که افزایش آن نشان دهنده کاهش دمای محیط است، تأیید می‌شود. در عضو b تنوع روزن‌داران به ویژه شکل‌های کفزی دارای نوسانات شدید و قابل توجه است. این تغییرات نشان از نوسانات دمای هوا در این عضو داشته و به طور کلی تنوع زیاد روزن‌داران کفزی از افزایش نسبی دما حکایت دارد. در عضو c-1 تنوع روزن‌داران کفزی در ابتدا افزایش یافته و سپس کاهش را نشان می‌دهد که احتمالاً دلیلی بر گرم شدن دما در ابتدا سپس سرد شدن نسبی و یا کاهش درجه حرارت است. در عضو c-2 نیز روند کاهش تنوع روزن‌داران کفزی ادامه می‌یابد، اما میزان Mg بالا است که این نبود هماهنگی ناشی از نوع رخساره عضو c-2 و شرایط قاره‌ای آن و در نتیجه افت در مقدار و حفظ‌شدگی روزن‌داران کفزی است. در عضو c-3 تنوع روزن‌داران کفزی افزایش نشان می‌دهد که دلیلی بر افزایش دمای محیط و شرایط مناسب برای تنوع روزن‌داران است. با وجود این که انتظار می‌رود Mg افزایش یابد، اما Ca افزایش و Mg کاهش نشان می‌دهد که این وضعیت شاید ناشی از تغییر ثانویه مقادیر Mg و Ca در سنگ آهک‌های این عضو در طی دیازنز باشد. در عضو c-4 تنوع روزن‌داران کفزی در ابتدا روند افزایشی داشته، اما در

قاعده و عضو a با کاهش نسبی این عنصر در نمونه ۳۰ میزان تنوع فرم‌های کفزی نیز کاهش یافته و سپس با افزایش میزان Sr تنوع این فرم‌ها نیز اضافه و روند نمودار مثبت می‌گردد. بررسی و مقایسه این تغییرات در کنار مقایسه میزان تغییرات عنصر Ca به غیر از عضوهای a و b تاحدی از هماهنگی مثبت برخوردار است. در واقع با مقایسه منحنی تغییرات Ca، افزایش مقدار آن در قاعده برش و در عضو a و کاهش آن در عضو b همبستگی منفی با روند تغییرات تنوع روزن‌داران کفزی نشان می‌دهد، اما در عضو c-1 با افزایش مقدار Ca در میزان تنوع روزن‌داران نیز افزایش دیده می‌شود. این روند با میزان Sr نیز همبستگی مثبت دارد. در عضو c-2 و c-3 روند کاهش میزان Ca با Sr و روزن‌داران کفزی هماهنگی و انطباق داشته و می‌تواند بر نبود درجه حرارت مناسب برای رسوب یون‌های Ca و ایجاد اسکلت روزن‌داران نسبت داده شود. در عضو c-4، Ca با Sr و تنوع روزن‌داران کفزی همبستگی منفی نشان داده و روند تغییرات آن منفی می‌باشد، بدین معنی که مقدار این عنصر کاهش یافته، اما مقادیر Sr و روزن‌داران افزایش نشان می‌دهد. در عضو e این عنصر با دو متغیر دیگر هماهنگی نشان داده و همانند آن‌ها مقدار افزایش را نشان می‌دهد. با افزایش عمق محیط در عضو e به نظر می‌رسد شرایط مناسب برای رسوب یون‌های Ca در کربنات‌ها و تشکیل پوسته روزن‌داران فراهم باشد. افزایش بیشتر میزان Ca در عضو f نیز با روند افزایشی تنوع در روزن‌داران و افزایش مقدار Sr همراه است. روند تغییرات نسبتاً پایدار و آرام Ca در امتداد عضو g ادامه می‌یابد که در قاعده همانند Sr پس از یک افزایش اندک روند کاهشی داشته و دارای هماهنگی نسبی با عنصر Sr و تنوع روزن‌داران است، اما Ca در انتهای برش کاهش قابل توجه نشان داده و سپس در مرز سازند قرمز بالایی افزایش می‌یابد که اندکی با تغییرات عنصر Sr با روند کاهشی تا

است که افزایش نسبی دما را نشان می‌دهد، اما تنوع روزن‌داران در تبعیت از این افزایش دما نبوده و به واسطه شرایط محیطی کاسته می‌شود.

نتیجه‌گیری

در این تحقیق به منظور مطالعه دمای دیرینه و تغییرات آب و هوای گذشته، تغییرات غلظت عناصر نهشته‌های سازند قم در برش دو برادر بررسی شد. به این منظور تغییرات تنوع روزن‌داران در کنار تغییرات عناصر ویژه Ca و Mg بررسی و بر پایه نوسانات آن‌ها تغییرات درجه حرارت دیرینه حوضه قم تجزیه و تحلیل شد. بدین ترتیب تغییرات تنوع روزن‌داران در عضوهای a تا g سازند قم بررسی شدند. نتایج به دست آمده نشان داد که تنوع روزن‌داران با تغییرات عناصر Ca و Mg و نسبت این دو عنصر هماهنگی و انطباق دارد. در عضوهایی که هماهنگی وجود ندارد علت آن تأثیر و نقش عوامل ثانویه‌ای مانند دیاژنز بوده که موجب تغییر مقدار این عناصر و عدم هماهنگی شده‌اند. بررسی‌ها نشان می‌دهد تغییرات عناصر و تنوع روزن‌داران دارای نوسانات قابل ملاحظه‌ای در بخش قاعده‌ای برش (عضو a تا e) بوده و در بخش بالایی (عضو f و g) این نوسانات کم و به صورت جزئی و محدود بوده است. به عبارت دیگر نوسانات و تغییرات دمایی آب و هوا در زمان اکتانین و ابتدای بوردیگالین زیاد و در بخش میانی بوردیگالین و حداکثر تا ابتدای بوردیگالین پسین کم بوده و ثبات نسبی در دما و آب و هوا نشان می‌دهد.

مرز عضو d از تنوع آن کاسته می‌شود. این نوسانات با تغییرات مقدار Mg و Ca هماهنگ بوده و گرم شدن آب و هوا را تأیید می‌کند که در پی آن تبخیری‌های عضو d نهشته می‌شوند. در مرز با عضو d تنوع روزن‌داران روند کاهشی داشته، اما Mg روند افزایش و Ca روند کاهش را ادامه می‌دهد که به نظر می‌رسد کاهش تنوع روزن‌داران در مرز عضو d بیشتر از این که تابع دما باشد وابسته به تغییرات عمق محیط رسوبی و تغییر آن به محیط تبخیری است. در عضو e تنوع روزن‌داران کف‌زی و شناور روند افزایشی نشان می‌دهد که این افزایش نشان از درجه دمای بالای محیط است و با افزایش مقدار عنصر Mg هماهنگی داشته و افزایش دما را تأیید می‌کند.

در عضو f تنوع روزن‌داران کف‌زی نوسانات زیادی نشان می‌دهد و بیانگر تغییرات درجه حرارت محیط دیرینه در طول نهشتگی عضو f است که با نوسانات میزان Mg و نسبت Mg/Ca تنها در بخش انتهایی این عضو هماهنگی نشان می‌دهد. در عضو g تنوع روزن‌داران در قاعده افزایش اندک داشته و در ادامه مقدار آن تقریباً ثابت بوده و به نظر می‌رسد دمای محیط با یک افزایش اندک به یک ثبات نسبی رسیده است، اما با توجه به کم شدن تدریجی عمق محیط در انتهای برش چینه‌شناسی و پس‌روی دریا، به نظر می‌رسد تغییرات فونا تحت تأثیر تغییرات عمق و شرایط پس‌روی آب دریا قرار داشته است. با این وجود تغییرات میزان Mg و کاهش نسبت Mg/Ca نشانگر یک کاهش نسبی دما در انتهای سازند قم و در مرز با سازند قرمز بالایی

منابع

- آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳. ژئوشیمی رسوبی. نشر آراین زمین، ۴۴۷ ص.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۹. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- امامی، م. ه.، ۱۳۷۰. نقشه زمین‌شناسی قم، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
- امامی، م. ه.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی آران، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

امرای، ج.، ۱۳۸۴. دیاژنز و ژئوشیمی بخش‌های آهکی سازند قم (a, c-1, c-3 و f) در مقاطع نرداقی بخش a، دوجاه بخش a، دوبرادر بخش‌های c-1, c-3, f و کمرکوه بخش f. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی.

باغبانی، د.، الهیاری، م.، شاکری، ع.، ۱۳۷۵. بررسی حوضه رسوبی و توان هیدروکربوری، چینه شناسی، چرخه‌های رسوبی و گسل‌های فعال نواحی تکتونیکی - رسوبی و جغرافیای دیرینه قم. طرح و پروژه اکتشافی شرکت ملی نفت ایران.

درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰. زمین شناسی ایران. نشر دانش امروز (وابسته به مؤسسه امیرکبیر).

حیدری، ا.، محبوبی، ا.، موسوی حرمی، س.ر.، ۱۳۸۸. تفسیر تاریخچه دیاژنز سنگ‌های کربناته سازند چهل کمان (پالئوسن پسین) در غرب حوضه رسوبی کپه داغ. فصلنامه زمین شناسی ایران، ۳ (۱۲): ۱۳-۲۶.

رحیم‌زاده، ف.، ۱۳۷۳. زمین شناسی ایران: الیگوسن، میوسن و پلیوسن در ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

کسایی نجفی، م.، ۱۳۷۲. محیط رسوبی و دیاژنز آهک f سازند قم از طریق عناصر کمیاب. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

- Abaie, I., Ansari, H.J., Badakhshan, A., & Jaafari, A., 1964. History and development of the Alborz and Sarajeh fields of Central Iran. *Bulletin of Iranian Petroleum Institute*, 15: 561-574.
- Abbas Ali, R., 2012. Mn distribution in the carbonate fraction of shallow Marine lithofacies, lower Miocene, Wadi Fuhaimi and Anah twon (western Iraq). *Diyala Journal for Pure Science*, 8: 131-150.
- Adams, C.G., Gentry, A.W., & Whybrow, P.J., 1983. Dating the terminal Tethyan event. *Utrecht Micropaleontol Bulletin*, 30: 273-298.
- Bozorgnia, F., 1966. Qum Formation stratigraphy of the Central Basin of Iran and its intercontinental position. *Bulletin of Iranian Petroleum Institute*, 24: 69-75.
- Daneshian, J., & Ramezani Dana, L., 2007. Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of Qom Formation, Deh Namak, Central Iran. *Journal of Earth Sciences*, 29: 844-858.
- Daneshian, J., Ramezani Dana, L., & Sadler, P., 2017. A composite foraminiferal biostratigraphic sequence for the Lower Miocene deposits in the type area of the Qom Formation, central Iran, developed by constrained optimization (CONOP). *Journal of African Earth Sciences*, 125: 214-229
- Dozy, J.J., 1944. Comments on geological report No.1, by thiebaud (on Qum - Saveh area). *Geological report*, 308 p.
- Faridman, M.G., 1969. Trace elements as possible environmental indicator in carbonate sediments. *Society of Economic paleontologists & mineralogist*, 14: 193-198.
- Fantle, M.S., & Higgins, J., 2014. The effects of diagenesis and dolomitization on Ca and Mg isotopes in marine plat form Carbonates: Implications for the geochemical cycles of Ca and Mg. *Geochimica ET Geochimica Acta*, 142: 458-481.
- Flugle, E., 2004. Microfacies of carbonate rocks, analysis interpretation and application. *Springer*, 976 p.
- Fritz, P., & Katz, A., 1972. The sodium distribution of dolomit crystals. *Chemical Geology*, 10: 237-244.
- Furrer, M.A., & Soder, P.A., 1955. The Oligo-Miocene marine Formation in the Qom region (Central Iran). *Process 4th World Petroleum Congress, Rom. sect. I/A/5*, 267-277.
- Gansser, A., 1955. New aspects of the geology in Central Iran. *Process 4th World Petroleum Congress, Rom. sect. I/A/5*, 279-300.
- Graf, L., 1960. Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary rock part 2&3, minor Element Distribution. *1 Illinois state Geological survey circular*, 298 p.
- Jenkins, H.C., Jones, Ch.E., Grocke, D.R., Hesselbo, S.P., & Parkinson, D.N., 2002. Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. *Journal of the Geological Society*, 159: 351-378.
- Hadavi, F., Notghi, M., & Mousazadeh, H., 2010. Burdigalian - Serravalian calcareous nannoplanktons from Qom Formation, North Center Iran. *Arabian Journal of Geoscience*, 3: 133-139.
- Kinsman, J.J., 1969. Interpretation of strontium concentration in carbonate minerals & rocks. *Journal of sedimentary petrology*, 39: 486-508.

- Mohammadi, E.A., Safari, H., Vaziri-Moghaddam, M.R., Vaziri, M., & Ghaedi, M., 2011. Microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Qom Formation, South of the Kashan, Central Iran. *Carbonates Evaporates*, 26: 255-271.
- Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, M., Ghaedi, M., Dehghan, R., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Baizidi, C., Vaziri, M., & Sfidari, E., 2013. The Tethyan Seaway Iranian Plate Oligo-Miocene deposits (the Qom Formation): distribution of Rupelian (Early Oligocene) and evaporate deposits as evidences for timing and trending of opening and closure of the Tethyan Seaway. *Carbonates Evaporites*, 28: 321-345.
- Mohammadi, E., Vaziri, M., & Dastanpour, M., 2015. Biostratigraphy of the nummulitids and lepidocyclinids bearing Qom Formation based on larger benthic foraminifera (Sanandaj-Sirjan fore-arc basin and Central Iran back-arc basin, Iran). *Arabian Journal of Geosciences*, 8: 403-423.
- Morse, J.W., & Mackenzie, F.T., 1990. *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*: New York. Elsevier, 707 p.
- Okhravi, R., 1999. Trace elements study on the mixed Carbonate - pyroclastic sediments (Lower Miocene, Central Basin, Iran). *Journal of science*, 10: 706.
- Nabavi, S.M.B., Moosapanah, S.G.H.R., Rajab Zadeh, E., & Ghayyem, M., 2014. Distribution, Diversity and Abundance of Benthic Foraminifera of the Northwestern Persian Gulf. *Journal of the Persian Gulf (Marine Science)*, 5: 15-26.
- Phipps, M.D., Kaminski, M., & Aksu, A., 2010. Calcareous benthic foraminiferal biofacies along a depth transect on the southwestern Marmara shelf (Turkey). *Micropaleontology*, 56: 377-392.
- Pingitore, N.E., 1978. The behavior of Zn and Mn during carbonate diagenesis: Theory and application. *Journal of Sedimentology and Petrology*, 48: 799-814.
- Pingitore, N.E., Eastman, M.P., Sandidge, M., Oden, K., & Freiha, B., 1988. The coprecipitation of manganese (II) with calcite: an experimental study. *Marine Chemistry*, 25: 107-120.
- Powell, M.G., Bernd, R.S., & Dorrit, E.J., 2009. Tropical marine during the Late Paleozoic ice age using trace element analyses of brachiopods. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 280: 143-149.
- Rao, C.P., 1996. Modern Carbonates, tropical, temperate, polar: introduction to sedimentology and geochemistry. *Arts of Tasmania*, 206 p.
- Rao, C.P., & Adabi, M.H., 1992. Carbonate minerals, major and minor element and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia. *Marine Geology*, 103: 249-272.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry, P., Wielandt-Schuster, U., & Hamedani, A., 2009. The Oligo - Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan seaway and closure of its Iranian gateways. *Journal of Earth Science*, 98: 627-650.
- Rodrigues, R., 2005. Applied Stratigraphy. *Topics in Geobiology*, 23: 165-178.
- Rogl, F., & Steininger, F.F., 1984. Neogene Paratethys, Mediterranean and Indo-Pacific Sea way. In: Brenchley, P., (ed.), *Fossils and climate*. Wiley, Chister, 171-200.
- Rosenthal, Y., Lear, C.H., Oppo, D., Braddock, W., & Linsley, B.K., 2006. Temperature and carbonate ion effects on Mg/Ca and Sr/Ca ratios in benthic foraminifera: Aragonitic species *Hoeglundina elegans*. *Paleocenography*, 21: 1-14.
- Schuster, F., & Wielandt, U., 1999. Oligocene and Early Miocene coral faunas from Iran: palaeoecology and palaeobiogeography. *International Journal of Earth Sciences*, 88: 571-581.
- Seddighi, M., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Ghabeishavi, A., 2012. Depositional environment and constraining factors on the facies architecture of the Qom Formation, Central Basin, Iran. *Historical Biology*, 24: 91-100.
- Stocklin, J., & Setudehnia, A., 1971. Stratigraphic Lexicon of Iran. *Geological Survey of Iran, Report*, No.18.
- Swart, P.K., 1981. The strontium, magnesium and sodium composition of recent scleractinian coral skeletons as standards for palaeoenvironmental analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 34: 115-136.

- Tripati, A.K., Delaney, M.L., ZachosAnderson, J.C., Kelly, L.D., & Elderfield, H., 2003. Tropical sea-surface temperature reconstruction for the early Paleogene using Mg/Ca ratios of planktonic foraminifera. *Paleoceanography*, 18: 25-40.
- Viezer, J., & Demovic, R., 1974. Strontim as a tool in facies analysis. *Journal Of sedimentary petrology*, 44: 93-115.
- Winefield, P.R., Nelsion, C.S., & Hodder, P.W., 1996. Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry: a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones. *Carbonates and Evaporites*, 11: 19-31
- Zhao, M.Y., & Zheng, Y.F., 2014. Marine Carbonatr records of terregenous input into Paleotethyan seawater: Geochemical Constraints from Carboniferous limestones. *Geochimica ET Cosmochimica Acta*, 141: 508-531.
- Yasuhara, M., & Danovaro, R., 2014. Temperature impacts on deep-sea biodiversity. *Biological Reviews*, 91 (2): 275-287.

پetroگرافی و ژئوشیمی رسوبات آواری قرمز میوسن در شمال غرب کرج، منطقه طالقان

خلیل رضایی^۱، شهرام فروغی شادباد^{۲*}

۱- استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران، تهران، ایران

۲- کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران، تهران، ایران

*پست الکترونیک: Shahramforooghi.s@gmail.com

تاریخ پذیرش: ۹۶/۳/۲۲

تاریخ دریافت: ۹۵/۲/۵

چکیده

در مناطق مختلف کشور به غیر از پهنه ایران مرکزی، مطالعات بسیار کمی بر روی رسوبات آواری میوسن انجام گرفته است. در مطالعه پیش رو با استفاده از روش‌های آنالیز رخساره‌ای، پتروگرافی، دانه‌شماری و ژئوشیمیایی به مطالعه این رسوبات در البرز مرکزی پرداخته شده است. این توالی به طور عمده از رسوبات مارن و ماسه سنگ تشکیل شده و به طور محلی دارای میان لایه‌های کنگلومرا با قطعاتی در حد پیل است. رخنمون و برش مورد مورد مطالعه از توالی رسوبات دانه ریز (مارن)، ماسه سنگ‌ها (فلدسپاتیک لیت آرنایت و لیت آرنایت از نوع ولکانیک آرنایت) و کنگلومرا (ارتو کنگلومرا و پارا کنگلومرا) پلی میکتیک) به ضخامت ۱۲۷/۲ متر تشکیل شده است. لایه‌های سنگی این سازند از دو رخساره گراولی Gmm و Gcm و سه رخساره ماسه‌ای St، Sh و Sm تشکیل شده‌اند. خرده سنگ‌های آذرین بیرونی با جورشدگی ضعیف تا متوسط و گردشدگی متوسط تا خوب، اجزای اصلی تشکیل دهنده این رسوبات هستند که با سیمان غالب هماتی به هم جوش خورده‌اند. بر اساس نتایج به دست آمده، این رسوبات دارای سنگ منشأ آذرین فلسیک مشابه پوسته قاره‌ای بالایی می‌باشند که در اقلیم خشک تا نیمه خشک تحت هوازدهی ضعیف قرار گرفته‌اند. رسوبات حاصل مسافت نسبتاً کمی را طی کرده و با درجه پایین بلوغ و هوازدهی کم شیمیایی در محیط فعال تکتونیکی و در چرخه اول رسوب گذاری نهشته شده‌اند. این رسوب گذاری در محیط نزدیک به منشأ و در کانال رودخانه‌های بریده بریده و دشت سیلابی مربوط به مخروط افکنه با تفکیک هیدرولیکی ضعیف و در جایگاه زمین ساختی کمان قوسی اقیانوسی اتفاق افتاده است.

واژه‌های کلیدی: پتروگرافی؛ ژئوشیمی؛ رسوبات آواری؛ میوسن؛ طالقان.

مقدمه

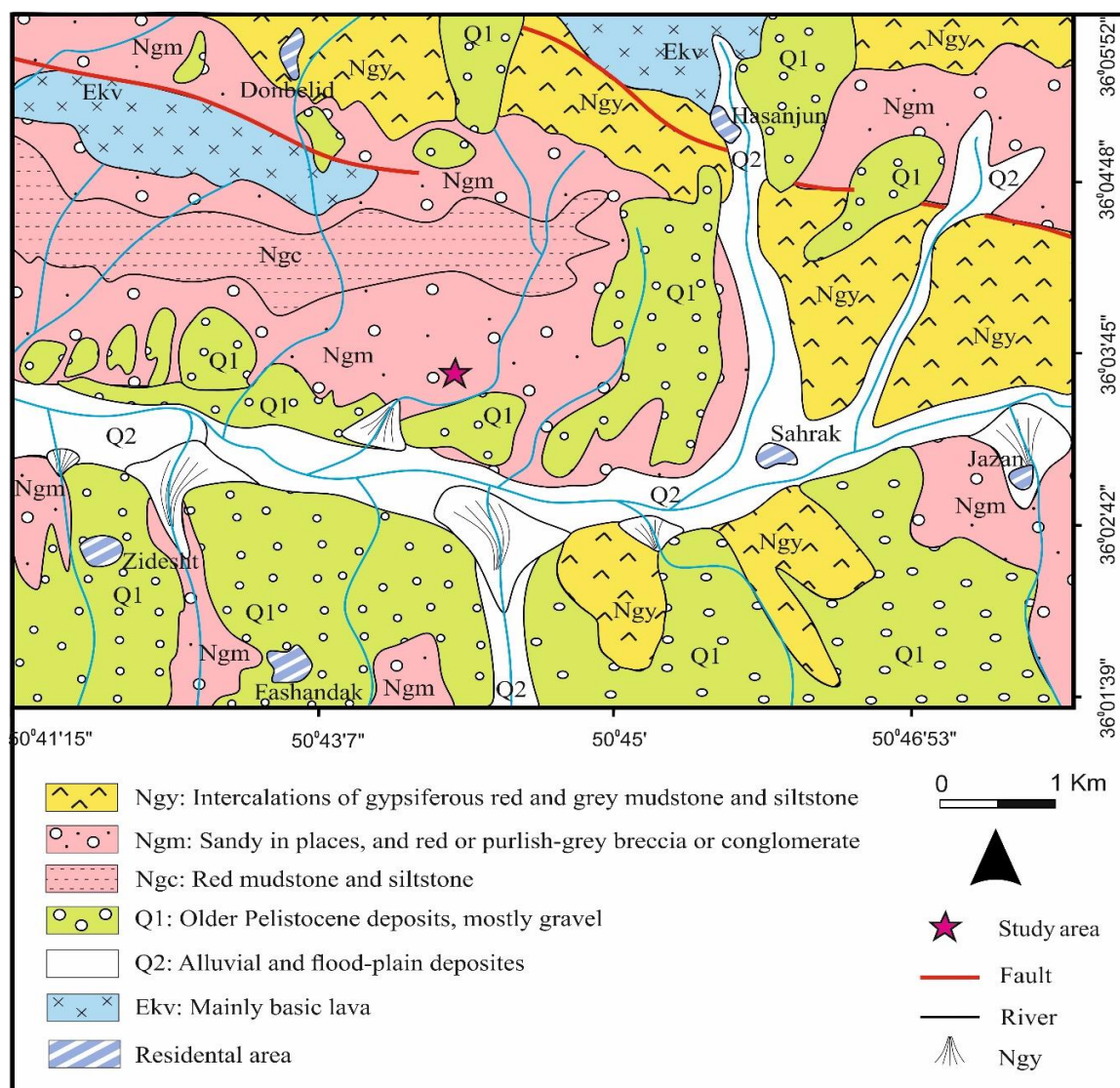
مطالعات ژئوشیمی نیز برای ارزیابی منشأ، برخاستگاه تکتونیکی، اقلیم دیرینه و شدت هوازدهی مفید می‌باشند (McLennan et al., Taylor & McLennan, 1985). رخنمون مورد مطالعه معادل سازند قرمز بالایی می‌باشد و با توجه به این که تاکنون برش الگویی برای این سازند تعریف نشده (عباسی و امینی، ۱۳۸۵)، لزوم مطالعه هر چه بیشتر آن غیرقابل انکار است. توصیف سنگ شناسی

ترکیب ژئوشیمیایی رسوبات و سنگ‌های رسوبی تابعی از عواملی مانند ترکیب سنگ منشأ، شدت هوازدهی، اقلیم و شرایط اکسایش، چرخه (چرخه‌های) رسوبی و برخاستگاه تکتونیکی است (Cullers & Podkovyrov, 2000؛ Diskin et al., 2011؛ Lahtinen, 2000). لذا برای مطالعه سنگ‌های رسوبی علاوه بر مطالعات میکروسکوپی و سنگ‌نگاری برای تعیین رخساره، محیط و مدل رسوبی،

روش مطالعه

برش مورد مطالعه (۱۲۷/۲ متر) پس از انجام بازدیدهای صحرایی به عنوان بهترین و کامل ترین رخنمون رسوبات قرمز میوسن در ناحیه مورد مطالعه انتخاب گردید و مسیر نمونه برداری به کمک نرم افزار Google Earth و دستگاه GPS بر روی نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ رقومی شکران مشخص گردید. همچنین رخساره های رسوبی شناسایی شده در صحرا به روش تقسیم بندی Miall (2006) نام گذاری شدند. در این پیمایش، تعداد ۵۲ نمونه مناسب برداشت گردید و نمونه برداری فقط از لایه های سنگی (ماسه سنگ ها و کنگلومراها) انجام شد. تعداد ۵۲ مقطع نازک تهیه شده و طی مطالعات آزمایشگاهی توسط میکروسکپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفتند. تعداد ۲۴ نمونه مقطع نازک میکروسکوپی مناسب ماسه سنگی جهت دانه شماری و انجام تحلیل های مودال انتخاب گردید و دانه شماری به روش گزی - دیکینسون (Ingersoll et al., 1984) با شمارش ۳۵۰ تا ۴۰۰ نقطه در هر مقطع انجام گرفت. در نهایت براساس مطالعات صحرایی، کانی شناسی، داده های حاصل از دانه شماری و نیز داده های ژئوشیمیایی نمونه های متوسط دانه طبق طبقه بندی Folk (1974) و نمونه های درشت دانه طبق طبقه بندی Boggs (2006) و Miall (2006) نام گذاری شدند. به منظور استفاده از روش های ژئوشیمیایی از روش های تجزیه ای معمول فلورسانس اشعه ایکس (XRF) برای تعیین اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی استفاده شد. بدین منظور تعداد ۱۵ نمونه ماسه سنگ مناسب (دانه ریزتر) برای این آنالیزها انتخاب شدند. آماده سازی نمونه ها شامل گذر حدود ۲۰ گرم از هر نمونه از غربال با مش ۲۰۰ و انجام آنالیز XRF در شرکت کانساران بینالود توسط دستگاه فیلیپس ۱۴۸۰ انجام گردید.

مجموعه رسوبات آواری میوسن، نخستین بار در پهنه ایران مرکزی توسط Soder (1951) با عنوان گروه قرمز بالایی انجام گرفت. عنوان سازند قرمز بالایی نیز نخستین بار توسط Gansser (1955) به دلیل موقعیت این سازند بر روی سازند قم پیشنهاد شد و در چهارمین کنگره جهانی نفت پذیرفته شد. همچنین در مطالعات دیگری از این سازند با عناوین سری ژپس دار (Loftus, 1855)، لایه های قرمز قاعده ای نئوژن (Stahl, 1911) و سری های قرمز میوسن (Dozy, 1955) نام برده شده است. رخنمون مورد مطالعه در منطقه طالقان (شکل ۱)، شامل رسوبات آواری قرمز میوسن بوده و معادل سازند قرمز بالایی در دامنه های جنوبی البرز مرکزی می باشد که Glaus (1964) و Assereto (1966) این نهشته های قرمز رنگ را سازند قرمز نام نهاده اند، زیرا از نظر ویژگی های سنگ شناختی و محیط رسوبی بسیار مشابه سازند قرمز بالایی در ایران مرکزی می باشند. این منطقه در ۴۱ کیلومتری شمال غرب شهر کرج و ۵ کیلومتری غرب شهرک طالقان قرار دارد. کوه های طالقان بخشی از دامنه جنوبی سلسله کوه های البرز بوده و براساس مطالعات انجام شده و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شکران (Annells et al., 1977)، بر پهنه البرز مرکزی مرتفع منطبق است. پهنه رسوبی - ساختاری البرز شامل بلندی های شمال صفحه ایران است (آقانباتی، ۱۳۸۵) و وجود سازندهای معادل یکدیگر در محل تلاقی دو پهنه البرز و ایران مرکزی (Glaus, 1964؛ Assereto, 1966)، تأیید کننده ارتباط زمین شناسی این دو می باشد. رخنمون مورد مطالعه در این پژوهش نیز معادل سازند قرمز بالایی ایران مرکزی در دامنه جنوبی البرز مرکزی است. این رخنمون شامل توالی رسوبات مارن، ماسه سنگ و کنگلومرا می باشد و در پژوهش پیش رو به بررسی رسوبات سنگی آن پرداخته شده است.



شکل ۱: نقشه زمین شناسی منطقه طالقان و نمایش رخنمون مورد مطالعه (برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شکران، ۱۹۷۷; Annells et al., 1977)

سنگ آهک، گل سنگ‌های حاوی کانی‌های تبخیری و میان لایه‌هایی از ژیس و مارن است که رخنمون وسیعی در ایران مرکزی و بخش‌هایی از دامنه جنوبی البرز دارند (Amini, 1997). رسوبات آواری معادل این سازند در رخنمون مورد مطالعه از توالی گل سنگ اغلب سست و توده‌ای (۸۹/۵ متر)، ماسه سنگ (۲۶/۷ متر) و کنگلومرا (۱۱ متر) تشکیل شده است (شکل ۲). رسوبات این توالی با ضخامت واقعی ۱۲۷/۲ متر، با شیب و امتداد N75W, 30SW بر روی هم قرار گرفته‌اند. مرزهای بالا و پایین این توالی رسوبی پوشیده شده و قابل بررسی نیست،

دقت اندازه‌گیری برای اکسیدهای عناصر Na_2O , SiO_2 , MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , K_2O برابر با ۰/۰۱، برای اکسیدهای عناصر TiO_2 و P_2O_5 , MnO برابر با ۰/۰۰۱ و برای عناصر جزئی برابر با ۱ mg/kg می‌باشد.

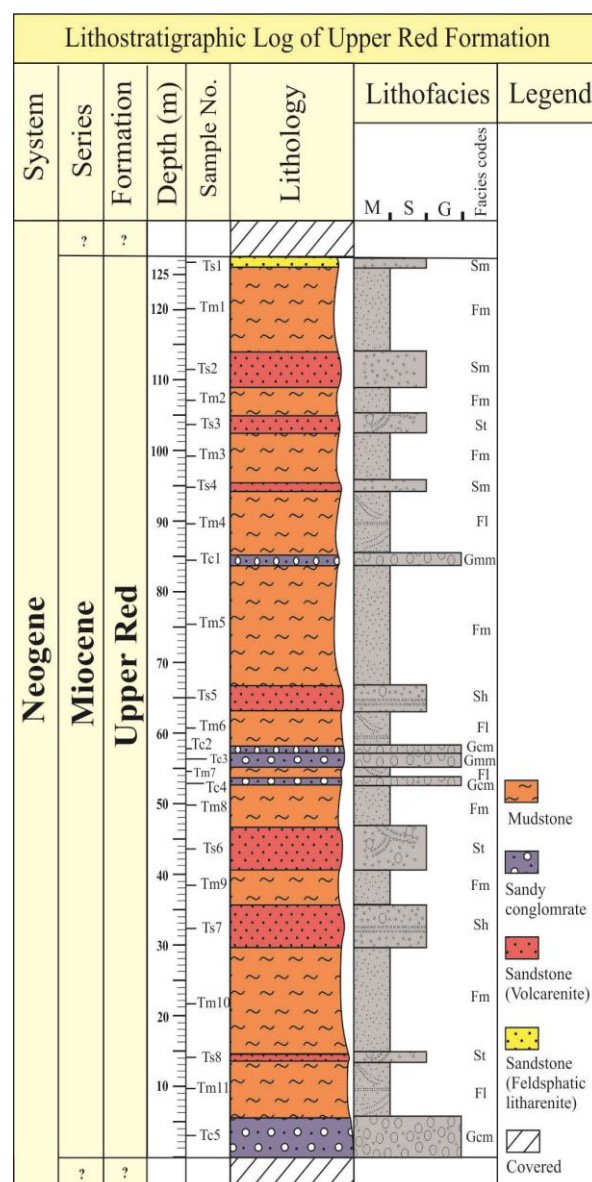
پتروگرافی و سنگ چینه نگاری

در مطالعات گذشته بر روی سازند قرمز بالایی، مشخص شده است که این سازند متشکل از ماسه سنگ‌هایی با بلوغ بافتی و کانی شناسی ضعیف، کنگلومراهای عدسی شکل با فراوانی قطعات سنگ‌های آذرین آتشفشانی،

۸۳٪ آن کوارتز تک بلورین و ۱۷٪ کوارتز چند بلورین است. فلدسپات‌های موجود در این ماسه سنگ‌ها به‌طور غالب از نوع آلپیت و آنورتیت و به‌طور محدود ارتوز است که هوازگی نسبتاً کمی را متحمل شده‌اند و فراوانی کلی آن‌ها ۱۷/۲۵٪ می‌باشد. خرده‌های سنگی در مجموع ۶۲/۲۵٪ فراوانی دارند و بیشترین درصد فراوانی آن‌ها متعلق به خرده‌های سنگی آذرین (۵۵/۲۵٪) است. خرده‌سنگ‌های رسوبی (کربناته) حدود ۷٪ هستند و خرده‌سنگ دگرگونی در مقاطع مشاهده نشده است. همچنین کانی‌های سنگین اوپاک با متوسط فراوانی ۶٪ و کانی‌های فرعی بیوتیت، مسکوویت و آمفیبول کم‌تر از ۵٪ در مقاطع مورد مطالعه مشاهده شدند.

به‌طور کلی می‌توان گفت اسکلت اصلی این ماسه سنگ‌ها از خرده سنگ‌های آذرین تشکیل شده است که با سیمان هماتی و کربناته به هم متصل شده‌اند. لذا رنگ غالب قرمز این رسوبات می‌تواند به دلیل سیمان اکسید آهن آن‌ها باشد. طبق نتایج حاصل از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی نظیر پتروگرافی و دانه شماری (جدول ۱)، رسوبات سنگی این توالی براساس تقسیم‌بندی Folk (1980) به دو دسته اصلی ماسه سنگی و کنگلومرایی تقسیم می‌شوند. همچنین بر اساس نمودار پیشنهادی Folk (1980) رسوبات دانه درشت در گروه کنگلومرای ماسه‌ای و رسوبات دانه متوسط در گروه ماسه سنگ و ماسه سنگ گراولی قرار می‌گیرند (شکل ۳). این ماسه سنگ‌ها از نوع لیت‌آرنایت و یک مورد فلدسپاتیک لیت‌آرنایت بوده و در گروه ولکانیک آرنایت‌ها طبقه‌بندی می‌شوند (Folk, 1980) (شکل ۴). همچنین در طبقه‌بندی دیگر (Bogg, 2006) رسوبات کنگلومرایی نیز در گروه کنگلومرای دیامیکتیک (کنگلومرای متشکل از قطعات آذرین ریولیت - داسیت - آندزیت) قرار می‌گیرند (شکل ۵).

اما بر مبنای مطالعات گذشته (Stoklin & Eftekhari, 1969؛ Nezhad, 1997؛ Amini, 1997) و بنا به شواهد موجود (رنگ قرمز رسوبات، نبود فسیل و کمبود تبخیری‌ها) می‌توان توالی رخنمون یافته را معادل بخشی از قاعده سازند قرمز بالایی در نظر گرفت.

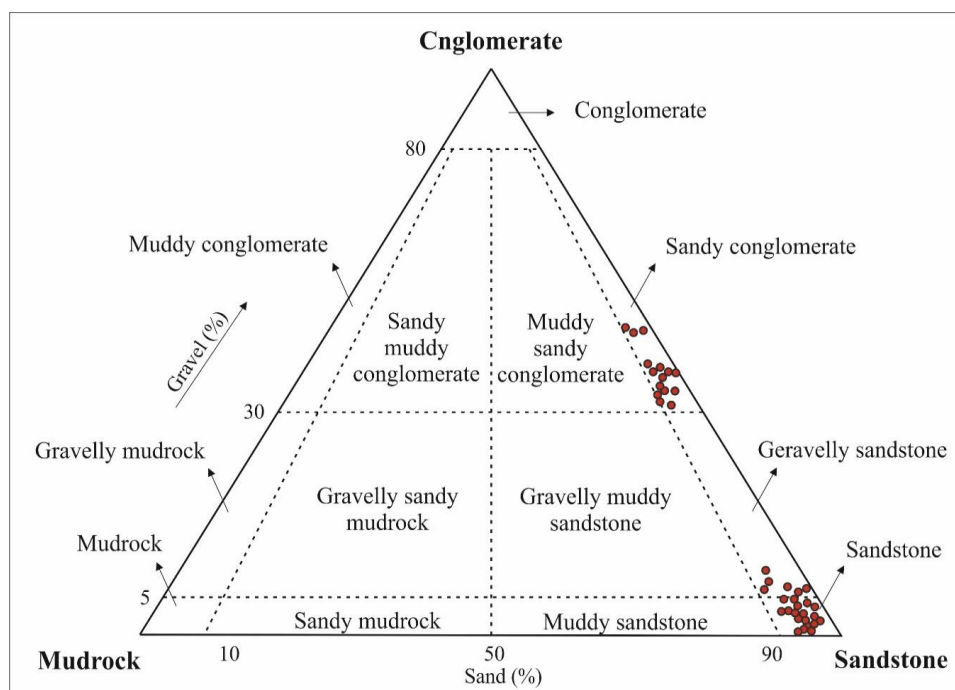


شکل ۲: ستون چینه شناسی و رخساره‌های سنگی رسوبات قرمز میوسن در منطقه طالقان؛ کدهای مورد استفاده در متن توضیح داده شده‌اند.

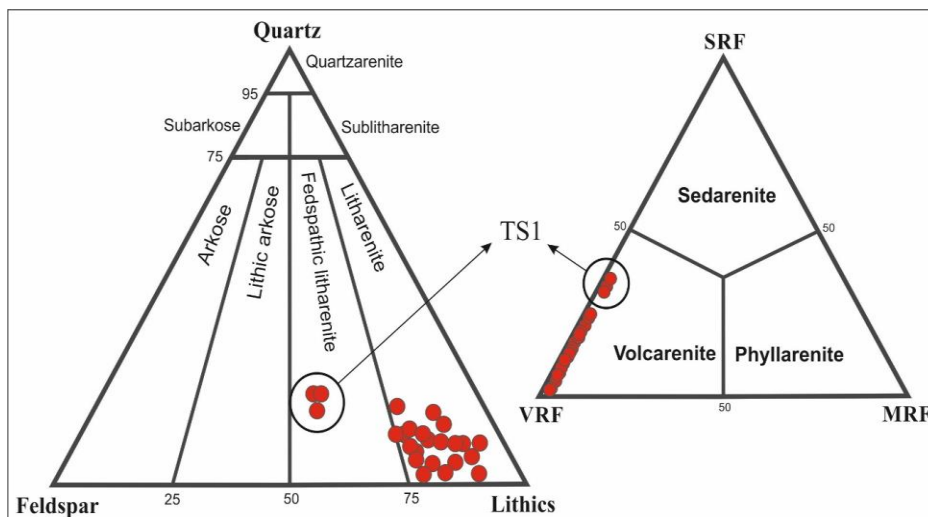
اجزای تشکیل دهنده ماسه سنگ‌های این رخنمون از تنوع کمی برخوردارند. به‌طور متوسط، فراوانی کوارتز در این ماسه سنگ‌ها حدود ۱۰/۵٪ می‌باشد که از این مقدار حدود

جدول ۱: داده‌های حاصل از دانه شماری ۲۴ مقطع نازک (برای ۸ لایه ماسه سنگی) به روش گزی - دیکینسون (Ingersoll, 1984): Qt: کوارتز کل، Qmp: کوارتز تک بلوری، Qpq: کوارتز چند بلوری، Qse: کوارتز با خاموشی مستقیم، Qoe: کوارتز با خاموشی موجی، F: انواع فلدسپات‌ها، RF: خردده‌های سنگی، SRF: خردده سنگ رسوبی، MRF: خردده سنگ دگرگونی، VRF: خردده سنگ آذرین، Ch: چرت و Op: کانی‌های اپک

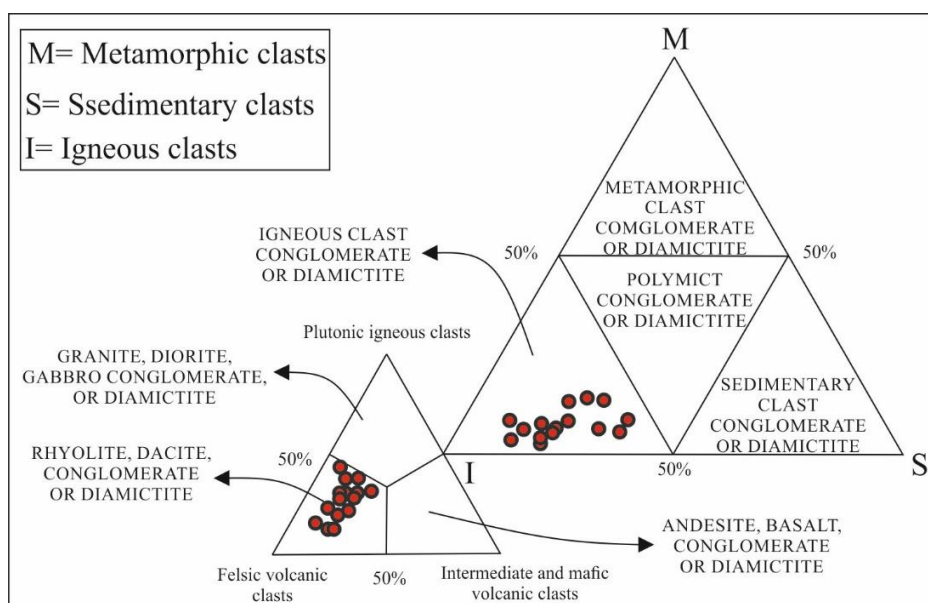
	Qt	Qmp	Qpq	Qpq2-3	Qpq>3	Qse	Qoe	F	RF	SRF	MRF	VRF	ch	Op	Sorted	Rounded	Faces
TS1-1	19.8	53.7	45.3	23.42	20.19	80.29	21.29	39.29	42.79	5.44	0	39.33	0	34.42	poor	poor	Feldspatic
TS1-2	20.4	54.2	46.3	26.38	17.08	77.18	18.18	36.18	39.68	5.83	0	36.9	0	32.41	poor	poor	Feldspatic
TS1-3	18.3	58	42.5	26.1	20.93	81.03	22.03	40.03	43.53	4.48	0	34.02	0	30.67	poor	poor	Feldspatic
TS2-1	12.96	57.7	41.3	13.05	29.05	78.05	20.95	11.45	74.7	24.7	0	49.2	0	24.97	poor	poor	Volcanic
TS2-2	12.06	61.6	44.6	13.35	32.35	81.35	20.25	10.75	74	24	0	48.5	0	23.65	poor	poor	Volcanic
TS2-3	11.73	56.2	38.6	10.35	26.35	75.35	24.05	14.55	77.8	27.8	0	52.3	0	24.13	poor	poor	Volcanic
TS3-1	7.2	91.55	9.2	7.37	3.17	89.51	12.19	17.01	71.99	13.64	0	57.94	0	24.36	Moderate	Moderate	Volcanic
TS3-2	6.14	91.68	8.45	5.63	2.71	83.64	11	19.3	74.09	11.36	0	59.61	0	25.84	Moderate	Moderate	Volcanic
TS3-3	6.91	89.02	10.1	6.5	2.37	91.6	12.06	17.69	79.67	12.5	0	70.7	0	20.3	Moderate	Moderate	Volcanic
TS4-1	9.72	95.53	4.8	2.3	2.8	95.3	5.3	13.55	71.35	5.3	0	71.84	0	31.47	Moderate	Moderate	Volcanic
TS4-2	9.65	101.4	5.3	2.8	3.3	95.8	5.8	14.05	78.05	5.8	0	68.2	0	28.43	Moderate	Moderate	Volcanic
TS4-3	9.13	89.6	3.4	0.9	1.4	93.9	3.9	12.15	82.35	3.9	0	76.71	0	33.1	Moderate	Moderate	Volcanic
TS5-1	5.07	69.9	29.4	10.1	17.9	61.6	39.6	8.2	86.1	4.7	0	82.6	0	17.1	Moderate	poor	Volcanic
TS5-2	5.13	69.57	27.1	9.8	15.6	57.3	37.3	6.5	83.8	3.3	0	80.3	0	21.03	Moderate	poor	Volcanic
TS5-3	4.8	71.13	32.9	14.6	21.4	61.1	43.1	10.8	89.6	2.5	0	86.1	0	18.12	Moderate	poor	Volcanic
TS6-1	13.44	91.3	0	0	0	95.47	2.01	19.54	71.38	2.7	0	77.5	0	22.08	poor	poor	Volcanic
TS6-2	12.2	113.2	0	0	0	100.2	3.19	15.16	69.14	2.13	0	67	0	19.67	poor	poor	Volcanic
TS6-3	14.11	95.52	0	0	0	95.3	3.8	14.8	70.23	1.92	0	59.5	0	25	poor	poor	Volcanic
TS7-1	9.11	102	0	0	0	114.6	0.67	7.32	100.4	1.08	0	99.35	0	53.6	Moderate	poor	Volcanic
TS7-2	7.86	101	0	0	0	81	1.01	8.19	66.75	1.12	0	65.75	0	20	Moderate	poor	Volcanic
TS7-3	7.03	97	0	0	0	101.4	1.32	6.24	87.15	0.8	0	86.15	0	40.4	poor	poor	Volcanic
TS8-1	9.28	93	5	3.5	2	88	11.13	27.2	67.25	1.79	0	65.75	0	24.87	poor	poor	Volcanic
TS8-2	9.12	92	5.3	3.8	2.3	88.3	13.3	24.55	67.55	0.9	0	66.05	0	25.03	poor	poor	Volcanic
TS8-3	10.1	101.5	3.2	1.7	0.2	86.2	13.07	19.5	65.45	1.81	0	63.95	0	26.6	poor	poor	Volcanic



شکل ۳: نمایش نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار سه تایی Folk (1980); این نمودار نتایج ماسه سنگ، ماسه سنگ گراولی و کنگلومرای ماسه‌ای را برای نمونه‌های مورد مطالعه پیشنهاد می‌کند.



شکل ۴: نمودارهای سه تایی Folk (1980)، لیت آرنایت و یک مورد فلدسپاتیک لیت آرنایت نوع ولکانیک آرنایت را برای نمونه‌های ماسه سنگی رسوبات قرمز میوسن طالقان نمایش می‌دهند.



شکل ۵: نمودارهای مثلثی Boggs (2006)، کنگلومرای دیامیکتیک، نوع کنگلومرای متشکل از قطعات ریولیت - داسیت را برای نمونه‌های سنگی درشت دانه توالی میوسن طالقان پیشنهاد می‌کنند.

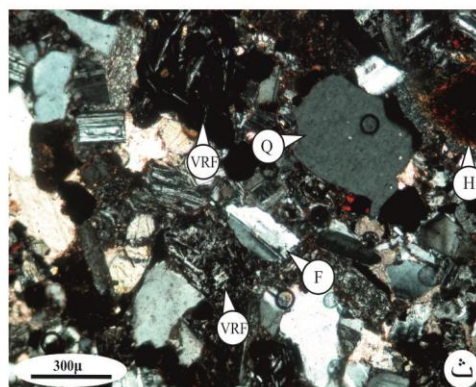
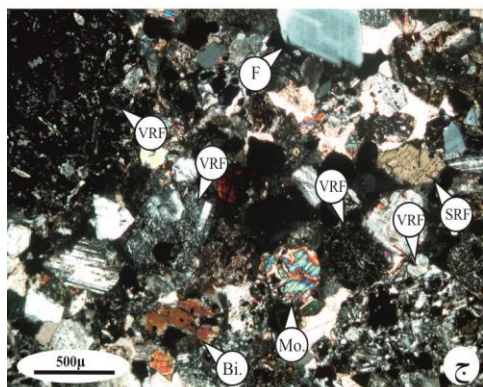
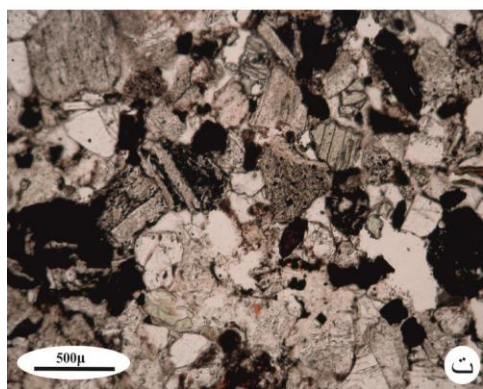
رخساره‌های سنگی

دارای جورشدگی ضعیف تا متوسط و گردشگی متوسط تا نسبتاً خوب هستند. این رخساره‌ها از توالی ماسه‌سنگ‌های ریز تا درشت دانه (گاهی کمی گراولی) تشکیل شده‌اند و دانه‌بندی رو به بالا ریزشونده در آن‌ها قابل مشاهده است. با استناد به شواهد صحرائی و آزمایشگاهی و براساس مطالعات Miall (2000، 2006) می‌توان رخساره‌های مورد مطالعه را در سه دسته رخساره زیر طبقه‌بندی کرد:

رخساره‌های سنگی توسط فرآیندهای رسوبی که در مناطق خاصی از محیط رسوب‌گذاری عمل می‌کنند کنترل می‌شوند. لذا شناخت رخساره‌های سنگی به تفسیر فرآیندهای همزمان با رسوب‌گذاری کمک شایانی می‌کند (Catuneanu, 2003). رخساره‌های ماسه سنگی در سیستم رودخانه‌ای حاصل حمل و نقل ماسه توسط جریان‌های کششی به فرم تناوبی می‌باشند (Miall, 2006؛ Khalifa & Catuneanu, 2008). رخساره‌های ماسه سنگی مورد مطالعه

رخساره ماسه سنگی (St): این رخساره از اجزای ماسه سنگی ریز تا خیلی درشت و در مواردی گراولی تشکیل شده است. بخش های ماسه دانه ریز این رخساره دارای طبقه بندی مورب بوده (شکل ۶ الف) و در بخش های ماسه ای با دانه های درشت تر بدون ساخت رسوبی می باشد. رسوبات دانه ریز تا دانه درشت رخساره St با پیل فراوان و چینه بندی متقاطع مربوط به رسوبات کانالی در جریان رودخانه هایی با قدرت حمل نسبتاً بالا هستند (Grecula et al., 2003؛ Mutti et al., 2003؛ Peter & Steel, 2006).

رخساره ماسه سنگی (Sh): اجزای ماسه سنگی تشکیل دهنده این رخساره ریز تا خیلی درشت بوده و گاهی گراول نیز در آن دیده می شود. در این رخساره ساخت های رسوبی لایه بندی و لامیناسیون موازی و خطوارگی جدایی جریان مشاهده می شود (شکل ۶ ب). این رخساره می تواند در اثر سرعت های بالای جریانات صفحه ای نهشته شده باشد (Miall, 2000). رخساره Sh می تواند در قسمت های بالای پشته های کانالی و یا داخل کانال رودخانه ها تشکیل شود (Khalifa & Catuneanu, 2008).



شکل ۶: الف) رخساره ماسه سنگی (St: ب) رخساره ماسه سنگی (Sh: پ) رخساره ماسه سنگی Sm در توالی رسوبات آواری قرمز میوسن طالقان (G: دانه گراول); ت) نمایش سیمان هماتی؛ ث - ج) فلدسپاتیک لیت آرنایت و ولکانیک آرنایت در مقاطع تهیه شده (Q: کوارتز، F: فلدسپات، Bi: بیوتیت، Mo: مسکویت، SRF: خرده سنگ رسوبی کربناته، VRF: خرده سنگ آذرین اسیدی بیرونی)

رخساره ماسه سنگی (Sm): این رخساره فاقد قطعات گراولی بوده و از اجزای ماسه سنگی ریز تا درشت تشکیل شده است (شکل ۶ پ). در این رخساره ساخت رسوبی خاصی مشاهده نمی‌شود و ممکن است در اثر جریان‌ات ثقلی - رسوبی در کانال‌های اصلی نهشته شده باشد (Miall, 2006). با توجه به ضخامت زیاد لایه‌های مارنی و توالی منظم آن‌ها با لایه‌های ماسه سنگی (شکل ۲)، می‌توان تشکیل این دو را در ارتباط با کانال رودخانه‌ای، پهنه‌های سیلابی و مناطق خارج از کانال در شرایط جریان آشفته دانست (Miall, 2006). رسوبات درشت دانه در این توالی دارای ضخامت‌های واقعی مختلف از ۱ متر تا ۵/۵ متر هستند (شکل ۲). قطعات تشکیل‌دهنده رخساره‌های دانه‌درشت از جنس سنگ‌های آذرین اسیدی بیرونی (شیشه آتش‌فشانی، ریولیت و داسیت) و رسوبی (کمتر از ۱٪) بوده و کنگلومرای پلی‌میکتیک می‌باشند. شکل غالب آن‌ها کروی تا کمی دیسکی بوده و با قطر متوسط ۹ میلی‌متر، گردش‌دگی و کرویت نسبتاً بالایی دارند (شکل ۷). گردش‌دگی نسبتاً خوب تا خوب قطعات در حد پیل این رسوبات (شکل ۷ الف - ب) حاکی از حمل در مسافت نسبتاً طولانی می‌باشد (Miall, 2000). با توجه به مطالعات صحرایی، شواهد کافی از بستر رسوبات در حین حمل وجود ندارد، ولی گردش‌دگی بالای قطعات می‌تواند دلیل بر حمل و ته‌نشست آن‌ها در کانال رودخانه و تأثیرپذیری آن‌ها از بستر کانال باشد (Miall, 2006).

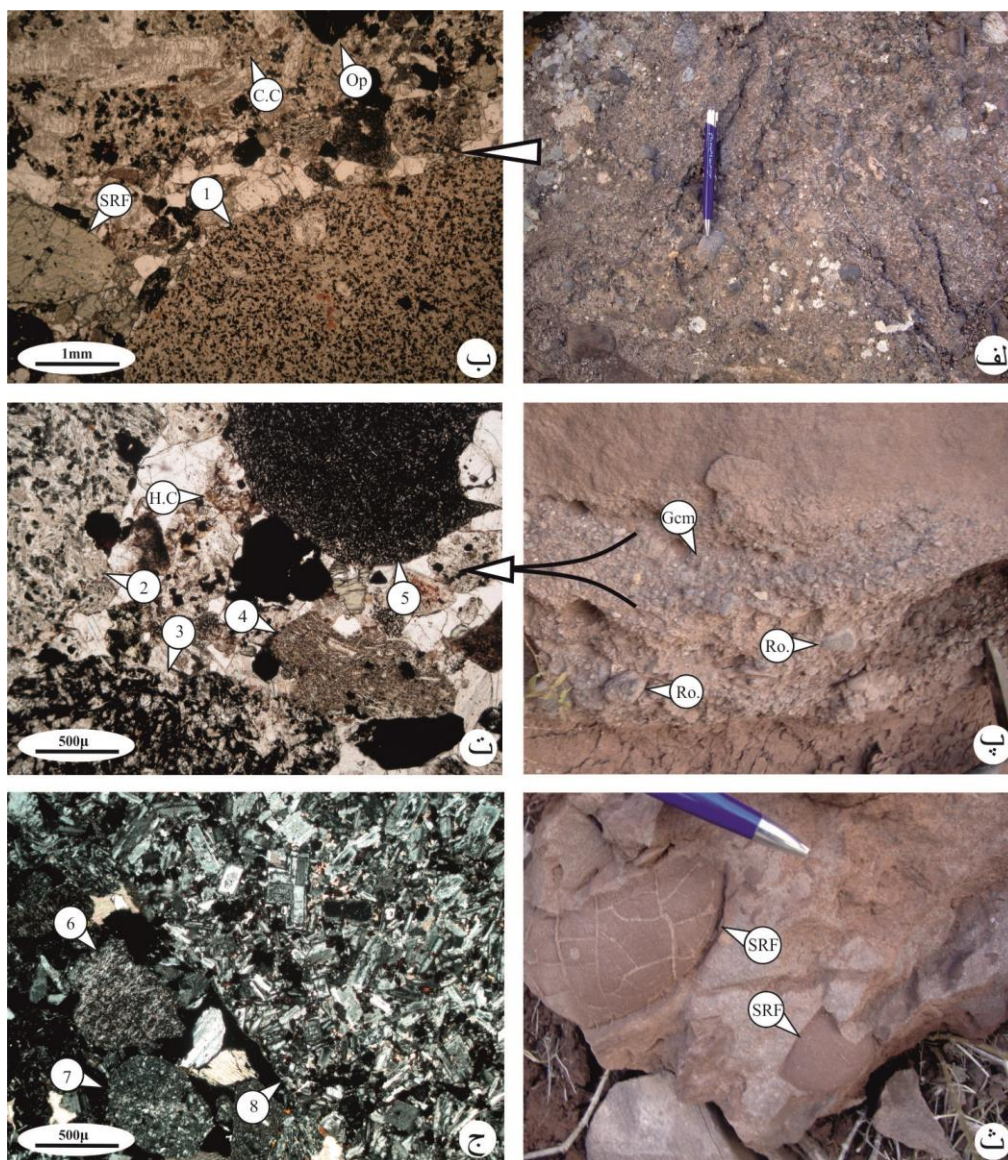
رخساره کنگلومرای (Gmm): بر اساس مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی، قطعات تشکیل‌دهنده این رخساره به لحاظ فابریک، تماسی با هم نداشته و در زمینه سنگ شناور هستند (شکل ۷ الف - ب) و با توجه به جنس دانه‌های تشکیل‌دهنده از نوع پاراکنگلومرای پلی‌میکتیک می‌باشند. اجزای این رخساره با خمیره ماسه ریز تا متوسط دانه و با سیمان اکسید آهن به هم متصل شده و بدون هیچ گونه

لایه‌بندی و ساخت رسوبی، به حالت توده‌ای مشاهده می‌شوند. بنا به شواهد صحرایی، رخساره Gmm احتمالاً در اثر جریان پلاستیک و غلیظ گلی با شیب و انرژی بالا ته‌نشین شده است (Miall, 2000؛ Gomez et al., 2009). از سوی دیگر این رسوبات را می‌توان به فعالیت‌های شدید تکنیکی و متعاقب آن، شیب زیاد بستر و قدرت حمل بالا نسبت داد (Davis et al., 2002).

رخساره کنگلومرای (Gcm): رسوبات سنگی این رخساره فاقد لایه‌بندی بوده و دارای مقدار کمی خمیره است (شکل ۷ پ - ت). بنابر شواهد صحرایی همچون نبود لایه‌بندی و طبقه‌بندی تدریجی، احتمالاً این رخساره در یک کانال نسبتاً شیب‌دار توسط جریان‌ات آشفته در نزدیکی منشأ رسوبی (Kosun et al., 2009) نهشته شده‌اند. از نگاه دیگر، با توجه به کمبود خمیره، این رخساره نشانگر انرژی بالای محیط است که مانع از نهشت رسوبات دانه ریز زمینه شده و حالت توده‌ای دارد. لذا می‌تواند بخشی از کف کانال رودخانه بریده بریده با بستر گراولی در مخروط‌افکنه باشد (Miall, 2000, 2006). مارن‌های قرمز موجود در توالی رسوبی مورد مطالعه نیز در دو گروه رخساره‌ای Fl (لامیناسیون موازی) و Fm (توده‌ای) قرار می‌گیرند و احتمالاً در محیط دشت سیلابی نهشته شده‌اند. این مارن‌ها ضخامت قابل توجهی از توالی مورد مطالعه را شامل می‌شوند، ولی با توجه به منفصل بودن اجزای تشکیل‌دهنده، مباحث مقاله حاضر شامل آن‌ها نمی‌شود و در مقاله دیگری به آن‌ها پرداخته خواهد شد. ویژگی‌های کلی موجود در رخساره‌های سنگی مورد مطالعه نظیر ریزشوندگی به طرف بالای رسوبات، محدود بودن رخساره‌ها، نبود فسیل در نمونه‌ها و سیمان اکسید آهن قرمز رنگ رسوبات حاکی از نهشته شدن این توالی در محیط رسوبی قاره‌ای است (Roberts, 2007). پایداری کم قطعات آذرین در طی حمل (Walker, 1992) و حضور

رسوبی آواری شناخته شده (Miall, Walker, 1992) می‌توان زیرمحیط‌های رسوبی کانال رودخانه‌های بریده بریده و دشت سیلابی را در مجموعه محیط رسوبات آبرفتی برای توالی رسوبات قرمز میوسن منطقه طالقان پیشنهاد کرد.

غالب آن‌ها و نیز حضور فلدسپات‌های نسبتاً غیرهوازده در توالی سنگی مورد مطالعه می‌تواند مؤید رسوب گذاری در محیطی با شرایط شدت هوازدهی پایین باشد. بر اساس ویژگی‌های رخساره‌ای مورد مطالعه و مقایسه با رخساره‌های استاندارد گزارش شده از محیط‌های



شکل ۷: الف) رخساره کنگلومرای Gmm: ب) مقطع نازک تهیه شده از رخساره Gmm: پ) رخساره کنگلومرای Gcm: ت) مقطع نازک تهیه شده از رخساره Gcm: ج) مقطع نازک تهیه شده از اجزای گراولی و ماسه‌ای آذرین بیرونی (ریولیت و داسیت) خرد سنگ‌های رسوبی (گل سنگ سست) حاوی ترک‌های گلی، د) مقطع نازک تهیه شده از اجزای گراولی و ماسه‌ای آذرین بیرونی (ریولیت و داسیت)

ژئوشیمی

می‌دهد (Gonzalez-Lopez et al., 2005). ترکیبات ژئوشیمی نمونه‌های رسوبی توالی مورد مطالعه در منطقه

به طور کلی فراوانی عناصر اصلی و فرعی بازتاب گسترده از ترکیب کانی شناسی نمونه‌های ماسه سنگی را نشان

طالقان، تنوع بسیار گسترده‌ای را نشان می‌دهند (جدول ۲).
 مقایسه اکثر اکسیدهای اصلی (K_2O , Na_2O , Fe_2O_3) می‌دهند (جدول ۳).
 SiO_2 و Al_2O_3 با SiO_2 ، روند افزایشی مثبتی را نشان

جدول ۲: نتایج آنالیز ژئوشیمیایی ۱۵ نمونه ماسه‌سنگی از توالی مورد مطالعه در منطقه

	Sample	TS2-1	TS2-2	TS2-3	TS4-1	TS4-2	TS4-3	TS5-1	TS5-2	TS5-3	TS7-1	TS7-2	TS7-3	TS8-1	TS8-2	TS8-3	Average
%	SiO ₂	54.81	55.9	56.3	52.12	52.03	50.92	51.47	51.56	50.93	51.63	54.83	52.6	59.14	53.08	55.81	53.542
%	Al ₂ O ₃	17.95	16.91	17.16	16.91	16.78	16.98	15.39	17.25	17.37	15.21	15.36	15.45	15.86	17.8	17.01	16.626
%	Fe ₂ O ₃	6.11	6.48	7.51	7.18	7.42	7.18	9.83	9.39	9.01	8.33	7.13	7.43	5.9	6.23	5.96	7.406
%	CaO	6.21	6.43	6.38	8.61	8.53	8.42	8.05	7.11	7.73	9.72	8.52	8.82	6.18	6.92	5.92	7.57
%	Na ₂ O	4.91	4.87	4.89	4.25	4.19	4.34	4.18	4.07	4.02	4.81	3.61	3.91	4.16	5.64	5.26	4.474
%	K ₂ O	0.84	0.58	0.56	0.9	0.76	0.86	1.32	0.38	1	2.22	1.02	1.32	0.71	0.6	0.64	0.914
%	MgO	1.73	1.51	1.44	1.64	1.72	1.77	2.76	1.82	2.44	2.64	1.44	1.74	1.83	2.13	1.98	1.906
%	TiO ₂	0.71	0.84	0.703	0.803	0.832	0.816	1.519	1.079	0.699	0.82	0.924	0.974	0.806	0.647	0.77	0.8628
%	MnO	0.121	0.112	0.112	0.167	0.098	0.167	0.145	0.208	0.154	0.047	0.197	0.137	0.13	0.132	0.083	0.134
%	P ₂ O ₅	0.188	0.165	0.097	0.176	0.137	0.125	0.183	0.246	0.192	0.086	0.246	0.196	0.201	0.164	0.214	0.1744
%	SO ₃	0.011	0.014	0.002	0.018	0.002	0.007	0.008	0.019	0.009	0.017	0.026	0.023	0.014	0.016	0.006	0.0128
%	L.O.I	6.23	5.64	4.84	7.08	7.31	7.78	5.11	6.28	6.31	4.18	5.97	7.37	5.06	6.23	6.08	6.098
%	Sum	99.82	99.451	99.994	99.854	99.809	99.365	99.965	99.412	99.864	99.71	99.273	99.97	99.991	99.589	99.733	99.72
ppm	Cl	105	108	108	96	103	98	89	86	89	101	105	97	99	110	115	100.6
ppm	Ba	996	970	908	512	496	492	680	665	686	742	711	758	891	843	921	751.4
ppm	Sr	679	711	713	619	641	657	598	601	604	619	609	632	668	679	699	648.6
ppm	Cu	51	57	48	72.5	70	73.5	42	47	46	38	41	44	62	51	55	53.2
ppm	Zn	64	75	71	69	75	78	78	83	82	70	69	62	75	64	68	72.2
ppm	Pb	24	32	31	20	17	17	9	14	13	103	118	97	37	26	30	39.2
ppm	Ni	51	46	50	52	49	49	43	48	47	44	53	47	52	41	45	47.8
ppm	Cr	53	42	40	51	48	48	60	65	64	91	100	94	48	37	41	58.8
ppm	V	147	160	170	179	171	166	248	224	254	172	181	175	168	157	161	182.2
ppm	Ce	49	52	55	83	80	80	51	43	50	61	70	64	49	38	42	57.8
ppm	La	35	28	30	27	24	24	16	20	15	20	29	23	17	15	13	22.4
ppm	W	0.7	1	1.3	11	8	8	1.5	2	2.5	1	1	1	1.5	1	0.5	2.8
ppm	Zr	224	218	209	189	194	190	174	186	189	187	199	196	226	207	209	199.8
ppm	Y	24	21	21	18	23	19	18	19.5	22.5	20	29	23	18	27	21	21.6
ppm	Rb	31	26	24	33	38	34	28	30	41	42	51	45	24	33	27	33.8
ppm	Co	8	5	5	9	14	10	9	8	10	4	5	6	5	9	7	7.6
ppm	As	19	32	21	15	20	16	29	37	39	99	112	134	40	49	43	47
ppm	U	2.3	1.9	1.8	2	1	3	1	1	1	1.5	2	2.5	1	1	1	1.6
ppm	Th	1.5	3	1.5	10	6	8	6	5	4	2	2	2	1	1	1	3.6
ppm	Mo	1	1	1	1	3	2	1.5	1	0.5	3	1	2	1	3	2	1.6
ppm	Ga	15	17	16	14	13	18	18	15	12	15	19	17	13	22	16	16
ppm	Nb	5	6	4	8	5	8	7	9	8	3	4	8	1	3	2	5.4

Rudnick & Gao, 2003 (جدول ۴) بیشتر است. این روند مثبت در مورد CaO و MgO و بالا بودن نسبی درصد وزنی CaO با متوسط ۷۷٪، در مقایسه با مقدار درصد وزنی متوسط این اکسید در پوسته قاره‌ای بالایی ($CaO_{(UCC)} = 4.2 \text{ Wt\%}$)، تأیید کننده وجود هرچند کم سیمان کربناته در رسوبات مورد مطالعه است.

نتایج آنالیزهای شیمیایی نشان می‌دهد که از بین اکسیدهای عناصر اصلی، اکسید SiO_2 با درصد وزنی ۵۱/۳۲ تا ۵۶/۰۱ پیکره و چهارچوب اصلی ماسه سنگ‌های مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد و مقدار آن (متوسط ۵۳/۵۴) از مقدار متوسط موجود در پوسته قاره‌ای بالایی (CUU) (Taylor & McLennan, 1985؛ McLennan, 2001؛

جدول ۳: جدول مقایسه روند افزایشی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های ماسه سنگی توالی مورد مطالعه طالقان

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SO ₃
SiO ₂	1										
Al ₂ O ₃	0.33	1									
Fe ₂ O ₃	0.82	0.28	1								
CaO	0.77	0.75	0.45	1							
Na ₂ O	0.42	0.61	0.82	0.88	1						
K ₂ O	0.42	0.97	0.36	0.82	0.7	1					
MgO	0.44	0.33	0.69	0.15	0.45	0.23	1				
TiO ₂	0.77	0.37	0.97	0.44	0.79	0.41	0.81	1			
MnO	0.89	0.07	0.91	0.42	0.76	0.13	0.66	0.88	1		
P ₂ O ₅	0.11	0.25	0.45	0.11	0.14	0.1	0.93	0.6	0.39	1	
SO ₃	0.12	0.97	0.17	0.58	0.44	0.92	0.3	0.28	0.08	0.3	1

جدول ۴: متوسط مقادیر عناصر اصلی و فرعی موجود در پوسته قاره‌ای بالایی، پوسته قاره‌ای زیرین، پوسته اقیانوسی و گوشته (برگرفته از Yanagi, 2011؛ رضایی و همکاران، ۱۳۹۴) و مقایسه با مقادیر عناصر معادل در ماسه سنگ‌های توالی مورد مطالعه؛ به طور کلی می‌توان گفت نمونه‌های مورد مطالعه دارای ترکیبی مشابه با هر دو پوسته قاره‌ای بالایی و پوسته قاره‌ای زیرین می‌باشند.

M	M	OC	OC	UCC	UCC	LCC	LCC	Samples
(%)	Condie (1997)	Taylor & McLennan (1985)	Condie (1997)	Taylor & McLennan (1985)	Taylor & McLennan (1985)	Ronv & Yaroshevsky (1969)	Taylor & McLennan (1985)	Rudinck & Fountain (1995)
SiO ₂	43.6	49.9	50.5	49.5	66	65.2	54.4	52.3
TiO ₂	0.134	0.16	1.6	1.5	0.5	0.6	1	0.8
Al ₂ O ₃	1.18	3.64	15.3	16	15.2	15.6	16.1	16.6
Fe ₂ O ₃						2.1		
FeO	8.22	8			4.5	2.8		
T.FeO			10.4	10.5			10.6	8.4
MnO					0.1	0.1		
MgO	45.2	35.1	7.6	7.7	2.2	2.3	6.3	7.1
CaO	1.13	2.89	11.3	11.3	4.2	4.7	8.5	9.4
Na ₂ O	0.02	0.34	2.7	2.8	3.9	3.1	2.8	2.6
K ₂ O	0.008	0.02	0.2	0.15	3.4	3.3	0.34	0.6
P ₂ O ₅						0.2		
(ppm)	Condie (1997)	Taylor & McLennan (1985)			Taylor & McLennan (1985)	Wedepohl (1995)	Taylor & McLennan (1985)	Rudinck & Fountain (1995)
Rb	0.12	0.55			112	110	53	11
Sr	13.8	17.8			350	316	230	348
Y	2.7	3.4			22	20.7	19	16
Zr	9.4	8.3			190	237	70	68
Nb	0.33	0.56			25	26	6	5
Cs		18			3.7	5.8	0.1	0.3
Ba		5100			550	668	150	259
La	330	551			30	32.3	11	8
Pb		120			20	17	4	4.2
Th	18	64			10.7	10.3	1.06	1.2
U	3	18			2.8	2.5	0.28	0.2

نمونه‌ها با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی مفید باشد. استفاده از نمودار پیشنهادی Herron (1988)، ترکیبات ماسه آهن‌دار را برای نمونه‌های مورد مطالعه پیشنهاد می‌کند (شکل ۸ الف).

به نظر می‌رسد حضور سیمان هماتیته غالب در برخی نمونه‌ها، موجب قرارگیری آن‌ها در محدوده ماسه آهن‌دار در این نمودار شده است (شکل ۶ ت). استفاده از مقایسه روند افزایشی لگاریتم نسبت اکسیدهای $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ و $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ روشی است که Pettijohn *et al.* (1972) برای تعیین ترکیب سنگ شناسی نمونه‌ها مفید می‌داند. نمودار پیشنهادی وی، ترکیب لیت‌آرنایت تا حدودی گریوکی را برای ماسه سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد (شکل ۸ ب). با توجه به این که براساس مطالعات پتروگرافی و به کارگیری داده‌های حاصل از نقطه‌شماری (جدول ۱) در نمودار Folk (1980)، ماسه سنگ‌های مورد مطالعه از نوع لیت‌آرنایت هستند، می‌توان گفت نتایج دو روش پتروگرافی و طبقه‌بندی ژئوشیمیایی همپوشانی داشته و در نهایت لیت‌آرنایت با سیمان غالب هماتیته برای این نمونه‌ها پیشنهاد می‌شود.

سنگ منشأ

همان‌طور که در نمودارهای دوتایی پیشنهادی Shaw (1968) و Hayashi *et al.* (1997) نمایش داده شده است (شکل ۹ الف - ب)، به احتمال زیاد سنگ منشأ نمونه‌های مورد مطالعه ترکیبی فلسیک و مشابه با ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (UCC) دارند. همچنین مشابهت مقدار نسبت $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (متوسط ۳/۲۲) در مقایسه با مقادیر مشابه قسمت بالایی پوسته قاره‌ای (۴/۳۴) (UCC) (Taylor & McLennan, 1985) بیانگر اشتقاق رسوبات نمونه‌های مورد مطالعه از منابع آذرین پوسته می‌باشند. با استفاده از نمودار تفکیکی Roser & Korsch (1988) نیز می‌توان

تطابق بالای موجود در روند افزایشی مثبت ($r=0.97$) اکسیدهای Al_2O_3 و K_2O ، نیز بیانگر غالب بودن فلدسپات‌های پتاسیم‌دار در مقابل سایر فلدسپات‌ها در رسوبات آواری می‌باشد. این امر با تطابق بالای روند افزایشی مثبت ($r=0.97$) بین اکسید K_2O و عنصر Rb، تأیید می‌شود.

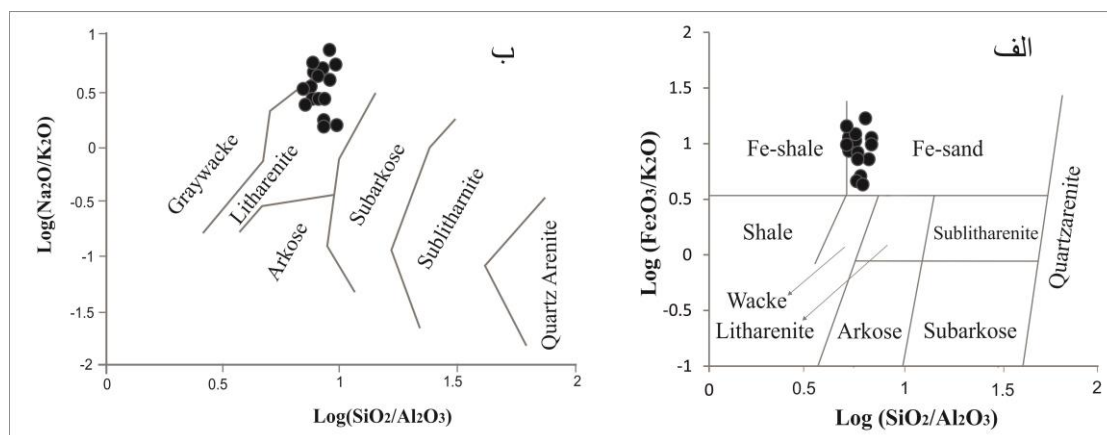
عناصر جزئی سنگ دوست^۱ بزرگ یون (LILE) و عناصر جزئی با قدرت میدان بالا (HFSE) مانند $\text{Rb}_{\text{avg}}=33.8 \times 10^{-6}$ ، $\text{Mo}_{\text{avg}}=1.6 \times 10^{-6}$ ، $\text{U}_{\text{avg}}=1.6 \times 10^{-6}$ ، $\text{W}_{\text{avg}}=2.8 \times 10^{-6}$ ، $\text{Nb}_{\text{avg}}=5.4 \times 10^{-6}$ ، $\text{La}_{\text{avg}}=22.4 \times 10^{-6}$ و $\text{Th}_{\text{avg}}=3.6 \times 10^{-6}$ در رسوبات مورد مطالعه، تمرکز کمتری در مقایسه با مقادیر مشابه در پوسته قاره‌ای بالایی دارند (جدول ۲ و ۴). عناصر جزئی واسطه مانند $\text{Ni}_{\text{avg}}=47.8 \times 10^{-6}$ ، $\text{Co}_{\text{avg}}=7.6 \times 10^{-6}$ و $\text{Cr}_{\text{avg}}=58.8 \times 10^{-6}$ نیز تمرکز تقریباً مشابهی در مقایسه با مقادیر مشابه در پوسته قاره‌ای بالایی دارند (Condie, 1993). تطابق پایین موجود در روند افزایشی Al_2O_3 و عناصر جزئی مانند Ni و Th نیز تفکیک هیدرولیکی ضعیفی را نشان می‌دهند (Roy & Roser, 2012).

طبقه‌بندی ژئوشیمیایی و ترکیبات سنگ شناسی

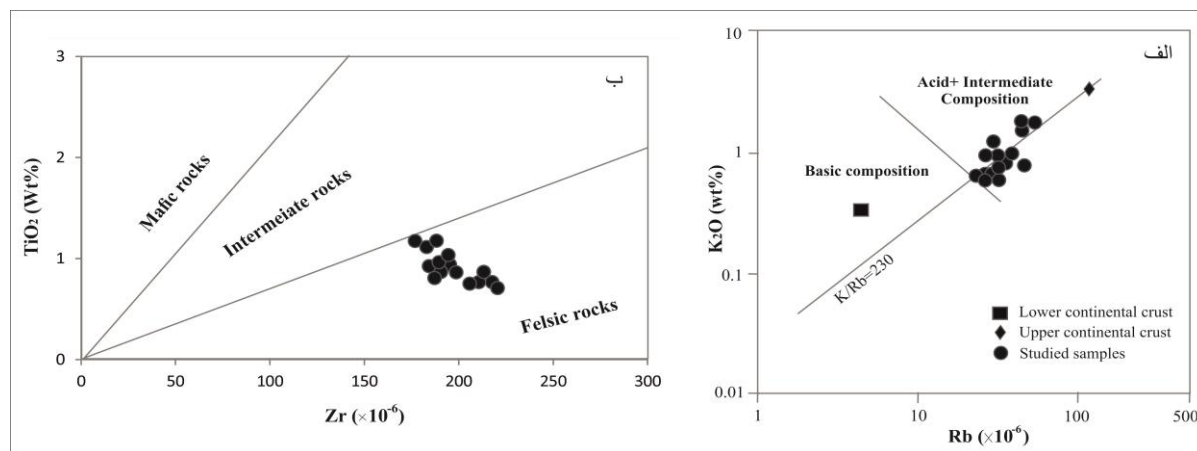
طبقه‌بندی ژئوشیمیایی رسوبات ماسه سنگی روشی است که برای تأیید و تکمیل نتایج مطالعات پتروگرافی انجام می‌شود. در طبقه‌بندی‌های ژئوشیمیایی ارائه شده برای ماسه سنگ‌ها توسط محققین مختلف، اکسیدهایی مانند SiO_2 و نسبت‌هایی مانند $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ از پرکاربردترین ویژگی‌های مورد استفاده هستند (Pettijohn *et al.*, 1972؛ Khan & Khan, 2016؛ Tucker, 2009؛ Crook, 1974). طبق مطالعات Herron (1988)، استفاده از مقایسه روند افزایشی لگاریتم نسبت اکسیدهای $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ و $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ می‌تواند در تعیین ترکیب سنگ شناسی

در محدوده‌ای با سنگ منشأ آذرین فلسیک تا حد واسط قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). همچنین می‌توان گفت درصد وزنی پایین TiO_2 (۰/۷۴۱ تا ۱/۰۹۹) در ماسه سنگ‌ها نیز احتمالاً به دلیل منشأ آذرین فلسیک آن‌ها است (Hayashi *et al.*, 1997).

سنگ مادر را بر پایه اکسیدهای اصلی، در نمونه‌های ماسه‌سنگی و گل‌سنگی تعیین نمود. در این روش با هدف جلوگیری از تأثیر Ca و Si ییوژنیک، براساس نسبت اکسیدهای MgO ، Na_2O ، TiO_2 ، Fe_2O_3 و K_2O با توابع ترکیبی نمودار تفکیکی (شکل ۱۰) معرفی نموده‌اند. براساس این نمودار پیشنهادی، ماسه سنگ‌های مورد مطالعه



شکل ۸: نمایش داده‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای دوتایی پیشنهادی Herron (1988) (الف) و Pettijohn *et al.* (1972) (ب)



شکل ۹: نمودارهای دوتایی (الف) پیشنهادی Shaw (1968) و (ب) پیشنهادی Hayashi *et al.* (1997) برای تشخیص ترکیب منشأ رسوبات آواری؛ بر اساس این نمودارها به ترتیب سنگ‌های با منشأ اسیدی و فلسیک برای رسوبات مورد مطالعه سازند سرخ بالایی پیشنهاد می‌شود که به نمونه‌های پوسته قاره‌ای بالایی (UCC)، (Taylor & McLennan, 1985)، نزدیکی بیشتری دارند.

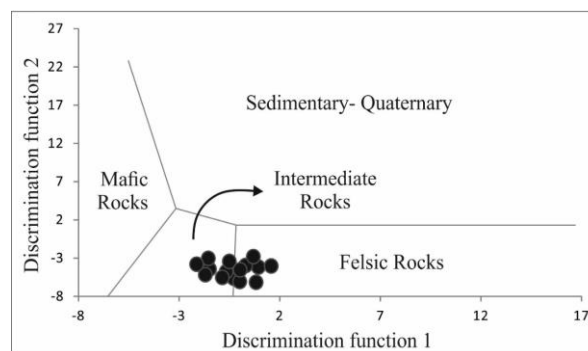
آتش‌فشانی پالئوژن البرز (الیگوسن - میوسن) نفوذ کرده و در نتیجه مجموعه‌های گرانیتی - ریولیتی به موازات لبه قاره و مجموعه ماگمایی ارومیه - دختر شکل گرفته‌اند (نظری و همکاران، ۱۳۸۵). لذا سنگ منشأ فلسیک و آذرین بیرونی اسیدی توالی رسوبی مورد مطالعه می‌تواند در ارتباط همین فرآیند تکتونیکی و ریولیت‌زایی شکل گرفته باشد.

در توجیه سنگ منشأ رسوبات می‌توان به فرآیندهای تکتونیکی گذشته منطقه اشاره کرد. در نتیجه برخورد و پیوند میان قطعات و بلوک‌های البرز و پشت کمان ماگمایی ارومیه - دختر، ذوب بخشی (تفریق ماگمایی) پوسته اقیانوسی و ایجاد ماگماهای گرانیتی - ریولیتی رخ داده است که به صورت توده‌های نفوذی در مجموعه

$$PIA = (Al_2O_3 - K_2O / (Al_2O_3 - K_2O) + CaO + Na_2O) \times 100$$
 در محاسبه این دو شاخص، مقادیر نمونه‌هایی که CaO آنها بیشتر از ۵٪ بوده و مربوط به سیمان‌های دیاژنتیکی می‌باشند، تصحیح شده (Garcia et al., 2004) و تنها مقادیر CaO موجود در بخش سیلیکاته (CaO*) در محاسبات اعمال گردید. مقادیر حدود ۵۰ برای این شاخص‌ها نشانگر سنگ‌های غیرهوازده بوده و با افزایش پیشرفت هوازدهی از ۵۰ تا ۱۰۰ تغییر می‌کند، به طوری که مقادیر PIA حدود ۱۰۰ نشان‌دهنده تبدیل کامل فلدسپارها به کائولینیت، گیسیت و ایلیت است (Fedo et al., 1995). محاسبه شاخص شدت هوازدهی شیمیایی (CIA) برای نمونه‌های حاضر در این مطالعه، بازه محدودی از ۵۱/۱۵ تا ۵۹/۳۲ را شامل شده و متوسطی حدود ۵۶/۱۹ دارد. شاخص دگرسانی پلاژیوکلازها (PIA) نیز بازه ۵۱/۲۸ تا ۵۹/۷۶ با متوسط ۵۶/۶ را شامل می‌شود. مشابهت نزدیک نتایج به دست آمده برای این دو شاخص همدیگر را تأیید می‌کنند و بیانگر هوازدهی شیمیایی نسبتاً ضعیف نمونه‌های مورد مطالعه هستند. به دلیل وجود سیمان کربناته در نمونه‌های مورد مطالعه و استفاده از مقادیر CaO اصلاح شده (CaO*)، برای حصول اطمینان از نتایج ذکر شده در بالا شاخص دیگری نیز استفاده می‌گردد. این شاخص که به نام شاخص هوازدهی شیمیایی (CIW)^۴ خوانده می‌شود، توسط Cullers & Podkovyrov (2000) ارائه شده است و مقادیر CaO در محاسبات آن استفاده نمی‌شود. این شاخص با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O)] \times 100$$

در این روش شاخص‌های هوازدهی با عددی بالاتر بیانگر هوازدهی شیمیایی شدیدتر هستند. برای نمونه‌های ماسه‌سنگی مورد مطالعه، این شاخص با میانگین ۷۸/۷۹



شکل ۱۰: نمودار تفکیکی Korsch & Roser (1988) با توابع تفکیکی
 $Discrimination\ function\ 1 = 30.638\ TiO_2/Al_2O_3 - 12.541\ Fe_2O_3\ (t) / Al_2O_3 + 7.329\ MgO/Al_2O_3 + 12.031\ Na_2O/Al_2O_3 + 35.402$
 $Discrimination\ function\ 2 = 56.500\ (K_2O/Al_2O_3 - 6.382\ TiO_2/Al_2O_3 - 10.879\ Fe_2O_3\ (t)/Al_2O_3 + 30.875\ MgO/Al_2O_3 - 5.404$
 و $(Na_2O/Al_2O_3 + 11.112\ K_2O/Al_2O_3 - 3.89$ ترکیب فلسیک تا حد واسط را برای سنگ منشأ رسوبات مورد مطالعه پیشنهاد می‌کند.

اقلیم و هوازدهی دیرین

ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی و کانی‌شناسی رسوبات سیلیسی - آواری می‌توانند توسط فرآیندهای هوازدهی دچار تغییر شوند (Nesbitt & Young, 1982). وجود مقادیر بالای Zr به میزان ۱۸۳ تا ۲۱۷ پی‌پی‌ام (جدول ۲) در نمونه‌های ماسه‌سنگی می‌تواند مؤید تأثیر فرآیندهای هوازدهی درجه متوسط بر این سنگ‌ها باشد (Das et al., 2006). اندازه‌گیری نسبت تغییرات اکسیدهای بی‌حرکتی نظیر Al_2O_3 نسبت به اکسیدهای متحرکتی نظیر CaO، Na_2O و K_2O می‌تواند برای ارزیابی تاریخچه هوازدهی رسوبات و سنگ‌های آواری مفید باشد (Nesbitt & Young, 1982). جهت بررسی شدت هوازدهی سنگ منشأ با روش‌های ژئوشیمیایی می‌توان از دو شاخص شدت هوازدهی شیمیایی (CIA)^۲، (Nesbitt & Young, 1982) و شاخص شدت دگرسانی پلاژیوکلازها (PIA)^۳، (Fedo et al., 1995) استفاده کرد. این شاخص‌ها از روابط زیر به دست می‌آیند:

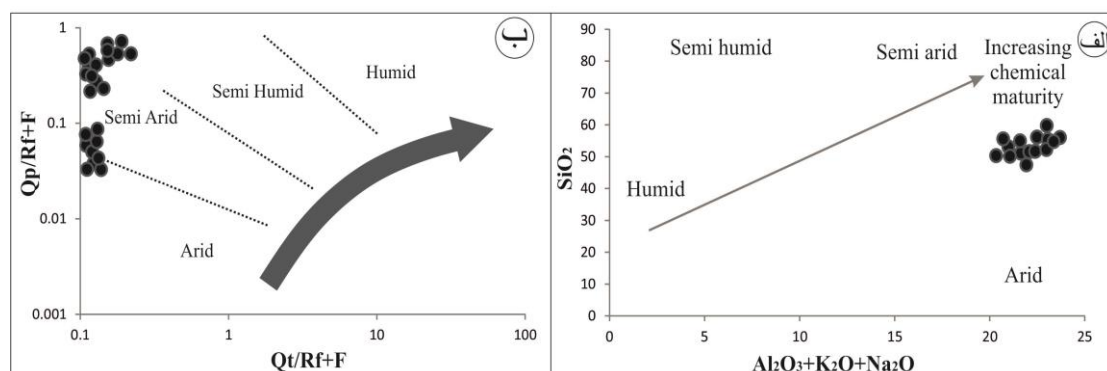
$$CIA = (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)) \times 100$$

2- Chemical Index of Alteration

3- Plagioclases Index of Alteration

4- Chemical Index of Weathering

سنگ منشأ پیشنهاد می‌کند که قادر است شدت کم هوازدگی بیان شده را تأیید کند (شکل ۱۱ الف - ب). استفاده از نمودار مربوطه وجود فلدسپات‌های سالم یا با هوازدگی کم در مقاطع میکروسکوپی مورد مطالعه نیز حاکمیت آب و هوای خشک را حین هوازدگی سنگ منشأ تأیید می‌کند.



شکل ۱۱: استفاده از نمودارهای پیشنهادی Suttner & Dutta (1986) بر مبنای داده‌های ژئوشیمیایی و دانه شماری ماسه سنگ‌های مورد مطالعه، اقلیم دیرینه خشک تا نیمه خشک را برای محیط هوازدگی میوسن منطقه طالقان پیشنهاد می‌کند.

(Cox et al., 1995) که با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$ICV = \frac{Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + MnO + TiO_2}{Al_2O_3}$$

$ICV > 1$ نمایانگر رسوباتی با عدم بلوغ ترکیبی است که در محیط‌های فعال تکتونیکی در چرخه اول رسوب‌گذاری نهشته شده‌اند. از طرف دیگر $ICV < 1$ بیانگر رسوباتی با بلوغ ترکیبی بالا می‌باشد که در محیط‌های ساکن تکتونیکی یا کراتونی با بازچرخش رسوبی فعال قرار دارند. مقدار متوسط ICV برای نمونه‌های مورد مطالعه ۱/۳۹ می‌باشد که بیانگر تشکیل رسوبات در محیط فعال تکتونیکی در چرخه اول رسوب‌گذاری است.

جایگاه زمین‌ساختی

در کنار مطالعات پتروگرافی، اطلاع از جایگاه زمین‌ساختی هر حوضه می‌تواند در اکتشاف مواد هیدروکربنی، برخی مواد معدنی و حتی در مطالعات زمین‌شناسی بنیادین مهم

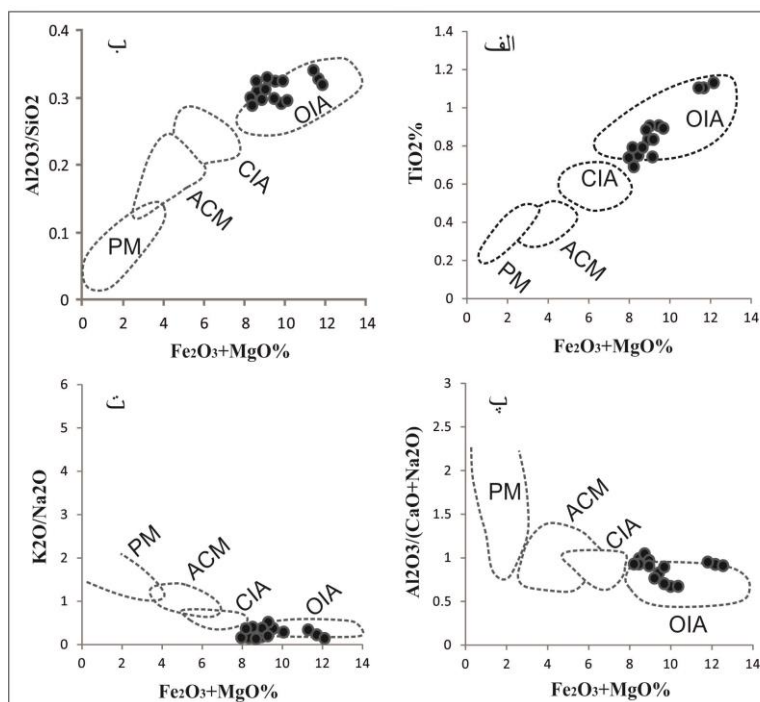
به‌دست آمد که تأیید‌کننده هوازدگی نسبتاً ضعیف تا متوسط در ناحیه منشأ است. همچنین استفاده از نمودارهای پیشنهادی Suttner & Dutta (1986) بر اساس اکسیدهای عناصر اصلی و داده‌های دانه‌شماری، شرایط آب و هوایی خشک تا نیمه خشک را برای اقلیم دیرینه حین هوازدگی

بلوغ و چرخه رسوبی

مطالعات انجام شده توسط Garzanti et al. (2005)، نشان داده است که نسبت SiO_2 بر Al_2O_3 یک شاخص بسیار مهم و مناسب برای تعیین چرخه‌های رسوبی و درجه بلوغ رسوبات و سنگ‌های رسوبی است. نسبت SiO_2 بر Al_2O_3 بیش از ۵ تا ۶ درجه بالای بلوغ رسوبات را نشان می‌دهد زیرا این نسبت طی هوازدگی حمل و نقل و چرخه رسوبی مجدد با افزایش نسبت کوارتز به اجزای ناپایدار مثل فلدسپارها و خرده سنگ‌ها افزایش می‌یابد (Roser & Korsch, 1988). برای نمونه‌های مورد مطالعه، همبستگی بین اکسیدهای SiO_2 و Al_2O_3 مثبت (۰/۳۳) بوده و نسبت SiO_2 بر Al_2O_3 نیز به طور متوسط ۳/۲۲ می‌باشد. این دو بیانگر بلوغ درجه پایین رسوبات، عدم هوازدگی شدید و حضور چشم‌گیر کانی‌های فلدسپات و خرده‌های سنگی است. همچنین شاخص ICV برای تعیین بلوغ و چرخه رسوبی شیل‌ها و ماسه سنگ‌ها به کار می‌رود

توسط محققین مختلفی شرح داده شده است (برای مثال: Bhatia, 1983; Roser & Korsch, 1986). در این نمودارهای دوتایی و سه تایی از مقایسه مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی و جزئی رایج، نسبت بین آن‌ها و توابع تفکیک کننده استفاده می‌شود. طی مطالعات انجام گرفته در این زمینه، Bhatia (1983) نمودارهای دوتایی را بر اساس اکسیدهای عناصر اصلی برای تفکیک جایگاه زمین‌ساختی رسوبات ماسه سنگی ارائه کرده است. این نمودارها جزایر کمائی اقیانوسی را برای رسوبات مورد مطالعه پیشنهاد می‌کنند (شکل ۱۲).

باشد. توزیع ژئوشیمی عناصر اصلی و جزئی مشخص و رایج، ممکن است اطلاعات مستقیمی درباره محیط رسوبی دربرداشته باشد (Ahmed et al., 2011). متناسب با شرایط محیط رسوب گذاری و یا تغییرات پس از رسوب گذاری، مقادیر بسیاری از اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر جزئی متغیر هستند (Einsele, 2013). رسوبات و سنگ‌های رسوبی تشکیل شده در جایگاه‌های زمین ساختی متفاوت، ویژگی‌های ژئوشیمیایی متفاوتی نیز دارند (Bhatia, 1983; Roser & Korsch, 1986). مفید بودن بررسی ژئوشیمیایی عناصر اصلی و جزئی سنگ‌های رسوبی، با استفاده از نمودارهای تفکیکی، برای استنتاج جایگاه زمین ساختی



شکل ۱۲: نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی رسوبات آواری، پیشنهادی Bhatia (1983)، محیط کمان قوسی اقیانوسی را برای نمونه‌های مورد مطالعه پیشنهاد می‌کند (OIA: جزایر کمائی اقیانوسی، CIA: جزایر کمائی قاره‌ای، ACM: حاشیه فعال قاره‌ای، PM: حاشیه غیرفعال).

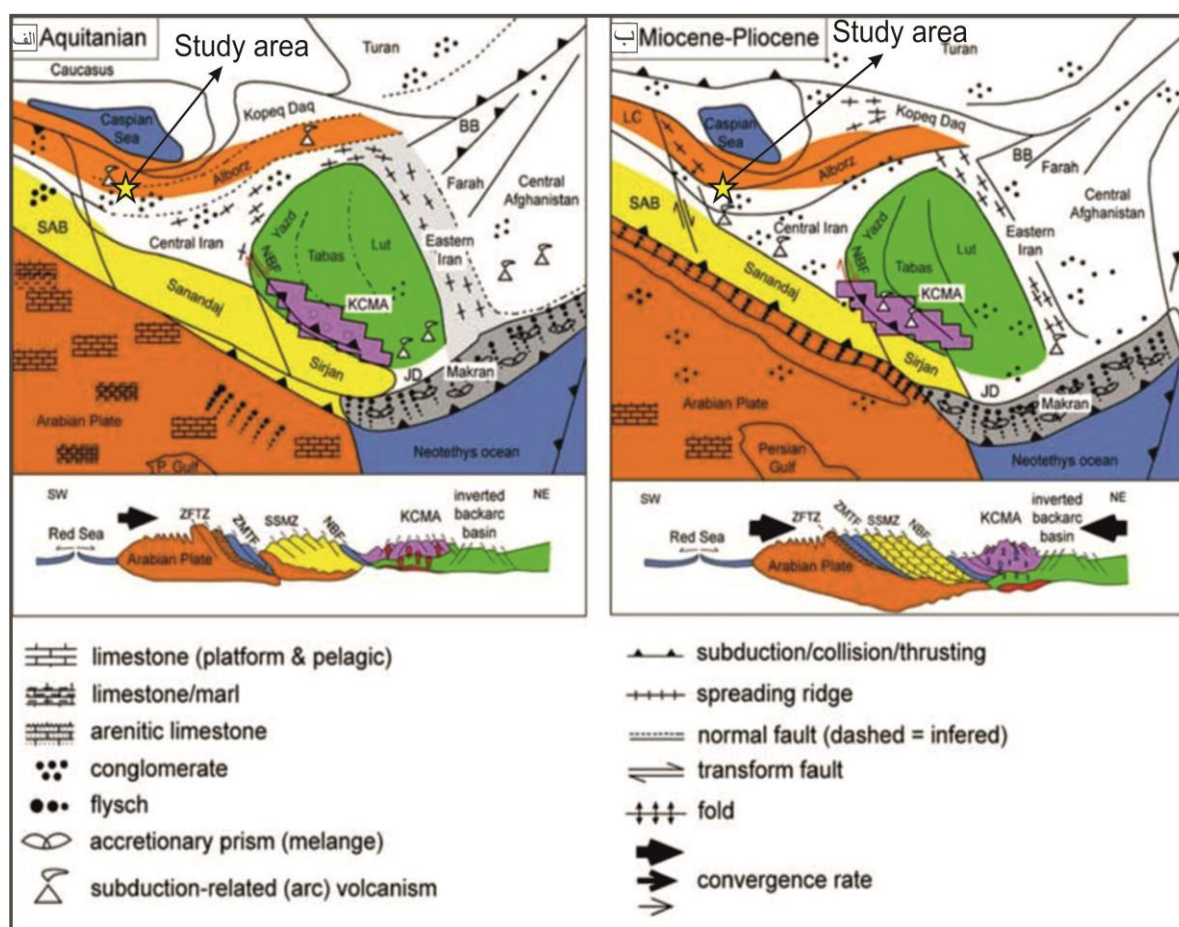
آن سبب شکل‌گیری کمان ماگمایی البرز، مجموعه رسوبی آتش‌فشانی کرج و گرانیتوئیدی طارم در پالئوژن و بخشی از نوژن در البرز جنوبی شده است (نظری و همکاران، ۱۳۸۵). مجموعه آتش‌فشانی پهنه ماگمایی جنوب البرز مربوط به یک کمان آتش‌فشانی می‌باشد که در اثر فروانش بستر اقیانوسی به زیر صفحه قاره‌ای فوران نموده است (حکیمی آسیابر و همکاران، ۱۳۹۰). به بیانی دیگر،

به طور کلی در مورد جایگاه زمین ساختی منطقه مورد مطالعه می‌توان گفت، در طول بیش از ۱۸۰ میلیون سال، فرگشت (تکامل) زمین ساختی ایران تحت تأثیر فروانش سنگ کره اقیانوسی تیس جوان به زیر حاشیه جنوبی اوراسیا قرار داشته است (شهیدی و همکاران، ۱۳۸۹). فروانش تأخیری پوسته اقیانوسی حوضه پشت کمان ارومیه - دختر در پالئوسن پسین و زمین ساخت تراکشی پس از

پهنه فرورانشی پوسته اقیانوسی در دوره میوسن، ایجاد نوار ماگمایی حاصل از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی و تأثیر موارد یاد شده بر ژئوشیمی رسوبات مورد مطالعه، جایگاه زمین ساختی کمان قوسی اقیانوسی مرتبط با پهنه فرورانش تأخیری پوسته اقیانوسی برای این رسوبات می تواند منطقی باشد.

بسته شدن و هضم نهایی آخرین بقایای پوسته اقیانوسی در طی دوره میوسن در ایران، سبب آغاز یکی از بزرگترین فازهای دگرشکلی پوسته ایران در نئوژن شد (Berberian & King, 1981؛ Allen et al., 2003؛ Wilmsen et al., 2009) (شکل ۱۳).

با توجه به قرارگیری توالی مورد مطالعه در منطقه طالقان و



شکل ۱۳: بخشی از طرح تکاملی بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در ایران؛ الف) میوسن آغازی، ب) میوسن - پلیوسن (برگرفته از Shafiei et al., 2009) و نمایش محل رخنمون مورد مطالعه؛ تقارن منطقه مورد مطالعه با پهنه فرورانش پوسته اقیانوسی می تواند دلیل پیشنهاد جایگاه زمین ساختی کمان قوسی اقیانوسی توسط نمودارهای ژئوشیمیایی پیشنهادی برای توالی مورد مطالعه باشد (JD: گودال جازموریان؛ KCMA: مجموعه ماگمایی سنوزوئیک کرمان؛ LC: قفقاز کوچک؛ BB: باند بیان؛ NBF: گسل نائین - بافت؛ SAB: بلوک آمریکای جنوبی؛ SSMZ: پهنه دگرگونی سندج - سیرجان؛ ZFTZ: چین خوردگی زاگرس - پهنه روراند).

نتیجه گیری

براساس مطالعات Folk (1974) در گروه های لیت آرنایت و یک مورد فلدسپاتیک لیت آرنایت قرار می گیرند. با توجه به این که چارچوب اصلی تمامی لایه های سنگی در این رخنمون از خرده سنگ های آذرین بیرونی تشکیل شده

رخنمون رسوبات آواری قرمز میوسن در منطقه طالقان از سه رده رسوبات مارن، ماسه سنگ و کنگلومرا تشکیل شده است. لایه های ماسه سنگی به لحاظ ترکیب سنگ شناسی و

است، رسوبات ماسه سنگی نیز از نوع ولکانیک آرنایت می‌باشند. این رسوبات به لحاظ رخساره‌ای و براساس مطالعات Miall (2000) در سه گروه رخساره‌ای ماسه‌سنگی St، Sm و Sh قابل طبقه‌بندی هستند. بر این اساس، رسوبات کنگلومرایی نیز در دو دسته Gmm و Gcm قرار می‌گیرند. همچنین رسوبات درشت دانه براساس بافت و ترکیب سنگ شناسی به دو نوع ارتوکنگلومرای پلی میکتیک و پاراکنگلومرای پلی میکتیک قابل تقسیم هستند. بر اساس شواهد صحرایی و آزمایشگاهی زیرمحیط‌های رسوبی کانال رودخانه‌های بریده بریده، دشت سیلابی و مخروط افکنه برای این توالی قابل تشخیص است.

بر اساس تفاسیر نتایج حاصل از روش‌های ژئوشیمیایی، سنگ منشأ آذرین فلسیک با مشابهت پوسته قاره‌ای برای

این رسوبات تعیین گردید. سنگ منشأ فوق از نوع آذرین بیرونی بوده و فرآیند تشکیل آن ممکن است با ذوب بخشی پوسته قاره‌ای و ایجاد ماگمای ریولیتی طی فروانش تأخیری پوسته اقیانوسی حوضه پشت کمائی ارومیه - دختر در البرز جنوبی مرتبط باشد. از این رو براساس نمودارهای تعیین جایگاه زمین ساختی براساس داده‌های ژئوشیمیایی، جایگاه کمان قوسی اقیانوسی برای توالی مورد مطالعه پیشنهاد می‌گردد. طبق نمودارهای مورد استفاده، اقلیم گذشته در این محیط خشک تا نیمه خشک بوده است. رسوبات این توالی دچار هوازدگی شیمیایی ضعیف شده و تفکیک هیدرولیکی پایین دارند و در چرخه اول رسوبی و نزدیک منشأ نهشته شده‌اند.

منابع

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- حکیمی آسیابر، س.، پور کرمانی، م.، شهریاری، س.، قربانی، م.، قاسمی، م. ر.، ۱۳۹۰. تقسیمات تکنیکی البرز غربی. مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، ۲۱ (۸۱): ۱۱۳-۱۲۴.
- عباسی، ن.، امینی، ع.، ۱۳۸۵. اثرشناسی رد پای پستانداران میوسن در سازند سرخ بالایی، برش ایوانکی، خاور تهران. علوم زمین، ۱۷ (۶۷): ۵۴-۶۷.
- رضایی، خ.، فروغی، ش.، اسدی، الف.، ۱۳۹۴. پتروگرافی و ژئوشیمی ماسه سنگ‌های سازند سرخ بالایی در برش منطقه حسن آباد- جنوب غرب تهران. رسوب‌شناسی کاربردی، ۳ (۶): ۴۳-۵۶.
- شهیدی، ع.، بایر، الف.، برون، م. ف.، سعیدی، ع.، ۱۳۸۹. فرگشت ساختاری البرز در میان زیستی و نوزیستی. علوم زمین، ۲۱ (۳۸): ۲۰۱-۲۱۶.
- نظری، ح.، رینتز، ژ. ف.، عقابی، ش.، ۱۳۸۵. نگاهی نو بر جغرافیای دیرینه و فرگشت ساختاری البرز در تیس. علوم زمین، ۱۶ (۶۳): ۳۸-۵۳.

Ahmed, S., Tarek, Y.M.A., & Essam, M.A., 2011. Sedimentological and petrophysical Characteristics of Rha formation at Wadi Tubai, North Golf of Aqaba, Sinai, Egypt. *Egyptain Journal of Petroleum*, 20: 79-87.

- Allen, M.B., Vincent, S.J., Alsop, G.I., Ismail-zadeh, A., & Flecker, R., 2003. Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone. *Tectonophysics*, 366 (3-4): 223-239.
- Amini, A., 1997. Provenance and Depositional Environment of the Upper Red Formation, Central Zone Iran. *Ph.D. thesis, Manchester University*, 1-320.
- Annells, R.S., Arthurton, R.S., Bazley, R.A.B., Davies, R.G., Hamed, M.A.R., & Rahimzadeh, F., 1977. Geological map of Shakran, scale 1:100000. *Geological Survey of Iran*.
- Assereto, R., 1966. Geological Map of upper Djadgerud and Lar Valleys (Central Elburz, Iran) with explanatory notes. *Institute of Geology, University of Milan*, 1-86.
- Berberian, M., & King, G., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*, 91 (6): 611-627.
- Boggs, S.J., 2006. Principles of Sedimentology and Stratigraphy, Fourth Edition. Upper Saddle River, New Jersey: *Pearson Education Inc*, 1-662.
- Boot, A.W., & Schmeits, A., 2000. Market Discipline and Incentive Problems in Conglomerate Firms with Applications to Banking. *Journal of Financial Intermediation*, 9: 240-273.
- Catuneanu, O., 2003. Sequence Stratigraphy of Clastic Systems. *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 16: 1-248.
- Colella, A., & Prior, D.B., 2009. Coarse-Grained Deltas. *Special Publication 10 of the IAS*, 368 p.
- Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104: 1-37.
- Cox, R., Lowe, D.R., & Cullers, R.L., 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the south-western United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 2919-2940.
- Crook, K.A.W., 1974. Lithogenesis and geotectonics: The significance of compositional variation in flysch arenites (greywackes). *Society of Economical, Paleontological and Mineralogical Special Publications*, 19: 304-310.
- Cullers, R.L., & Podkovyrov, V.M., 2000. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: Implications for mineralogical and provenance, and recycling. *Precambrian Research*, 104: 77-93.
- Das, B.K., Al-Mikhlaifi, A.S., & Kaur, P., 2006. Geochemistry of Mansar Lake sediment, Jammu, India: Implication for source area weathering, provenance, and tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 104: 649-668.
- Davis, A.M., Aitchison, J.C., Badengzhu, Hui L., & Zyabrev, S., 2002. Paleogene island arc collision related conglomerates, Yarlung-Tsangpo suture zone, Tibet. *Sedimentary Geology*, 150 (3-4): 247-273.
- Diskin, S., Evans, J., Fowler, M.B., & Guion, P.D., 2011. Recognizing Different Sediment Provenance within a Passive margin setting: towards characterizing a sediment Source to the west of the British late Carboniferous sedimentary basins. *Chemical Geology*, 283: 143-160.
- Dozy, J.J., 1955. A sketch of post-Cretaceous volcanism in central Iran. *Leidse Geologische Mededelingen*, 20 (1), 48-57.
- Einsele, G., 2013. Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. *Springer Science and Business Media*, 1-727.

- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rock sand paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23: 921-924.
- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Publishing Company*, Austin, Texas, 182 p.
- Gansser, A., 1955. New aspects of the geology in central Iran. *Fourth World Petroleum Congress*, 2: 280-300.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., Ando, S., Paparella, P., & Clift, P.D., 2005. Petrology of Indus River sands: a key to interpret erosion history of the Western Himalayan Syntaxis. *Earth and Planetary Science Letters*, 229 (3): 287-302.
- Glaus, M., 1964. Trias und Oberperm in Zentralen Elburz (persian). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 57 (2): 491-508.
- Gomez, J.L., Chivelet, J.M., & Palma, R.M., 2009. Architecture and development of the alluvial sediments of the Upper Jurassic Tordillo Formation in the Canada Ancha Valley, northern Neuquen Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 219: 180-195.
- Garcia, D., Ravenne, C., Maréchal, B., & Moutte, J., 2004. Geochemical variability induced by entrainment sorting: quantified signals for provenance analysis. *Sedimentary Geology*, 171 (14): 113-128.
- Gonzalez-Lopez, J.M.G., Bauluz, B., Fernandez-Nieto, C., & Oliete, A., 2005. Factors controlling the trace-element distribution in fine-grained rocks: the Albian Kaolinite-rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain). *Chemical Geology*, 214: 1-19.
- Grecula, M., Flint, S.S., Wickens, H.D.V., & Johnson, S.D., 2003. Upward- thickening patterns and lateral continuity of Permian sand-rich turbidite channel fills, Laingsburg Karoo, South Africa. *Sedimentology*, 50 (5): 831-853.
- Hayashi, K., Fujisawa, H., Holland, H.D., & Ohmoto, H., 1997. Geochemistry of 1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 4115-4137.
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 820-829.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., & Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 103-116.
- Khan, T., & Khan, M.S., 2016. Geochemistry of the sandstones of Punagarh basin: Implications for two source terranes and Arabian-Nubian connection of Aravalli craton. *Journal of the Geological Society of India*, 88 (3): 366-386.
- Khalifa, M., & Catuneanu, Q., 2008. Sedimentary of the bahariya Formation (Early Cenomanian), Bahariya Oasis, Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 51: 89-103.
- Kosun, E., Poisson, A., Ciner, A., Wernli, R., & Monod, O., 2009. Syn-tectonic sedimentary evolution of the Miocene Atallar Basin, southwestern Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34: 466-479.
- Lahtinen, R., 2000. Archaean-Proterozoic transition: geochemistry, provenance and tectonic setting of metasedimentary rocks in central Fennoscandian Shield, Finland. *Precambrian Research*, 104 (3-4): 147-174.
- Loftus, W., 1855. On geology of portions of the Turco-Persian frontier and of the districts adjoining. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 11 (1): 247-245.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., & Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd-Sr Isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2015-2050.

- McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2: 1-109.
- Miall, A.D., 2000. Principles of Sedimentary Basin Analysis. 3rd Edition, *Springer Verlag*, 1-616.
- Miall, A.D., 2006. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. *Springer Verlag*, 4th corrected printing, 1-582.
- Mutti, E., Tinterri, F., Benevelli, G., Biase, D., & Cavanna, G., 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, 20 (6-8): 733-755.
- Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., & Siever, R., 1972. Sand and Sandstone. Plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Precambrian Research*, 147: 124-147.
- Peter, A.L., & Steel, R.J., 2006. Hyperpycnal flow variability and slope organization on an Eocene shelf margin, Central Basin, Spitsbergen. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90 (10): 1451-1472.
- Roberts, E., 2007. Facies architecture and depositional environments of the Upper Cretaceous Kaiparowits Formation, southern Utah. *Sedimentary Geology*, 197: 207- 233.
- Roser, B.P., & Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ration. *Journal of Geology*, 94: 635-650.
- Roser, B.P., & Korsch, R.J., 1988. Provenance signature of sandstone-mudstone suite determined using discriminate function analysis of major element data. *Chemical Geology*, 67: 119-139.
- Roy, D., & Roser, B.P., 2012. Geochemistry of the Tertiary sequence in the Shahbajpur-1 well, Hatia Trough, Bengal Basin, Bangladesh: Provenance, source weathering and province affinity. *Journal of Life and Earth Science*, 7: 1-13.
- Rudnick, R.L., & Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In The Crust Treatise on Geochemistry. In: Holland, H.D., & Turekian, K.K., (eds.), *Elsevier- Pergamon, Oxford*, 3: 1-64.
- Shafiei, B., Haschke, M., & Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44: 265-283.
- Shaw, D.M., 1968. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32: 573-602.
- Soder, P., 1951. The Oligo-Miocene marine formation in the Qum region. *National Iranian Oil Company Geological*, Report No. 123.
- Stahl, A.F., 1911. Persian. *Heidelberg, Hansboch der Regionalen Geologie*, 5 (8): 1-46.
- Stocklin, J., & Eftekhari-nezhad, J., 1969. Explanatory text of the Zanjan Quadrangle map. *Geological Survey of Iran*, 1-61.
- Suttner, L.J., & Dutta, P.K., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate 1. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 326-345.
- Taylor, S.R., & McLennan, S.M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: Rare earth evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 30: 381-399.
- Taylor, S.R., & McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. *Blackwell Scientific Publication*, Carlton, 1-312.
- Tucker, M.E., 2009. Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. *John Wiley and Sons*, 1-272.
- Walker, R.G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R.G., & James, N.P., (eds.), *Facies Models, Geological Association of Canada*, 1-15.

- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., & Taheri, J., 2009. The Cimmerian Orogeny in northern Iran: Tectono-stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova*, 21 (3): 211-218.
- Yanagi, T., 2011. Generation of continental crust from the mantle. *Springer*, 1-123.



مدل سازی بلوغ حرارتی و ارزیابی ژئوشیمیایی سازند کشف‌رود در کپه‌داغ شرقی، شمال شرق ایران

حسین سعادت^۱، بهرام علیزاده^{۲*}، الهام ترهنده^۴، محراب رشیدی^۳

۱- دانشجوی دکتری زمین شناسی نفت، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۲- استاد زمین شناسی نفت، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۳- مدیر مرکز تحقیقات زمین شناسی و زمین شیمی نفت دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۴- مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران

*پست الکترونیک: alizadeh@scu.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۰/۷

تاریخ دریافت: ۹۶/۳/۱

چکیده

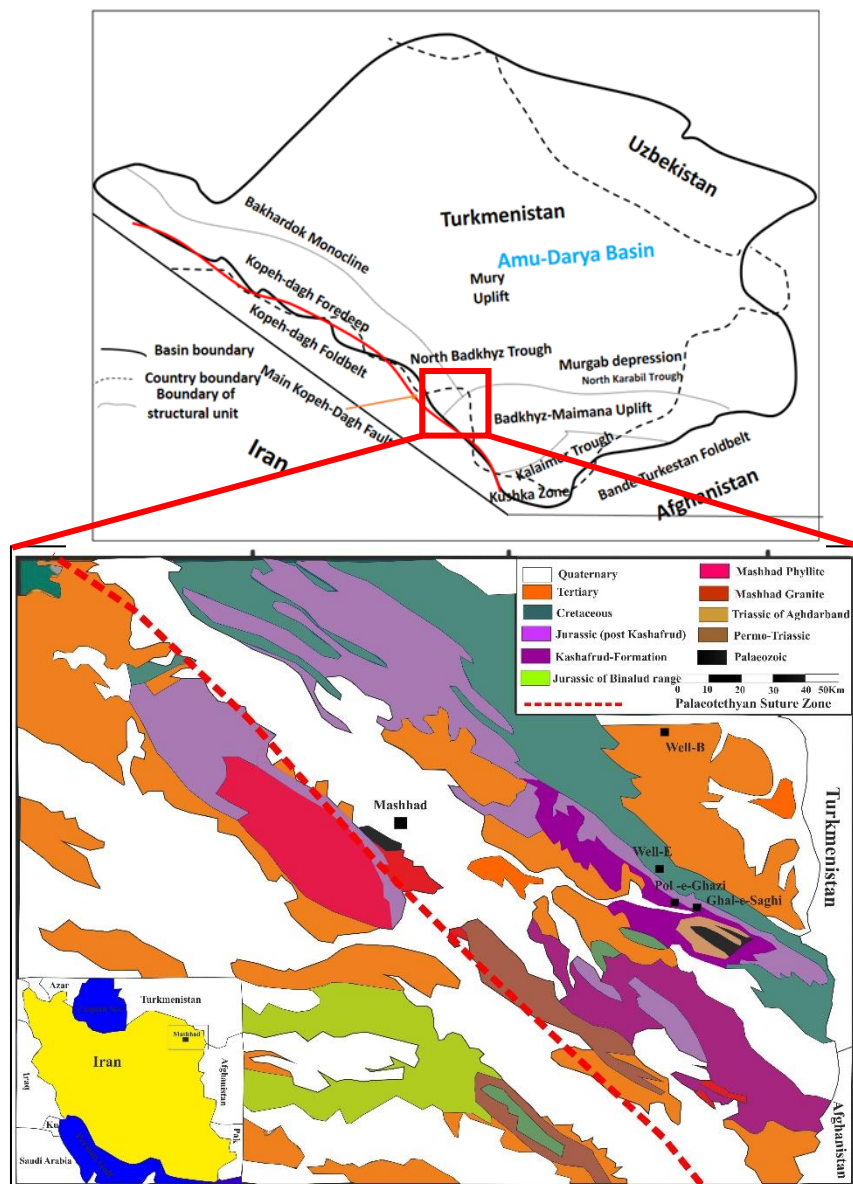
سازند کشف‌رود به کمک روش ژئوشیمیایی دارای پتانسیل هیدروکربوری نسبتاً خوب تا ضعیف ارزیابی می‌گردد. داده‌های راک ایول کروژن‌های نوع II و مخلوط II-III و بلوغ حرارتی انتهای مرحله پنجره نفتی تا کاندنسیت - گاز تر را نشان می‌دهند. برای مدل‌سازی بلوغ حرارتی، زون‌های I₂، I₄ و I₆ در چاه B (کپه‌داغ پیش‌ژرفا) و زون‌های I₁، I₃ و I₅ در چاه E (کپه‌داغ چین‌خورده) به عنوان لایه‌های سنگ منشأ سازند کشف‌رود معرفی شدند. زون‌های چاه B از ۱۶۷ تا ۱۰۷ میلیون سال پیش وارد پنجره نفتی، از ۱۱۵ تا ۷۲ میلیون سال پیش وارد اوج اصلی زایش نفت و از ۹۰ تا ۴۵ میلیون سال پیش وارد زون گاز تر شده‌اند. زون‌های I₄ و I₆ (عمیق‌ترین زون) بیشینه بلوغ حرارتی ۲/۵ تا ۲٪ انعکاس و یتربایت (VR_o) با ۲۰۰-۱۹۲ °C و زون I₂ (کم‌عمق‌ترین زون) کمینه بلوغ حرارتی ۱/۵۸٪ و دمای ۱۷۱ °C را در الیگوسن پیشین تحمل کرده‌اند. جریان حرارتی بالا در طول ریفت‌زایی به همراه باقی‌مانده ضخامت سازند کشف‌رود باعث زایش سریع هیدروکربور در زون I₆ شده است. این در حالی است که به واسطه چین‌خوردگی و کاهش دما (۱۷۵-۱۳۰ °C) هیدروکربورزایی متوقف شده است. زون‌های چاه E از زمان ۱۱۰ تا ۸۳ میلیون سال پیش وارد پنجره نفت‌زایی و از ۹۰ تا ۳۰ میلیون سال پیش وارد اوج اصلی زایش نفت شده‌اند. زون‌های I₃ و I₅ بیشینه بلوغ حرارتی ۱/۴ تا ۱/۱٪ VR_o و دمای ۱۵۵-۱۳۵ °C را در الیگوسن پیشین تحمل کرده‌اند در حالی که زون I₁ به اوج زایش نفت (۹۵/۰٪ VR_o و دمای ۱۲۸ °C) رسیده است. در حال حاضر به واسطه بالاآمدگی، چین‌خوردگی و کاهش دما به ۹۵-۶۳ °C، هیدروکربورزایی متوقف شده است. در نهایت به دلیل سپری شدن مرحله اصلی زایش هیدروکربور در کپه‌داغ پیش‌ژرفا و توقف هیدروکربورزایی به واسطه بالاآمدگی در کپه‌داغ چین‌خورده و پیش‌ژرفا، تشکیل تله‌های ساختمانی بر اثر چین‌خوردگی الیگوسن تأثیری در تجمعات هیدروکربوری کپه‌داغ شرقی نداشته و باید زمین‌ریختارهای دیرینه به عنوان اهداف اکتشافی در منطقه کپه‌داغ شرقی در الویت قرار گیرند.

واژه‌های کلیدی: سازند کشف‌رود؛ کپه‌داغ شرقی؛ مدل‌سازی بلوغ حرارتی.

مقدمه

میلیارد بشکه می‌باشد (Ulmishek, 2004; Energy, 2008).
تنها سیستم نفتی موجود در حوضه آمودریا گاززاست و
همچنین فراوانی هیدروکربورهای گازی با بلوغ بالای

کپه‌داغ شرقی بخش جنوب غربی حوضه آمودریا را تشکیل
می‌دهد (شکل ۱). مجموع گاز و هیدروکربورهای کشف
شده در این حوضه به ترتیب برابر با ۲۸۰ تریلیون فوت و ۲



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (Taheri et al., 2009)

سنگ‌های منشأ نیز در ارتباط است (Ulmishek, 2004). این حوضه به چهار واحد ارزیابی^۱ تقسیم‌بندی شده است که از بین آن‌ها کپه‌داغ پیش‌ژرفا^۲ از واحد شمالی و غربی، ناحیه کپه‌داغ شرقی را دربرمی‌گیرد (Ulmishek, 2004) (شکل ۱). جابه‌جایی فشارشی راست‌گرد همراه با حرکات انتهای میوسن - پلیوسن میانی، کپه‌داغ پیش‌ژرفا را در مرز جنوب - غربی حوضه آمودریا به وجود آورده است (Zonenshain & Pichon, 1986). زغال‌های ژوراسیک پیشین و میانی حوضه آمودریا انعکاس ویتروینایت ۱/۱۵٪ در عمق ۳۰۰۰ متری و ۲/۴ تا ۲/۳٪ در عمق ۴۶۰۰ تا ۵۶۰۰ متری دارند (Kuleshov & Ignatova, 1990; Ulmishek, 2004) و همراه با شیل‌های سیاه آکسفوردین به عنوان سنگ‌های منشأ هیدروکربورهای حوضه مورد مطالعه معرفی شده‌اند (Brookfield & Hashmat, 2001; Ulmishek, 2004). بخش ایرانی حوضه آمودریا لایه‌های زغالی ناحیه آق‌دربند (Zanchetta et al., 2013) و سازند چمن‌بید به سن باژوسین

سنگ‌های منشأ نیز در ارتباط است (Ulmishek, 2004). این حوضه به چهار واحد ارزیابی^۱ تقسیم‌بندی شده است که از بین آن‌ها کپه‌داغ پیش‌ژرفا^۲ از واحد شمالی و غربی، ناحیه کپه‌داغ شرقی را دربرمی‌گیرد (Ulmishek, 2004) (شکل ۱). جابه‌جایی فشارشی راست‌گرد همراه با حرکات انتهای میوسن - پلیوسن میانی، کپه‌داغ پیش‌ژرفا را در مرز جنوب - غربی حوضه آمودریا به وجود آورده است (Zonenshain & Pichon, 1986). زغال‌های ژوراسیک پیشین و میانی حوضه آمودریا انعکاس ویتروینایت ۱/۱۵٪ در عمق ۳۰۰۰ متری و ۲/۴ تا ۲/۳٪ در عمق ۴۶۰۰ تا ۵۶۰۰ متری دارند (Kuleshov & Ignatova, 1990; Ulmishek, 2004) و همراه با شیل‌های سیاه آکسفوردین به عنوان سنگ‌های منشأ هیدروکربورهای حوضه مورد مطالعه معرفی شده‌اند (Brookfield & Hashmat, 2001; Ulmishek, 2004). بخش ایرانی حوضه آمودریا لایه‌های زغالی ناحیه آق‌دربند (Zanchetta et al., 2013) و سازند چمن‌بید به سن باژوسین

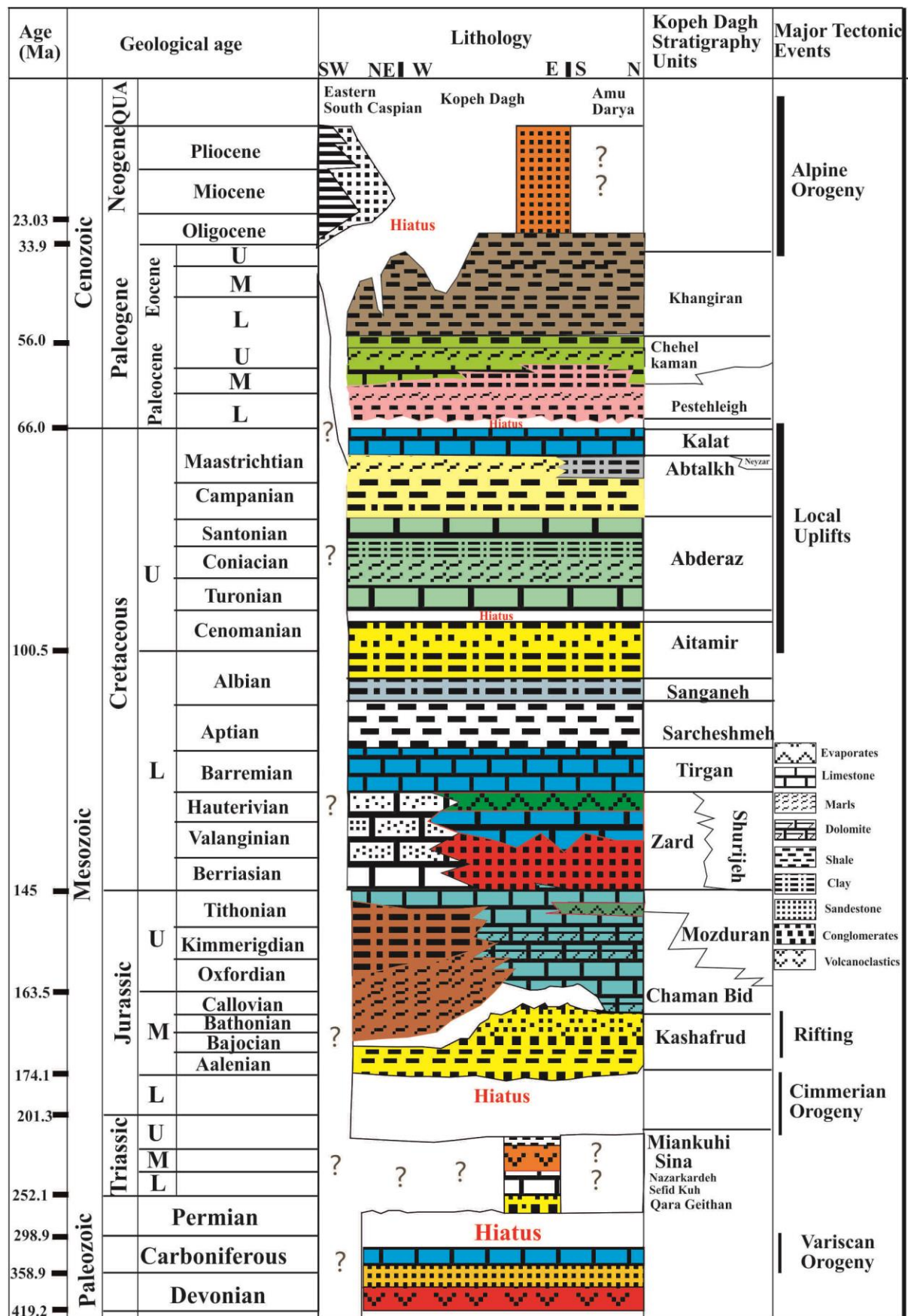
1- Assessment Units: AU
2- Kopeh-Dagh foredeep

پسین - تیتونین (Kalantari, 1969) با سنگ شناسی غالب شیل‌های خاکستری و سنگ آهک‌های مارنی (Robert et al., 2014) و محتوی کربن آلی ۰/۸٪ به عنوان سنگ‌های منشأ احتمالی برای هیدروکربورهای گازی معرفی شده‌اند (Ghasemi-Nejad et al., 2005). زایش، مهاجرت و تجمع هیدروکربور در این ناحیه در اواخر میوسن انجام گرفته است و مهاجرت گاز زودتر از ۱۰ میلیون سال پیش نبوده است (Moussavi-Harami & Brenner, 1993, 1992). اگرچه پتانسیل هیدروکربورزایی سازند کشف‌رود به سن آلنین - باژوسین مطالعه نشده است، اما رسوب گذاری در محیط ریفتی برای این سازند در کل حوضه کپه‌داغ پیشنهاد شده است (Robert et al., 2014). وجود شیل‌های سیاه و قطعات گیاهی پتانسیل هیدروکربورزایی سازند کشف‌رود را تأیید می‌کند (Poursoltani et al., 2007; Taheri et al., 2009) و بلوغ حرارتی آن برای زایش هیدروکربور کافی بوده است (Gibling & Poursoltani, 2011). در مطالعه حاضر نمونه‌برداری از سازند کشف‌رود در چاه‌های B و E به ترتیب از کپه‌داغ پیش‌ژرفا و چین‌خورده و برش‌های سطحی قلعه‌سنگی و پل‌گزی جهت بررسی توانایی پتانسیل هیدروکربورزایی انجام گرفته است. تا به امروز ۵ چاه در کپه‌داغ شرقی تا سازند کشف‌رود حفاری شده‌اند و سازند کشف رود تنها در چاه E به طور کامل حفاری شده است. از مهم‌ترین اهداف این مطالعه، بررسی ژئوشیمیایی سازند کشف‌رود و مدل‌سازی یک‌بعدی سیستم نفتی بخش شرقی حوضه کپه‌داغ می‌باشد.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه کپه‌داغ شرقی، قسمت جنوب غربی حوضه آمودریا در پلاتفرم توران را تشکیل می‌دهد که احتمالاً در نتیجه کوه‌زایی اورالین یا هرسی‌نین در اواخر پالئوزویک به وجود آمده است (Golonka, 2004).

مرحله اصلی رسوب گذاری در ناحیه کپه‌داغ با ته‌نشست سازند کشف‌رود در زمان ژوراسیک میانی آغاز شده و رسوبات چین خورده تریاس و سنگ‌های قدیمی‌تر از آن را به صورت ناپیوسته پوشانده است (Taheri et al., 2009). ضخامت سازند کشف‌رود از ۳۰۰ متر در بلندی‌های قدیمی تا بیش از ۲۵۰۰ متر در رسوبات سیلیسی عمیق دریا متغیر است (Poursoltani et al., 2007; Taheri et al., 2009). سازند کشف‌رود به سمت غرب حوضه توسط شیل‌های خاکستری و کربنات‌های مارنی سازند چمن‌بید پوشیده شده است، در حالی که در شرق حوضه در زیر سازند مزدوران (کربنات همراه با ادخال‌های انیدریتی) قرار می‌گیرد (Taheri et al., 2009) (شکل ۲). سازند مزدوران به سن ژوراسیک پسین، اصلی‌ترین مخزن هیدروکربوری در حوضه کپه‌داغ بوده که تغییرات سنگ‌شناسی و ضخامت آن (۱۴۰۰ تا ۲۰۰ متر) احتمالاً در ارتباط با بلندی‌های قدیمی بعد از ریفت‌زایی در ژوراسیک میانی است (Kavoosi et al., 2009; Mahboubi et al., 2010; Kavoosi, 2014). در اواخر ژوراسیک (اکسفوردین - کیمیریجین)، برخورد بلوک هلمند (بلوک جنوبی - مرکزی افغانستان) به حاشیه جنوبی پلاتفرم سی‌تیان - توران موجب بالا آمدگی (Clarke, 1994; Golonka, 2004) و رسوب‌گذاری لایه‌های تبخیری (پوش سنگ سازند شوریه) - ماسه‌ای سازند شوریه شده است. این سازند به ضخامت ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ متر تحت تأثیر شرایط خشک و سیستم رودخانه‌ای نهشته شده است (Moussavi-Harami & Brenner, 1990; Moussavi Harami, 2009; Mortazavi et al., 2014). سازند شوریه به سمت شمال غرب به وسیله سازند زرد با سنگ شناسی مارن دریایی، شیل آهکی و ماسه جایگزین می‌شود (Afshar Harb, 1979). به دلیل پیش‌روی دریا، تا اواخر کرتاسه در منطقه مورد مطالعه شرایط دریایی حاکم بوده و تنها در یک دوره



شکل ۲: ستون چینه‌شناسی ناحیه کپه‌داغ (تصحیح و تکمیل شده ستون چینه‌شناسی (Robert et al., 2014)

اطلاعاتی مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران (پالئولاگ چاه‌های مورد مطالعه) و تعدادی اسناد چاپ شده استخراج و در جدول ۲ آمده است (برای مثال: Kalantari, 1969; Moussavi-Harami & Raisossadat, 2000; Raisossadat, Moussavi-Harami et al., 2006; Robert et al., 2006; Sharafi et al., 2012, 2013; Heidari et al., 2014; Vahidinia et al., 2014; Bayet-goll et al., 2015; Ferré et al., 2016). عمق آب دیرینه از داده‌های دیرینه‌شناسی (Kalantari, 1969) و نوسانات جهانی سطح دریا (Haq et al., 1987) تهیه گردید.

با توجه به این که کل ضخامت سازند کشف‌رود در طاق‌دیس E حفاری شده است، این سازند به شش بخش (I_1 تا I_6) تقسیم شد و بخش‌های I_1 ، I_3 و I_5 به عنوان لایه‌های سنگ منشأ معرفی شدند (جدول ۳). فقط ۴۰۰ متر از سازند کشف‌رود در چاه B حفاری شده است. نظر به این که داده‌های لرزه‌ای ضخامت این سازند را به سمت پیش‌ژرفا افزایش یافته نشان می‌دهد، لذا ضخامت این سازند ۱۶۰۰ متر در نظر گرفته شد و سه افق I_2 ، I_4 و I_6 به عنوان زون‌های سنگ منشأ انتخاب شدند. در رأس سازند کشف‌رود در این چاه فراوانی ماسه در تناوب با رس مشاهده شده و به همین دلیل I_2 به عنوان اولین زون سنگ منشأ معرفی و سنگ‌شناسی آن معادل زون‌های موجود در چاه E تعیین گردید. از لحاظ چینه‌شناسی، چاه B تا سازند کشف‌رود به سن ژوراسیک میانی حفاری شده است و عمق نهایی آن ۴۴۱۶ متر است. چاه E با سازند قره‌قپطان به سن تریاس پیشین، قدیمی‌ترین سازند حفاری شده در منطقه است، اما به خاطر فرسایش سازندهای جوان‌تر از آلبین پسین، در حال حاضر عمق نهایی آن ۲۶۰۰ متر است. مقدار فرسایش و اطلاعات سنگ‌شناسی سازندها در جدول ۲ آمده است.

زمانی کوتاه مدت در اواخر سنومانین در نتیجه واکنش به رخدادهای برخوردی در سرزمین‌های دوردست، بالاآمدگی (Manby & Lyberis, 1999) و یا پس‌روی آب دریا سبب وقفه در رسوب‌گذاری شده است (Afshar, 1979; Harb, 1992; Moussavi-Harami & Brenner, 1992). در اوایل پالئوسن همزمان با پس‌روی دریا، لایه‌های قرمز سازند پسته‌لیق نهشته و به وسیله رسوبات دریایی و غیردریایی (پالئوسن - ائوسن) پوشیده شده‌اند (Moussavi-Harami, 1993). سرانجام مرحله اصلی معکوس‌شدگی کپه‌داغ در زمان ائوسن - الیگوسن پیشین به چین‌خوردگی‌های ضخیم^۳ و بالاآمدگی در منطقه مورد مطالعه منجر شده که این بالاآمدگی‌ها در ارتباط با فعالیت مجدد سیستم‌های گسلی پالئوزوئیک یا سیمیرین هستند (Robert et al., 2014).

روش مطالعه

به منظور ارزیابی ژئوشیمیایی سازند کشف‌رود تعداد ۲۵ نمونه سطحی از مقاطع قلعه‌سنگی و پل‌گزی و ۱۵ نمونه از چاه‌های B و E (جدول ۱) به وسیله دستگاه راک‌ایول و روش استاندارد (Behar et al., 2001; Opera et al., 2013) مورد پیرولیز قرار گرفتند. با توجه به این که کل ضخامت سازند کشف‌رود در چاه E حفاری شده است، نمونه‌های مورد نظر برای آنالیز ژئوشیمیایی از لاگ‌های گاما انتخاب گردیدند.

کلیه مراحل مدل‌سازی بلوغ حرارتی با استفاده از نرم‌افزار TemisFlow که بخشی از پلاتفرم Open Flow می‌باشد مطابق با روند ارائه شده توسط Hantschel & Kauerauf (2009) انجام شده است. داده‌های سنگ‌شناسی همراه با رخدادهای رسوب‌گذاری، نبود رسوب‌گذاری و فرسایش همراه با اطلاعات سن سازندهای مورد مطالعه از بانک

3- Thick-skinned

جدول ۱: نتایج پیرولیز راک - ایول بر نمونه‌های سازند کشف‌رود

	عمق	سازند	S ₁ (mg CO ₂ /gr Rock)	S ₂ (mg HC/gr Rock)	S ₃ (mg HC/gr Rock)	PI	Tmax (°C)	TOC (wt. %)	HI (mg HC/gr TOC)	OI (mg CO ₂ /gr TOC)	S ₁ /TOC	Calculated Ro
چاه B	۳۹۵۱	چمن‌بید	۰/۲۹	۰/۲۶	۱/۹	۰/۵	۴۸۸	۰/۲۷	۷۱	۳۲۲	۱/۰۷	۱/۶۲
چاه B	۴۲۰۰-۴۴۰۰	کشف‌رود	۰/۵۲	۰/۵۱	۱/۲۹	۰/۵	۳۰۸	۰/۵۶	۹۱	۳۹۹	۰/۹۳	-
			۰/۸۳	۰/۷۹	۱/۹	۰/۵۱	۳۰۶	۰/۷۴	۱۰۷	۱۷۴	۱/۰۵	-
			۰/۳	۰/۲	۰/۳	۰/۶	۳۰۱	۰/۱۲	۱۶۷	۲۵۰	۱/۵	-
			۰/۲۴	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۶۱	۴۱۵	۰/۳۴	۴۴	۵۶	۱/۶	-
			۰/۳۲	۰/۱۶	۰/۲۳	۰/۶۷	۳۹۵	۰/۱۶	۱۰۰	۱۲۷	۲	-
			۰/۳۹	۰/۰۲	۱/۲۴	۰/۹۵	۵۰۱	۰/۵۷	۴	۳۱۸	۰/۶۸	۱/۸۶
			۰/۵۴	۰/۰۲	۱/۶۵	۰/۹۶	۵۰۹	۰/۷۲	۲	۲۲۹	۰/۷۵	۲
چاه E	۱۲۷۲-۱۶۸۰	کشف‌رود	۰/۲۳	۰/۷	۰/۸۱	۰/۲۵	۴۵۰	۰/۷۸	۹۰	۱۰۴	۰/۲۳	۰/۹۴
			۰/۱۷	۰/۵۴	۰/۷۷	۰/۲۴	۴۵۱	۰/۷۷	۷۰	۱۰۰	۰/۱۷	۰/۹۶
			۰/۱	۰/۲۳	۰/۳۱	۰/۳۰	۴۶۱	۰/۶۲	۳۷	۵۰	۰/۱	۱/۱۴
			۰/۱۹	۰/۴	۰/۳۹	۰/۳۲	۴۶۲	۰/۵۶	۷۱	۷۰	۰/۱۹	۱/۱۶
			۰/۱۸	۰/۴۳	۰/۵۵	۰/۳۰	۴۶۲	۰/۷	۶۱	۷۹	۰/۱۸	۱/۱۶
			۰/۳۴	۰/۵۳	۰/۵۱	۰/۴۰	۴۶۵	۰/۷	۷۶	۷۳	۰/۳۴	۱/۳۱
			۰/۲۲	۰/۴۶	۰/۶۸	۰/۳۲	۴۶۶	۰/۹۷	۴۷	۷۰	۰/۲۲	۱/۳۳
قلعه‌سنگی	برش سطحی	کشف‌رود	۰/۲۵	۰/۴۹	۰/۵۵	۰/۳۴	۴۷۰	۰/۷۷	۶۴	۷۱	۰/۲۵	۱/۳۰
			۰/۰۲	۰/۲۵	۰/۵۵	۰/۰۷	۵۰۲	۰/۸۳	۳۰	۶۶	۰/۰۲	۱/۸۸
			۰/۰۹	۰/۵۳	۰/۱۹	۰/۱۵	۴۶۵	۰/۷۲	۷۵	۲۷	۰/۱۳	۱/۳۱
			۰/۰۸	۰/۵۹	۰/۲۹	۰/۱۱	۴۶۲	۰/۸۷	۶۸	۳۳	۰/۰۹	۱/۱۶
			۰/۱۲	۰/۶۳	۰/۲۳	۰/۱۶	۴۶۵	۰/۸۷	۷۲	۲۶	۰/۱۴	۱/۳۱
			۰/۱۳	۰/۸۶	۰/۲۷	۰/۱۳	۴۶۳	۱/۱	۷۸	۲۵	۰/۱۲	۱/۱۷
			۰/۰۸	۰/۵	۰/۲	۰/۱۳	۴۶۲	۰/۷۵	۶۷	۲۷	۰/۱۱	۱/۱۶
			۰/۰۷	۰/۲۸	۰/۳۴	۰/۱۹	۴۷۲	۰/۵۴	۵۲	۶۳	۰/۱۳	۱/۳۴
			۰/۰۷	۰/۴۲	۰/۱۳	۰/۱۳	۴۶۰	۰/۶	۷۰	۲۲	۰/۱۲	۱/۱۲
			۰/۱	۱/۲۸	۰/۲۷	۰/۰۷	۴۶۰	۱/۳۷	۹۳	۲۰	۰/۰۷	۱/۱۲
			۰/۰۵	۰/۵۱	۰/۲۷	۰/۰۹	۴۵۹	۰/۷۳	۷۰	۳۷	۰/۰۷	۱/۱۰
پل‌گری	برش سطحی	کشف‌رود	۰/۱۳	۰/۵۵	۰/۱۴	۰/۲	۴۵۷	۰/۷۱	۷۷	۲۰	۰/۱۸	۱/۰۷
			۰/۰۵	۰/۳۲	۰/۲۲	۰/۱۳	۴۶۲	۰/۵۳	۶۰	۴۲	۰/۰۹	۱/۱۶
			۰/۰۲	۰/۲۱	۰/۲۷	۰/۱۴	۵۰۴	۰/۶۵	۳۲	۴۲	۰/۰۳	۱/۹۱
			۰/۰۳	۰/۲۱	۰/۴	۰/۰۷	۵۰۲	۰/۶۸	۳۱	۵۹	۰/۰۴	۱/۸۸
			۰/۰۳	۰/۲۵	۰/۳۹	۰/۱	۴۹۹	۰/۶۹	۳۶	۵۷	۰/۰۴	۱/۸۲
			۰/۰۲	۰/۲۲	۰/۴۳	۰/۰۸	۵۰۲	۰/۷۴	۳۰	۵۸	۰/۰۳	۱/۸۸
			۰/۰۶	۰/۳۷	۰/۲۷	۰/۱۵	۴۷۵	۰/۸	۴۶	۳۴	۰/۰۸	۱/۳۹
			۰/۰۳	۰/۲	۰/۲۶	۰/۱۵	۴۷۴	۰/۴۷	۴۳	۵۵	۰/۰۶	۱/۳۷
			۰/۰۶	۰/۵۹	۰/۴۴	۰/۰۹	۴۷۹	۱/۲۴	۴۸	۳۵	۰/۰۵	۱/۴۶
			۰/۰۴	۰/۵۴	۰/۴۷	۰/۰۶	۴۷۰	۱/۲۴	۴۴	۳۸	۰/۰۳	۱/۳۰
			۰/۰۱	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۰۵	۴۶۸	۰/۶	۴۰	۳۸	۰/۰۲	۱/۲۶
			۰/۰۲	۰/۲	۰/۲۴	۰/۰۸	۴۶۶	۰/۴	۵۰	۶۰	۰/۰۵	۱/۳۳
			۰/۰۴	۰/۴۶	۰/۳	۰/۰۸	۴۵۷	۰/۷۳	۶۳	۴۱	۰/۰۵	۱/۰۷
			۰/۰۲	۰/۲۵	۰/۴۳	۰/۰۶	۴۵۷	۰/۶۳	۴۱	۷۰	۰/۰۳	۱/۰۷
			۰	۰/۲۲	۰/۳۱	۰/۰۱	۴۴۷	۰/۶۱	۳۵	۴۹	۰/۰۰	۰/۸۹

(سفیدکوه، نظرکرده، سینا و میانکوهی) همگی فرسایش پیدا کرده‌اند، به طوری که سازند کشف‌رود مستقیماً بر روی سازند قره‌قپطان قرار گرفته است. با توجه به این که

سازند قره‌قپطان در چاه E از زمان ۲۴۹ تا ۲۵۲ میلیون سال پیش (تریاس پیشین) رسوب‌گذاری کرده است (Robert et al., 2014). سازندهای جوان‌تر از سازند قره‌قپطان

سن سازند میانکوهی کارنین پسین - نورین پیشین (۲۳۲ تا ۲۲۰ میلیون سال پیش) می‌باشد (Robert et al., 2014)، کل این سازندها به صورت یک مجموعه رسوبی فرسایش یافته ۷۰۰ متری از زمان ۲۴۹ تا ۲۲۰ میلیون سال پیش در نظر گرفته شد (جدول ۲). سپس از ۲۲۰ تا ۱۷۳ میلیون سال پیش (تریاس پسین - ژوراسیک پیشین) همراه با دوره نبود رسوب‌گذاری و فرسایش کلی در ناحیه کپه‌داغ و زمان کوه‌زایی سیمیرین آغازی در منطقه (Saintot et al., 2006؛ Wilmsen et al., 2009؛ Zanchi et al., 2009)، این سازندها به وسیله فرسایش حذف شدند. به طور کلی از شروع رسوب‌گذاری در ژوراسیک میانی به جز در زمان سه بالاآمدگی و فرسایش جزئی (۶۴ تا ۶۶، ۹۳ تا ۹۶ و ۱۶۴ تا ۱۶۶ میلیون سال)، منطقه کپه‌داغ شرقی در حال فرونشینی پیوسته تا قبل از چین‌خوردگی و خروج از آب در حدود ۳۰ میلیون سال پیش (الیگوسن پیشین) بوده است. وجود مرحله فشارشی در سیمیرین میانی (Nikishin et al., 2001) موجب گردید رأس سازند کشف‌رود به وسیله یک ناپیوستگی مهم و در برخی نقاط به صورت محلی با یک ناپیوستگی زاویه‌دار توسط سری‌های بالایی مشخص شده (Robert et al., 2014) و یک ناپیوستگی عمومی در کالوین برای کپه‌داغ پیشنهاد شود (Poursoltani et al., 2007). در مورد دومین ناپیوستگی و بالاآمدگی (۹۳ تا ۹۶ میلیون سال پیش)، مطالعات قبلی تمام آشکوب تورونین ناپیوستگی در نظر می‌گرفتند (Afshar Harb, 1979؛ Robert et al., 2014)، اما مطالعات Vahidinia et al. (2014) نشان داد که سازند آبداز از زمان اوایل تورونین شروع به رسوب‌گذاری کرده و هیاتوس و فرسایش فقط روی سازند آیتامیر در سنومانین پسین (۹۶ تا ۹۳ میلیون سال) مشاهده شده است. برای سومین ناپیوستگی و فرسایش، با وجود این که یک ناپیوستگی عمومی در مایستریشتین برای کل ناحیه کپه‌داغ پیشنهاد شده است

(Robert et al., 2014)، (Mahboubi et al., 2006) سن سازند کلات، جوان‌ترین واحد رسوبی کرتاسه در ناحیه کپه‌داغ شرقی را مایستریشتین پسین تعیین کردند. برای تعیین سن سازند پسته‌لیق هیچ گونه مطالعه فسیل‌شناسی انجام نگرفته و سن آن بر اساس موقعیت چینه‌شناسی سازند کلات در زیر و سازند چهل‌کمان در بالا که بعد از دانین در محدوده زمانی ۶۱ تا ۵۶ میلیون سال پیش رسوب‌گذاری کرده، تعیین شده است (Mahboubi et al., 2001)؛ Rivandi et al., 2013). بنابراین محدوده سنی ۶۴ تا ۶۱ میلیون سال پیش برای سازند پسته‌لیق و ۶۶ تا ۶۴ میلیون سال پیش (شروع پالئوژن) نیز برای سومین زمان ناپیوستگی و فرسایش در نظر گرفته شده است. برخی نویسندگان این ناپیوستگی را به رخداد فاز فشارشی نسبت داده‌اند (Berra & Angiolini, 2014). Agard et al. (2011) این حرکات را در مقیاس منطقه‌ای به تغییرات قطعات صفحه‌ای جفت‌شونده با پهنه فرورانشی نئوتتیس نسبت داد. در نهایت مهم‌ترین فاز معکوس‌شدگی در طول الیگوسن پیشین (۳۰ میلیون سال پیش) در زمان بسته شدن نئوتتیس اتفاق افتاد (Frizon de Lamotte et al., 2011) که به چین‌خوردگی‌های ضخیم و بالاآمدگی در ارتباط با فعالیت مجدد سیستم‌های گسلی پالئوزوئیک یا سیمیرین منجر شد (Robert et al., 2014). تغییر اصلی در رژیم تکتونیکی کپه‌داغ در طول پلیو‌کوآرترنری با تبدیل از گسل‌های راندگی به مایل و امتدادلغز اتفاق افتاده که در نتیجه آرایش مجدد تکتونیکی (Shabanian, 2009؛ Shabanian et al., 2009) و حرکت به سمت شمال غرب حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا و یا چرخش ساعت‌گرد آن در ۷ تا ۴ میلیون سال پیش بوده است (Ritz et al., 2006). جهت استفاده از نرم‌افزار مدل‌سازی تمیس داده‌های زمان و ضخامت سازندهای فرسایش یافته به عنوان ورودی نرم‌افزار به آن داده شد (جدول ۲).

سن سازند میانکوهی کارنین پسین - نورین پیشین (۲۳۲ تا ۲۲۰ میلیون سال پیش) می‌باشد (Robert et al., 2014)، کل این سازندها به صورت یک مجموعه رسوبی فرسایش یافته ۷۰۰ متری از زمان ۲۴۹ تا ۲۲۰ میلیون سال پیش در نظر گرفته شد (جدول ۲). سپس از ۲۲۰ تا ۱۷۳ میلیون سال پیش (تریاس پسین - ژوراسیک پیشین) همراه با دوره نبود رسوب‌گذاری و فرسایش کلی در ناحیه کپه‌داغ و زمان کوه‌زایی سیمیرین آغازی در منطقه (Saintot et al., 2006؛ Wilmsen et al., 2009؛ Zanchi et al., 2009)، این سازندها به وسیله فرسایش حذف شدند. به طور کلی از شروع رسوب‌گذاری در ژوراسیک میانی به جز در زمان سه بالاآمدگی و فرسایش جزئی (۶۴ تا ۶۶، ۹۳ تا ۹۶ و ۱۶۴ تا ۱۶۶ میلیون سال)، منطقه کپه‌داغ شرقی در حال فرونشینی پیوسته تا قبل از چین‌خوردگی و خروج از آب در حدود ۳۰ میلیون سال پیش (الیگوسن پیشین) بوده است. وجود مرحله فشارشی در سیمیرین میانی (Nikishin et al., 2001) موجب گردید رأس سازند کشف‌رود به وسیله یک ناپیوستگی مهم و در برخی نقاط به صورت محلی با یک ناپیوستگی زاویه‌دار توسط سری‌های بالایی مشخص شده (Robert et al., 2014) و یک ناپیوستگی عمومی در کالوین برای کپه‌داغ پیشنهاد شود (Poursoltani et al., 2007). در مورد دومین ناپیوستگی و بالاآمدگی (۹۳ تا ۹۶ میلیون سال پیش)، مطالعات قبلی تمام آشکوب تورونین ناپیوستگی در نظر می‌گرفتند (Afshar Harb, 1979؛ Robert et al., 2014)، اما مطالعات Vahidinia et al. (2014) نشان داد که سازند آبداز از زمان اوایل تورونین شروع به رسوب‌گذاری کرده و هیاتوس و فرسایش فقط روی سازند آیتامیر در سنومانین پسین (۹۶ تا ۹۳ میلیون سال) مشاهده شده است. برای سومین ناپیوستگی و فرسایش، با وجود این که یک ناپیوستگی عمومی در مایستریشتین برای کل ناحیه کپه‌داغ پیشنهاد شده است

جدول ۲: داده‌های ورودی برای مدل‌سازی در کپه‌داغ شرقی؛ (*) ضخامت‌های فرسایش یافته از هر سازند بعد از بالآآمدگی در حدود ۳۰ میلیون سال پیش و (**) میزان فرسایش در زمان هر رخداد هستند. (آ) ۸۰۰ از کل ۱۰۵۰ متر ضخامت فرسایش یافته پیش‌بینی شده به وسیله مدل از سازند خانگیران در طول ۳۰ تا ۷ میلیون سال پیش فرسایش یافته است. (ب) ۲۵۰ متر باقی‌مانده هم در طول ۷ تا صفر میلیون سال پیش فرسایش یافته است. (س) مجموع ضخامت‌های فرسایش یافته از سازندهای خانگیران تا ۱۵۰ متر از آیتامیر در طول ۳۰ تا ۷ میلیون سال پیش؛ (د) ۳۰۰ متر باقی‌مانده از سازند آیتامیر در طول ۷ تا صفر میلیون سال پیش فرسایش یافته است. سازند تیرگان در چاه E از سنگ آهک تشکیل شده است.

سازند	سنگ‌شناسی	سن رسوب‌گذاری	عمق دیرینه آب (m)	چاه-B			چاه-E	
				سن فرسایش	ضخامت (m)	مجموع ضخامت‌های فرسایشی (m)	ضخامت (m)	مجموع ضخامت‌های فرسایشی (m)
خانگیران	Shale+Clay	۵۶-۳۰	۲۰۰	۰-۷	۱۳۴, ۱۰۵۰*	۲۵۰ ب	۱۰۰*	۳۰۰ د
چهل کمان	Limestone+Anhydrate	۵۶-۶۱	۰	۷-۳۰	۲۱۲	۸۰۰ آ	۴۰*	۱۷۰ س
پستلیق	Clay+Marl	۶۱-۶۴	۰		۶۴		۳۰*	
کلات	Limestone+ Clay	۶۶-۶۸	۴۰-۶۰	۶۴-۶۶	۵۱	۱۰۰**	۵۰*	۱۰۰**
نیزار	Clay+Sand	۶۸-۷۲	۲۰		۲۲۳		۲۲۰*	
آب تلخ	Clay+ Shale	۷۲-۸۳	۸۰-۲۰۰		۱۳۰		۱۳۰*	
آب‌دراز	Limestone+ Clay	۸۳-۹۳	۱۵۰-۲۰۰		۴۰۹/۵		۴۵۰*	
آیتامیر	Clay+Sand	۹۶-۱۰۷	۲۰-۱۰۰	۹۳-۹۶	۴۷۵/۵	۱۰۰**	۴۵۰*	۱۰۰**
سنگانه	Clay+ Shale	۱۰۷-۱۱۷	۱۵۰-۲۰۰		۳۵۹		۳۸۴	
سرچشمه	Limestone+ Shale	۱۱۷-۱۲۳	۱۰۰		۲۰۱		۱۹۱	
تیرگان	Clay+Sand	۱۲۳-۱۲۹	۱۰		۴۶		۲۵	
شوریجه	Sand + Clay	۱۲۹-۱۵۵	۰-۱۰		۲۶۲		۲۳۵	
مزدوران	Limestone+Dolomite	۱۵۵-۱۶۵	۲-۲۰		۱۲۵۷		۴۰۱	
چمن‌بید	Marl+ Dolomite	۱۶۴-۱۶۶	۷۰		۱۳۰		-	-
کشف‌رود	Sand+Shale	۱۶۶-۱۷۳	۴۰-۱۰۰	۱۶۴-۱۶۶	۴۶۳	-	۹۶۲	۲۰۰**
قره‌قبطان	Clay+Conglomerate	۲۲۰-۲۵۲	۰	۱۷۳-۲۲۰	-	-	۴۰۲	۷۰۰**

جدول ۳: ویژگی‌های سنگ شناختی سازند کشف‌رود در چاه E؛ (a) زون‌های مختلف سنگ منشأ سازند کشف‌رود در چاه E؛ (b) زون‌های مختلف سنگ منشأ کشف‌رود در چاه B؛ علامت تساوی به تشابه سنگ شناسی اشاره دارد.

زون‌های مختلف در سنگ منشأ کشف‌رود براساس نتایج راکابول و لاگ گاما در چاه E	^a I ₁ = ^b I ₂	رس	سنگ شناسی کلی سازند کشف‌رود در چاه E	از عمق ۱۲۳۶ تا ۱۵۵۰ متری تناوب رس و ماسه (به مقدار کم)
	^a I ₃ = ^b I ₄	شیل و رس		از عمق ۱۵۵۰ تا ۱۷۰۰ متری تناوب رس و شیل
	^a I ₅ = ^b I ₆	مارن		از عمق ۱۷۰۰ تا ۱۹۰۰ متری رس یک دست و از عمق ۱۹۰۰ متری تا شروع سازند تناوب مارن و سنگ آهک

به منظور به دست آوردن ضخامت رسوبات فرسایش یافته مربوط به سازندهای مختلف در چاه E، با توجه به این که مطالعات پیشین بر خروج منطقه کپه داغ شرقی از آب بعد از ائوسن - الیگوسن پیشین دلالت دارد، ضخامت رسوبی تا آخرین سازند نهشته شده (سازند خانگیران) در نظر گرفته شد (Robert et al., 2014؛ Afshar Harb, 1979). داده‌های لرزه‌ای مربوط به آخرین سازندهای فرسایش

نیافته کرتاسه پسین مانند سازند نیزار در مرز بین کپه داغ چین‌خورده و پیش‌ژرفا، نشان‌دهنده تغییر ضخامت در حین رسوب‌گذاری می‌باشند (داده‌های منتشر نشده مدیریت اکتشاف). بر اساس این شواهد، بالآآمدگی در کپه‌داغ چین‌خورده، قبل از کپه‌داغ پیش‌ژرفا شروع شده است، اما زمان خروج از آب این مناطق به دلیل شدت فعالیت‌های تکتونیکی و معکوس‌شدگی در الیگوسن پیشین که به

گرفتن بیشترین ضخامت با احتساب آخرین منطقه پس‌روی دریا در الیگوسن پیشین، پایین بودن شیب زمین گرمایی امروزی و فعالیت‌های تکتونیکی به دست آمد (جدول ۲). جهت مدل‌سازی زایش هیدروکربور مقدار TOC اولیه ۱/۱۶٪ و ۱/۱۳٪ به ترتیب در چاه‌های B و E برای سازند کشف‌رود انتخاب و از داده‌های کینتیکی این سازند استفاده شد (جدول ۴). مدل‌سازی بلوغ به وسیله مدل EASY% Ro انجام گرفت (Sweeney & Burnham, 1990). به منظور کالیبراسیون از داده‌های دمای ته چاه به وسیله رابطه Waples et al. (2004) استفاده شده و داده‌های ویتترینایت محاسبه شده از طریق فرمول Jarvie et al. (2001) به مدل داده شد (جدول ۱).

Vitrinite reflectance calculated=
0.018 (T_{max}) - 7.16, (Jarvie et al., 2001)

فرمول تصحیح شده Waples et al. (2004):

$T_{true} = T_{surf} + f \cdot (T_{meas} - T_{surf}) - 0.001391(Z - 4498)$
 T_{true} : دمای واقعی محاسبه شده سازند بر حسب درجه سلسیوس.

T_{surf} : دمای سطحی بر حسب درجه سلسیوس.

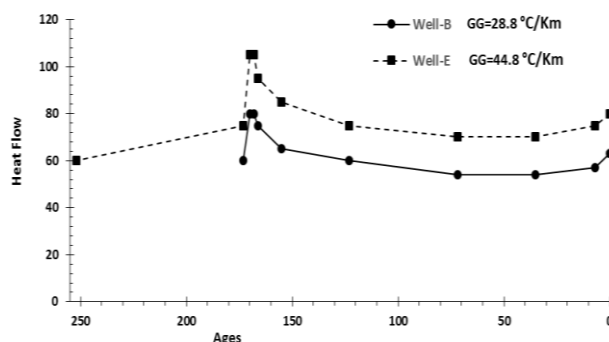
T_{meas} : دمای اندازه‌گیری شده به وسیله لاگ بر حسب درجه سلسیوس.

f : تابعی از مدت زمان توقف گردش سیال حفاری.

Z : عمق اندازه‌گیری بر حسب متر.

دمای سطحی حال حاضر برای چاه‌های مورد مطالعه ۱۳/۵°C در نظر گرفته شد (www.worldclimate.com). به علت تفاوت ساختاری یا ویژگی‌های سنگ شناسی، مقادیر شیب زمین گرمایی محاسبه شده تغییرات زیادی را نشان می‌دهد. بیشترین دمای ثبت شده در چاه E، ۱۳۰°C در عمق ۲۶۰۰ متری (عمق نهایی) می‌باشد که معادل با شیب زمین گرمایی ۴۴/۸ °C/km است (شکل ۳)، در حالی که بیشترین دما برای چاه B برابر با ۱۴۴°C در عمق ۴۳۵۰

چین‌خوردگی ضخیم منجر گردیده، تقریباً همزمان بوده است. از دیگر عوامل مهم کالیبراسیون مدل، به جز ضخامت، جریان گرمایی می‌باشد. به دلیل رخدادهایی از قبیل ریف‌زایی در ژوراسیک میانی، فعالیت‌های شدید گسل‌های پی‌سنگی و فرسایش شدید، عملاً امکان انتخاب جریان حرارتی ثابت وجود ندارد. بنابراین بیشینه مقدار جریان حرارتی در زمان ریف‌زایی، کاهش آن بعد از دوره ریف‌زایی و سپس افزایش دوباره آن به دلیل فرسایش عمیق و فعالیت گسل‌های پی‌سنگی اعمال شده است. با توجه به این که در چاه E بیشینه شیب زمین گرمایی ۴۴/۸ °C/mk محاسبه گردیده (شکل ۳)، بنابراین در کنار کالیبراسیون مدل با استفاده از داده‌های ویتترینایت، از داده‌های دمای ته چاه نیز استفاده شد.



شکل ۳: داده‌های جریان حرارتی و شیب زمین گرمایی برای دو چاه مورد مطالعه

بهترین هم‌خوانی داده‌های پیش‌بینی شده به وسیله مدل با داده‌های اندازه‌گیری شده و محاسبه شده زمانی به دست می‌آید که کمترین مقدار ضخامت رسوبی برای سازندهای پالئوژن در چاه E در نظر گرفته شود. این حالت با داده‌های لرزه‌ای مرتبط با تغییر ضخامت واحدهای رسوبی کرتاسه پسین هم‌خوانی دارد. با این حال برای دیگر سازندهای فرسایش یافته در کرتاسه پسین، ضخامتی مشابه با چاه B در نظر گرفته شد، در حالی که سازندهای فرسایش نیافته کرتاسه نیز در دو چاه تقریباً از لحاظ ضخامت مشابه‌اند. بهترین تطابق برای سازند خانگیران در چاه B نیز با در نظر

متری معادل با شیب زمین گرمایی $28/8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ می باشد (شکل ۳).

جدول ۴: داده های راکایول نمونه استفاده شده از سازند کشف رود

برای مدل سازی

TOC	S1	S2	S3	HI	OI	Tmax	PI	S _i /TOC
۱/۶۵	۰/۱۶	۰/۳۸	۲/۲۸	۱۷	۱۳۸	۴۴۶	۰/۳۶	۰/۰۹

بحث

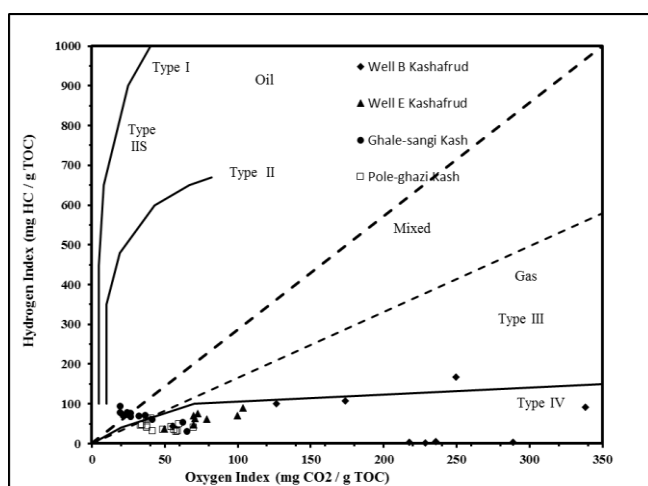
آنالیز راک - ایول

محتوی کل کربن آلی نمونه ها^۵ برای خرده های حفاری سازند کشف رود در چاه B بین ۰/۱۲ تا ۰/۷۶٪ (متوسط ۰/۵۲٪) و چاه E ۰/۵۶ تا ۰/۹۷٪ (متوسط ۰/۹۳٪) متغیر است (جدول ۱). محتوای TOC سازند کشف رود برای نمونه های سطحی در مقاطع قلعه سنگی و پل گزی به ترتیب بین ۱/۳۷ تا ۰/۵۳٪ (متوسط ۰/۸۱٪) و ۱/۲۴ تا ۰/۰۴٪ (متوسط ۰/۷۲٪) تغییر می کند (جدول ۱). هرچند افزایش اندک مقدار کربن آلی به سمت جنوب و جنوب شرق در دو مقطع مورد مطالعه مشاهده می شود، اما به طور کلی بر اساس داده های چاپ نشده از چاه های امیرآباد، توس و مقاطع مزداوند، چشمه روغنی، قره قیطان و آق دربند نمی توان الگوی مشخصی از افزایش و کاهش مواد آلی به دست آورد و تغییرات مواد آلی با جریان های قدیمه و منشأ تأمین رسوب هم خوانی نشان نمی دهد. با در نظر گرفتن سمت جنوب (Poursoltani et al., 2007) و جنوب غرب (Taheri et al., 2009) برای منشأ آواری و جهت جریان به سمت شمال غرب و شمال شرق - شرق (Poursoltani et al., 2007) با حرکت به سمت شمال، میزان ورود رسوبات آواری کم شده و شرایط برای تولید و رسوب گذاری مواد آلی فراهم می شود. فعالیت های تکتونیکی در هنگام رسوب گذاری به تغییرات شدید رخساره ای منجر شده اند (Poursoltani et al., 2007؛ Taheri et al., 2009) و به

عامل مهم جریان حرارتی^۶

در ناحیه کپه داغ شرقی، جریان حرارتی تحت تأثیر فعالیت های تکتونیکی و ریفیت زایی قرار گرفته است. پی سنگ کپه داغ از سنگ های آتش فشانی بازی به سن کربنیفر تشکیل شده (Ulmishek, 2004) و با مقدار جریان حرارتی ۶۰ میلی وات بر متر مربع همخوانی دارد (Allen & Stein & Stein, 1993؛ Pollack et al., 1992). برای چاه E به دلیل فرسایش سازندهای تریاس زیرین و میانی، مقدار افزایش جریان حرارتی تا ۷۵ میلی وات بر متر مربع از ۲۲۰ تا ۱۷۳ میلیون سال پیش در نظر گرفته شد. با رخداد فرآیند ریفیت زایی در حدود ۱۷۳ تا ۱۶۶ میلیون سال پیش، مقادیر جریان حرارتی به ترتیب برای چاه های B و E به ۸۰ و ۱۰۵ میلی وات بر متر مربع رسید. افزایش مقدار جریان حرارتی در طول ریفیت زایی و کاهش نمایی آن در دوره بعد از مرحله ریفیت زایی به وسیله McKenzie (1978) مطالعه شده است. چاه B در کپه داغ پیش ژرفا به واسطه سرد شدن حوضه و کاهش مقدار شارش گرمایی از ۱۶۶ تا ۷۲ میلیون سال و سپس مقدار ثابت تا ۳۰ میلیون سال مدل شده و در نهایت به دلیل فرآیندهای کوه زایی و حرکت گسل های امتداد لغز مقدار ۸ و ۱۰ میلی وات بر متر مربع به ترتیب به چاه های B و E افزایش جریان حرارتی اعمال شد، اما برای چاه E که در کپه داغ چین خورده و رانده واقع شده مقادیر جریان حرارتی بالاتر از چاه B می باشد. با این وجود روند سردشدگی یکسانی

می‌کند. مقدار اولیه دو عامل S_2 و TOC در چاه‌های مورد مطالعه به ترتیب بین ۲/۶۳ تا ۱٪ و ۱/۱۶ تا ۱/۱۳٪ محاسبه شد (داده‌های چاپ نشده)، اما با در نظر گرفتن نمونه‌های سطحی به نظر می‌رسد مقدار TOC تا ۲٪ نیز افزایش یابد. کمینه مقدار TOC لازم برای خارج شدن نفت و گاز تولیدی از سنگ منشأ برابر با ۲ تا ۱/۵٪ و ۰/۵٪ است (Lewan, 1987). بنابراین انتظار خروج گاز و اندکی نفت از سازند کشف‌رود می‌رود (جدول ۱). هرچند همه نمونه‌های مربوط به سازند کشف‌رود شاخص هیدروژن کمتر از ۱۰۰ دارند، لیکن استفاده از نمودار ون کروئل نشان می‌دهد که این سازند دارای کروژن‌های نوع II، مخلوط II-III و IV است (شکل ۵).

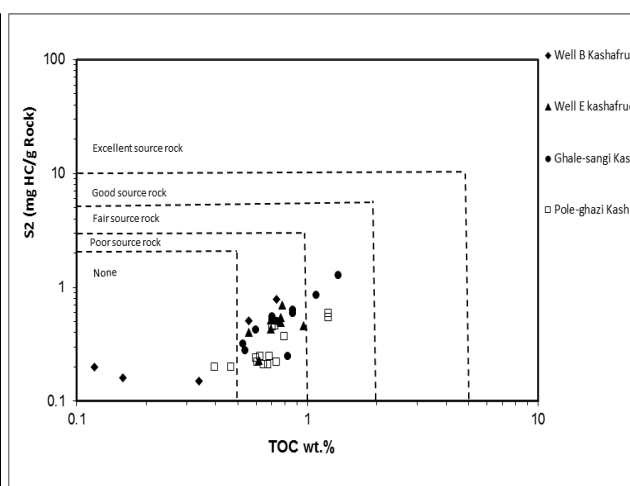


شکل ۵: نمودار HI در مقابل OI جهت تعیین نوع کروژن موجود (برگرفته از Dembicki Jr, 2009)

بیتومن به هیدروکربور را نشان می‌دهد (شکل ۶). به علت بلوغ بالای نمونه‌ها مقدار شاخص هیدروژن (HI) نیز مانند TOC و S_2 اولیه نبوده و به احتمال قوی تحت تأثیر بلوغ قرار گرفته است. بیشینه مقدار HI اولیه در دو چاه ۲۲۷ تا ۱۱۱ می‌باشد و گاززا بودن این سازند را تأیید می‌کند (داده‌های چاپ نشده)، هرچند مقادیر کمتر شاخص

احتمال مانع اصلی برای ارائه الگوی مشخص جهت تشکیل و نگهداری مواد آلی می‌باشند.

بر اساس مقدار TOC، نمونه‌های سازند کشف‌رود از لحاظ پتانسیل هیدروکربورزایی در محدوده فقیر تا نسبتاً خوب (تقریباً کمتر از ۱٪) (McCarthy et al., 2011) قرار دارند و با نمودار S_2 در برابر TOC نیز تأیید می‌شود (شکل ۴). مقدار کمتر S_2 احتمالاً با مقادیر بالای بلوغ نمونه‌ها هم‌خوانی دارد (Peters, 1986؛ Espitalie et al., 1977)، هرچند به احتمال زیاد مقدار قابل توجهی به کمبود مواد آلی اولیه مربوط می‌شود. کاهش مقدار TOC نیز در نتیجه افزایش بلوغ ماده آلی اتفاق می‌افتد (Daly & Edman, 1987؛ Dembicki Jr, 2009). این کاهش با در نظر گرفتن بلوغ، مقدار اولیه بالاتری از TOC را برای نمونه‌ها تداعی



شکل ۴: نمودار S_2 در برابر TOC جهت تعیین پتانسیل هیدروکربورزایی سازند کشف‌رود؛ تقسیم‌بندی محدوده‌ها براساس McCarthy et al. (2011) انجام گرفته است.

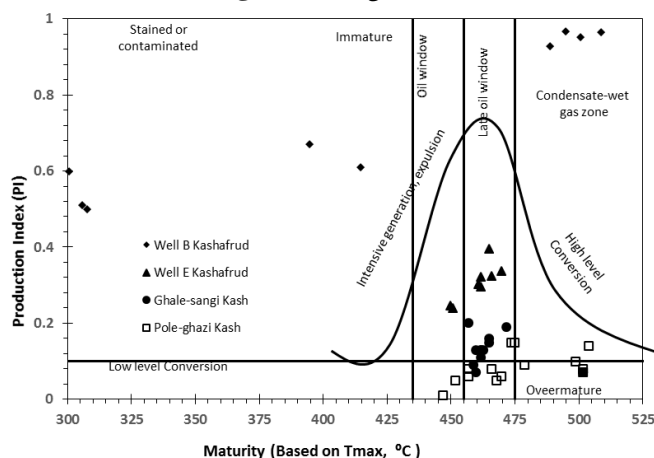
احتمالاً تغییرات شدید رخساره‌ای در زمان رسوب‌گذاری سازند کشف‌رود ناشی از فعالیت‌های گسلی و تنوع در محیط رسوبی از مهم‌ترین دلایل تنوع کروژن در سازند کشف‌رود می‌باشد. نمودار شاخص تولید (PI) در برابر T_{max} (Hackley, 2012) نشان دهنده سطح بلوغ انتهای پنجره نفتی تا گاز تر است و مقدار قابل توجهی از تبدیل

مهم‌ترین عوامل ورود سریع این زون از سازند کشف‌رود به پنجره نفتی هستند. این زون در اواخر آپتین (۱۱۵ میلیون سال پیش) در عمق حدود ۳۹۰۰ متری در دمای 129°C وارد اوج پنجره نفت‌زایی ($VR_0=0.95\%$) شده است (شکل‌های ۷ و ۹). زون I_6 سازند کشف‌رود در محدوده زمانی ۹۰ تا ۸۰ میلیون سال پیش (کنیاسین - سانتونین) وارد محدوده گاز تر ($VR_0=1.35\%$) شده است. این زون بیشینه دمای بالای 200°C بلوغ معادل ۲/۵٪ انعکاس ویترونیات را در عمق ۶۷۰۰ متری در الیگوسن پیشین (۳۰ میلیون سال پیش) تجربه کرده و به مرحله فوق بالغ رسیده است. در حال حاضر به خاطر چین‌خوردگی و بالاآمدگی در عمق ۵۳۰۰ متری قرار دارد و دمای این زون 170°C تا 165°C می‌باشد.

زون I_4 سازند کشف‌رود با سنگ شناسی شیل و رس در عمق حدود ۲۹۰۰ متری در ۱۳۴ میلیون سال پیش (والانژین) وارد پنجره نفت‌زایی شده است ($VR_0=0.65\%$). این زون در سانتونین (۸۶ میلیون سال پیش) در عمق حدود ۴۱۰۰ متری وارد اوج پنجره نفت‌زایی ($VR_0=0.95\%$) در دمای 135°C شده است. زون I_4 سازند کشف‌رود در محدوده زمانی ۵۶ میلیون سال پیش (اوایل ائوسن) وارد محدوده گاز تر ($VR_0=1.35\%$) شده است. این زون بیشینه دمای 192°C و بلوغ معادل ۲٪ انعکاس ویترونیات را در عمق ۶۰۰۰ متری در الیگوسن پیشین (۳۰ میلیون سال پیش) تجربه کرده و به مرحله گاز خشک رسیده است. در حال حاضر به دلیل چین‌خوردگی و بالاآمدگی در عمق ۴۹۰۰ متری قرار داشته و بیشینه دمای این زون 149°C می‌باشد.

زون I_2 سازند کشف‌رود با سنگ‌های رسی در عمق حدود ۳۱۰۰ متری در ۱۰۷ میلیون سال پیش (آلبین) وارد پنجره نفت‌زایی شده است ($VR_0=0.65\%$). این زون در مایستریشتین (۷۲ میلیون سال پیش) در عمق حدود ۴۰۵۰

هیدروژن به دلیل مقادیر کمتر TOC (کمتر از ۲٪)، می‌تواند تحت تأثیر خمیره سنگ منشأ نیز قرار گرفته باشد (Espitalie et al., 1980; Katz, 1983). با احتساب بلوغ امروزی، مقدار TOC و نوع کروژن سازند کشف‌رود می‌توانست مقداری نفت و گاز تولید کند، اما عمدتاً توانایی خروج گاز را داشته و مقدار نفت خارج شده از سنگ منشأ کشف‌رود قابل ملاحظه نمی‌باشد.

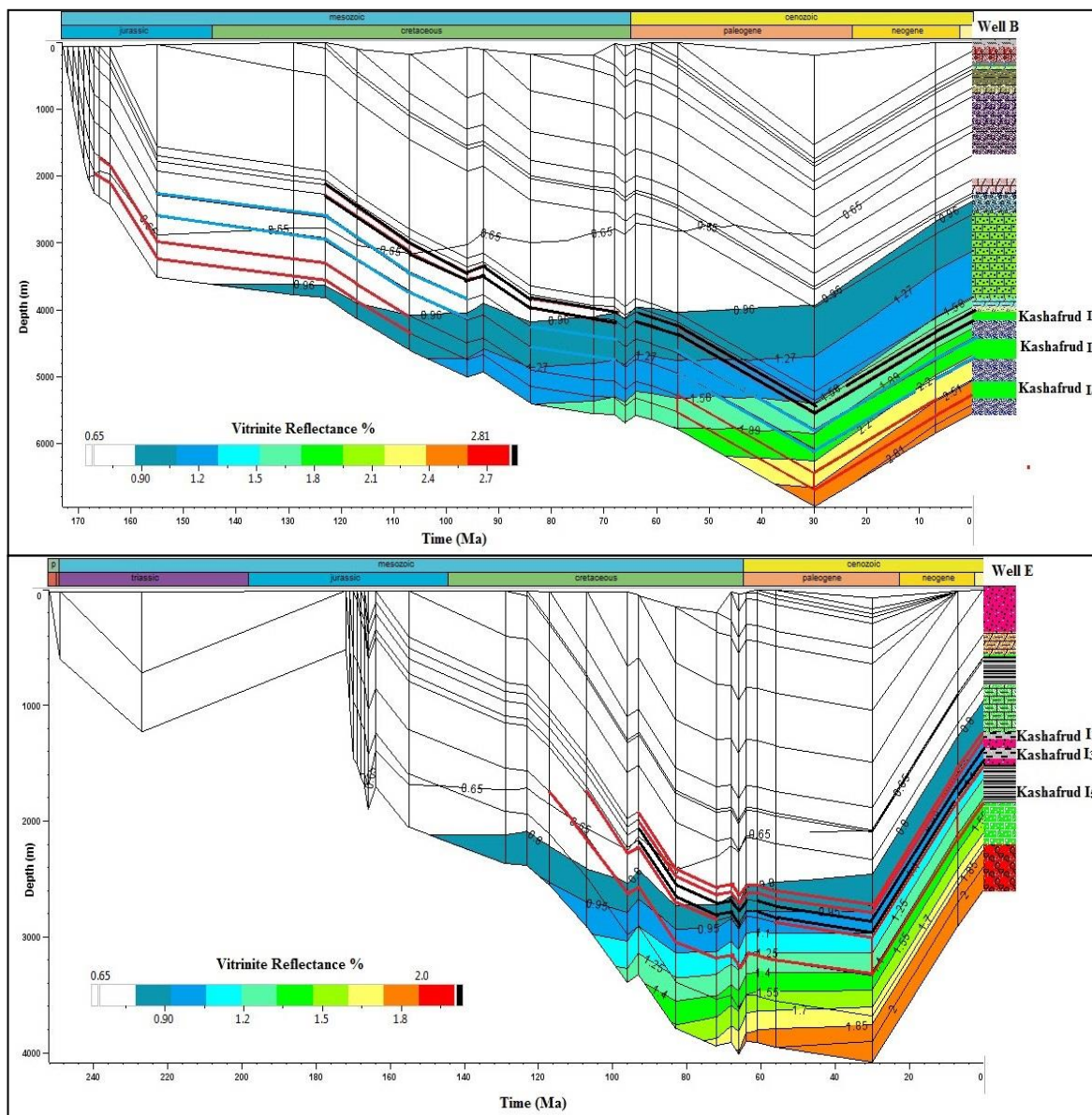


شکل ۶: نمودار Tmax در برابر PI جهت تعیین میزان بلوغ نمونه‌ها (برگرفته از Hackley, 2012)

تاریخچه تدفین و بلوغ حرارتی

چاه B

همان گونه که اشاره شد (جدول ۳) سازند کشف‌رود در چاه مورد مطالعه به طور متناوب به زون‌های منشأ و غیرمنشأ تقسیم‌بندی شد (شکل ۷). عوامل انعکاس ویترونیات محاسبه شده و دمای ته چاه در مقابل عمق در چاه B جهت کالیبراسیون مدل حرارتی به کار گرفته شدند (شکل ۸). در چاه B زون‌های I_2 ، I_4 و I_6 به عنوان زون‌های منشأ انتخاب شدند. زون I_6 با سنگ شناسی مارنی به عنوان عمیق‌ترین بخش از سازند کشف‌رود در عمق حدود ۲۰۰۰ متری در زمان باتونین (۱۶۷ میلیون سال پیش) وارد پنجره نفت‌زایی شده است ($VR_0=0.65\%$) (شکل ۷). دمای بالا در طول ریف‌زایی و باقی‌مانده ضخامت سازند کشف‌رود (زون‌های منشأ و غیرمنشأ I_1 تا I_5) بر روی زون I_6 از



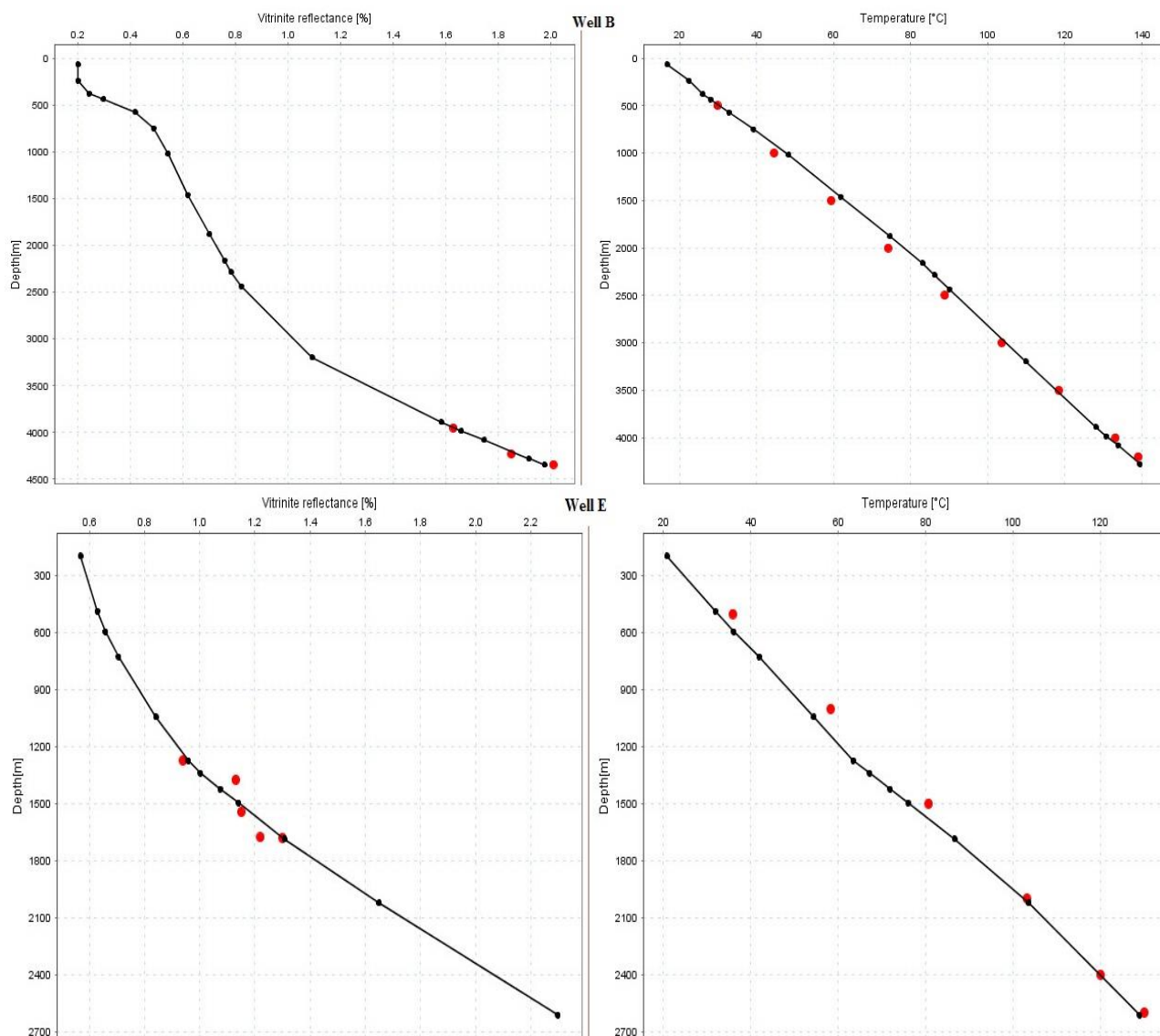
شکل ۷: تاریخچه تدفین و حرارتی برای کپه‌داغ پیش‌ژرفا در چاه B و چین‌خورده و رانده در چاه E: براساس داده‌های ویترینایت، سازند کشف‌رود در کپه‌داغ پیش‌ژرفا بلوغ در حد گاز تر - کاندنسیت (کشف‌رود I2) و گاز خشک (کشف‌رود I6) را تحمل کرده (A)، در حالی که در کپه‌داغ چین‌خورده و رانده (کشف‌رود I5) بیشینه بلوغ آن در حد گاز تر - کاندنسیت بوده است (B).

بالا آمدگی در عمق ۴۲۰۰ متری قرار دارد و بیشینه دمای این زون 130°C می‌باشد (شکل ۹).

چاه E

بیشینه عمق حفاری در چاه E برابر با ۲۶۰۰ متر بوده و در این چاه کل سازند کشف‌رود حفاری شده است. بر اساس زون‌بندی صورت گرفته، زون‌های I1، I3 و I5 به عنوان لایه‌های سنگ منشأ معرفی شدند (شکل ۷). زون I5 با

متری وارد پیک پنجره نفت‌زایی ($\text{VR}_0=0.95\%$) در دمای 128°C شده است. زون I2 سازند کشف‌رود در محدوده زمانی ۴۵ میلیون سال پیش (ائوسن) وارد محدوده گاز تر ($\text{VR}_0=1.35\%$) شده است. این زون بیشینه دمای 175°C و بلوغ معادل ۱/۶۵٪ انعکاس ویترینایت را در عمق ۵۶۰۰ متری در الیگوسن پیشین (۳۰ میلیون سال پیش) تجربه کرده است. در حال حاضر به خاطر چین‌خوردگی و



شکل ۸) داده‌های بلوغ اندازه‌گیری شده در برابر پیش‌بینی شده به وسیله مدل؛ دایره‌های قرمز داده‌های اندازه‌گیری شده و خطوط سیاه نتایج پیش‌بینی شده است.

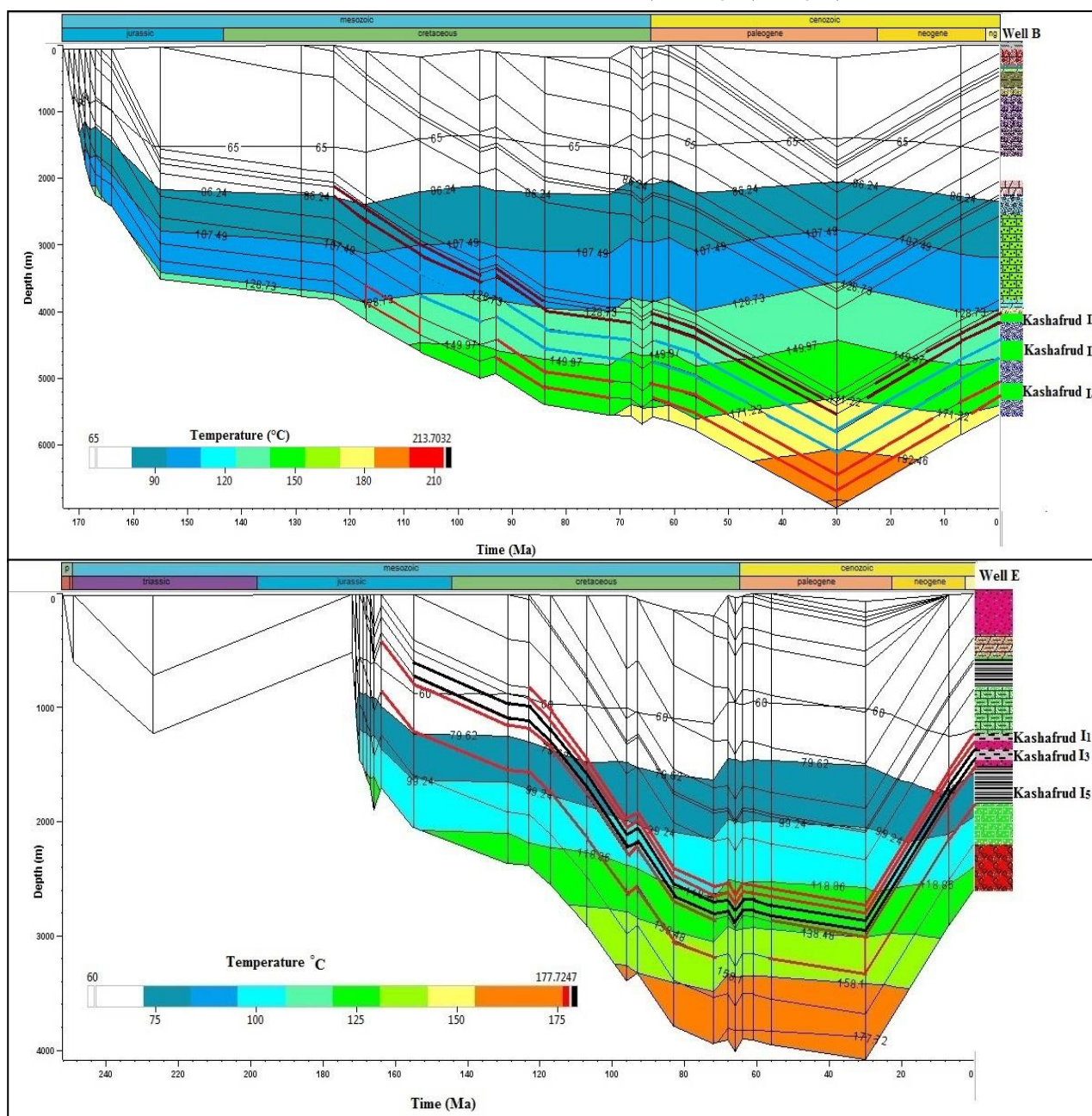
ویرینایت را در عمق ۳۱۰۰ متری در الیگوسن پیشین (۳۰ میلیون سال پیش) تجربه کرده و در حال حاضر به خاطر چین‌خوردگی و بالا آمدگی در عمق ۱۸۵۰ متری با بیشینه دمای 95°C قرار دارد (شکل ۹).

زون I_3 سازند کشف‌رود با ترکیب شیل و رسی در عمق حدود ۲۲۰۰ متری در ۹۳ میلیون سال پیش (سنومانین پسین) وارد پنجره نفت‌زایی شده است ($VR_0=0.65\%$). این زون در پالئوسن پیشین (۶۴ میلیون سال پیش) در عمق حدود ۲۸۰۰ متری در دمای 130°C وارد اوج پنجره نفت‌زایی ($VR_0=0.95\%$) شده و بیشینه دمای 135°C و

سنگ‌های مارنی عمیق‌ترین بخش سنگ منشأ سازند کشف‌رود می‌باشد. زون I_5 سازند کشف‌رود در عمق حدود ۲۰۰۰ متری در ۱۱۰ میلیون سال پیش (آلبین) وارد پنجره نفت‌زایی شده است ($VR_0=0.65\%$). این زون در سنومانین (۹۰ میلیون سال پیش) در عمق حدود ۲۸۰۰ متری در دمای 134°C وارد اوج پنجره نفت‌زایی ($VR_0=0.95\%$) شده است. زون I_5 سازند کشف‌رود در محدوده زمانی ۴۰ میلیون سال پیش در ائوسن پسین (بارتونین) وارد محدوده گاز تر ($VR_0=1.35\%$) شده است. این زون بیشینه دمای 155°C و بلوغ معادل ۱/۴٪ انعکاس

نفت‌زایی شده است ($VR_0=0.65\%$). این زون در الیگوسن پیشین (۳۰ میلیون سال پیش) با بیشینه عمق تدفین خود (۲۸۰۰ متری) در دمای 128°C وارد اوج پنجره نفت‌زایی ($VR_0=0.95\%$) شده است. در حال حاضر به خاطر چین‌خوردگی و بالاآمدگی در عمق ۱۲۵۰ متری قرار دارد و بیشینه دمای این زون 162°C می‌باشد (شکل ۹).

بلوغ معادل ۱/۱٪ انعکاس و پترینایت را در عمق ۲۹۵۰ متری در الیگوسن پیشین (۳۰ میلیون سال پیش) تجربه کرده است. در حال حاضر به خاطر چین‌خوردگی و بالاآمدگی در عمق ۱۵۰۰ متری قرار دارد و بیشینه دمای این زون 175°C می‌باشد (شکل ۹).
زون I_1 سازند کشف‌رود با ترکیب رسی در عمق حدود ۲۴۰۰ متری در ۸۳ میلیون سال پیش (کامپانین) وارد پنجره



شکل ۹: سازند کشف‌رود در چاه B بیشینه دمای بالای 200°C را در زون I_6 و کمینه دمای 175°C را در زون I_2 در الیگوسن پیشین تجربه کرده است، در حالی که بیشینه دمای 155°C را در زون I_5 و کمینه دمای 120°C در زون I_1 در ۳۰ میلیون سال پیش در چاه E گذرانده است. در هر دو چاه با کاهش دما در نتیجه بالاآمدگی و چین‌خوردگی، هیدروکربورزایی متوقف شده است.

مقایسه تاریخچه تدفین و بلوغ حرارتی در چاه‌های مورد مطالعه و ارتباط آنها با زمان تشکیل تجمعات هیدروکربوری

مقایسه تاریخچه تدفین و بلوغ حرارتی دو چاه B و E تفاوت ضخامت سازندهای کشف‌رود، مزدوران و توالی‌های رسوبی پالئوسن - الیگوسن پیشین در کپه‌داغ چین‌خورده و پیش‌ژرفا را نشان می‌دهد (شکل ۷). ضخامت بیشتر سازند کشف‌رود در چاه B بر اساس نتایج داده‌های لرزه‌ای اعمال شده است. سازند مزدوران به سن ۱۶۴ تا ۱۵۵ میلیون سال در چاه E برابر با ۴۰۰ متر و در چاه B برابر با ۱۲۵۰ متر می‌باشد. آخرین تفاوت در ضخامت به توالی‌های رسوبی پالئوسن - الیگوسن پیشین برمی‌گردد (شکل ۷) (جدول ۲). چنانچه قبلاً ذکر شد، فرسایش شدید بر ستون چینه‌شناسی کپه‌داغ چین‌خورده تأثیر گذاشته و سازندهایی که بعد از انتهای آلین تا الیگوسن پیشین رسوب‌گذاری کرده‌اند (سازندهای آیتامیر، آبدراز، آب‌تلخ، نیزار، کلات، خانگیران، پسته‌لیق و چهل‌کمان) به طور کامل به وسیله فرسایش حذف شده‌اند. با توجه به افزایش شیب زمین‌گرمایی و جریان حرارتی از چاه B به E (شکل ۳) می‌توان نتیجه گرفت که فعالیت گسل‌های امتدادلغز و پی‌سنگی که به فرسایش شدید منجر شده است، تأثیرگذار بوده‌اند. این درحالی است که برای کپه‌داغ پیش‌ژرفا مقدار کم این دو عامل با فعالیت تکتونیکی و فرسایش کمتر هم‌خوانی دارد.

با وجود شیب زمین‌گرمایی و جریان حرارتی بالاتر در چاه E به‌ویژه در زمان ریف‌زایی و در حال حاضر، بیشترین بلوغ سازند کشف‌رود در چاه B مشاهده می‌شود. همان‌گونه که پیش‌تر ذکر شد ضخامت سازندهای بالایی مانند سازند مزدوران و همچنین سازندهای پالئوژن باعث افزایش عمق تدفین و بلوغ بالا در سازند کشف‌رود شده‌اند. این سازند در کپه‌داغ پیش‌ژرفا پیش از مرحله اصلی

چین‌خوردگی و بیرون آمدن از آب در حدود ۳۰ میلیون سال پیش (الیگوسن پیشین)، مرحله اصلی زایش هیدروکربور را سپری کرده است (شکل ۹) و در حال حاضر به دلیل بالاآمدگی و کاهش دما هیدروکربورزایی آن متوقف شده است. در کپه‌داغ چین‌خورده (چاه E) هرچند همه زون‌ها مرحله اصلی زایش هیدروکربور را سپری نکرده‌اند، اما در حال حاضر به دلیل بالاآمدگی و فرسایش هیدروکربورزایی متوقف شده است. با توجه به این که بیشتر ساختارهای موجود در کپه‌داغ پیش‌ژرفا ملایم هستند احتمالاً به صورت اولیه تحت تأثیر فرابوم‌ها و فروبوم‌های زمان ژوراسیک میانی ایجاد شده‌اند. مطالعات جدید در کپه‌داغ پیش‌ژرفا نشان می‌دهد ساختارهای از پیش موجود (مانند تاقدیس گنبدلی) محل بالاآمدگی و چین‌خوردگی در زمان معکوس‌شدگی اصلی در حدود ۳۰ میلیون سال پیش را کنترل می‌کردند. این معکوس‌شدگی به چین‌خوردگی ضخیم رسوبات تا ائوسن - الیگوسن پیشین منجر شده است. با در نظر گرفتن ریف‌زایی سراسری در حوضه کپه‌داغ در زمان ژوراسیک میانی (Robert et al., 2014) وجود چنین ساختارهای ملایمی در کل حوضه پیشنهاد می‌شود. ساختارهای نیمه‌فروبوم ژوراسیک میانی ناشی از معکوس‌شدگی در الیگوسن پیشین، در ساختمان خانگیران در داده‌های لرزه‌ای مشاهده می‌شود که با وجود ساختارهای رشدی در داخل توالی‌های الیگوسن - نئوژن، معکوس‌شدگی فروبوم در نتیجه همین مرحله فشارشی تقویت می‌شود (Robert et al., 2014). تغییر ضخامت سازند شوربجه نیز تحت تأثیر فرابوم‌ها و فروبوم‌های ژوراسیک انجام گرفته است (Afshar-Harb, 1979)؛ (Robert et al., 2014) و تخلخل‌های ثانویه این مخزن در زمان پیشینه دفن ایجاد شده‌اند و قبل از بالاآمدگی شرایط مخزنی را فراهم کردند (Moussavi-Harami & Brenner, 1990, 1992, 1993). مطالعات جدید لرزه‌ای

سه بعدی در منطقه کپه‌داغ شرقی نیز ارتباط ساختارهای ریفی و تجمعات هیدروکربوری را تأیید می‌نماید. به نظر می‌رسد وجود شرایط مناسب برای تشکیل ریف‌های کربناته با ضخامت زیاد (بیش از ۱۰۰۰ متر) در کپه‌داغ پیش‌ژرفا به تشکیل ساختارهای دیرینه جغرافیایی در این ناحیه منجر شده و شرایط ساختمانی - چینه‌ای برای به تله افتادن هیدروکربور را قبل از چین‌خوردگی و بالاآمدگی در الیگوسن پیشین فراهم کرده است. بنابراین به نظر می‌رسد که چین‌خوردگی و تشکیل تله‌های ساختمانی به وسیله چین‌خوردگی الیگوسن پیشین تأثیری در تجمعات هیدروکربوری در کپه‌داغ پیش‌ژرفا نداشته است. سنگ منشأ کشف‌رود در کپه‌داغ چین‌خورده اوج اصلی زایش نفت را قبل از چین‌خوردگی الیگوسن پیشین تجربه کرده است. در حال حاضر به خاطر بالاآمدگی و کاهش دما، هیدروکربورزایی متوقف شده است. به همین دلیل عملاً چین‌خوردگی ضخیم در حدود ۳۰ میلیون سال پیش هم تأثیری بر تجمعات هیدروکربوری در کپه‌داغ چین‌خورده نداشته است.

تأثیر سازند کشف‌رود به عنوان یک شیل گازی ضعیف بر روی گازهای هیدروکربوری مخازن مزدوران و شورپیجه توسط Saadati et al. (2016) بحث شده است. وجود بیتومین‌های فراوان در خرده‌های حفاری سازند کشف‌رود در چاه‌های مورد مطالعه احتمالاً به تراوایی پایین این سازند اشاره دارد که نتوانسته هیدروکربورهای تولیدی را از خود خارج کند. با توجه به این که کمینه مقدار TOC در یک سازند دارای شیل گازی مطلوب باید ۲٪ تا ۳٪ باشد، مقدار کمتر از ۲٪ برای TOC در سازند کشف‌رود و بیتومین‌های موجود همراه با خرده‌های حفاری احتمالاً به پتانسیل شیل گازی ضعیف این سازند اشاره دارد. از طرفی وجود تاقدیس‌های خشک در کپه‌داغ چین‌خورده احتمالاً به نبود سنگ منشأ غنی اشاره دارد (با در نظر گرفتن سیستم

ریفت‌زایی و وجود ساختارهای فرابوم - فروبوم در کل حوضه). مطالعات جدید لرزه‌ای تله‌های زمین‌ریختاری دیرینه (ریف‌ها) به سن ژوراسیک پسین در بخش جنوب حوضه آمودریا و کپه‌داغ شرقی را به عنوان مهم‌ترین اهداف اکتشافی و محل تجمع هیدروکربور پیشنهاد داده است (Kavoosi et al., 2009; Ulmishek, 2004). نتایج سنگ‌های منشأ در این مطالعه نشان می‌دهد که شناسایی ساختارهای زمین‌ریختاری دیرینه باید به عنوان اهداف اکتشافی در منطقه کپه‌داغ شرقی در الویت قرار گیرد و در کنار نبود سنگ منشأ غنی، به علت سپری شدن مرحله اصلی هیدروکربورزایی در کپه‌داغ پیش‌ژرفا و توقف هیدروکربورزایی در کپه‌داغ چین‌خورده، عملاً چین‌خوردگی الیگوسن پیشین تأثیری در شکل‌گیری تجمعات هیدروکربوری نداشته است.

نتیجه‌گیری

نتایج بررسی ژئوشیمیایی و مدل‌سازی یک‌بعدی سیستم نفتی در کپه‌داغ شرقی را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:

۱- داده‌های راک ایول نشان می‌دهد سازند کشف‌رود با پتانسیل هیدروکربورزایی نسبتاً خوب تا ضعیف مرحله اصلی زایش هیدروکربور را گذرانده و در حال حاضر در مرحله انتهای پنجره نفتی تا کاندنسیت - گاز مرطوب قرار دارد. این سازند بر اساس نمودار ون کروئل دارای کروژن نوع II، مخلوط II-III و IV می‌باشد.

۲- سازند کشف‌رود در کپه‌داغ پیش‌ژرفا اندکی بعد از ته‌نشست شروع به زایش هیدروکربور کرده (۱۶۴ میلیون سال پیش)، در زمان آپتین (۱۱۵ میلیون سال پیش) به پیک زایش نفت و در زمان کنیاسین - سانتونین (۹۰ تا ۸۰ میلیون سال پیش) به مرحله کاندنسیت - گاز تر رسیده است. همه زون‌های سنگ منشأ مرحله اصلی زایش نفت را

گذرانده‌اند. زون‌های I_4 و I_6 قبل از چین خوردگی و بالاآمدگی الیگوسن پیشین به مرحله فوق بالغ ($VR_0 > 2$) رسیده، اما زون I_2 در مرحله کاندنسیت - گاز تر بوده است ($VR_0 \sim 1/7$). از طرف دیگر به دلیل بالاآمدگی و چین خوردگی، زایش هیدروکربور در همه زون‌های سازند کشف‌رود متوقف شده است.

۳- در کپه‌داغ چین‌خورده سازند کشف‌رود در حدود ۱۱۰ میلیون سال پیش (آلین) وارد پنجره نفت‌زایی و در حدود ۹۰ میلیون سال پیش (سنومانین) وارد اوج زایش نفت شده است. زون I_5 به عنوان عمیق‌ترین بخش سنگ منشأ بیشینه بلوغ معادل $VR_0 \sim 1/4$ را در ۳۰ میلیون سال پیش تحمل کرده در حالی که زون I_3 بلوغ حرارتی $1/1 VR_0$ و زون I_1 در اوج زایش نفت قرار داشته است. در حال حاضر به دلیل بالاآمدگی و چین خوردگی، در تمامی زون‌های سنگ منشأ سازند کشف‌رود هیدروکربورزایی متوقف شده است.

۴- ضخامت بالای باقی مانده سازند کشف‌رود بر روی زون I_6 و همچنین جریان حرارتی بالا در طول ریفت‌زایی عامل

اصلی زایش سریع نفت در کپه‌داغ پیش‌ژرفا می‌باشند.
۵- با توجه به بلوغ بالای سازند کشف‌رود در کپه‌داغ پیش‌ژرفا در زمان چین خوردگی کپه‌داغ، به نظر نمی‌رسد تله‌های ساختاری ناشی از چین خوردگی الیگوسن پیشین نقشی در تجمعات هیدروکربوری داشته باشند زیرا سازند کشف‌رود در کپه‌داغ پیش‌ژرفا مرحله اصلی زایش و مهاجرت را از قبل سپری کرده بود. در کپه‌داغ چین‌خورده نیز عملاً به خاطر بالاآمدگی و سردشدگی، هیدروکربورزایی متوقف شده است.

۶- بالاآمدگی در کپه‌داغ چین‌خورده زودتر از کپه‌داغ پیش‌ژرفا شروع شده و به فرسایش زیاد، جریان حرارتی و شیب زمین گرمایی بالا و کاهش ضخامت رسوبات پالئوژن منجر شده است.

۷- با توجه به نتایج بلوغ حرارتی سنگ‌های منشأ در این مطالعه و ارتباط آن با تشکیل تله‌های ساختمانی به نظر می‌رسد که شناسایی ساختارهای زمین ریختاری دیرینه باید به عنوان اهداف اکتشافی در منطقه کپه‌داغ شرقی در الویت قرار گیرد.

منابع

قائم، ف.، ۱۳۸۱. جایگاه تکتونیکي رخساره‌های رسوبي مجموعه پی سنگي حوضه کپه داغ. *دوفصلنامه رخساره‌های رسوبي*، ۸۰: ۶۱-۲

علیزاده، ب.، سعادت، ح.، صمصامی، ج.، حسینی، ح.، گندمی ثانی، ا.، ۱۳۹۳. مطالعه تغییرات محتوی کربن آلی سازند کژدمی دریکی از میداین دشت آبادان با استفاده داده‌های زمین‌شیمیایی و پتروفیزیکی. *زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته*، ۱۹-۱۱: ۴

- Afshar-Harb, A., 1979. The stratigraphy, Tectonics and Petroleum Geology of the Kopet Dag Region, Northern Iran. (Ph.D. thesis), Imperial College of Science and Technology, University of London, 317 p.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., & Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148: 692-725.
- Allen, P.A., & Allen, J.R., 2013. Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment. *John Wiley & Sons*, 632 p.
- Bayet-goll, A., Neto, C., & Carvalho, D., 2015. Ichnology and sedimentology of a shallow marine Upper

- Cretaceous depositional system (Neyzar Formation, Kopet-Dagh, Iran): Palaeoceanographic influence on ichnodiversity. *Cretaceous Research*, 56: 628-646.
- Behar, F., Beaumont, V., & De B. Penteado, H.L., 2001. Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments. *Oil & Gas Science and Technology*, 56: 111-134.
- Berra, F., & Angiolini, L., 2014. The evolution of the Tethys region throughout the Phanerozoic: A brief tectonic reconstruction. In: Marlow, L., Kendall, C., & Yose, L., (eds.), Petroleum systems of the Tethyan region. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 106: 1-27.
- Brookfield, M.E., & Hashmat, A., 2001. The geology and petroleum potential of the North Afghan platform and adjacent areas (northern Afghanistan, with parts of southern Turkmenistan, Uzbekistan and Tajikistan). *Earth-Science Reviews*, 55: 41-71.
- Clarke, J.W., 1994. Petroleum potential of the Amu Dar'ya Province, western Uzbekistan and eastern Turkmenistan. *International Geology Review*, 36: 407-415.
- Daly, A.R., & Edman, J.D., 1987. Loss of organic carbon from source rocks during thermal maturation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71 p.
- Dembicki, Jr.H., 2009. Three common source rock evaluation errors made by geologists during prospect or play appraisals. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 93: 341-356.
- Energy, I.H.S., 2008. International petroleum exploration and production database. IHS Energy, Englewood, Colorado. *American Association of Petroleum Geologists*.
- Espitalie, J., Madec, M., & Tissot, B., 1980. Role of mineral matrix in kerogen pyrolysis: influence on petroleum generation and migration. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 59-66.
- Espitalie, J., Madec, M., Tissot, B., Mennig, J.J., & Leplat, P., 1977. Source rock characterization method for petroleum exploration, in: Offshore Technology Conference. *Offshore Technology Conference*, 3: 436-444.
- Ferré, B., Honarmand, A., Ghaderi, A., & Vahidinia, M., 2016. Saccocomid remains (Crinoidea, Roveacrinida, Saccocomidae) in the uppermost Santonian-Campanian deposits (Abtalkh Formation) from the Kopet-Dagh Range (NE Iran). *Annales de paleontologie*, 102: 69-77.
- Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J., Blanpied, C., & Ringenbach, J., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic. Initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics*, 30: 1-22.
- Ghasemi-Nejad, E., Kamali, M., Moussavi-Haram, R., & Khavari-Khorasani, M.P., 2005. Palynology and Evaluation of Petroleum Potential Source of Chaman-Bid Formation (Upper Bajocian-Tithonian) in the Eastern Kopet-Dagh Basin, NE Iran. *Iranian International Journal Science*, 6: 61-72.
- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381: 235-273.
- Hackley, P.C., 2012. Geological and geochemical characterization of the Lower Cretaceous Pearsall Formation, Maverick Basin, south Texas: A future shale gas resource? *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 96: 1449-1482.
- Hantschel, T., Kauerauf, A.I., 2009. Fundamentals of basin and petroleum systems modeling. *Springer Science & Business Media*, 1-30.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., & Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Heidari, A., Shokri, N., Ghasemi-nejad, E., Gonzales, L., & Ludvigson, G., 2014. Application of petrography, major and trace elements, carbon and oxygen isotope geochemistry to reconstruction of diagenesis of carbonate rocks of the Sanganeh Formation (Lower Cretaceous), East Kopet-Dagh Basin, NE Iran. *Arabian Journal of geosciences*, 8: 4949-4967.
- Jarvie, D.M., Claxton, B.L., Henk, F., & Breyer, J.T., 2001. Kerogen type and thermal transformation of organic matter in the Miocene Monterey Formation. In: Isaacs, C.M., Rullkoetter, J., (eds.), The Monterey Formation-from Rocks to Molecules. *American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting Abstracts*, p. A100 268.
- Kalantari, A., 1969. Foraminifera from the middle Jurassic-Cretaceous successions of Koppet-Dagh region (NE Iran). *National Iranian Oil Company, Geological Laboratories Publication*, Teheran, 3: 298 pp.
- Katz, B.J., 1983. Limitations of "Rock-Eval" pyrolysis for typing organic matter. *Organic Geochemistry*, 4:195-199.

- Kavoosi, M.A., 2014. Inorganic control on original carbonate mineralogy and creation of gas reservoir of the Upper Jurassic carbonates in the Kopet-Dagh Basin, NE, Iran. *Carbonates and Evaporites*, 29: 419-432.
- Kavoosi, M.A., Lasemi, Y., Sherkati, S., & Moussavi-Harami, R., 2009. Facies analysis and depositional sequences of the Upper Jurassic Mozduran Formation, a carbonate reservoir in the Kopet Dagb Basin, NE Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 32: 235-260.
- Lewan, M.D., 1987. Petrographic study of primary petroleum migration in the Woodford Shale and related rock units. *Collection colloques et séminaires-Institut français du pétrole*, 113-130.
- Lyberis, N., & Manby, G., 1999. Oblique to orthogonal convergence across the Turan block in the post-Miocene. *American Association of Petroleum Geologists bulletin*, 83: 1135-1160.
- Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Carpenter, S.J., Aghaei, A., & Collins, L.B., 2010. Petrographical and geochemical evidences for paragenetic sequence interpretation of diagenesis in mixed siliciclastic-carbonate sediments: Mozduran Formation (Upper Jurassic), south of Agh-Darband, NE Iran. *Carbonates and evaporites*, 25: 231-246.
- Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Lasemi, Y., & Brenner, R.L., 2001. Sequence stratigraphy and sea level history of the upper Paleocene strata in the Kopet-Dagh basin, northeastern Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 5: 839-859.
- Mahboubi, A., Moussavi-harami, R., Mansouri-daneshvar, P., Nadjafi, M., & Brenner, R.L., 2006. Upper Maastrichtian depositional environments and sea-level history of the Kopet-Dagh Intracontinental Basin, Kalat Formation, NE Iran. *Facies*, 52: 237-248.
- Mashhad, Weather History and Climate Data [WWW Document], n.d. URL <http://www.worldclimate.com/cgi-bin/data.pl?ref=N36E059+1202+0019456G2> (accessed 2.19.17).
- McCarthy, K., Rojas, K., Niemann, M., Palmowski, D., Peters, K., & Stankiewicz, A., 2011. Basic petroleum geochemistry for source rock evaluation. *Oilfield Review*, 23: 32-43.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary science letters*, 40: 25-32.
- Mortazavi, M., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., & Nadjafi, M., 2014. Geochemistry of the Late Jurassic-Early Cretaceous shales (Shurijeh Formation) in the intracontinental Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran: implication for provenance, source weathering, and paleoenvironments. *Arabian Journal of geosciences*, 7: 5353-5366.
- Moussavi Harami, S.R., 2009. Facies analysis and depositional sequences of the Upper Jurassic Mozduran Formation, a carbonate reservoir in the Kopet Dagb Basin, NE Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 32: 235-259
- Moussavi-Harami, R., & Brenner, R., 1992. Geohistory analysis and petroleum reservoir characteristics of Lower Cretaceous (Neocomian) sandstones, eastern Kopet Dagb Basin, northeastern Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 76: 1200-12087.
- Moussavi-Harami, R., 1993. Depositional history and paleogeography of lower Paleocene redbeds in Eastern Kopeh-Dagh Basin, Northeastern Iran. *Journal of Sciences*, Islamic Republic of Iran, 4: 126-143.
- Moussavi-Harami, R., & Brenner, R.L., 1993. Diagenesis of non-marine petroleum reservoirs: the neocomian (lower cretaceous) Shurijeh Formation, Kopet-Dagh basin, NE Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 16: 55-72.
- Moussavi-harami, R., & Brenner, R.L., 1990. Lower Cretaceous (Neocomian) fluvial deposits in eastern Kopet- Dagb Basin , northeastern Iran. *Cretaceous Research*, 11: 163-174.
- Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Panov, D.I., Nazarevich, B.P., Brunet, M.F., Stephenson, R.A., Bolotov, S.N., Korotev, M.V., & Tikhomirove, P.L., 2001. Mesozoic and Cainozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain. *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle*, 186: 295-346.
- Opera, A., Alizadeh, B., Sarafdokht, H., Janbaz, M., Fouladvand, R., & Heidarifard, M.H., 2013. Burial history reconstruction and thermal maturity modeling for the middle cretaceous-early miocene petroleum System, southern Dezful Embayment, SW Iran. *International Journal of Coal Geology*, 120: 1-14.
- Peters, K.E., 1986. Guidelines for Evaluating Petroleum Source Rock Using Programmed Pyrolysis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 7: 318-329.
- Pollack, H.N., Hurter, S.J., & Johnson, J.R., 1993. Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global

- data set. *Reviews of Geophysics*, 31: 267-280.
- Poursoltani, M.R., & Gibling, M.R., 2011. Composition, porosity, and reservoir potential of the Middle Jurassic Kashafrud Formation, northeast Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 28: 1094-1110.
- Poursoltani, M.R., Moussavi-harami, R., & Gibling, M.R., 2007. Jurassic deep-water fans in the Neo-Tethys Ocean : The Kashafrud Formation of the Kopet-Dagh Basin Iran. *Sedimentary Geology*, 198: 53-74.
- Raisossadat, N., & Moussavi-harami, R., 2000. Lithostratigraphic and facies analyses of the Sarcheshmeh Formation (Lower Cretaceous) in the eastern Kopet Dagh Basin , NE Iran. *Cretaceous Research*, 21: 507-516.
- Raisossadat, S.N., 2006. The ammonite family Parahoplitidae in the Sanganeh Formation of the Kopet Dagh Basin, north-eastern Iran. *Cretaceous Research*, 27: 907-922.
- Ritz, J.F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S., & Vernant, P., 2006. Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics. *Geology*, 34: 477-480.
- Rivandi, B., Vahidinia, M., Nadjafi, M., Mahboubi, A., & Sadeghi, A., 2013. Sequence and Biostratigraphy of Lower Cenozoic Succession in the Kopet-Dagh Basin , NE of Iran. *Open Journal of Geology*, 2013: 240-249.
- Robert, A.M.M., Letouzey, J., Kavoosi, M.A., Sherkati, S., Müller, C., Vergés, J., Aghababaei, A., 2014. Structural evolution of the Kopeh Dagh fold-and-thrust belt (NE Iran) and interactions with the South Caspian Sea Basin and Amu Darya Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 57: 68-87.
- Saadati, H., Al-Iessa, H.J., Alizadeh, B., Tarhandeh, E., Jazayeri, M.H., Bahrami, H., & Rashidi, M., 2016. Geochemical characteristics and isotopic reversal of natural gases in eastern Kopeh-Dagh, NE Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 78: 76-87.
- Saintot, A., Brunet, M.F., Yakovlev, F., Sebrier, M., Stephenson, R.A., Ershov, A.V., Chalot-Prat, F., & McCann, T., 2006. The Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the Greater Caucasus. *Geological Society, London, Memoirs*, 32: 277-289.
- Shabanian, E., 2009. Active tectonic study in northeast Iran: contribution of the Kopeh Dagh and Binalud mountains to the accommodation of the Arabia-Eurasia convergence. *Université Paul Cézanne-Aix-Marseille III*.
- Shabanian, E., Bellier, O., Siame, L., Arnaud, N., Abbassi, M.R., & Cochemé, J., 2009. New tectonic configuration in NE Iran: Active strike-slip faulting between the Kopeh Dagh and Binalud mountains. *Tectonics*, 28: 1-29.
- Sharafi, M., Ashuri, M., & Mahboubi, A., 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., Ashuri, M., & Rahimi, B., 2013. stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Aitamir Formation (Albian - Cenomanian), Kopet-Dagh Basin , northeastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 67-68: 171-186.
- Stein, C.A., & Stein, S., 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, 359: 123-129.
- Sweeney, J., & Burnham, A.K., 1990. Evaluation of a simple mode of vitrinite.pdf. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 4: 1559-1572.
- Taheri, J., Fürsich, F.T., & Wilmsen, M., 2009. Stratigraphy, depositional environments and geodynamic significance of the Upper Bajocian-Bathonian Kashafrud Formation, NE Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 312: 205-218.
- Ulmishek, G.F., 2004. Petroleum Geology and Resources of the Amu-Darya Basin , Turkmenistan , Uzbekistan, Afghanistan, and Iran. U.S. *Geological Survey Bulletin*, 2201-H 38.
- Vahidinia, M., Youssef, M., Shafiee, M., & Sadeghi, A., 2014. Integrated biostratigraphy and stage boundaries of the Abderaz Formation , east of the Kopeh-Dagh sedimentary basin , NE Iran. *Journal of African Earth Science*, 90: 87-104.
- Waples, D.W., Pacheco, J., & Vera, A., 2004. A method for correcting log-derived temperatures in deep wells, calibrated in the Gulf of Mexico. *Petroleum Geoscience*, 10: 239-245.
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., & Taheri, J., 2009. The Cimmerian Orogeny in northern Iran: Tectono-stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova*, 21: 211-218.

- Zanchetta, S., Berra, F., Zanchi, A., Bergomi, M., Caridroit, M., Nicora, A., & Heidarzadeh, G., 2013. The record of the Late Palaeozoic active margin of the Palaeotethys in NE Iran: constraints on the Cimmerian orogeny. *Gondwana Research*, 24: 1237-1266.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A., Society, G., Publications, S., Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Nawab, A., Sabouri, J., Mangiagalli, V., & Tre, R., 2009. The Eo-Cimmerian (Late ? Triassic) orogeny in North Iran service Permission Subscribe The Eo-Cimmerian (Late ? Triassic) orogeny in North Iran. *Geological Society*, London, Special Publications, 312: 31-55.
- Zonenshain, L.P., & Pichon, X., 1986. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123: 181-211.



زیست چینه نگاری سازند گورپی با تأکید بر نانوفسیل‌های آهکی در برش اوز، جنوب شرق شیراز

سعیده سنماری*

دانشیار، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران

*پست الکترونیک: senemari2004@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۰/۷

تاریخ دریافت: ۹۶/۱/۱۴

چکیده

در مطالعه پیش رو ۹۵ متر از رسوبات سازند گورپی در برش شمال شهر اوز واقع در جنوب شرق شیراز از دیدگاه نانوفسیل‌های آهکی مورد بررسی قرار گرفت. در این برش سازند گورپی از مارن، شیل و سنگ آهک رسی تشکیل شده است. بررسی نانوفسیل‌های آهکی در این قسمت به تشخیص ۲۲ جنس و ۳۳ گونه منجر شد. براساس پراکندگی گونه‌های شاخص نانوفسیلی، بایوزون‌های *Calculites ovalis zone*، *Aspidolithus parvus zone*، *Tranolithus phacelosus* و *Reinhardtites levis zone*، *Quadrum trifidum zone*، *Quadrum sissinghii zone*، *Ceratolithoides aculeus zone* از زون‌بندی Sissingh (1977) تشخیص داده شدند که این بایوزون‌ها با بخش زیرین بایوزون NC18 تا بخش زیرین بایوزون NC21 از زون‌بندی Roth (1978) و بایازون‌های UC14 تا UC18 از زون‌بندی Burnett (1998) مطابقت دارند. بر اساس بایوزون‌های به دست آمده بازه زمانی سازند گورپی در این برش از کامپانین پیشین تا اواخر مایستریشتین پیشین است. مطالعه در برش اوز نشان می‌دهد که نهشته‌های سازند گورپی با کاهش عمق حوضه رسوبی در اواخر مایستریشتین پیشین، به صورت همشیب و ناگهانی به سنگ آهک‌های سازند تاربور ختم می‌شوند.

واژه‌های کلیدی: بایوزون؛ گورپی؛ زیست چینه نگاری؛ فارس؛ نانوفسیل آهکی.

مقدمه

با ضخامت‌های متفاوت نهشته شده‌اند (Motiei, 2003). در این حوضه رسوبی، وجود سنگ منشأهای متعدد، سنگ مخزن‌های تراوا و پوش سنگ‌های مناسب شرایط منحصراً به فردی را برای تولید و انباشت هیدروکربن فراهم کرده است به طوری که این حوضه از نفت خیزترین حوضه‌های رسوبی محسوب می‌شود. از مهم‌ترین توالی‌های رسوبی موجود در این ساختار رسوبی، رسوبات متعلق به سازند گورپی واقع در پهنه فارس است. برش الگوی سازند گورپی در تنگ پابده واقع در جنوب باختر دامنه کوه پابده با ترکیب سنگ شناسی مارن، شیل و سنگ آهک مارنی است (آقاباتی، ۱۳۸۵). تاکنون مطالعات فراوانی بر روی

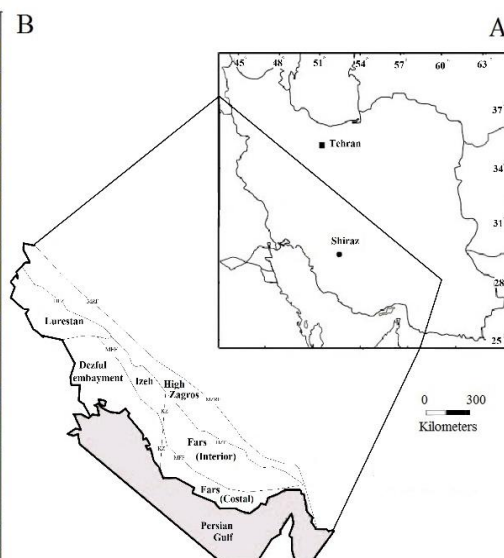
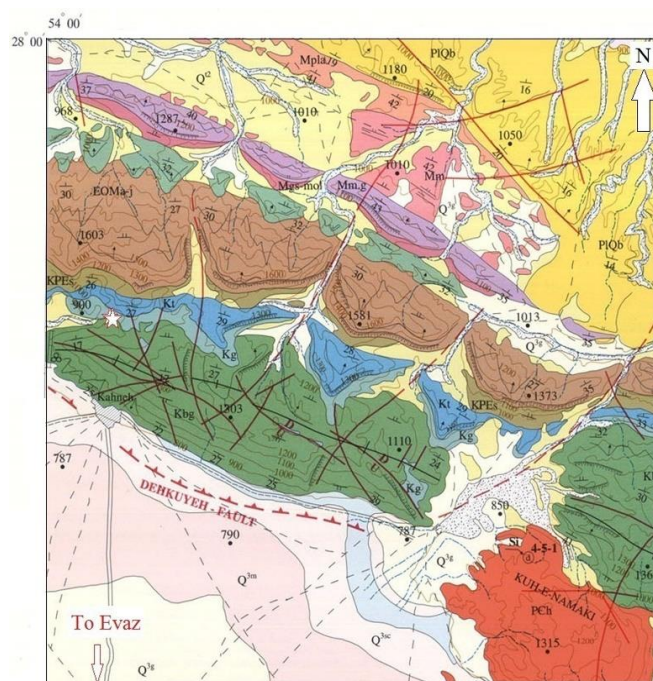
کمر بند چین خورده - روراندۀ زاگرس با روند شمال غرب - جنوب شرق، بخشی از رشته کوه آلپ - هیمالیا محسوب می‌شود. این رشته کوه محصول جدایش ایران از سرزمین گندوانا و سپس فروانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی است که در نتیجه آن برخورد بین صفحات عربستان و ایران صورت گرفت و این کمر بند تشکیل شد (Alavi, 2007). حوضه رسوبی زاگرس به دلیل تفاوت‌های ساختاری و زمین‌شناسی موجود به زیر پهنه‌های مختلفی نظیر فارس، ایذه، لرستان و فروافتادگی دزفول تقسیم می‌شود. در هر یک از این پهنه‌ها، رسوبات سازندهای دوران‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک

و شیل تشکیل شده است. ردیف رسوبات سازند گورپی با مرز تدریجی بر روی رخساره آهکی سازند ایلام قرار داشته و به صورت همشیب و ناگهانی به رسوبات آهکی سازند تارپور می‌رسد.

موقعیت جغرافیایی

مختصات جغرافیایی قاعده برش، $27^{\circ}34'$ عرض شمالی $53^{\circ}54'$ طول شرقی می‌باشد. این برش در ۳۳۵ کیلومتری جنوب شرق شیراز، در ۴۰ کیلومتری شمال غرب لار از بخش های لارستان قرار دارد. جهت دستیابی به این برش می‌توان در مسیر جنوب شرق جاده شیراز به شهرستان اوز رسید. برش مورد مطالعه در ۱۶ کیلومتری شمال شهر اوز فارس، در شمال روستای کهنه قرار دارد (شکل ۱).

سازند گورپی در مکان‌های مختلف انجام شده است که از آن جمله می‌توان به مطالعات انجام شده توسط James & Wynd (1965)، صالحی (۱۳۸۰)، Vaziri-Moghaddam (2002)، حسینی فالجی (۱۳۸۵)، هادوی و رسا ایزدی (۱۳۸۷)، همتی نسب (۱۳۸۷)، هادوی و شکری (۱۳۸۸)، سنماری و همکاران (۱۳۸۹)، Bahrami & Parvanehnezhad Shirazi (2010)، رضائیان Beiranvand & (2013) Beiranvand *et al.* (۱۳۹۰)، فریدونپور و همکاران (۱۳۹۳) و Ghasemi-Nejad (2013)، Mahanipour & Najafpour (2016) که در زمینه‌های مختلفی صورت گرفته اشاره کرد. پژوهش حاضر از جمله اولین مطالعات انجام شده بر روی نهشته‌های سازند گورپی، واقع در برش شمال اوز در جنوب شرق شیراز است که به منظور بایوزوناسیون و تعیین سن نسبی بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی مورد مطالعه قرار گرفته است. این برش از نظر سنگ شناسی از مارن، سنگ آهک رسی



Legend

MRF: Main Recent Fault
MZRF: Main Zagros Reverse Fault
HZF: High Zagros Fault
MFF: Mountain Front Fault
BF: Balrud Fault
KZ: Kazerun Fault
Study area

شکل ۱: نقشه ایران و پهنه‌های زون زاگرس برگرفته شده با کمی تغییرات از فریدونپور و همکاران (۱۳۹۳) (B) موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه در شمال اوز، شمال روستای کهنه (موقعیت با ستاره مشخص شده است) و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

روش مطالعه

در این تحقیق برای انجام مطالعات زیست چینه نگاری، نمونه‌برداری از ۹۵ متر توالی رسوبی سازند گورپی به همراه برداشت از بخش بالایی سنگ آهک سازند ایلام و بخش زیرین سازند تارپور جهت مشخص نمودن وضعیت مرزهای زیرین و بالایی سازند گورپی در فواصل حدود ۱ تا ۳ متری و از عمق حدود ۳۰ سانتی متری انجام گرفت. در آزمایشگاه از نمونه‌ها، با روش‌های ثقلی و اسمیراسلاید تهیه شد (Bown & Young, 1998). این اسلایدها توسط میکروسکپ پلاریزان با بزرگ‌نمایی ۱۰۰۰ مورد مطالعه قرار گرفتند. برای مطالعات تاکسونومی، شناسایی گونه‌ها و بایوزوناسیون از (Nielsen-Perch, 1985)، (Bown, 1998) و (Burnett, 1998) استفاده شده است.

زیست چینه‌نگاری در برش شمال اوز

نانوپلاتکتون‌های آهکی از مهم‌ترین تولیدکنندگان محیط‌های اقیانوسی متعلق به دوران‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک هستند. رسوبات حاوی اجزای نانوفسیل‌های آهکی در انواع محیط‌های اقیانوسی یافت می‌شوند. فراوانی، محدوده سنی کوتاه و گسترش جغرافیایی وسیع، آن‌ها را به عنوان شاخصی مهم در مطالعات زیست چینه نگاری مطرح می‌سازد (برای مثال: Sissingh, 1977؛ Thierstein, 1976؛ Manivit, 1971؛ Bralower et al., 1995؛ Perch-Nielsen, 1985؛ Roth, 1978؛ Bornemann et al., 2002؛ Lees, 2002؛ Burnett, 1998؛ Watkins & Self-Trail, 2005؛ Bralower, 2005؛ Gradstein et al., 2012؛ Villa et al., 2008). تمامی الگوهای زیست چینه نگاری بر اساس روند تکاملی گونه‌های شاخص ارائه شده است. در این پژوهش، بایوزوناسیون مطالعه شده در برش شمال اوز با بایوزوناسیون (Sissingh, 1977)، (Roth, 1978) و (Burnett, 1998) مطابقت داده شده است.

در این پژوهش ضمن شناسایی نانوفسیل‌های آهکی موجود در ردیف رسوبات مورد مطالعه، ضمن تشخیص ۳۳ گونه (پلیت ۱)، بایوزون‌های *Aspidolithus parvus parvus* Zone تا *Reinhardtites levis* Zone بر اساس الگوی بایوزوناسیون (Sissingh, 1977)، بخش زیرین بایوزون NC18 تا بخش زیرین بایوزون NC21 از بایوزوناسیون (Roth, 1978) و بایوزون UC14 تا UC18 از بایوزوناسیون (Burnett, 1998) شناسایی شدند. اختصارات به کاربرده شده در این مطالعه *Coccolith* Cretaceous (CC)، *Upper Cretaceous* (UC)، *Nannofossils Cretaceous* (NC)، اولین حضور (First Occurrence = FO) و آخرین حضور (Last Occurrence = LO) می‌باشند. به منظور شناسایی گونه‌ها و انجام مطالعه زیست چینه نگاری، از (Perch-Nielsen, 1985) استفاده شد. با استفاده از گونه‌های شناسایی شده، نمودار زیست چینه نگاری تهیه و در نهایت با بایوزوناسیون‌های استاندارد جهانی مقایسه گردید (شکل ۲). بر این اساس، بایوزون‌های تشخیص داده شده در سازند گورپی در برش شمال اوز به شرح زیر است:

Aspidolithus parvus parvus Zone

در برش شمال اوز، اولین ظهور گونه *Aspidolithus parvus* و آخرین حضور گونه *Marthasterites furcatus* بیانگر تعریف این بایوزون است. بایوزون CC18 با بایوزون UC14 از بایوزوناسیون (Burnett, 1998) و با بخش زیرین بایوزون NC18 از بایوزوناسیون (Roth, 1978) مطابقت دارد. شاخص شروع این بایوزون در بایوزوناسیون‌های (Burnett, 1998) و (Roth, 1978) یکسان است. گونه *Aspidolithus parvus* در تمامی نمونه‌های برداشت شده از قاعده سازند گورپی مشاهده شد. همچنین آخرین حضور گونه *Marthasterites furcatus* در ۸ متری قاعده سازند گورپی مشاهده گردید. بنابراین ضخامت این بایوزون ۸ متر است.

Nannofossil zonations				Biozones of Sissingh, 1977		Biozones of Roth, 1978		Biozones of Burnett, 1998		Thickness (m)	Sample No.																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
Formation	Lithology	Stage	Biozones This study																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															

شکل ۲: جدول چینه نگاری زیستی سازند گورپی در برش اوز، واقع در جنوب شرق شیراز، فارس

Micula decussata, *Micula concave decorates*,
Quadrum gothicum, *Micula stramatopora*,
Reinhardtites levis, *Reinhardtites anthophorus*,
Tranolithus phacelosus, *Rhagodiscus angustus*,
Watznaueria biporta و *Watznaueria barnesiae*
 می باشند.

Calculites ovalis Zone

این بایوزون از آخرین حضور گونه *Marthasterites furcatus* تا اولین حضور گونه *Ceratolithoides aculeus* گسترش دارد. بایوزون CC19 با زیرزون UC15a^{TP} از بایوزوناسیون Burnett (1998) و بخش بالایی بایوزون NC18 از بایوزوناسیون Roth (1978) مطابقت دارد. همان طور که در تعریف بایوزون در بالا اشاره شد شاخص بایوزونی تعیین کننده

شاخص بایوزونی تعیین کننده مرز بالایی بایوزون UC14 یعنی گونه *Misceomarginatus pleniporus* در نمونه ها شناسایی نشد. سن این بایوزون، کامپانین پیشین است. برخی از تجمعات فسیلی همراه در این بایوزون مشتمل بر *Arkhangelskiella*, *Aspidolithus parvus*, *constrictus*, *cymbiformis*, *Aspidolithus parvus* (*Broinsonia parva constricta*), *Bukryaster hayi*, *Braarudosphaera biglowii*, *parvus*, *Calculites ovalis*, *Calculites obscurus*, *Chiastozygus*, *Ceratolithoides verbeekii*, *Eiffellithus*, *Eiffellithus eximius*, *platyrhethus*, *Lithastrinus grillii*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *gorkae*, *Lucianorhabdus*, *Lithraphidites carniolensis*, *Microrhabdulus*, *Marthasterites furcatus*, *cayeuxii*

Lucianorhabdus, *Lithraphidites carniolensis*
Micula, *Microrhabdulus decorates*, *cayeuxii*
Quadrum, *Micula stramatopora decussate*
Reinhardtites, *Reinhardtites anthophorus*, *gothicum*
Tranolithus, *Rhagodiscus angustus*, *levis*
Watznaueria و *Watznaueria barnesiae*, *phacelosus*
biporta هستند.

***Quadrum sissinghii* Zone**

شناسایی این بایوزون در برش مورد مطالعه بر اساس ظهور گونه *Quadrum sissinghii* (*Uniplanariu ssissinghii*) تا ظهور گونه *Quadrum trifidum* صورت گرفته است. بایوزون CC21 با زیرزون UC15c^{TP} از بایوزوناسیون Burnett (1998) و بخش بالایی بایوزون NC19 از بایوزوناسیون Roth (1978) مطابقت دارد. سن این بایوزون اواخر کامپانین پیشین - ابتدای کامپانین پسین است. Sissingh (1977) بایوزون مذکور را بر اساس بازه زمانی ظهور و انقراض گونه *Ceratolithoides arcuatus* به سه بخش a تا c تقسیم کرد. در این مطالعه نیز گونه مذکور شناسایی و فقط دو بخش a و b بر اساس آن تعیین گردید. بخش c که در حدفاصل آخرین حضور گونه *Ceratolithoides arcuatus* تا اولین ظهور گونه *Quadrum trifidum* قرار دارد، به دلیل عدم برداشت نمونه از این فاصله تعیین نگردید. ضخامت این بایوزون ۱۰ متر است. برخی از نانوفسیل‌های همراه شناسایی شده در این محدوده شامل *Arkhangelskiella*, *Aspidolithus parvus parvus*, *cymbiformis*, *Calculites*, *Aspidolithus parvus constrictus*, *Ceratolithoides*, *Ceratolithoides aculeus*, *obscurus*, *Chiastozygus*, *Ceratolithoides verbeekii*, *arcuatus*, *Eiffellithus*, *Eiffellithus eximius*, *platyrhethus*, *Lithraphidites*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *gorkae*

مرز بین بایوزون‌های UC14 و UC15a^{TP} یعنی گونه *Misceomarginatus pleniporus* شناسایی نشد. بنابراین مرز بایوزون‌های UC14 و UC15a^{TP} از بایوزوناسیون Burnett (1998) قابل تفکیک نمی‌باشد. ضخامت این بایوزون ۶ متر و سن آن اواخر کامپانین پیشین است. مهم‌ترین گونه‌های همراه شناسایی شده در این بایوزون شامل *Aspidolithus parvus*, *Calculites*, *Aspidolithus parvus parvus*, *constrictus*, *Ceratolithoides*, *Calculites ovalis*, *obscurus*, *Eiffellithus*, *Chiastozygus platyrhethus*, *verbeekii*, *Eiffellithus*, *Eiffellithus gorkae*, *eximius*, *Lithraphidites carniolensis*, *turriseiffelii*, *Microrhabdulus*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *TMicula decussate*, *Micula concave*, *decorates*, *Rhagodiscus angustus*, *Reinhardtites levis*, *Watznaueria barnesiae*, *Tranolithus phacelosus* و *Watznaueria biporta* هستند.

***Ceratolithoides aculeus* Zone**

این بایوزون در برش مورد مطالعه از ظهور گونه *Uniplanariu Ceratolithoides aculeus* تا ظهور گونه *sissinghii* تعیین می‌شود. بایوزون CC20 با زیرزون UC15b^{TP} از بایوزوناسیون Burnett (1998) و بایوزون NC19 از بایوزوناسیون Roth (1978) مطابقت دارد. سن این بایوزون، اواخر کامپانین پیشین و ضخامت آن ۱۳ متر است. تجمعات فسیلی همراه در این بایوزون مشتمل بر *Aspidolithus parvus*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Aspidolithus parvus constrictus*, *parvus*, *Calculites*, *obscurus*, *Braarudosphaera biglowii*, *Ceratolithoides aculeus*, *Ceratolithoides verbeekii*, *Eiffellithus*, *gorkae*, *Chiastozygus platyrhethus*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Eiffellithus eximius*

Watznaueria, *Tranolithus phacelosus decorus*
Watznaueria biporta و *barnesiae* است.

***Tranolithus phacelosus* Zone**

محدوده این بایوزون در برش مورد مطالعه از آخرین حضور گونه *Reinhardtites anthophorus* تا آخرین حضور گونه *Tranolithus orionatus* (*Tranolithus phacelosus*) ادامه دارد. آخرین حضور گونه *Aspidolithus parvus constrictus* در بایوزون CC23 سبب تقسیم این بایوزون می شود (Sissingh, 1977). این بایوزون با بخش بالایی بایوزون NC20 و بایوزون های UC16-UC17 مطابقت دارد. در این مطالعه بایوزون UC16 براساس آخرین حضور گونه *Aspidolithus Eiffellithus eximius* تا آخرین حضور گونه *Aspidolithus parvus constrictus* براساس آخرین حضور گونه های *Tranolithus* و *Quadrum trifidum* و *orionatus* شناسایی شد. سن این بایوزون اواخر کامپانین پسین - مایستریشتین پیشین است. ضخامت این بایوزون ۱۸ متر است. مهم ترین فسیل های همراه در این بایوزون گونه های *Aspidolithus parvus*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Calculites*, *Braarudosphaera biglowii*, *constrictus*, *Chiastozygus*, *Ceratolithoides aculeus obscurus*, *Eiffellithus*, *Eiffellithus gorkae*, *platyrhethus*, *Lithraphidites*, *Eiffellithus eximius turriseiffelii*, *Lucianorhabdus*, *cayeuxii*, *carniolensis*, *Micula concava*, *Microrhabdulus decorates*, *Quadrum*, *Micula stramatopora*, *Micula decussate*, *Quadrum trifidum*, *Quadrum sissinghii*, *gothicum*, *Rhagodiscus*, *angustus*, *Reinhardtites*, *levis*, *Tranolithus*, *Tetrapedorhabdus decorus*

Lucianorhabdus, *cayeuxii*, *carniolensis*, *Micula*, *Micula concave*, *Microrhabdulus decorates*, *Quadrum*, *Micula stramatopora decussata*, *Reinhardtites*, *levis*, *Quadrum sissinghii*, *gothicum*, *Tranolithus phacelosus*, *Rhagodiscus*, *angustus*, *Watznaueria biporta* و *Watznaueria barnesiae* هستند.

***Quadrum trifidum* Zone**

محدوده این بایوزون در برش مورد مطالعه بر اساس حوادث زیستی اولین حضور گونه *Quadrum trifidum* تا آخرین حضور گونه *Reinhardtites anthophorus* تعیین می شود. بایوزون CC22 با زیرزون های UC15d^{TP} و UC15e^{TP} از بایوزوناسیون Burnett (1998) و بخش زیرین بایوزون NC20 از بایوزوناسیون Roth (1978) مطابقت دارد. با توجه به نبود گونه *Eiffellithus parallelus* در این بایوزون، امکان تفکیک زیرزون های UC20d^{TP} و UC20e^{TP} وجود ندارد. بنابراین تفکیک مرز بایوزون های مذکور از بایوزوناسیون Burnett (1998) انجام نشد. سن این بایوزون اواخر کامپانین پسین، ضخامت آن ۲۴ متر و مهم ترین تجمعات فسیلی همراه آن شامل گونه های *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Calculites*, *Aspidolithus parvus constrictus*, *Chiastozygus*, *Ceratolithoides aculeus obscurus*, *Eiffellithus*, *Eiffellithus gorkae*, *platyrhethus*, *Lithastrinus grillii*, *Eiffellithus eximius turriseiffelii*, *Lucianorhabdus*, *Lithraphidites*, *carniolensis*, *Micula*, *Microrhabdulus decorates*, *cayeuxii*, *Micula stramatopora*, *Micula decussate*, *concave*, *Quadrum*, *Quadrum gothicum*, *Quadrum sissinghii*, *Reinhardtites*, *Reinhardtites anthophorus*, *trifidum*, *Tetrapedorhabdus*, *Rhagodiscus*, *angustus*, *levis*

در تشخیص شرایط دمایی و تعیین میزان اکسیژن و مواد غذایی در دسترس در آب‌های سطحی گذشته (تعیین شرایط الیگوتروفیک و یوتروفیک) مفید هستند (Mutterlose et al., 2005؛ Linnert & Mutterlose, 2009؛ Linnert et al., 2011). در یک حوضه رسوبی عواملی که فعالیت‌های حیاتی سلول کوکولیتوفر را کنترل می‌کند متنوع بوده و شامل درجه حرارت، عمق، نور و میزان مواد غذایی است (Herrle, 2003؛ Mutterlose et al., 2004؛ Campbell et al., 2004؛ Erba, 2004؛ Linnert et al., 2005؛ Shamrock & Watkins, 2009؛ Linnert et al., 2011). در برش مورد مطالعه حضور فراوان گونه‌های مختلف مانند *Ceratolithoides aculeus*، *Lithraphidites carniolensis*، *quadratus*، *Lithraphidites microrhabdulus*، *Lucianorhabdus cayeuxii*، *Quadrum sissinghii*، *Micula decussata*، *decorates*، *Rhagodiscus angustus*، *Quadrum trifidum* و *Watznaueria barnesiae* که شاخص دمای بالا می‌باشند، بیانگر شرایط آب و هوایی گرم در عرض‌های جغرافیایی پایین در حوضه مورد مطالعه است (Thierstein, 1976, 1981؛ Watkins et al., 1985؛ Perch-Nielsen, 1992؛ Watkins, 1992؛ Friedrich, 1996؛ Huber et al., 2002؛ Tantawy, 2002؛ Meier, 2006). در این پژوهش بر اساس ترجیح بوم‌شناسی گونه‌های نانوفسیلی و با توجه به نتایج دیرینه بوم‌شناسی به دست آمده از گزارش‌های پیشین، تفسیر مختصری برای شرایط حوضه رسوبی مورد مطالعه ارائه شده است. به عنوان مثال Thierstein (1976) در مطالعات خود نشان داده است تغییرات فراوانی گونه *Micula decussata* با عمق نسبت مستقیم دارد. در این مطالعه نیز تغییرات حضور گونه *Micula decussata* که معرف عمق حوضه می‌باشد مورد بررسی قرار گرفته است. در بررسی بایوزون‌های سازند گورپی، فراوانی این گونه در بخش‌های میانی سازند یعنی بایوزون‌های CC20-CC23 از فراوانی بیشتری برخوردار بوده، اما در قاعده

Watznaueria barnesiae، *phacelosus* و *Watznaueria biporta* هستند.

Reinhardtites levis Zone

بایوزون CC24 محدوده آخرین حضور گونه *Tranolithus* (تا آخرین حضور *Reinhardtites levis* را در برمی‌گیرد. این بایوزون با بایوزون UC18 از بایوزوناسیون Burnett (1998) و با بخش زیرین بایوزون NC21 از بایوزوناسیون Roth (1978) مطابقت دارد. شاخص‌های بایوزونی برای بایوزوناسیون‌های Roth (1978)، Burnett (1998) و Sissingh (1977) در این بایوزون مشترک است. محدوده سنی این بایوزون اواخر مایستریشتین پیشین و ضخامت آن ۱۶ متر است. مهم‌ترین فسیل‌های همراه شناسایی شده شامل *Arkhangelskiella Calculites*، *Braarudosphaera biglowii*، *cymbiformis*، *Eiffellithus*، *Ceratolithoides aculeus*، *obscurus*، *Lithraphidites carniolensis*، *turrisieffellii*، *Microrhabdulus*، *Lucianorhabdus cayeuxii*، *Micula decussata*، *Micula concave*، *decorates*، *Reinhardtites levis*، *Prediscosphaera cretacea* و *Watznaueria barnesiae*، *Rhagodiscus angustus* و *Watznaueria biporta* می‌باشند.

بنابراین بر اساس بایوزون‌های شناسایی شده، بازه زمانی کامپانین پیشین - اواخر مایستریشتین پیشین برای توالی برش اوز واقع در جنوب شرق شیراز پیشنهاد می‌گردد.

بررسی اجتماعات نانوفسیل‌های آهکی در حوضه رسوبی متعلق به برش اوز

نانوفسیل‌های آهکی شاخص‌های مناسب و دقیق برای درک شرایط دیرینه بوم‌شناسی در بازه‌های زمانی مختلف دوران‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک به ویژه در کرتاسه بوده و

و بخش انتهایی سازند گورپی از فراوانی این گونه به طور چشمگیری کاسته می‌شود. بنابراین شاید کاهش فراوانی گونه‌هایی نظیر گونه *Micula decussata* در بخش بالایی سازند گورپی به دلیل کاهش عمق حوضه رسوبی در زمان مایستریشتین (اواخر مایستریشتین پیشین) نسبت به زمان کامپانین باشد. علاوه بر این بررسی هولوکوکولیت‌هایی نظیر گونه‌های *Lucianorhabdus* و *Calculites obscurus* در *cayeuxii* در برش مورد مطالعه نشان می‌دهد که فراوانی این گونه‌ها در بخش‌های ابتدایی و انتهایی سازند گورپی بیشتر است. گونه‌های مذکور بیانگر محیط‌های حاشیه‌ای و کم‌عمق ساحلی بوده و در این محیط‌ها از فراوانی بالایی برخوردار هستند (Perch-Nielsen, 1985). مطالعه گونه‌های پنتالیتی مانند *Braarudosphaera biglowii* در برش مورد مطالعه نیز نشان می‌دهد که بخش زیرین و بالایی برش اوز در شرایط کم‌عمق نهشته شده است (Roth & Krumbach, 1986). در مقابل، حضور نسبتاً فراوان گونه‌هایی مانند *Eiffellithus eximius* در بایوزون‌های CC19 تا CC22 بیانگر وجود شرایط اقیانوسی است. از سوی دیگر، حضور نسبتاً بالای گونه‌های متعلق به جنس *Watznaueria* (نظیر *Watznaueria barnesiae*) در نمونه‌هایی با حفظ‌شدگی خوب، بیانگر آب‌های سطحی گرم و شرایط الیگوتروفیک (William & Erba, 2004؛ Kessels et al., 2003؛ Bralower, 1995؛ Linnert & Hardas et al., 2008؛ Tremolada et al., 2006؛ et al., 2010) در حوضه رسوبی مورد نظر است. علاوه بر این حضور گونه‌های *Eiffellithus turriseiffelii* و *Rhagodiscus angustus* و *Microrhabdulus decorates* در برش اوز، می‌تواند بیانگر آب‌های الیگوتروفیک با نرخ کم مواد غذایی باشد (Bralower, 2002؛ Mutterlose et al., 2005؛ Linnert & Thibault & Gardin, 2007؛ Mutterlose, 2009؛ Linnert & Thibault & Gardin, 2010؛ Mutterlose, 2009؛ et al., 2011). حضور و فراوانی جنس *Rhagodiscus* (مانند

گونه *Rhagodiscus angustus*) به عنوان شاخصی دیگر برای آب‌های سطحی گرم در حوضه رسوبی به شمار می‌رود (Herrle et al., 1989؛ Mutterlose, 1989؛ Bralower, 1988؛ 2003). در مقابل، حضور گونه *Tranolithus orionatus* به عنوان گونه شاخص آب‌های سرد در توالی مورد مطالعه، نادر است. فراوانی این گونه توسط دمای آب‌های سطحی کنترل می‌شود و در آب‌های سرد فراوان‌تر است (Lees, 2002؛ Herrle et al., 2003). از سوی دیگر جنس‌های *Tranolithus* و *Aspidolithus* که تمایل بیشتری به شرایط مزوتروفیک و یوتروفیک دارند (Linnert et al., 2010؛ Linnert & Mutterlose, 2008) در طول توالی با کاهش فراوانی واضحی روبرو هستند. یکی دیگر از عوامل تأثیرگذار بر فراوانی نانوفسیل‌ها، عامل حفظ‌شدگی است (Williams & Bralower, 1995؛ Bornemann et al., 2003). حفظ‌شدگی ارتباط مستقیمی با عامل انحلال و نیز فرآیندهای رسوب‌گذاری مانند دیاژنز در حوضه رسوبی دارد به طوری که هر چقدر تأثیر این عوامل در محیط بیشتر باشد، بر ترکیب اجتماع این گروه فسیلی تأثیر گذاشته و از حفظ‌شدگی گونه‌های حساس کاسته و همچنین فراوانی آن‌ها کم می‌شود. با توجه به فراوانی گونه‌هایی نظیر *Calculites obscurus*، *Quadrum sissinghii* و *Quadrum trifidum* با ناحیه مرکزی مشخص و حفظ‌شدگی خوب می‌توان بیان کرد که به احتمال زیاد شرایط مناسبی از نظر نبود عوامل انحلالی در حوضه رسوبی مورد نظر حاکم بوده است.

نتیجه‌گیری

بررسی نانوفسیل‌های آهکی در برش مورد مطالعه به شناسایی ۳۳ گونه متعلق به ۲۲ جنس از نانوفسیل‌های آهکی با حفظ‌شدگی خوب منجر گردید. بر اساس این مطالعه، حادثه زیستی ظهور گونه *Aspidolithus parvus* و سپس آخرین حضور گونه

تعیین شد. همچنین حضور گونه‌های حساس به همراه گونه‌های مقاوم گویای آن است که عوامل انحلال و دیازنز یا در حوضه رسوبی وجود نداشته و یا این که تأثیر آن بسیار اندک بوده است. باتوجه به مطالعات صورت گرفته بر روی نانوفسیل‌های آهکی، وجود تجمعات فسیلی معرف آب و هوای گرم و شاخص عرض‌های جغرافیایی پایین مؤید قرار گرفتن برش مورد مطالعه در عرض‌های جغرافیایی پایین با شرایط حاکم آب و هوایی گرم می‌باشد.

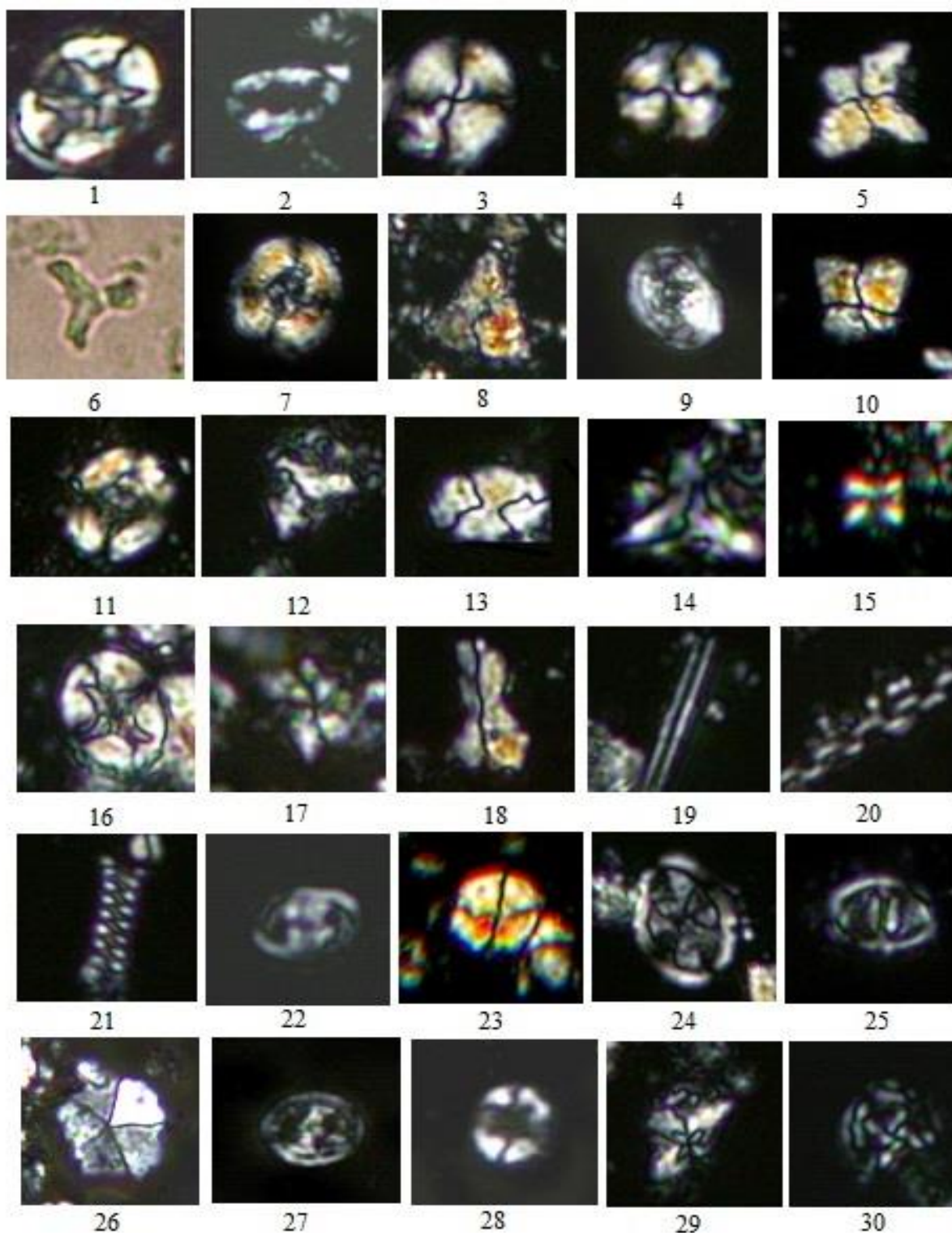
Marthasterites furcatus بیانگر سن کامپانین پیشین در شروع سازند گورپی و همچنین آخرین حضور گونه *Tranolithus orionatus* تا آخرین حضور گونه *Reinhardtites levis* بیانگر بازه زمانی بخش بالایی سازند گورپی با سن اواخر مایستریشتین پیشین است. بنابراین بر اساس گونه‌های شاخص شناسایی شده در توالی رسوبی، بایوزون‌های *Aspidolithus parvus zone* تا *Reinhardtites levis zone* (CC18-CC24) که با بایوزون‌های NC18-NC21 و نیز UC18-UC14 مطابقت دارد،

Plate 1

All figures magnification of $\times 2000 - 2500$.

- 1) *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Reinhardt, 1965, (XPL);
- 2) *Rhagodus angustus* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1971, (XPL);
- 3) *Watznaueria barnesiae* (Black in Black & Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968, (XPL);
- 4) *Watznaueria biporta* Bukry, 1969, (XPL);
- 5) *Quadrum sissinghii* Perch-Nielsen (1984b), (XPL);
- 6) *Marthasterites furcatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959, (PPL);
- 7) *Aspidolithus parvus constrictus* (Hattner et al., 1980) Perch-Nielsen (1984a), (XPL);
- 8) *Quadrum trifidum* (Stradner) Prins & Perch-Nielsen 1977, (XPL);
- 9) *Reinhardtites levis* Prins & Sissingh in Sissingh, 1977, (XPL);
- 10) *Quadrum gothicum* (Deflandre, 1959) Prins & Perch-Nielsen in Manivit et al. (1977);
- 11) *Aspidolithus parvus parvus* (Stradner, 1963) Noel (1969);
- 12) *Ceratolithoides arcuatus* Prins & Sissingh in Sissingh, 1977, (XPL);
- 13) *Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins & Sissingh in Sissingh (1977), (XPL);
- 14) *Ceratolithoides verbeekii* Perch-Nielsen, 1979, (XPL);
- 15) *Micula decussata* Vekshina (1959), (XPL);
- 16) *Eiffellithus eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968, (XPL);
- 17) *Lithastrinus grillii* Stradner, 1962, (XPL);
- 18) *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre, 1959, (XPL);
- 19) *Lithraphidites carniolensis* Deflandre, 1963, (XPL);
- 20) *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, 1959, (XPL);
- 21) *Tetrapodorhabdus decorus* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Wind & Wise in Wise & Wind (1977), (XPL);
- 22) *Tranolithus phacelosus* Stover, 1966, (XPL);
- 23) *Calculites ovalis* (Stradner, 1963) Prins & Sissingh in Sissingh, 1977, (XPL);
- 24) *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959, (XPL);
- 25) *Zeugrhabdotus diplogrammus* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Burnett in Gale et al., 1996, (XPL);
- 26) *Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud 1935) Deflandre 1947, (XPL);
- 27) *Reinhardtites anthophorus* (Deflandre, 1959) Perch-Nielsen (1968), (XPL);
- 28) *Eiffellithus gorkae* Reinhardt, 1965, (XPL);
- 29) *Micula staurophora* (Gardet, 1955) Stradner, 1963, (XPL) and
- 30) *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky, 1912) Gartner (1968), (XPL).

Plate 1



منابع

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- حسینی فالچی، ب.، ۱۳۸۵. لیتواستراتیگرافی و ناواستراتیگرافی سازند گورپی در تاقدیس کوه منگشت و برش تاقدیس کمستان (منطقه ایزده). پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شهید بهشتی، ۱۹۴ ص.
- رضائیان، ه.، ۱۳۹۰. زیست چینه نگاری سازندهای ایلام و گورپی در شرق شهرستان رامهرمز، برش تنگ بوالفارس. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۱۰ ص.
- سنماری، س.، فضلی، ل.، عمرانی، م.، ۱۳۸۹. بررسی تطابق نانوپلانکتون‌های آهکی و روزن‌داران پلانکتون سازند گورپی در خاور بهبهان، علوم زمین، ۷۵: ۱۱۹-۱۲۶.
- صالحی، ف.، ۱۳۸۰. بایواستراتیگرافی سازند گورپی در برش الگو با استفاده از نانوفسیل‌های آهکی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۸۸ ص.
- فریدونپور، م.، وزیری مقدم، ح.، غیشاوی، ع.، طاهری، ع.، ۱۳۹۳. چینه نگاری سازند گورپی در برش تاقدیس کوه سیاه و مقایسه آن با برش‌های تنگ بوالفارس و تاقدیس آغار. رخساره‌های رسوبی، ۷(۱): ۸۳-۱۰۶.
- هادوی، ف.، رسالیزی، م.، ۱۳۸۷. ناواستراتیگرافی سازند گورپی در برش دره شهر (جنوب شرق ایلام). فصلنامه زمین شناسی کاربردی، ۴: ۲۹۹-۳۰۸.
- هادوی، ف.، شکری، ن.، ۱۳۸۸. ناواستراتیگرافی سازند گورپی در جنوب ایلام (برش کاور). رخساره‌های رسوبی، ۲(۲): ۲۱۷-۲۲۵.
- همتی نسب، م.، قاسمی نژاد، ا.، درویش زاده، ب.، ۱۳۸۷. تعیین عمق دیرینه سازند گورپی بر مبنای روزن‌داران پلانکتون و بنتیک. مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۴(۱): ۱۵۷-۱۷۳.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros Fold-Thrust belt in Iran. *American Journal of Sciences*, 307: 1064-1095.
- Bahrami, M., & Parvanehnezhad Shirazi, M., 2010. Microfacies and sedimentary environments of Gurpi and Pabdeh Formations and the type of Mesozoic-Cenozoic boundary in Fars province, Iran. *Journal of Applied Geology*, 5 (4): 330-335.
- Beiranvand, B., Ghasemi-Nejad, E., & Kamali, M.R., 2013. Palynomorphs response to sea-level fluctuations: a case study from Late Cretaceous-Paleocene, Gurpi Formation, SW Iran. *Journal of Geopiersia*, 3 (1): 11-24.
- Beiranvand, B., & Ghasemi-Nejad, E., 2013. High resolution planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Gurpi Formation, K/Pg boundary of the Izeh Zone, SW Iran. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 16 (1): 5-26.
- Bornemann, A., Aschwer, U., & Mutterlose, J., 2003. The impact of calcareous nannofossils on the pelagic carbonate accumulation across the Jurassic-Cretaceous boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 199: 187-228.
- Bown, P. R., (ed.), 1998. Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. *Chapman and Hall*, London, 315 p.
- Bown, P.R., & Young, J.R., 1998. Techniques. In: Bown, P.R., (ed.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. *Chapman and Hall*, London, 16- 28.
- Burnett, J.A., 1998. Upper Cretaceous. In: Bown, P.R., (ed.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. British Micropalaeontological Society Publication Series, *Chapman and Hall*, London, 132-165.

- Bralower, T.J., 1988. Calcareous nannofossil biostratigraphy and assemblages of the Cenomanian-Turonian boundary interval: implications for the origin and timing of oceanic anoxia. *Paleoceanography*, 3: 275-316.
- Bralower, T.J., Leckie, R.M., Sliter, W.V., & Thierstein, H.R., 1995. An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P., & Hardenbol, J., (eds.), Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. *SEPM special publication*, 54: 65-79.
- Bralower, T.J., 2002. Evidence of surface water oligotrophy during the Paleocene-Eocene thermal maximum: Nannofossil assemblage data from Ocean Drilling Program Site 690, Maud Rise, Weddell Sea. *Paleoceanography*, 17 (2):1-13.
- Bralower, T.J., 2005. Data report: Paleocene-Early Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy, ODP Leg 198 Sites 1209, 1210, and 1211 (Shatsky Rise, Pasific Ocean). In: Bralower, T.J., Premoli Silva, I., & Malone, M.J., (eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program. *Scientific Results*, 198: 1-15 .
- Campbell, R.J., Howe, R.W., & Rexilius, J.P., 2004. Middle Campanian-lowermost Maastrichtian nannofossil and foraminiferal biostratigraphy of the northwestern Australian margin. *Cretaceous Research*, 25: 827-864.
- Erba, E., 2004. Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine Micropaleontology*, 52: 85-106.
- Friedrich, O., & Meier, S., 2006. Suitability of stable oxygen and carbon isotopes of calcareous dinoflagellate cysts for paleoclimatic studies: Evidence from the Campanian-Maastrichtian cooling phase. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 239: 456-469.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., & Ogg, G.M., (eds.), 2012. The Geological Time Scale 2012, *Amsterdam, Elsevier*, 2: 1144 p.
- Hardas, P., Mutterlose, J., Friedrich, O., & Erbacher, J., 2008. A major biotic event in the middle Cenomanian equatorial Atlantic. In: Hardas, P., (ed.), The response of calcareous nannofossils to Oceanic Anoxic Event 2 and the Middle Cenomanian Event in the tropical Atlantic. *Biostratigraphy and palaeoceanographic implications*, 84-129.
- Herrle, J.O., 2003. Reconstructing nutricline dynamics of mid-Cretaceous oceans evidence from calcareous nannofossils from the Niveau Paquier black shale (SE France). *Marine Micropaleontology*, 47: 307-321.
- Huber, B.T., Norris, R.D., & MacLeod, K.G., 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology*, 30: 123-126.
- James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 2182-2245.
- Kessels, K., Mutterlose, J., & Ruffel, A., 2003. Calcareous nannofossils from late Jurassic sediments of the Volga Basin (Russian Platform): evidence for productivity-controlled black shale deposition. *International Journal of Earth Sciences*, 92: 743-757.
- Linnert, C., & Mutterlose, J., 2008. Kalkige Nannofossilien des Untercampan (Oberkreide) von Buldern (Stadt Dömen; NRW). *Geologie Paläontologie Westfalen*, 71: 77-101.
- Linnert, C., & Mutterlose, J., 2009. Evidence of increasing surface water oligotrophy during the Campanian-Maastrichtian boundary interval: Calcareous nannofossils from DSDP Hole 390A (Black Nose). *Marine Micropaleontology*, 73: 26-36.
- Linnert, C., Mutterlose, J., & Erbacher, J., 2010. Calcareous nannofossils of the Cenomanian-Turonian boundary interval from the Boreal Realm (Wunstorf, northwest Germany). *Marine Micropaleontology*, 74: 38-58.
- Linnert, C., Mutterlose, J., & Herrle, J.O., 2011. Late Cretaceous (Cenomanian-Maastrichtian) calcareous nannofossils from Goban Spur (DSDP Sites 549, 551): Implications for the palaeoceanography of the proto North Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299: 507-528.

- Lees, J.A., 2002. Calcareous nannofossil biogeography illustrates palaeoclimate change in the Late Cretaceous Indian Ocean. *Cretaceous Research*, 23: 537-634.
- Mahanipour, A., & Najafpour, A., 2016. Calcareous nannofossil assemblages of the Late Campanian-Early Maastrichtian from Gurpi Formation (Dezful embayment, SW Iran): Evidence of a climate cooling event. *Journal Geo persia*, 6 (1): 129-148.
- Manivit, H., 1971. Les nannofossiles calcaires du Crétacé français (Aptien-Maestrichtien): essai de biozonation appuyée sur les stratotypes. *PhD thesis, Université de Paris*, 187 p.
- Motiei, H., 2003. Stratigraphy of Zagros, Treatise on the geology of Iran. Tehran, Iran. *Geology Survey Press*, 583 p.
- Mutterlose, J., 1989. Temperature-controlled migration of calcareous nannofloras in the north-west European Aptian. In: Crux, J.A., van & Heck, S.E., (eds.), Nannofossils and their Applications. *Proceedings of the International Nannofossil Association Conference*, London, Ellis Horwood, Chichester, 122-142.
- Mutterlose, J., Bornemann, A., & Herrle, J.O., 2005. Mesozoic calcareous nannofossils-state of the art. *Paläontologische Zeitschrift*, 79 (1): 113-133.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., & Perch-Nielsen, K., (eds.), Plankton Stratigraphy. *Cambridge University Press*, 329-426.
- Roth, P.H., 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 44: 731-760.
- Roth, P.H., & Krumbach, K.R., 1986. Middle Cretaceous calcareous nannofossil biogeography and preservation in the Atlantic and Indian oceans: implications for paleoceanography. *Marine Micropaleontology*, 10: 235-266.
- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie En Mijnbouw*, 56: 37-65.
- Shamrock, J.L., & Watkins, D.K., 2009. Evolution of the Cretaceous calcareous nannofossil genus Eifellithus and its biostratigraphic significance. *Cretaceous Research Journal*, 30: 1083-1102.
- Tantawy, A.A.A.M., 2002. Calcareous nannofossil biostratigraphy and palaeoecology of the Cretaceous-Tertiary transition in the central eastern desert of Egypt. *Marine Micropaleontology*, 47: 323-356.
- Thibault, N., & Gardin, S., 2007. The late Maastrichtian nannofossil record of climate change in the South Atlantic DSDP Hole 525A. *Marine Micropaleontology*, 65: 163-184.
- Thibault, N., & Gardin, S., 2010. The calcareous nannofossil response to the end-Cretaceous warm event in the Tropical Pacific. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291: 239-252.
- Thierstein, H.R., 1976. Mesozoic calcareous nannoplankton Biostratigraphy of Marine Sediments. *Marine Micropaleontology*, 1: 325-362.
- Thierstein, H.R., 1981. Late Cretaceous nannoplankton and the change at the Cretaceous-Tertiary boundary. In: Warme, J.E., Douglas, R.G., & Winterer, E.L., (eds.), The Deep Sea Drilling Project: a decade of progress. *SEPM Special Publication*, 32: 355-394.
- Tremolada, F., Erba, E., & Bralower, T.J., 2006. Late Barremian to early Aptian calcareous nannofossil paleoceanography and paleoecology from the Ocean Drilling Program Hole 641C (Galicja Margin). *Cretaceous Research*, 27: 887-897.
- Vaziri-Moghaddam, H., 2002. Biostratigraphic study of the Ilam and Gurpi Formations based on planktonic foraminifera in SE of Shiraz (Iran). *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 13: 339-356.
- Villa, G., Fioroni, C., Pea, L., Bohaty, S., & Persico, D., 2008. Middle Eocene-late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil response at Kerguelen Plateau, Site 748. *Marine Micropaleontology*, 69: 173-192.

- Watkins, D.K., 1992. Upper Cretaceous nannofossils from Leg 120, Kerguelen plateau, southern ocean. *Proceedings of the Ocean Drilling program, scientific results*, 120: 343-370.
- Watkins, D.K., Wise Jr, S.W., Pospichal, J.J., & Crux, J., 1996. Upper Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoceanography of the Southern Ocean. *In: Moguilevsky, A., & Whatley, R., (eds.), Microfossils and oceanic environments. University of Wales, Aberystwyth Press*, 55-381.
- Watkins, D.K., & Self-Trail, J.M., 2005. Calcareous nannofossil evidence for the existence of the Gulf Stream during the late Maastrichtian. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 20 (3): 1-9.
- Williams, J. R., & Bralower, T.J., 1995. Nannofossil assemblages, fine fraction stable isotopes, and the paleoceanography of the Valanginiane-Barremian (Early Cretaceous) North Sea Basin. *Paleoceanography*, 10: 815-864.



مقایسه ژئوشیمیایی ماسه سنگ‌های سازند پادها در شمال بلوک‌های طبس و یزد: کاربردی برای جغرافیای دیرینه

فرج الله فردوست^۱، مهدی جعفرزاده^۱، حامد زند مقدم^{۲*}، فاطمه عابدینی مقانکی^۳

۱- استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

۳- کارشناس ارشد دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

*پست الکترونیک: Zand1883@uk.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۶/۷/۵

تاریخ دریافت: ۹۶/۳/۷

چکیده

به منظور مقایسه سنگ شناسی و ژئوشیمیایی (مطالعات خاستگاه) ماسه سنگ‌های سازند پادها به سن دونین پیشین - میانی در دو بلوک طبس و یزد، دو برش ازبک کوه (شمال بلوک طبس) و درونه (شمال بلوک یزد) انتخاب و نمونه‌برداری شده است. ضخامت سازند پادها در برش ازبک کوه ۴۹۲ متر اندازه گیری شده که اغلب از سنگ‌های سیلیسی آواری، دولومیتی و تبخیری تشکیل شده در حالی که در برش درونه، این سازند شامل ۳۱۰ متر سنگ‌های سیلیسی آواری و دولومیتی است. مطالعات پتروگرافی ماسه‌سنگ‌ها در برش ازبک کوه عمدتاً نشان‌دهنده پتروفاسیس‌های کوارتز آرنایت و ساب لیت آرنایت (ساب چرت آرنایت) است در حالی که ماسه سنگ‌های برش درونه از دو پتروفاسیس کوارتز آرنایت و ساب آركوز تشکیل شده است. داده‌های ژئوشیمیایی عناصر فرعی و نادر خاکی و مقایسه آن‌ها با پوسته بالایی همراه با نسبت‌های بین برخی از عناصر فرعی از قبیل Th/Sc, La/Co, Th/Co و La/Sc نشان می‌دهد که سنگ مادر ماسه سنگ‌های سازند پادها در برش‌های ازبک کوه و درونه از نوع آذرین اسیدی است. همچنین استفاده از نمودار مثلثی Th-La-Sc و Th-Sc-Zr/10 نشان داده است که ماسه سنگ‌های برش ازبک کوه، اکثراً در محدوده غیرفعال قاره‌ای و ماسه‌سنگ‌های برش درونه هم در محدوده فعال قاره‌ای و هم غیرفعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. این مطالعات نشان می‌دهند که نهشته‌های مورد مطالعه به سن دونین پیشین - میانی به احتمال در راستای باز شدن اقیانوس پالئوتتیس و حد فاصل تبدیل حاشیه ریفتی به حاشیه غیرفعال پالئوتتیس نهشته شده‌اند.

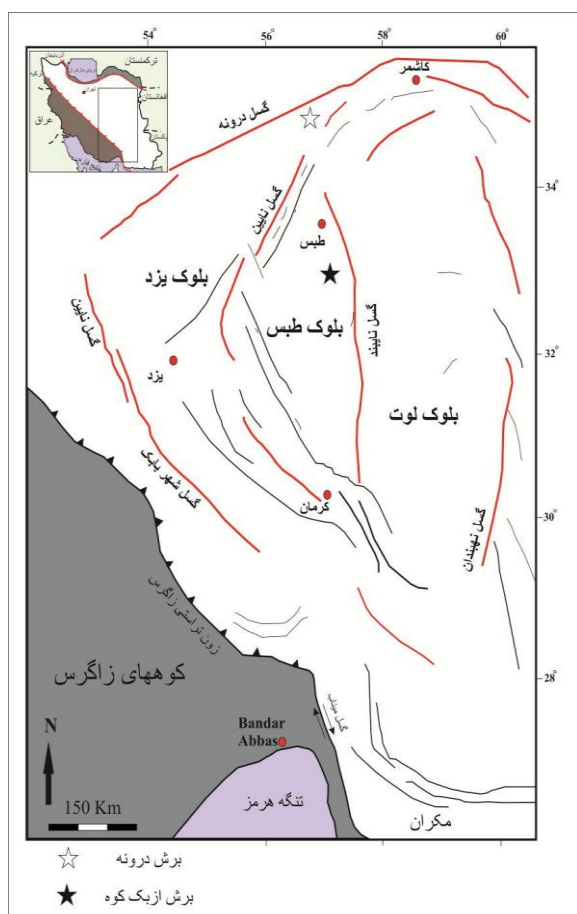
واژه‌های کلیدی: ماسه سنگ؛ ژئوشیمی؛ خاستگاه؛ سازند پادها؛ ازبک کوه؛ درونه.

مقدمه

با سنگ شناسی تقریباً مشابه و به صورت گسترده در اکثر نقاط ایران نهشته شده‌اند به طوری که رخنمون‌های این سازند از شمال غرب (البرز غربی و آذربایجان)، شمال شرق (البرز شرقی و بینالود)، مرکز و همچنین شرق و جنوب شرق (طبس و کرمان) ایران گزارش شده است (علوی نائینی، ۱۳۷۲). در بیشتر نقاط کشور، این سازند

در این پژوهش نهشته‌های منسوب به دونین تحت عنوان سازند پادها به سن دونین پیشین - میانی واقع در ایران مرکزی مورد مطالعه قرار گرفته است (Ruttner et al., 1968, 1970; Stocklin & Setudehnia, 1991; Wendt et al., 2002, 2005). وضعیت و موقعیت صفحه ایران در دوره دونین به گونه‌ای بوده است که رسوبات سازند پادها

مطالعه است که می‌تواند در بازسازی جغرافیای دیرینه حائز اهمیت باشد. کاربرد ژئوشیمی در مطالعات خاستگاه در ارتباط با تمامی عناصر اصلی و فرعی است، اما از آن جا که عناصر فرعی و نادر خاکی از تحرک پذیری و انحلال اندکی در طول فرآیندهای رسوبی برخوردار هستند (McLennan *et al.*, 1993)، در این پژوهش نیز بر روی این عناصر تکیه شده است.



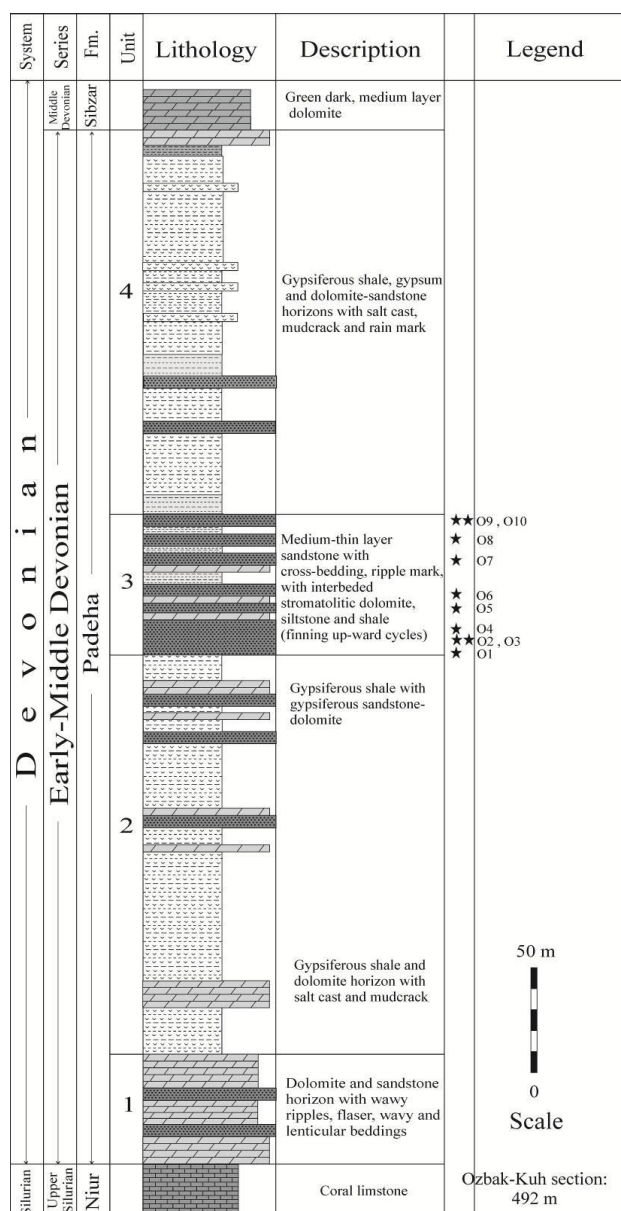
شکل ۱: موقعیت دو برش ازبک کوه و درونه از سازند پادها در دو بلوک طبس و یزد (برگرفته از Nadimi, 2007؛ همراه با تغییرات)

روش مطالعه

جهت مطالعه و مقایسه سازند پادها در دو بلوک طبس و یزد، دو برش ازبک کوه (شمال بلوک طبس) و درونه (شمال بلوک یزد) انتخاب و اندازه‌گیری شده است (شکل ۱). در این پژوهش ابتدا خصوصیات سنگ چینه‌ای این دو برش (شکل ۲ و ۳) با یک دیگر مقایسه شده و در

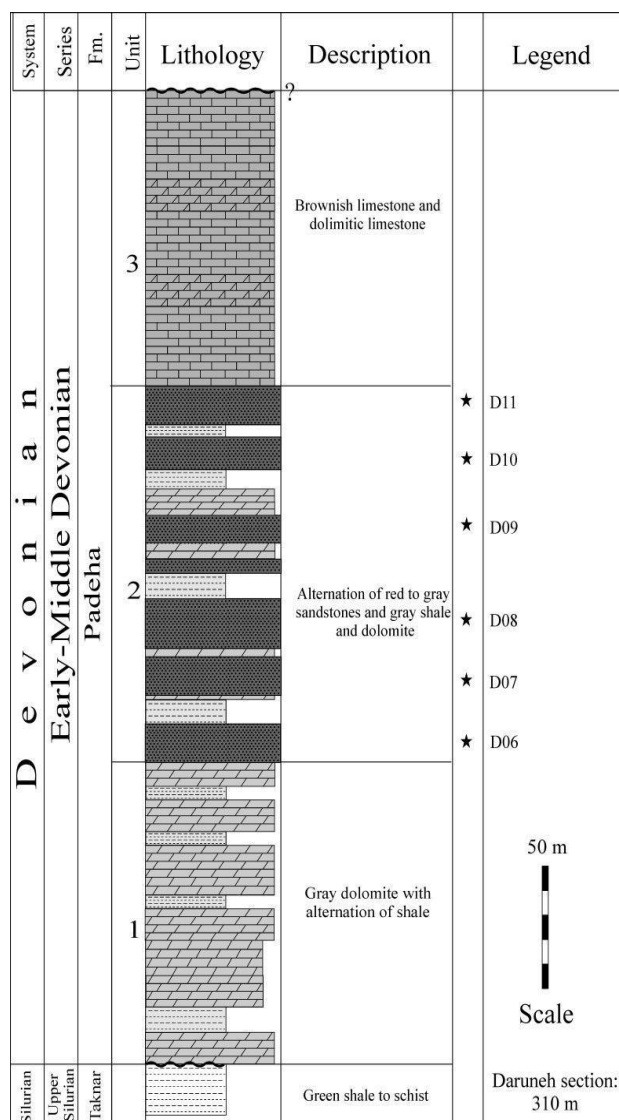
اغلب از ماسه سنگ تشکیل شده است، اما به طور محلی سایر نهشته‌های رسوبی مانند کنگلومرا، گل‌سنگ، دولومیت و تبخیری نیز مشاهده می‌شوند (Aharipour *et al.*, 2010؛ Zand-Moghadam *et al.*, 2013, 2014). بدیهی است که جایگاه تکتونیکی همراه با وضعیت حوضه رسوبی در قالب جغرافیای دیرینه زمان دونین می‌توانند به عنوان مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار در تغییرات سنگ شناسی سازند پادها محسوب شوند لذا مطالعه و مقایسه نهشته‌های سازند پادها در سایر نقاط کشور می‌تواند در بازسازی جغرافیای دیرینه دوره دونین نقش به سزایی داشته باشد. خرد قاره شرق ایران مرکزی یکی از مناطقی است که در آن سازند پادها از گسترش و تنوع سنگ شناسی بالایی برخوردار است. تاریخچه تکتونیک - رسوب گذاری این ناحیه همراه با چرخش بلوک‌ها در امتداد گسل‌های راست گرد (Davodzadeh *et al.*, 1981؛ Soffel *et al.*, 1996) سبب پیچیدگی هر چه بیشتر خرد قاره شرق ایران مرکزی نسبت به سایر نقاط ایران شده است. با توجه به تقسیم‌بندی Takin (1972)، خرد قاره شرق ایران مرکزی از شرق به غرب از سه بلوک لوت، طبس و یزد تشکیل شده است که توسط گسل‌هایی با روند شمالی - جنوبی تفکیک شده‌اند (شکل ۱). بعدها سایر محققین (Alavi, 1991؛ آقاباتی، ۱۳۸۵) این منطقه را به زیرپهنه‌ها و بلوک‌های بیشتری تقسیم کرده‌اند. در این پژوهش براساس تقسیم‌بندی Takin (1972)، سازند پادها در شمال بلوک‌های طبس (ازبک کوه) و یزد (درونه) مورد بررسی سنگ شناسی و ژئوشیمی در قالب مطالعات خاستگاه قرار گرفته است. خاستگاه رسوبات سیلیسی آواری شامل تمامی عوامل مؤثر در تولید رسوب همراه با فیزیوگرافی و آب و هوای ناحیه منشأ رسوبات است (Weltje & von Eynatten, 2004). در واقع مطالعات خاستگاه بازتاب دهنده تاریخچه تکتونیک - رسوب گذاری رسوبات سیلیسی آواری مورد

سیمان کربناته در آن‌ها مشاهده شده بود (۱۰ نمونه از برش ازبک کوه و ۶ نمونه از برش درونه) جهت انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی انتخاب شدند. برای تعیین ترکیب ژئوشیمی عناصر فرعی و نادر خاکی موجود در آن‌ها پس از خرد و پودر شدن با آسیاب، به آزمایشگاه Acme در ونکوور کانادا ارسال گردیدند.



شکل ۲: ستون چینه شناسی سازند پادها در برش ازبک کوه (علامت ستاره محل نمونه‌های انتخابی جهت مطالعات ژئوشیمیایی را نشان می‌دهد)

ادامه ماسه سنگ‌های دو برش مورد مطالعه پتروگرافی و ژئوشیمی قرار گرفته‌اند. ۲۱ نمونه ماسه سنگی از برش ازبک کوه و ۱۵ نمونه ماسه سنگی از برش درونه انتخاب و توسط میکروسکپ پلاریزان مورد مطالعه پتروگرافی قرار گرفتند. با توجه به شمارش نقاط براساس روش گزی - دیکینسون (Ingersol et al., 1984)، اجزای اصلی و فرعی موجود در این ماسه سنگ‌ها شناسایی شده و نام‌گذاری آن‌ها نیز براساس طبقه‌بندی Folk (1980) انجام گردیده است (جدول ۱).



شکل ۳: ستون چینه شناسی سازند پادها در برش درونه (علامت ستاره محل نمونه‌های انتخابی جهت مطالعات ژئوشیمیایی را نشان می‌دهد)
۱۶ نمونه از ماسه سنگ‌های متوسط دانه که کمترین میزان

جدول ۱: درصد اجزای تشکیل دهنده اصلی ماسه سنگ‌های سازند پادها در دو برش ازبک کوه و درونه که بر اساس داده‌های نقطه شماری محاسبه شده‌اند.

Sample	SECTION	Q	F	RF	Sample	SECTION	Q	F	RF
O1	Ozbak-kuh	82	3	15	O30	Ozbak-kuh	98	2	0
O2	Ozbak-kuh	92	5	3	O31	Ozbak-kuh	96	4	0
O3	Ozbak-kuh	91	6	3	O34	Ozbak-kuh	95	5	0
O4	Ozbak-kuh	47	3	50	D01	Daruneh	95	5	0
O5	Ozbak-kuh	98	2	0	D02	Daruneh	98	2	0
O7	Ozbak-kuh	97	3	0	D03	Daruneh	91	9	0
O9	Ozbak-kuh	94	6	0	D04	Daruneh	96	4	0
O11	Ozbak-kuh	95	5	0	D05	Daruneh	95	5	0
O13	Ozbak-kuh	70	5	25	D06	Daruneh	97	3	0
O14	Ozbak-kuh	96	4	0	D07	Daruneh	94	6	0
O15	Ozbak-kuh	98	2	0	D08	Daruneh	96	4	0
O17	Ozbak-kuh	96	4	0	D09	Daruneh	89	11	0
O20	Ozbak-kuh	94	6	0	D10	Daruneh	91	9	0
O21	Ozbak-kuh	99	1	0	D11	Daruneh	97	3	0
O22	Ozbak-kuh	98	2	0	D12	Daruneh	90	10	0
O25	Ozbak-kuh	96	4	0	D13	Daruneh	92	8	0
O27	Ozbak-kuh	91	9	0	D14	Daruneh	95	5	0
O29	Ozbak-kuh	94	6	0	D15	Daruneh	99	1	0

لازم به ذکر است که عناصر فرعی و نادر خاکی ماسه سنگ‌های سازند پادها به روش طیف سنج جرمی پلاسما^۱ مشخص شده است.

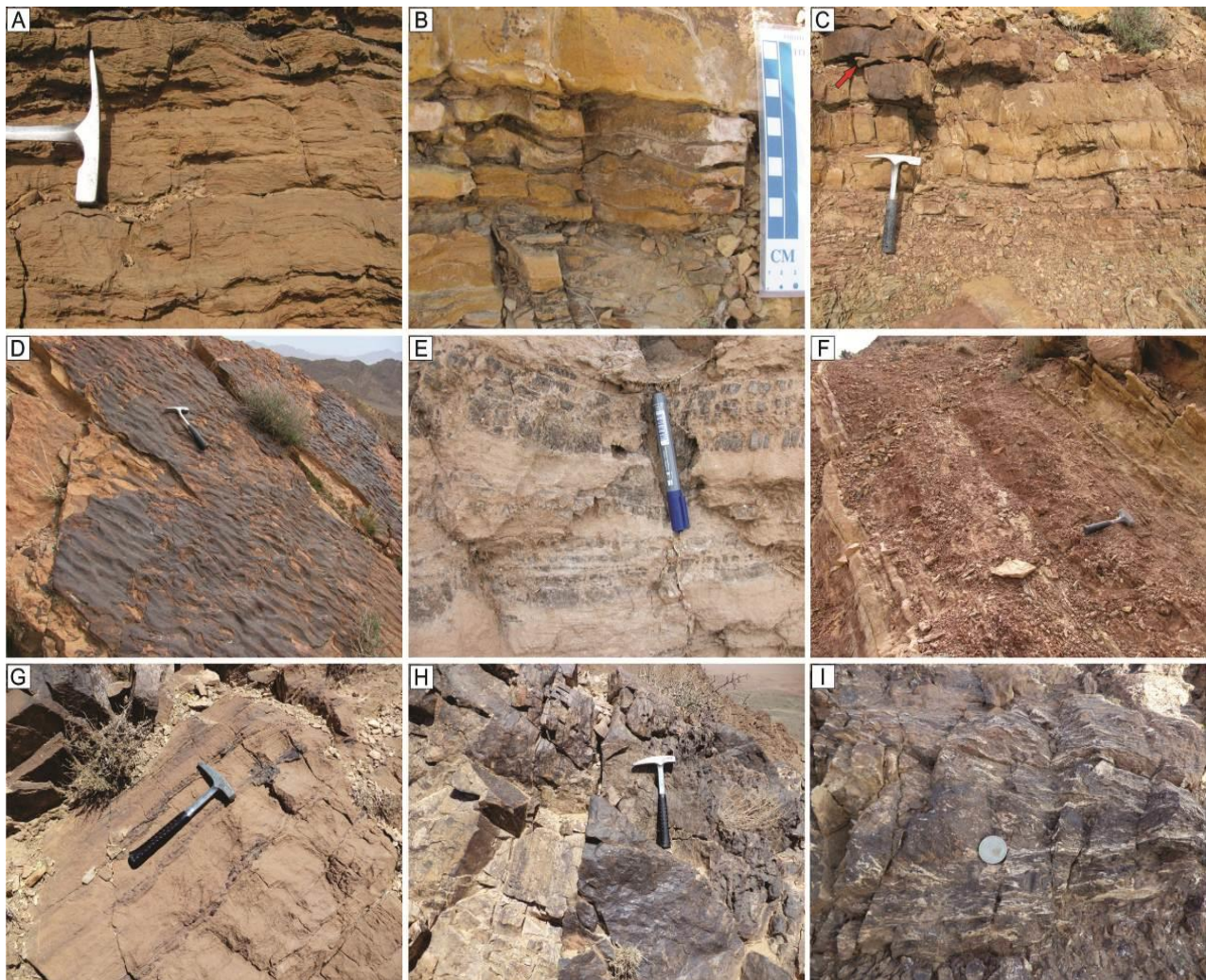
سنگ چینه نگاری

به طور کلی سازند پادها در اغلب نقاط کشور از رسوبات سیلیسی آواری تشکیل شده که در بین نهشته‌های اردوویسین - سیلورین (اغلب سازند نیور و هم ارزهای آن) و دونین میانی - پسین (اغلب دولومیت‌های سازند سبزار و سازند بهرام) قرار گرفته است (Wendt et al., 2002, 2005). برش ازبک کوه از سازند پادها برای اولین بار توسط Ruttner et al. (1968, 1970) به عنوان برش الگوی این سازند معرفی شده است که در این پژوهش نیز به عنوان یکی از برش‌ها مورد مطالعه قرار گرفته است. سازند پادها در این برش ۴۹۲ متر اندازه گیری شده و اغلب از سنگ‌های سیلیسی آواری، دولومیتی و تبخیری

تشکیل شده است که در این بین، نهشته‌های تبخیری فراوانی بیشتری دارند (شکل ۲). مرز زیرین سازند پادها بر روی نهشته‌های کربناته سازند نیور در نظر گرفته شده است، اما از آن جا که بخش زیرین سازند پادها و بخش انتهایی سازند نیور کاملاً دولومیتی است، تفکیک مرز دو سازند مشکل است. با توجه به مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی دولومیت‌ها، مرز زیرین سازند پادها در ابتدای دولومیت‌های اولیه و تیره رنگ در نظر گرفته شد. این مرز منطبق بر انتهای دولومیت‌های ثانویه سازند نیور است. مرز بالایی نیز به طور مشخص در انتهای مجموعه تبخیری سازند پادها و ابتدای دولومیت‌های تیره رنگ سازند سبزار مشخص شده است. مطالعات سنگ چینه نگاری سازند پادها در برش ازبک کوه سبب تفکیک این سازند به چهار بخش شده است. بخش اول عمدتاً از دولومیت‌های تیره رنگ که در تناوب با دولومیت‌های زرد رنگ هستند، تشکیل شده است که ضخامت آن ۴۸ متر اندازه گیری شده است. از ویژگی‌های این دولومیت‌ها می‌توان به لایه‌بندی موازی و بعضاً

نخودی مشاهده می‌شود که دارای طبقات فلاسر و موجی هستند (شکل ۴B).

ساخت‌های استروماتولیتی فرسایش یافته در آن‌ها اشاره کرد (شکل ۴A). در انتهایی‌ترین قسمت این بخش نیز ماسه‌سنگ‌های کربناته و سیلت سنگ‌ها به رنگ زرد



شکل ۴: برخی از ویژگی‌های صحرایی سازند پادها در برش‌های مورد مطالعه؛ (A) دولومیت‌های استروماتولیتی در بخش ابتدایی سازند پادها در برش ازبک‌کوه، (B) طبقات فلاسر و موجی در نهشته‌های سازند پادها در برش ازبک‌کوه، (C) افق خاک قدیمه (نوک پیکان) که به رنگ قرمز و حاوی اکسید آهن فراوان بر روی لایه‌های دولومیتی قرار گرفته است، (D) ماسه سنگ‌های بخش سوم سازند پادها با ریبیل مارک‌های موجی، (E) تناوب ژئوپس (لایه‌های سفید رنگ) و دولومیت (لایه‌های تیره) در بخش چهارم سازند پادها در برش ازبک‌کوه، (F) تناوب شیل‌های قرمز و دولومیت‌های ماسه‌ای نازک لایه در بخش‌های انتهایی سازند پادها در برش ازبک‌کوه، (G) نمایی از دولومیت‌های چرتی سازند پادها در برش درونه. چرت‌ها به صورت نودول یا لایه‌ای مشاهده می‌شوند، (H) ماسه‌سنگ‌های کوارتزآرنایتی با لایه‌بندی موازی و مورب در برش درونه و (I) نمایی از سنگ آهک‌های دولومیتی توده‌ای دارای رگه‌های اکسید آهن و باریت که در بخش‌های انتهایی سازند پادها در برش درونه مشاهده می‌شود.

این بخش، شیل‌های ژئوسی همراه با افق‌هایی از ژئوپس و دولومیت استروماتولیتی به رنگ زرد مشاهده می‌شود که به سمت بالا به دولومیت‌های ماسه‌ای، ماسه‌سنگ‌های

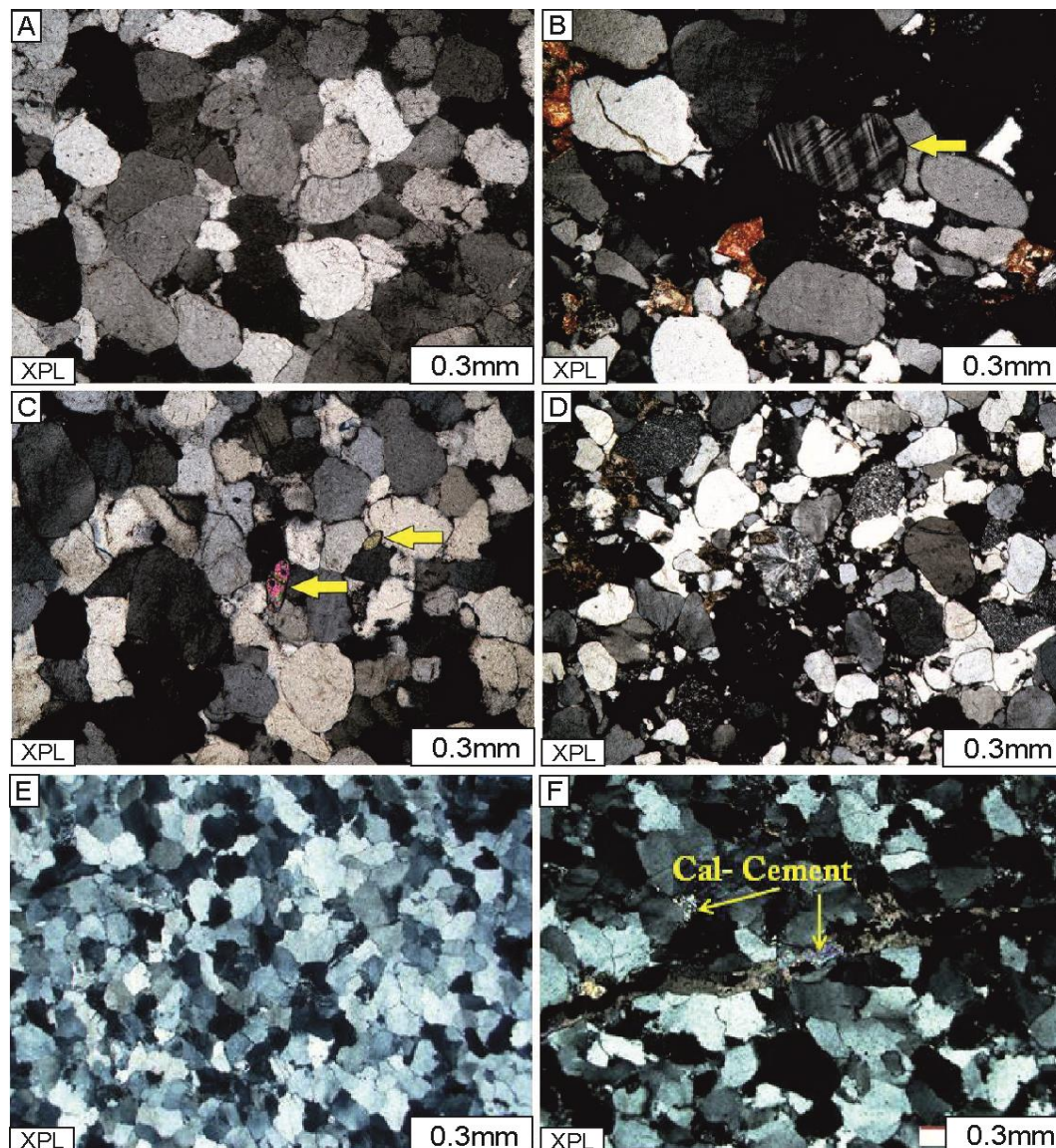
بخش دوم از نهشته‌های تبخیری (عمدتاً ژئوپس) و میان لایه‌های دولومیتی و ماسه سنگی تشکیل شده است و در مجموع ۱۹۴/۵ متر ضخامت دارد. در قسمت‌های ابتدایی

دولومیتی و ماسه سنگ‌های ژیبسی تبدیل می‌شوند. بخش سوم به ضخامت ۶۷ متر با یک لایه ماسه سنگ قرمز رنگ (خاک قدیمه) به ضخامت ۲/۵ متر شروع شده (شکل ۴C) و در ادامه شامل لایه‌های ماسه سنگ ریپلی است (شکل ۴D). همچنین چند لایه دولومیت استروماتولیتی زرد رنگ به ضخامت ۰/۵ تا ۳ متر نیز در بین ماسه سنگ‌ها به صورت متناوب وجود دارد. بخش چهارم به ضخامت ۱۸۲/۵ متر غالباً شامل شیل‌های ژیبسی، ژیبس - دولومیت و شیل است (شکل ۴F-E). این بخش با شیل‌های ژیبسی به رنگ سبز و سیاه شروع شده که به سمت بالا افق‌هایی از دولومیت زرد رنگ و ماسه سنگ‌های نازک لایه زرد و صورتی رنگ مشاهده می‌شود. این بخش به دولومیت تیره رنگ سازند سبزار ختم می‌شود. ضخامت سازند پادها در برش درونه ۳۱۰ متر اندازه‌گیری شده و عمدتاً از سنگ‌های سیلیسی آواری، سنگ آهک و دولومیت تشکیل شده است (شکل ۳). سازند پادها در برش درونه نیز از سه بخش تشکیل شده است. بخش اول از دولومیت‌های ضخیم لایه با مورفولوژی برجسته و صخره‌ساز به رنگ خاکستری با میان لایه‌های شیل خاکستری رنگ تشکیل شده است. این بخش ۹۰ متر ضخامت دارد. این دولومیت‌ها به صورت نودولی یا لایه‌ای، حاوی چرت نیز هستند (شکل ۴G) و براساس مطالعات میکروسکوپی هیچ گونه اثراتی از فسیل در آن‌ها یافت نمی‌شود. مرز زیرین این واحد با شیل‌های سبز و شیل‌های دگرگون شده سازند تکنار مشخص می‌شود. بخش دوم ۱۲۰ متر ضخامت دارد و واحد آواری اصلی مورد مطالعه است. این واحد از ماسه سنگ، شیل با میان لایه‌های دولومیت و سنگ آهک تشکیل شده است (شکل ۴H). قسمت ابتدایی این واحد با ماسه سنگ‌های خاکستری آغاز می‌شود، اما ماسه سنگ‌های بخش انتهایی این واحد دارای رنگ قرمز می‌باشند که ناشی از وجود هماتیت فراوان در این ماسه سنگ‌ها است. بخش سوم این سازند

متشکل از سنگ آهک دولومیتی بلورین ضخیم لایه به رنگ خاکستری تیره تا نخودی به ضخامت ۱۰۰ متر است که حاوی رگچه‌های اکسید آهن، کلسیت و باریت می‌باشد (شکل ۴I). این واحد به دلیل فراوانی هماتیت، سنگ میزبان اصلی کانسار آهن زردکوه در منطقه نیز است. قسمت بالایی سازند پادها در برش درونه به صورت فرسایشی و فاقد پوشش رسوبی است.

پتروگرافی

آنالیز مدال دانه‌ها در ماسه سنگ‌های برش ازبک کوه (جدول ۱) نشان می‌دهد که این سنگ‌ها عمدتاً از کوارتز فلدسپات و خرده سنگ تشکیل شده‌اند. مطالعات پتروگرافی ماسه سنگ‌ها در برش ازبک کوه بازتاب دهنده پتروفاسیس‌های کوارتز آرنایت و ساب لیت آرنایت (ساب چرت آرنایت) است که از بیشترین فراوانی برخوردار هستند. همچنین پتروفاسیس لیت آرنایت (چرت آرنایت و کالک لیتایت) نیز شناسایی شده است (کوارتز به طور متوسط ۹۱٪، فلدسپات به طور متوسط ۵٪ و خرده سنگ به طور متوسط ۴٪) (شکل ۵A-D). اگرچه ماسه سنگ‌ها در برش درونه اکثراً از کوارتز (به طور متوسط حدود ۹۴٪) و فلدسپات پتاسیم‌دار (به طور متوسط حدود ۶٪) تشکیل شده‌اند، اما در این ماسه سنگ‌ها هیچ گونه خرده سنگی مشاهده نشد. پتروگرافی ماسه سنگ‌ها در برش درونه مشخص کننده دو پتروفاسیس کوارتز آرنایت و ساب آرکوز برای این نمونه‌ها می‌باشد (شکل ۵E-F). اندازه دانه‌ها در اغلب پتروفاسیس‌ها بین ۰/۱ تا ۰/۴ میلی‌متر در تغییر بوده و از جورشدگی خوبی نیز برخوردار هستند. از این رو مجبوریتی بافتی این رسوبات عمدتاً در مرحله مجور است.



شکل ۵: برخی از ویژگی‌های پتروگرافی ماسه سنگ‌های سازند پادها؛ (A) پتروفاسیس کوارتزآرنایتی که فراوان‌ترین پتروفاسیس شناسایی شده محسوب می‌شود. این پتروفاسیس اغلب از دانه‌های کوارتز تک بلور تشکیل شده است. (B) نمایی از پتروفاسیس سابلیت‌آرنایت که در آن دانه‌های چرت و بعضاً فلدسپات (نوک پیکان) مشاهده شده است. (C) زیرکن (نوک پیکان) به عنوان مهم‌ترین کانی سنگین در انواع پتروفاسیس‌های ماسه سنگی در برش ازبک کوه به شمار می‌رود. (D) نمایی از پتروفاسیس چرت‌آرنایت که در آن انواع خرده‌های چرتی مشاهده می‌شود. (E) نمایی از پتروفاسیس کوارتزآرنایت در برش درونه؛ (F) رگه‌های کلسیتی در ماسه سنگ‌های برش درونه

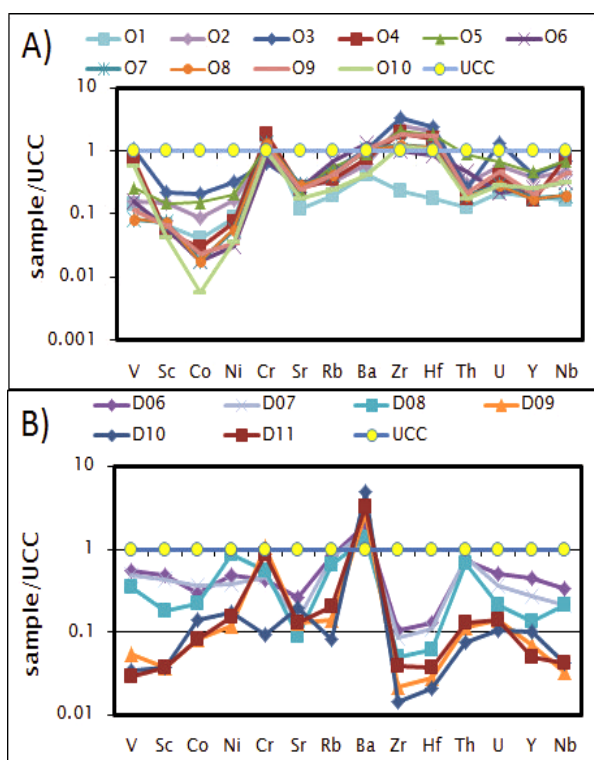
نتایج ژئوشیمی

عناصر فرعی: مقادیر عناصر فرعی ماسه سنگ‌های سازند پادها در دو برش ازبک کوه و درونه در جدول ۲ ارائه شده است. به منظور مشخص شدن میزان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر مختلف، این مقادیر نسبت به میانگین پوسته قاره‌ای بالایی مقایسه شده‌اند

با توجه به نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی مشخص گردیده است که میزان عنصر زیر کونیم در نمونه‌های برش ازبک کوه از ۴۳/۶ تا ۶۳۱/۵ پی‌پی‌ام متغیر می‌باشد (میانگین ۲۹۸/۶۷ پی‌پی‌ام) و در برش درونه این عنصر از حدود ۲/۷ تا ۱۹/۷ پی‌پی‌ام در تغییر می‌باشد (میانگین ۹/۷ پی‌پی‌ام).

جدول ۲: مقادیر عناصر فرعی ماسه سنگ‌های سازند پادها در برش‌های ازبک کوه و درونه (بر حسب پی‌پی‌ام)

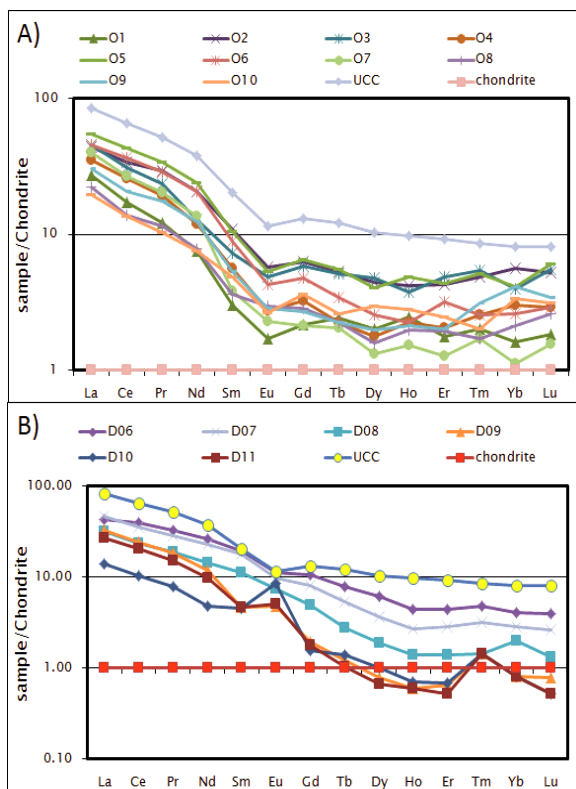
Sample	Ba	Rb	Sr	Zr	Nb	Co	Cr	La	Y	Th	U	Yb	Hf	Sc	Ni	V
برش ازبک کوه																
O1	230	22.0	43.1	43.6	2.0	0.7	143.68	0.7	4.1	1.4	0.6	0.40	1.0	0.9	3.9	15
O2	347	36.3	100.7	481.6	5.5	1.5	82.103	1.5	8.3	3.3	1.6	1.39	11.6	2	7.4	17
O3	576	55.4	99.4	631.5	8.3	3.6	54.73	3.6	9.2	2.7	3.6	0.99	13.9	3	14.1	113
O4	411	40.9	90.6	359.7	9.1	0.5	150.52	0.5	3.7	1.9	1.1	0.75	9.2	0.7	3.2	78
O5	488	63.0	87.2	399.2	8.3	2.6	102.63	2.6	10.2	9.4	1.9	1.03	10.5	2	8.9	28
O6	709	78.6	90.5	192.0	3.9	0.3	61.58	0.3	5.8	5.0	0.6	0.65	5.0	0.8	1.4	17
O7	548	40.4	109.9	80.4	2.3	0.6	109.47	0.6	3.5	2.1	0.7	0.28	2.1	0.9	2.3	15
O8	571	47.7	99.9	236.3	2.4	0.3	109.47	0.3	3.8	2.1	0.8	0.53	6.6	1	2.5	9
O9	594	46.8	87.1	339.7	5.3	0.4	95.79	0.4	4.6	2.3	1.3	1.03	9.8	0.9	1.5	12
O10	232	27.3	60.7	222.7	3.9	0.1	82.1	0.1	5.6	1.9	0.8	0.83	6.2	0.6	1.6	64
برش درونه																
D06	1086	93.5	89.7	19.7	4.0	5.0	34.9	16.0	9.9	7.8	1.4	1.0	0.76	6.7	21.8	58.4
D07	878	89.3	49.7	16.4	2.6	6.3	39.0	17.1	5.9	8.5	1.0	0.7	0.63	5.9	16.6	52.8
D08	744	72.0	30.6	9.4	2.6	3.7	45.1	11.7	3.0	7.2	0.6	0.5	0.35	2.4	38.1	37.7
D09	1510	15.8	45.1	4.2	0.4	1.4	87.2	11.9	1.5	1.2	0.4	0.2	0.16	0.5	5.2	5.8
D10	2688	9.1	69.7	2.7	0.5	2.4	7.7	5.2	2.2	0.8	0.3	0.2	0.12	0.5	7.5	3.7
D11	1778	23.1	44.8	7.4	0.5	1.4	71.9	10.0	1.1	1.4	0.4	0.2	0.22	0.5	6.8	3.1



شکل ۶: نمودار بهنجار شده عناصر فرعی ماسه سنگ‌های سازند پادها در دو برش مورد مطالعه (A: برش ازبک کوه، B: برش درونه) که نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی (Taylor & McLennan, 1985) بهنجار شده‌اند.

میزان هافنیوم در برش ازبک کوه از ۱/۰ پی‌پی‌ام تا ۱۳/۹۶ پی‌پی‌ام و میانگین ۷/۵۹ پی‌پی‌ام و در برش درونه از ۰/۱۲ تا ۰/۷۶ پی‌پی‌ام و میانگین ۰/۳۷ پی‌پی‌ام تغییر می‌نماید. در مقایسه با پوسته قاره‌ای بالایی (UCC) که در شکل ۵ نشان داده شده است، ماسه سنگ‌های سازند پادها در برش ازبک کوه نسبت به بعضی از عناصر گروه HSFE، مثل زیرکونیم و هافنیوم تا حدی غنی‌شدگی نشان می‌دهند (به غیر از دو نمونه ۸۸ و ۱۱۶ که تهی‌شدگی نشان می‌دهند) (شکل ۶A)، اما نمونه‌های سازند پادها در برش درونه نسبت به زیرکونیم و هافنیوم پوسته قاره‌ای بالایی همگی تهی‌شدگی مشخصی نشان می‌دهند (شکل ۶B). تمامی نمونه‌ها در هر دو برش مورد مطالعه، نسبت به عناصر نیوبوم و ایتروم، تهی‌شدگی نشان می‌دهند. مقادیر عناصر فرعی حد واسطه^۲ مانند وانادیوم، کبالت و نیکل در دو برش مورد مطالعه تفاوت زیادی نشان می‌دهد.

هر دو برش مشابه است به طوری که در برش ازبک کوه از ۳۲/۶۱ تا ۹۲/۱۶ پی‌پی‌ام (میانگین ۵۷/۳۳ پی‌پی‌ام) متغیر است و در برش درونه از ۲۲/۹۴ تا ۹۰/۹۹ پی‌پی‌ام و میانگین ۵۶/۸۳ پی‌پی‌ام می‌باشد (شکل ۸).



شکل ۷: نمودار بهنجار شده عناصر نادر خاکی ماسه سنگ‌های سازند پادها در دو برش مورد مطالعه (A: برش ازبک کوه، B: برش درونه) که نسبت به کندریت (Taylor & McLennan, 1985) بهنجار شده‌اند.

بحث

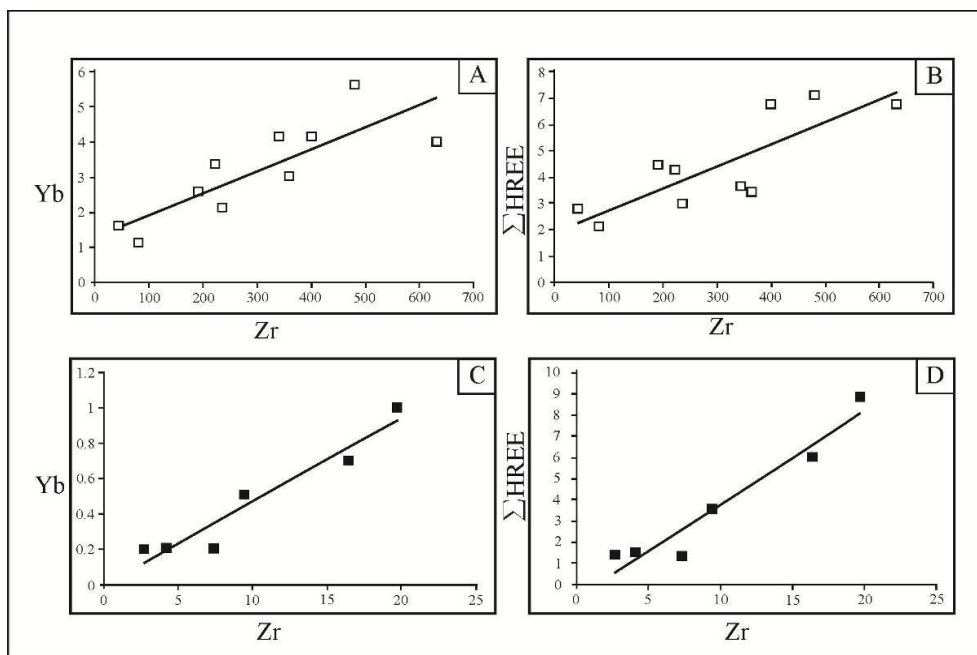
عناصر فرعی و نادر خاکی به علت تحرک پذیری کم در طی هوازدگی، دیاژنز و دگرگونی از اهمیت بیشتری نسبت به عناصر اصلی برخوردار بوده و به خوبی می‌توانند شرایط ناحیه خاستگاه و جایگاه تکتونیکی را مشخص کنند (McLennan et al., 1993; Bathia & Crook, 1986). این مطالعه نیز به دلیل اهمیت عناصر فرعی و نادر خاکی، جهت تعیین خاستگاه و جایگاه تکتونیکی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در برش‌های ازبک کوه و درونه، از این عناصر استفاده شده است.

به عنوان مثال وانادیوم در برش ازبک کوه از ۹ تا ۱۱۳ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۶/۸۰ پی‌پی‌ام) متغیر است. در حالی که در برش درونه از ۳/۱ تا ۵۸/۴ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۶/۹۲ پی‌پی‌ام) در تغییر است، اما عنصر اسکاندیوم در برش ازبک کوه از ۰/۷ تا ۳/۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۱/۲۸ پی‌پی‌ام) متغیر است و در برش درونه مقادیری از ۰/۵ تا ۶/۷ پی‌پی‌ام (میانگین ۲/۷۵ پی‌پی‌ام) نشان می‌دهد که تفاوت خیلی زیادی در دو برش دیده نمی‌شود. با توجه به شکل ۵ در هر دو برش ازبک کوه و درونه، مقادیر وانادیوم، کبالت، نیکل و اسکاندیوم نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی تهی شدگی زیادی نشان می‌دهند، اما از بین عناصر فرعی حد واسطه، مقادیر کروم تهی شدگی مشخصی را در هیچ کدام از برش‌ها نشان نمی‌دهد. عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE) مانند روبیدیوم، استرانسیوم و باریم همچنین دو عنصر اورانیوم و توریوم، در برش ازبک کوه نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی تهی شدگی نشان می‌دهند ولی باریم تهی شدگی مشخصی نشان نمی‌دهد (شکل ۵A). توریوم، روبیدیوم و استرانسیم در برش درونه نیز نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی تهی شدگی نشان می‌دهند، اما اورانیوم و باریم در این برش نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی غنی شدگی نشان می‌دهند (شکل ۵B).

عناصر نادر خاکی: مقادیر عناصر نادر خاکی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در دو برش ازبک کوه و درونه در جدول ۳ آمده است. در شکل ۷ نیز نمودار بهنجار شده عناصر نادر خاکی موجود در ماسه سنگ‌های سازند پادها نسبت به کندریت، به منظور مشخص شدن میزان تهی شدگی و غنی شدگی عناصر نمونه‌های مورد مطالعه، ارائه شده است. همان طور که از شکل ۷ مشخص است نمونه‌های برش درونه نسبت به برش ازبک کوه میزان تهی شدگی بیشتری را در عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهند. میزان مجموع عناصر نادر خاکی تقریباً در

جدول ۳: مقادیر عناصر نادر خاکی ماسه سنگ‌های سازند پادها در برش‌های ازبک‌کوه و درونه (بر حسب پی‌پی‌ام)
(HREE مجموع مقادیر عناصر نادر خاکی سنگین LREE مجموع مقادیر عناصر نادر خاکی سبک)

Sample	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	L REE	HREE
برش ازبک‌کوه																
O1	10.0	16.4	1.66	5.4	0.70	0.15	0.67	0.14	0.77	0.21	0.44	0.07	0.40	0.07	34.31	2.77
O2	16.0	32.6	3.99	14.6	2.53	0.50	1.92	0.31	1.69	0.36	1.06	0.17	1.39	0.20	70.22	7.10
O3	16.6	29.5	3.23	9.2	1.69	0.42	1.78	0.30	1.82	0.32	1.20	0.19	0.99	0.21	60.64	6.81
O4	12.9	24.4	2.63	8.5	1.31	0.24	0.99	0.13	0.67	0.19	0.51	0.09	0.75	0.11	49.98	3.44
O5	19.9	40.9	4.61	17.1	2.41	0.46	1.99	0.32	1.54	0.41	1.08	0.18	1.03	0.23	85.38	6.78
O6	16.7	35.0	3.91	14.7	2.04	0.37	1.47	0.20	0.97	0.19	0.80	0.09	0.65	0.11	72.72	4.48
O7	14.7	25.6	2.76	9.7	0.89	0.20	0.65	0.12	0.50	0.13	0.32	0.06	0.28	0.06	53.85	2.12
O8	8.1	13.3	1.58	5.6	0.84	0.26	0.88	0.13	0.61	0.17	0.48	0.06	0.53	0.10	29.68	2.96
O9	11.2	19.9	2.41	8.8	1.23	0.25	0.82	0.13	0.75	0.18	0.50	0.11	1.03	0.13	43.79	3.65
O10	7.2	13.0	1.42	5.4	1.12	0.23	1.10	0.15	1.12	0.24	0.61	0.07	0.83	0.12	28.37	4.24
برش درونه																
D06	16.0	37.2	4.50	18.6	4.44	0.99	3.24	0.46	2.35	0.38	1.11	0.17	1.0	0.15	82.13	8.86
D07	17.1	34.2	3.91	16.2	4.14	0.86	2.48	0.31	1.37	0.23	0.71	0.11	0.7	0.10	76.41	6.01
D08	11.7	22.8	2.59	10.3	2.59	0.65	1.50	0.16	0.72	0.12	0.35	0.05	0.5	0.05	50.63	3.45
D09	11.9	23.4	2.54	8.33	1.09	0.42	0.59	0.07	0.30	0.05	0.16	0.05	0.2	0.03	47.68	1.45
D10	5.2	9.99	1.08	3.44	1.05	0.74	0.48	0.08	0.38	0.06	0.17	0.05	0.2	0.02	21.50	1.44
D11	10.0	19.5	2.11	6.99	1.07	0.44	0.54	0.06	0.25	0.05	0.13	0.05	0.2	0.02	40.11	1.30



شکل ۸: انطباق مثبت بین مقادیر زیرکن (Zr) با عنصر ایتربیوم (Yb) و مجموع عناصر نادر خاکی سبک (Σ HREE) در برش ازبک‌کوه (به ترتیب A و B) و در برش درونه (به ترتیب C و D)

سنگ شناسی سنگ مادر

عناصر گروه لیتوفیل درشت یون (LILE) عمدتاً در ساختار و شبکه فیلسیلیکات‌ها و کانی‌های رسی حضور دارند (Caracciolo et al., 2011). از این رو، تهی‌شدگی این

عناصر نسبت به UCC می‌تواند به علت فقدان یا مقادیر اندک کانی‌های رسی در اکثر ماسه سنگ‌های آنالیز شده باشد (Jafarzadeh et al., 2010; Najafzadeh et al., 2010). از طرف دیگر، فراوانی عناصر گروه HFSE در

سنگ‌های فلسیک بیشتر از سنگ‌های مافیک است (Bauluz *et al.*, 2000؛ Taylor & McLennan, 1985؛ Odigi & Amajor, 2009). از این رو، از این گروه عنصری می‌توان تا حدودی به سنگ مادر ماسه سنگ‌ها پی برد. در برابر عناصر گروه HFSE دقیقاً عناصر گروه فرومنیزیم قرار گرفته‌اند به طوری که این عناصر به فراوانی در سنگ‌های مافیک وجود دارند (Taylor & Sun *et al.*, 2000؛ McLennan, 1985؛ Bauluz *et al.*, 2000). عناصر گروه فرومنیزیم در مقایسه با میانگین آن‌ها در پوسته بالایی از تهی‌شدگی قابل توجهی برخوردار هستند و تنها مقدار عنصر کروم در تمامی آن‌ها افزایش نشان می‌دهد. افزایش کروم می‌تواند به تأثیر برخی از خرده‌سنگ‌های مافیکی و یا نرخ متفاوت اکسیداسیون مرتبط باشد (Najafzadeh *et al.*, 2010). بنابراین،

داده‌های ژئوشیمیایی عناصر فرعی و مقایسه آن‌ها با پوسته بالایی بیانگر سنگ مادری فلسیک است (شکل ۶). علاوه بر موارد فوق، نسبت‌های بین برخی از عناصر فرعی از قبیل Th/Co ، La/Sc ، Th/Sc و La/Co نیز در شناسایی سنگ مادر از اهمیت ویژه‌ای برخوردار هستند (Cullers *et al.*, 1988؛ Cullers, 2000؛ Podkovyrov, 2000).

با توجه به جدول ۴ مقادیر این نسبت‌ها نشان می‌دهد که سنگ مادر ماسه سنگ‌های سازند پادها در برش‌های ازبک‌کوه و درونه از نوع آذرین فلسیک است. در مقایسه با پوسته بالایی، مقادیر بالای متوسط این نسبت‌ها (جدول ۴) نیز بازتاب دهنده خصوصیات فلسیک‌تر سنگ‌مادر و یا تأثیر چرخه‌های مجدد کوه‌زایی (به ویژه در برش ازبک‌کوه) در ماسه سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد.

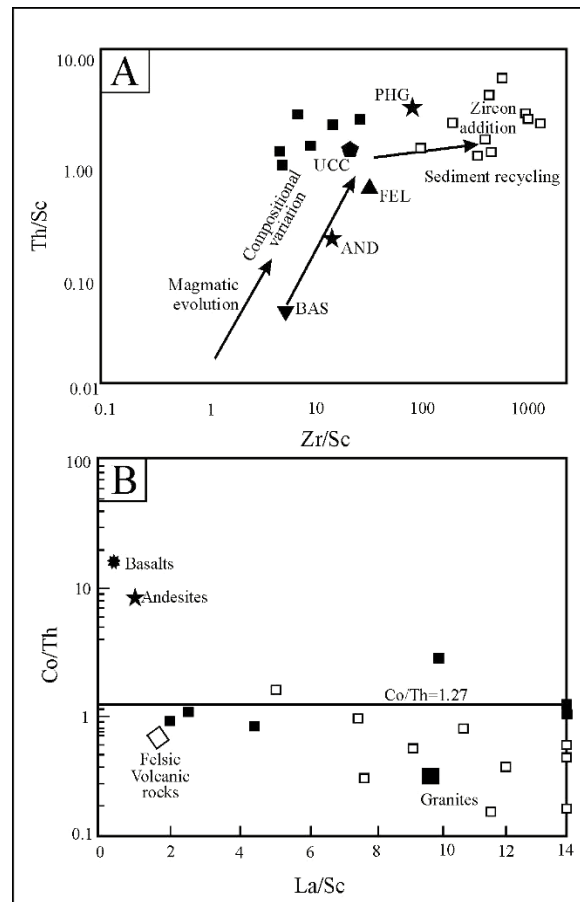
جدول ۴: محدوده نسبت عناصر فرعی ماسه سنگ‌های سازند پادها در دو برش ازبک‌کوه و درونه در مقایسه با نسبت این عناصر در پوسته قاره‌ای بالایی و ماسه‌سنگ‌های مشتق شده از سنگ منشأهای فلسیک و مافیک (مقادیر پوسته قاره‌ای بالایی: Taylor & McLennan, 1985) (مقادیر مربوط به سنگ‌های فلسیک و مافیک: Cullers *et al.*, 1988)

	Sands derived from felsic rocks	Sands derived from mafic rocks	UCC	Ozbak-kuh sandstones	Daruneh sandstones
La/Sc	2.5-16.3	0.43-0.86	2.21	5.53-20.87	2.4-23.8
Th/Sc	0.84-20.5	0.05-0.22	0.79	0.90-6.25	1.2-3.0
La/Co	1.80-13.8	0.14-0.38	1.76	4.61-72.00	2.2-8.5
Th/Co	0.27-19.4	0.04-1.4	0.63	0.75-19.00	0.3-1.6
Cr/Th	0.4-15	22-500	3.3	12.32-102.6	4.47-72.67
Co/Th	0.22-1.5	7.10-8.30	0.9	0.05-1.33	0.51-3.0

نسبت‌های Th/Sc و Zr/Sc نیز از نسبت‌هایی هستند که تفکیک سنگ منشأهای مختلف و تأثیر چرخه مجدد بر روی سنگ‌های رسوبی آواری توسط آن‌ها امکان پذیر است. نمودار دوتایی این دو نسبت در کنار یکدیگر (McLennan *et al.*, 1993) و مکان یابی داده‌های سازند پادها بر روی این نمودار نشان می‌دهد که این نمونه‌ها در برش درونه در نزدیکی پوسته قاره‌ای بالایی نمایه شده‌اند (شکل ۹A). این مسأله نشان می‌دهد که ماسه‌سنگ‌های

سازند پادها در برش درونه از سنگ مادر آذرین حد واسط تا اسیدی مشتق شده‌اند و چرخه مجدد رسوبی بر روی آن‌ها تأثیری نداشته است، اما نمونه‌های برش ازبک‌کوه اغلب بازتاب دهنده سنگ مادر گرانیته است که در محدوده چرخه مجدد رسوبی با زیرکن فراوان قرار گرفته‌اند (شکل ۷).

مشخص می‌شود چرا که انطباق مثبتی بین مقادیر عنصر زیرکونیوم با ایتربیوم و همچنین انطباق مثبت زیرکونیوم با مجموع عناصر نادر خاکی سنگین وجود دارد (شکل ۷)، لذا مقادیر پایین این عناصر معمولاً به میزان کم کانی زیرکن در نمونه‌های برش درونه نسبت داده می‌شود. علاوه بر این، رفتار متقابل La/Sc در برابر Co/Th (Gu *et al.*, 2002) (شکل ۹B) نیز تأییدی بر سنگ مادر فلسیک تا گرانیتی رسوبات سازند پادها در هر دو برش است. الگوی پراکندگی عناصر REE و مقدار ناهنجاری Eu نیز در تشخیص سنگ مادر از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است (Taylor & McLennan, 1985) به طوری که سنگ‌های آذرین فلسیک دارای نسبت بالای LREE/HREE و ناهنجاری منفی Eu و سنگ‌های آذرین مافیک دارای نسبت پایین LREE/HREE و فاقد ناهنجاری Eu هستند (Cullers *et al.*, 1987). مقادیر عناصر REE ماسه سنگ‌های سازند پادها با کندریت بهنجار شده است (شکل ۷). الگوی پراکندگی REE نمونه‌های مورد مطالعه در تعامل نزدیک با UCC است، لذا این الگو پیشنهاد می‌کند که رسوبات سازند پادها می‌توانند از پوسته قاره‌ای بالایی قدیمه^۳ با ترکیبی فلسیک مشتق شده باشند. با توجه به موارد ذکر شده در بالا، سنگ مادر غالب ماسه سنگ‌های سازند پادها می‌تواند سنگ‌های پلوتونیک فلسیک باشند که در برش ازبک کوه طی چرخه‌های مجدد رسوب گذاری قرار گرفته‌اند، اما در برش درونه چرخه مجدد رسوبی تأثیر چندانی نداشته است. با این وجود، در برش‌های مختلف می‌توان تأثیر سنگ‌های دگرگونی و آتش فشانیه را نیز مشاهده کرد (Zand-Moghadam *et al.*, 2013) که ترکیب این سنگ‌ها نیز عمدتاً فلسیک است.



شکل ۹: A: نمودار Th/Sc در برابر Zr/Sc (برگرفته از McLennan *et al.*, 1993) برای ماسه‌سنگ‌های سازند پادها. همان طور که مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه در برش ازبک کوه (مربع سفید) اکثراً در محدوده چرخه مجدد با زیرکن فراوان قرار گرفته‌اند، اما نمونه‌های برش درونه (مربع سیاه) در مجاورت ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی قرار گرفته‌اند. B: نمودار Co/Th در برابر Zr/Sc (برگرفته از Gu *et al.*, 2002) برای ماسه‌سنگ‌های سازند پادها. این نمودار نشان‌دهنده سنگ مادر اسیدی یا سیلیسی برای نمونه‌های مورد مطالعه است.

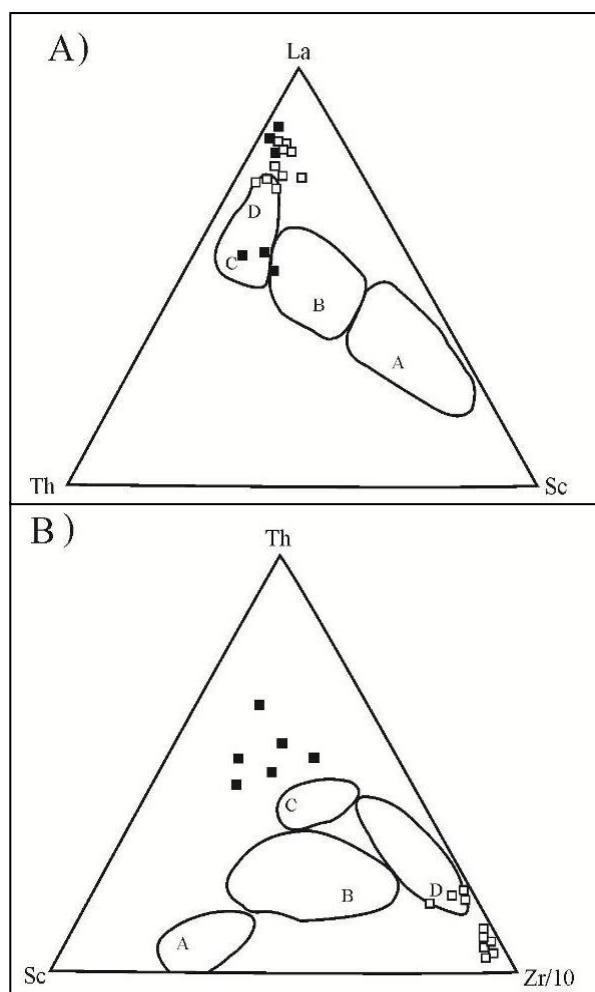
تأثیر چرخه مجدد رسوبی در نمونه‌های ماسه سنگی برش ازبک کوه با غنی‌شدگی نمونه‌های برش ازبک کوه نسبت به زیرکونیوم و هافنیوم و تهی‌شدگی آن‌ها در برش درونه که می‌تواند مرتبط با کانی سنگین زیرکن باشد، نیز مشخص می‌شود (شکل ۴C). وجود زیرکن در مطالعات پتروگرافی نیز در نمونه‌های برش ازبک کوه به فراوانی مشاهده شده است، اما در ماسه‌سنگ‌های برش درونه مشاهده نشده‌اند. عدم تأثیر چرخه مجدد رسوبی در برش درونه با تهی‌شدگی در میزان عناصر نادر خاکی سنگین در برش درونه نیز

تعیین جایگاه تکتونیکی

عناصر فرعی و نادر خاکی معمولاً نسبت به داده‌های عناصر اصلی، داده‌های معتبرتری جهت تشخیص جایگاه تکتونیکی ارائه می‌نمایند. در واقع عدم تحرک و زمان اقامت کم این عناصر در آب اقیانوس و رودخانه باعث می‌شود این عناصر به بخش تخریبی رسوبات وارد شوند و در نتیجه در تفکیک مناطق منشأ و جایگاه‌های تکتونیکی نقش مهمی را ایفا نمایند (McLennan & Taylor, 1985). در این پژوهش از نمودارهای مثلثی Crook & Bhatia (1986) براساس عناصر فرعی، استفاده شده است که با توجه به این نمودارها، ماسه سنگ‌های برش ازبک کوه، اکثراً در محدوده غیرفعال قاره‌ای و ماسه سنگ‌های برش درونه هم در محدوده فعال قاره‌ای و هم غیرفعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). مطالعات Bhatia (1985) همچنین نشان می‌دهد که رسوبات نهشته شده در مرزهای غیرفعال قاره‌ای دارای عناصر LREE بیشتری نسبت به HREE بهنجار شده با کندریت بوده و ناهنجاری منفی Eu را نشان می‌دهند. این امر در الگوی REE بهنجار شده با کندریت ماسه سنگ‌های سازند پادها در برش ازبک کوه به خوبی نشان داده شده است (شکل ۷A)، اما با توجه به شکل ۷B مشخص می‌شود که تفاوت بین عناصر LREE نسبت به HREE در مقایسه با برش ازبک کوه کم‌تر می‌باشد و ناهنجاری منفی را نیز به میزان بسیار کم‌تری نشان نمی‌دهد که می‌تواند از ویژگی‌های مرزهای غیرفعال و فعال باشد.

بنابراین، جایگاه تکتونیکی ماسه سنگ‌های سازند پادها براساس داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان از تأثیر چرخه‌های مجدد رسوبی و رسوب‌گذاری در شرایط غیرفعال قاره‌ای است، اما در برش درونه تأثیر چرخه‌های مجدد رسوبی در شرایط غیرفعال قاره‌ای مشاهده نمی‌گردد،

که در بخش جغرافیای دیرینه مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت.



شکل ۱۰: نمودار مثلثی Th-La-Sc (A) و نمودار مثلثی Th-Sc-Zr/10 (B) نشان دهنده جایگاه تکتونیکی حاشیه غیرفعال قاره‌ای برای ماسه سنگ‌های برش ازبک کوه و ترکیبی از حاشیه فعال و غیرفعال قاره‌ای برای ماسه سنگ‌های برش درونه. هر یک از محدوده‌ها به صورت زیر تعریف شده‌اند:

A: Oceanic island arc; B: Continental island arc; C: Active continental margin; D: Passive continental margin

جغرافیای دیرینه

صفحه ایران در زمان‌های پرکامبرین پسین و پالئوزوئیک همراه بخش اعظمی از کشورهای همجوار متصل به صفحات آفریقا و عربی بوده و در شمال غربی ابرقاره گندوانا قرار داشته است (Husseini, Berberian & King, 1981; Ruban et al., Stampfli et al., 1991; 1989, 1991).

2007). در طی پالئوزوئیک خرد صفحه ایران همراه با قطعات مختلف کشورهای مجاور اغلب در عرض‌های جغرافیایی کمتر از ۳۰ درجه جنوبی قرار داشته‌اند. از این رو تاریخچه تکتونیک و رسوب‌گذاری صفحه ایران در این فواصل زمانی می‌تواند شباهت زیادی به کشورهای همجوار داشته باشد. بازسازی جغرافیای دیرینه زمان دونین پیشین در ایران و کشورهای همجوار به علت فقدان فسیل‌های شاخص و همچنین کمبود رخنمون‌های سطحی امری مشکل به نظر می‌رسد. با این وجود، الگوی پراکندگی رخساره‌ها در سازندهای دونین پیشین نشان می‌دهد با حرکت از سمت سرزمین‌های جنوبی به سمت سرزمین‌های شمالی، محیط رسوبی عمیق‌تر می‌شود به طوری که سازند طویل در عربستان و سایر کشورهای عربی اغلب در محیطی رودخانه‌ای تشکیل شده است در حالی که سازندهای موجود در ترکیه و بخش اعظمی از سازند پادها مربوط به محیط‌های کم عمق ساحلی هستند (Husseini, 1991). مطالعه سنگ چینه‌نگاری سازند پادها در برش‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که مرز زیرین سازند پادها در برش درونه از نوع فرسایشی بوده و با نبوذهای بلند مدت همراه است، اما در برش ازبک کوه به صورت تدریجی با سازند نیور مشاهده شده است. این مورد همراه با الگوی مختلف سنگ چینه‌ای در دو برش مورد مطالعه بازتاب دهنده تاریخچه تکتونیک متفاوت این نهشته‌ها در دو بلوک طبس و یزد است. آنالیز رخساره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های سازند پادها در سایر نقاط ایران نشان می‌دهد که این رسوبات عمدتاً در محیط کم عمق ساحلی و در حاشیه شمال غربی اقیانوس پالئوتتیس ته‌نشست شده‌اند (Aharipour et al., 2005; Wendt et al., 2010; Zand-Moghadam et al., 2014). بازشدگی اقیانوس پالئوتتیس از اوایل اردوویسین شروع شده است و در فواصل زمانی اردوویسین و سیلورین رسوبات همزمان با

ریفت تشکیل شده‌اند (Berberian & King, 1981; Stampfli et al., 1999).

Stampfli (1978) و Boulin (1991, 1988) مراحل تشکیل اقیانوس پالئوتتیس را به سه بخش تقسیم می‌کنند:

۱- بالاآمدگی حرارتی پوسته در پروتروزوئیک پسین

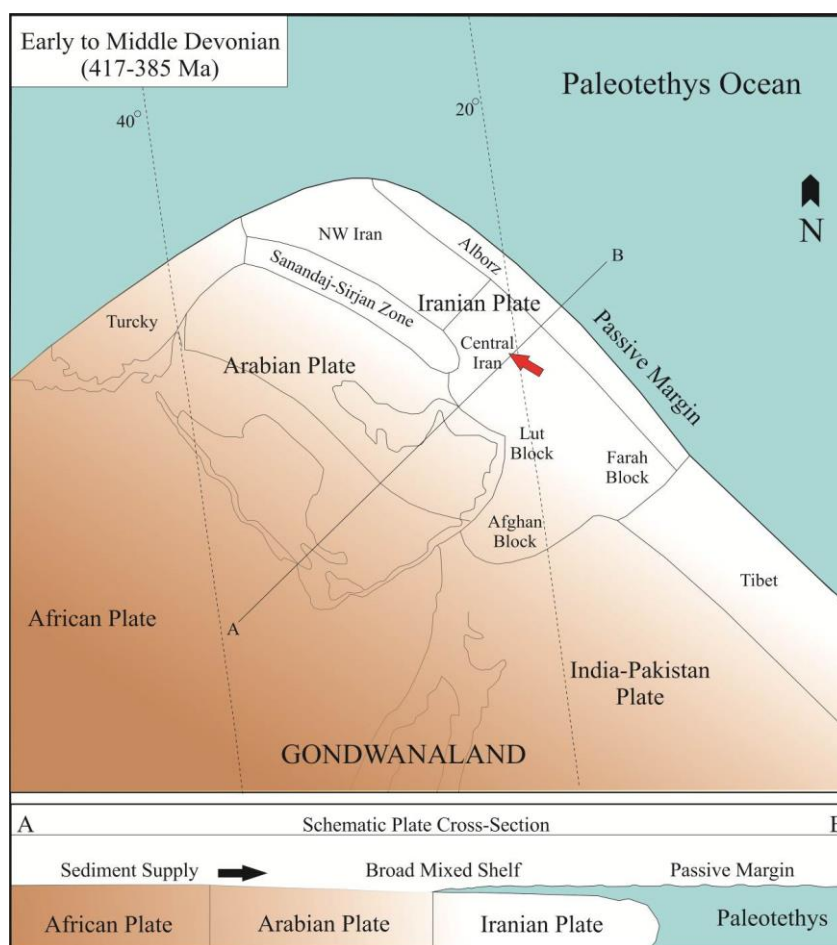
۲- ریفتینگ در پالئوزوئیک پیشین

۳- فرونشینی حرارتی در دونین میانی و پسین

بنابراین، نهشته‌های سازند پادها به سن دونین پیشین - میانی می‌توانند در حد فاصل تبدیل حاشیه ریفتی به حاشیه غیرفعال پالئوتتیس تشکیل شده باشند. داده‌های ژئوشیمی برای تعیین جایگاه تکتونیک ماسه سنگ‌های سازند پادها به خوبی این امر را نشان می‌دهد به طوری که جایگاه تکتونیک سازند پادها در برش درونه بیانگر هر دو شرایط فعال و غیرفعال تکتونیک است، اما در برش ازبک کوه شرایط غیرفعال تکتونیک حاکم بوده است.

با توجه به فقدان کنترل دقیق سنی بر روی نهشته‌های مورد مطالعه، نمی‌توان به طور دقیق زمان تبدیل حاشیه فعال به غیرفعال تکتونیک را مشخص کرد، اما به نظر می‌رسد که به احتمال زیاد این تبدیل مرزها در اوایل دوره دونین اتفاق افتاده است. Stampfli et al. (1991) و به دنبال آن لاسمی (۱۳۷۹) برای رسوب‌گذاری نهشته‌های اواخر اردوویسین - سیلورین مدل برشی ساده‌ای را پیشنهاد می‌کنند.

به عقیده لاسمی (۱۳۷۹)، افزایش ضخامت رخساره‌های رسوبی که بر روی رخساره‌های همزمان با ریفت قرار می‌گیرند و دریایی تر شدن آن‌ها از زاگرس به سوی شمال و شمال شرق ایران و جهت جریان قدیمی رو به شمال و شمال شرق بیانگر وجود یک حاشیه واگرا و یک حاشیه غیرفعال قاره‌ای در اواخر دونین تا تریاس است. گسترش پلاتفرم‌های کربناته در حاشیه واگرا شمال گندوانا باعث پدید آمدن سنگ‌های کربناته ضخیم در دونین تا تریاس شده است (شکل ۱۱).



شکل ۱۱: نقشه جغرافیای دیرینه بخش شمال شرقی ابرقاره گندوانا در زمان دونین پیشین - میانی (اقتباس با تغییراتی از Sharland et al., 2001). با توجه به موقعیت ایران مرکزی (نوک پیکان) به احتمال زیاد، رسوبات سازند پادها از بخش‌های جنوبی صفحه ایران و بخش‌های شمالی صفحه عربی (ناحیه زاگرس) منشأ گرفته‌اند.

(زندمقدم، ۱۳۹۲)، بالا آمدگی و فرونشینی مکرر بلوک‌ها در حوضه ایران مرکزی امری مشخص و قطعی به نظر می‌رسد. حرکات تکتونیکی همزمان با رسوب گذاری سبب بالا آمدن بخشی از رسوبات پیش از دونین شده و از آن جایی که این فرآیند با پس روی دریاها در دونین پیشین نیز دنبال می‌شود (Vail et al., 1977)، لذا ناپیوستگی‌های متعدد با نبوده‌های سنی متفاوت در زیر نهشته‌های سازند پادها تشکیل شده است. از این رو، هر قطعه بالا آمده می‌تواند نقش سنگ مادر را در رسوبات سازند پادها ایفا کند. فرسایش سنگ‌های پیش از دونین در طی چرخه‌های مجدد بالا آمدگی و به دنبال آن رسوب گذاری در حاشیه

به باور زند مقدم (۱۳۹۲) گسل‌های مختلف امتداد لغز نرمال^۴ که در حوضه ریفتی پالئوتتیس در زمان‌های اردوویسین تا اوایل دونین ایجاد شده، سبب بالا آمدگی و فرورفتگی‌های مشخص و در فواصل نزدیک به یکدیگر شده است.^۵

هر چند که عواملی همچون چین خوردگی‌های تکتونیکی و چرخش بلوک‌های شرق ایران مرکزی نیز می‌توانند در نزدیک بودن این برش‌ها به یکدیگر مؤثر باشد، اما با توجه به دریایی شدن رخساره‌های سازند پادها از جنوب به سمت شمال همراه با روند جهت جریان جنوبی - شمالی

4. Strike-Slip

5. Block faulting

پالئوتتیس و تحت تأثیر محیط‌های ساحلی سبب تشکیل پتروفاسیس غالب کوارتزآرنایتی، ساب لیت آرنایتی و ساب آركوزی در ماسه سنگ‌های سازند پادها شده است. آنالیز خاستگاه ماسه سنگ‌های سازند پادها در برش‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که سنگ مادر این رسوبات عمدتاً سنگ‌های پلوتونیک اسیدی هستند. پس از بسته شدن کامل اقیانوس پالئوتتیس در زمان تریاس (Stampfli, 2000) و به دنبال آن باز شدن و سپس بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در جنوب ایران مرکزی (در فواصل زمانی کربنیفر پیشین تا کرتاسه پسین)، سیستم فشارشی در محدوده ایران مرکزی ایجاد شده است که تا عهد حاضر نیز ادامه دارد. بر اثر این سیستم فشارشی، دسته‌جات مختلف گسلی با راستای شمالی - جنوبی فعال شده و چرخش بلوک‌های ایران مرکزی را به همراه داشته است. از آن جایی که میزان چرخش در هر بلوک به خوبی مشخص نشده است لذا الگوی متفاوتی از پراکندگی رخساره‌های زمان پالئوزوئیک را شاهد هستیم. بدیهی است که تفسیر دقیق رخساره‌های رسوبی و بازسازی جغرافیای دیرینه مستلزم مطالعات گسترده‌تر زمین شناسی در این ناحیه است.

نتیجه گیری

نتایج حاصل از مقایسه ماسه سنگ‌های سازند پادها در دو برش ازبک کوه (شمال بلوک طبس) و درونه (شمال بلوک یزد) به صورت زیر است:

منابع

۱- مطالعات پتروگرافی ماسه سنگ‌ها در برش ازبک کوه بازتاب دهنده پتروفاسیس‌های غالب کوارتزآرنایت و ساب چرت آرنایت است در حالی که پتروگرافی ماسه سنگ‌ها در برش درونه نشان می‌دهد که دو پتروفاسیس کوارتزآرنایت و ساب آركوز غالب هستند.

۲- مطالعات ژئوشیمیایی به منظور تعیین سنگ مادر ماسه سنگ‌های سازند پادها نشان می‌دهد که سنگ مادر غالب ماسه سنگ‌های سازند پادها سنگ‌های پلوتونیک فلسیک هستند که در برش ازبک کوه طی چرخه‌های مجدد رسوب گذاری قرار گرفته‌اند، اما در برش درونه چرخه مجدد رسوبی تأثیر چندانی نداشته است. هرچند، در برش‌های مختلف تأثیر سنگ‌های دگرگونی و آتش فشانی فلسیک نیز مشاهده شده است.

۳- براساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی جایگاه تکنونیک ماسه سنگ‌های سازند پادها در برش ازبک کوه نشان از تأثیر چرخه‌های مجدد رسوبی و رسوب گذاری در شرایط غیرفعال قاره‌ای را دارد در حالی که در برش درونه تأثیر چرخه‌های مجدد رسوبی در شرایط غیرفعال قاره‌ای مشاهده نمی‌گردد.

۴- مطالعه حاضر با استفاده از نتایج پتروگرافی و ژئوشیمی و بررسی جغرافیای دیرینه نشان می‌دهد که نهشته‌های سازند پادها به سن دونین پیشین - میانی می‌توانند در حد فاصل تبدیل حاشیه ریفتی به حاشیه غیرفعال پالئوتتیس تشکیل شده باشند.

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

زندمقدم، ح.، ۱۳۹۲. آنالیز رخساره‌ها، برخاستگاه تکنونیک، ژئوشیمی، دیاژنز و چینه نگاری سکانسی سازند پادها در ایران مرکزی. رساله دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد، ۳۸۰ ص.

علوی نائینی، م.، ۱۳۷۲. چینه شناسی پالئوزوئیک ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵: ۴۹۲ ص.

لاسمی، ی.، ۱۳۷۹. رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۸: ۱۸۰ ص.

- Aharipour, R., Moussavi, M.R., Mosaddegh, H., & Mistiaen, B., 2010. Facies features and paleoenvironmental reconstruction of the Early to Middle Devonian syn-rift volcano-sedimentary succession (Padeha Formation) in the Eastern-Alborz Mountains, NE Iran. *Facies*, 56: 279-294.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society American Bulletin*, 103: 983-992.
- Bauluz, B., Mayayo, M.J., Fernandez-Nieto, C., & Gonzalez-Lopez, J.M., 2000. Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting. *Chemical Geology*, 168: 135-150.
- Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Bhatia, M.R., 1985. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones: a reply. *Journal of Geology*, 93: 85-87.
- Bhatia, M.R., & Crook, K.A.W., 1986. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92: 181-193.
- Boulin, J., 1988. Hercynian and Eocimmerian event in Afghanistan and adjoining regions. *Tectonophysics*, 148: 253-278.
- Boulin, J., 1991. Structures in southwest Asia and evolution of the eastern Tethys. *Tectonophysics*, 196: 211-268.
- Caracciolo, L., Le Pera, E., Muto, F., & Perri, F., 2011. Sandstone petrology and mudstone geochemistry of the Peruc-Koryacany Formation (Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic). *International Geology Review*, 53: 1003-1031.
- Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: Implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51 (3): 181-203.
- Cullers, R.L., Barret, T., Carlson, R., & Robinson, B., 1987. Rare earth element and mineralogical changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA. *Chemical Geology*, 63: 275-295.
- Cullers, R.L., Basu, A., & Suttner, L.J., 1988. Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root batholith, Montana, USA. *Chemical Geology*, 70 (4): 335-348.
- Cullers, R.L., & Podkovyrov, V.N., 2000. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: Implications for mineralogical and provenance control, and recycling. *Precambrian Research*, 104 (1-2): 77-93.
- Davoudzadeh, M., Soffel, H., & Schmidt, K., 1981. On the rotation of the Central-East-Iran microplate. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, Monatshefte für Chemie - Chemical Monthly. International Journal of Chemistry*, 3: 180-192.
- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Publishing Company*, Austin, Texas, 182 p.
- Gu, X.X., Liu, J.M., Zheng, M.H., Tang, J.X., & Qi, L., 2002. Provenance and tectonic setting of the proterozoic turbidites in Hunan, South China: geochemical evidence. *Journal of Sedimentary Research*, 72: 393-407.
- Husseini, M.I., 1989. Tectonic and depositional model for the Late Precambrian-Cambrian Arabian plate. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73: 1117-1131.
- Husseini, M.I., 1991. Tectonic and depositional model of the Arabian and adjoining plates during the Silurian-Devonian. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75: 108-120.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., & Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 103-116.
- Jafarzadeh, M., Harami, R.M., Amini, A., Mahboubi, A., & Farzaneh, F., 2013. Geochemical constraints on the provenance of Oligocene-Miocene siliciclastic deposits (Zivah Formation) of NW Iran: implications for the tectonic evolution of the Caucasus. *Arabian Journal of Geosciences*, 7: 4245-4263.
- Nadimi, A., 2007. Evolution of the Central Iranian basement. *Gondwana Research* 12: 324-333.

- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., & Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson, M.J., & Basu, A., (eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. *Geological Society of American Special Paper*, 285: 21-40.
- Najafzadeh, A., Jafarzadeh, M., & Moussavi-Harami, R., 2010. Provenance and tectonic setting of Upper Devonian sandstones from Ilanqareh Formation (NW Iran). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27: 545-561.
- Odigi, M.I., & Amajor, L.C., 2009. Geochemical characterization of Cretaceous sandstones from the Southern Benue Trough, Nigeria. *Chinese Journal of Geochemistry*, 28: 44-54.
- Ruban, D.A., Al-Husseini, M., & Iwasaki, Y., 2007. Review of Middle East Paleo-zoic plate tectonics. *GeoArabia*, 12: 35-56.
- Ruttner, A., Nabavi, M.H., & Hajian, J., 1968. Geology of Shirgesht area (Tabas area, East Iran). *Geological Survey of Iran*, 4: 1-133.
- Ruttner, A.W., Nabavi, M.H., & Alavi, M., 1970. Geological Map of Ozbak-Kuh, 1:100,000 Series, *Geology Survey of Iran*, Tehran.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Hevard, A.P., Horbury, A.D., & Simmons, M.D., 2001. Arabian Plate Sequence Stratigraphy. *GeoArabian*, Special Publication, 2: 1-270.
- Soffel, H.C., Davoudzadeh, M., Rolf, C., & Schmidt, S., 1996. New palaeomagnetic data from Central Iran and a Triassic palaeoreconstruction. *Geologische Rundschau*, 85: 293-302.
- Stampfli, G., Marcoux, J., & Baud, A., 1991. Tethyan margins in space and time. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. *International Journal for the Geo-Science*, 87: 373-409.
- Stampfli, G.M., 1978. Etude geologic general de L Elburz oriental au sud de Gonbad-e Quabus, Iran N-E. *These, University of Geneva*, 328 p.
- Stampfli, G.M., 2000. Tethyan oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., & Piper, J.D.A., (eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. *Geological Society of London*, Special Publications, 173: 1-23.
- Stocklin, J., & Setudehnia, A. 1991. Stratigraphic Lexicon of Iran. *Geological Survey of Iran Report 18*, third edition, 1-376.
- Sun, L., Gui, H., & Chen, S., 2012. Geochemistry of sandstones from the Neoproterozoic Shijia Formation, northern Anhui Province, China: implications for provenance, weathering and tectonic setting. *Chemie Erde*, 72 (3): 253-260.
- Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235: 147-150.
- Taylor, S.R., & McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. *Blackwell Scientific Publications*, 1-312.
- Vail, P.R., Mitchum Jr, R.M., & Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 26: 83-98.
- Weltje, G.J., & von Eynatten, H., 2004. Quantitative provenance analysis of sediment: review and outlook. *Sedimentary Geology*, 171: 1-11.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., & Karimu Bavandpur, A., 2002. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part I. Southeastern Iran. *Acta Geologica Polonica*, 52 (2): 129-168.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., & Karimu Bavandpur, A., 2005. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran Part II. Northern and central Iran. *Acta Geologica Polonica*, 55 (1): 31-97.
- Zand-Moghadam, H., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., & Bavi, H., 2013. Comparison of tidalites in siliciclastic, carbonate, and mixed siliciclastic-carbonate Systems: examples from Cambrian and Devonian deposits of East-Central Iran. *International Scholarly Research Notices Geology*, 1-21.
- Zand-Moghadam, H., Moussavi-Harami, R., & 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.



The first report of the Eocene annelid worms (Polychaeta) of Sarakeh syncline (Soh area - northwest of Isfahan - Central Iran)

Bahrami, A.^{1*}, Yazdi, M.², Sadri, S.³, Khodaverdi Hassanvand, M.⁴

1- Associate professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

2- Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

3- M.Sc. Paleontology and Stratigraphy, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

4- Ph.D. student, Paleontology and Stratigraphy, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

*E-mail: a.bahrami@sci.ui.ac.ir

Introduction

Generally, the rotularians have high frequency in bioturbated environment in moderate to high water energy. Rotularians were also cemented to the substrate during their earliest growth stage, but they became detached shortly after the formation of first whorls. Tube records of rotularia are known from Mesozoic (Late Jurassic) to Early Tertiary sediments, becoming very common during the Cretaceous and Eocene and also has a global distribution. The fossil species *Rotularia spirulaea* has become extinct close to the end of Eocene - Oligocene time (Howell, 1962; Fauchald & Jumars, 1979; Macellari, 1984; Ruppert *et al.*, 2004; Hove & Kupriyanova, 2009; Sørensen & Surlyk, 2010).

Geological settings

Outcrops in the Soh area include the widely distributed Paleozoic (Zahedi, 1973; Adhamian, 2003; Wendt *et al.*, 2005; Ghobadipour *et al.*, 2013; Bahrami *et al.*, 2015) and Mesozoic deposits (Mannani & Yazdi, 2009; Yazdi *et al.*, 2010), as well as the Paleocene to Oligo-Miocene deposits, the youngest marine sequences, which start with terrigenous red to white sequence of Paleocene conglomerate and sandstone, continued by Eocene fossiliferous carbonates and marls. The Sabkha deposits at the top of the Oligo-Miocene Qom Formation terminates the depositional cycle of the marine sequence. A thick Eocene succession is widely exposed in the studied region (Sadri, 2011; Janssen *et al.*, 2013). The studied section is located near the village of Soh-in Sarakeh Syncline (90 km Northwest of Isfahan) and is accessible by a 35 km unpaved road off the Isfahan - Tehran highway. The section is situated on the right side of a seasonal river valley that is observable from a distance in the plain. Coordinates for the fossil locality are: N 33°28'36", E 51°27'6". Structurally, the locality belongs to the Central Iran microplate, which is restricted by the NW-SE Sanandaj-Sirjan metamorphic belt to the West, and by the Great Kavir fault to the East.

Discussion

The studied section is about 354 meters thick. Based on field observation, sedimentological features and fossil contents, 11 lithological packages are discriminated. 18 meters of Marl at the base of the Eocene (Package 1) contains rich with high diversity of marine faunas e.g. : Benthic foraminifers, Crustacean remains, bivalves, Gastropods and Polychaet tube worms (*Rotularia spirulaea*). Fossil rotularia with accompanying fauna: crab remains, gastropods, bivalves and benthic foraminifers are indicatives of warm shallow marine paleoenvironments during the deposition of the studied interval. Specimens are deposited in the Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, 81746, Iran, under acronym EUIC.

Acknowledgment

This study undertaken at the Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan. The financial supports by the Vice Chancellor for Research and Technology, University of Isfahan highly appreciated.

Keywords: Eocene; Annelid worm; Sarakeh synclinal; *Rotularia*; Serpulid.



References

- Fauchald, K., 1977. The Polychaete worms. Definitions and keys to the orders, families and genera. Natural History Museum of Los Angeles County, *Science Series*, 28: 1-190.
- Fauchald, K., & Jumars, P.A., 1979. The diet of worms: a study of polychaete feeding guilds. *Oceanography and Marine Biology Annual Review*, 17: 193-284.
- Hove, H.A., ten & Kupriyanova, E.K., 2009. Taxonomy of Serpulidae (Annelida, Polychaeta): the state of affairs. *Zootaxa*, 2036: 1-126.
- Howell, B.F., 1962. Worms. In: Moore, R.C., (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology: Part W Miscellaneous*, (Geological Society of America and University of Kansas Press: Lawrence), W144-W177.
- Janssen, A.W., Jagt, J.W.M., Yazdi, M., Bahrami, A., & Sadri, S., 2013. Early-middle Eocene faunal assemblages from the Soh Area, north-central Iran, Introduction and pteropods (Mollusca, Gastropoda, Thecosomate). *Cainozoic Research*, 10 (1-2): 23-34.
- Khodaverdi Hassan-vand, M., Bahrami, A., Yazdi, M., Osso, A., Safari, A., Martinez, J.L., & Vega, F.J., 2016. Occurrence of Retrocypoda almelai Via Boada, 1959 (Decapoda: Retroplumidae) in the Eocene of Central Iran. *Paleontología Mexicana*, 5 (1): 21-31.
- Macellari, C.E., 1984. Revision of Serpulids of the genus Rotularia (Annelida) at Seymour Island (Antarctic Peninsula) and their value in stratigraphy. *Journal of Paleontology*, 58 (4): 1098-1116.
- Mannani, M., & Yazdi, M., 2009. Late Triassic and early Cretaceous sedimentary sequences of northern Isfahan Province (central Iran): stratigraphy and paleoenvironment: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62: 207-211.
- Ruppert, E.E., Fox, R.S., & Barnes, R.D., 2004. Invertebrate Zoology, a Functional Evolutionary Approach. Thomson- Brooks/Cole, Belmont, USA, 963 p.
- Sørensen, A.M., & Surlyk, F., 2010. Palaeoecology of tube-dwelling polychaetes on a Late Cretaceous rocky shore, IvöKlack (Skåne, Peninsula) and their value in stratigraphy. *Cretaceous Research*, 31: 553-566.
- Yazdi, M., Bahrami, A., & Vega, J., 2010. Addition to Albian (Cretaceous) Crustacea from Iran. *Boletín de la sociedad geológica Mexicana*, 62: 207- 211.
- Zahedi, M., 1973. Etude geologique de La region de Soh (W de Iran central). *Geological survey of Iran*, 197 p.



A quantitative study on channel-bed changes of the Alamut and Shahrud rivers (N Qazvin) in 1981-2015 period times

Pasban, E. ¹, Khodabakhsh, S. ^{2*}, Gharibreza, M. ³, Kabiri, Sh. ⁴, Bahiraei, N. ⁵

1- Ph.D. student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

2- Associate professor, Department of Geology, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

3- Soil Conservation and Watershed Management Research Institute, Agricultural Research, Education and Extension Organization (AREEO), Tehran, Iran

4- M.Sc. Water Structures Engineering, Qazvin Regional Water Authority, Qazvin, Iran

5- Department of Water Sciences Engineering, Islamic Azad University, Ahvaz, Iran

*E-mail: skhodabakhsh@yahoo.com

Introduction

Changes in the geometric shape of the river channel can be studied in horizontal and transverse views; Plan view changes in river systems based on aerial photographs or satellite imagery (using remote sensing and geographic information systems) are tracked at specific time intervals and include: channel widening and narrowing, channel simplification, braiding, meander migration, sinuosity growth, chute cut-off, neck cut-off, avulsion, simple irregularities in the bank, as well as the combination of two or more of these processes (David *et al.*, 2016; Li *et al.*, 2017). River channel profile changes can be mapped through the time intervals, and the most important are degradation and aggradation (Ollero, 2010; Little *et al.*, 2013). The main objectives of this study are: 1- Investigation of geometric variations of Alamut and Shahrud rivers on the basis of field visits, geological maps and plan view mapped from satellite images (1981, Landsat 3; 1991, Landsat 5; 2002, Landsat 7; 2009, Landsat 5 and 2015, Landsat 8) in almost certain months; 2- Estimating the rate of aggradation and degradation of the channel bed based on the survey of the profile of the channel (based on mapping) in the years mentioned at the four selected stations (Khooban Baghkalayeh, Late and Rajaei Dasht stations). The most important features used to determine the geometric variations of the channel were the extension, width, branching index and sinuosity.

Alamut-Shahrud catchment (49° 30' to 51° 10' E and 36° 07' to 36° 30' N; 4853.67 km² area) is one of the two Sepidrudsub-catchments and is situated in the South Caspian Sea catchment. The main outcrops of this catchment is in the eastern (upstream) zone and are composed of the Miocene terrigenous rocks, Eocene volcanoclastic rocks and some Mesozoic carbonate rocks in mid zone and Eocene volcanic units in downstream zone (Annels *et al.*, 1977).

Result and Discussion

The most significant changes from 1981 to 2015 in 130 locations have been recorded from upstream to the outlet of the basin and include the following: Channel migration (57 locations), meander cutoff (23 locations), sinuosity growth (28 locations) and branching (22 locations).

Based on the migration of the channel, the following are observed: The maximum displacement is in the eastern (upstream) and central regions; in the central-range (Razmian), the length of channel shift occurred about 3 km and reaches up to 575 meters. The lateral displacement of the channel in the western part is less (161 m) than other intervals and is neck cut off. The river in the eastern and central part (Khooban to Bahram Abad) is on a nearly straight path. In terms of the sinuosity, the channel has open angles and the sinuosity index is between 1.1 to 1.2. While the sinuosity angle of the channel in the western part is steep and its range is much shorter than the eastern and central parts of the river. The reason for the difference in the sinuosity pattern is the existence of two fault systems with an angle of about 120 degrees along the river course in the western part. Increasing more than three times the amount of channel shift in the central region (Rajaei Dasht-Bahram Abad, Figure 8) is also evident with the decrease of the slope of the river.

This change was simultaneously happened by changing the single-channel river pattern to braided channel; the drop in water velocity as a result of slope reduction, caused the sediments to be deposited more like bars and the branching ratio has increased.



Channel profile change

Profile changes of rivers were measured in 4 hydraulic stations; Khooban ($56^{\circ} 38' 47.56''$; $36^{\circ} 23' 51.23''$) and Baghkalayeh ($56^{\circ} 29' 40.50''$; $36^{\circ} 23' 35.25''$) on the Alamut River, respectively in the period from 2005 to 2014 and 1984 to 2014; and Rajae dasht ($50^{\circ} 16' 46.38''$; $36^{\circ} 27' 34.98''$) and Lats ($50^{\circ} 03' 59.96''$; $36^{\circ} 36' 36.88''$) in the Shahroud River; between the years 1984 to 2014 and 2005 to 2014. Mapping cross-sectional profile was carried out during the years mentioned by Qazvin Regional Water Company. The measurements were done from the right to the left of banks in the channel.

The main goal of the study is to examine cross section, diagnosis of aggradation and degradation channel. Effective factors in these two processes can be indicated by the discharge, sediment load, bed slope and human activity. These factors are in dynamic equilibrium with controlling the morphology of the river channel, and whenever one of them increases or decreases, the river channel changes to become stable under the new conditions.

By increasing flow rate or decreasing sediment load, the capacity of river transport sediment is more than that, and this led to degradation, while decreasing flow rates or increasing sediment load led to aggradation (David *et al.*, 2016). At Baghkalayeh Station between 1988-1991, 2000-2001, 2007-2008 and 2012-2014, discharge decreasing led to aggradation process, between the years 1992-1993 and 2002-2007, with increasing flow rate; the bed degradation process has occurred. The highest rate of bed degradation between 2002 and 2007 was followed by the highest increase in bed aggradation in 2007-2008. In the Rajae dasht station, the trend is almost identical. In the Lat station, from 2007 to 2011, changes in the flow rate and bed height of the channel were similar, and from 2011 to 2014, the bed aggradation was evident with decreasing flow rate.

Some important results are summarized as follows:

- 1- The most important changes in the plan view of the river channel are the channel abandonment process, neck cutoff, sinuosity growth, increased branching index (ie bar migration, sedimentation and branching) and lateral migration.
- 2- The reasons for these changes are: migration of channel bars, changes in sediment load and flow discharge, flood, growth of the fans/mouth bar formation, changes in branching and sinuosity index, geology of the watershed.
- 3- The bed aggradation, degradation and channel width variation processes in the studied stations in a complex site and time unit under the influence of changes in flow rate and sediment load.

Keywords: Alamut; Shahrud; Aggradation; Degradation; GIS.

References

- Annells, R.N., Arthurton, R.S., Bazley, R.A.B., Davies, R.G., Hamed, M.A.R., & Rahimzadeh, F., 1977. The Geology Map of SHAKRAN, 1:100000, No. 6162, *Geological Survey of IRAN*.
- David, M., Labenne, A., Carozza, J.M., & Valette, P., 2016. Evolutionary trajectory of channel planforms in the middle Garonne River (Toulouse, SW France) over a 130-year period: Contribution of mixed multiple factor analysis (MFAmix). *Geomorphology*, 258: 21-39.
- Li, Z., Yub, G.A., Brierley, G.J., Wang, Z., & Jia, Y., 2017. Migration and cutoff of meanders in the hyperarid environment of the middle Tarim River, Northwestern China. *Geomorphology*, 276: 116-124.
- Little, P.J., Richardson, J.S., & Alila, Y., 2013. Channel and landscape dynamics in the alluvial forest mosaic of the Carmanah River valley, British Columbia, Canada. *Geomorphology*, 202: 86-100.
- Ollero, A., 2010. Channel changes and floodplain management in the meandering middle Ebro River, Spain. *Geomorphology*, 117: 247-260.



Investigation of distribution pattern and biostratigraphy of calcareous nannofossils in the upper part of Qom Formation in Siah-Kuh section

Parandavar, M. ¹, Hadavi, F. ^{2*}

1- Ph.D. student in Stratigraphy and Paleontology, Geology Department, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran.

2- Professor, Geology Department, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

* Email: fhadavi@ferdowsi.um.ac.ir

Introduction

The Qom Formation is widely distributed in the Qom back-arc, arc, and fore-arc basins (Reuter *et al.*, 2007). The Siah-Kuh section has the best outcrop of the Qom Formation in back-arc basin and is located northeast of type section. Despite of several studies that having been carried out on the biostratigraphy of the Qom Formation, no comprehensive agreement is still present for its dating, especially upper part of the formation. Therefore, the aim of the present work is to document, through a high-resolution study, the stratigraphic occurrence of calcareous nannofossils into "e" and "f" members of the Qom Formation at the Siah-Kuh section in the north side of the Qom sedimentary basin (south of Garmsar city).

Materials and Methods

In the present study, the upper part of the Qom Formation ("e" to "f" members) with a thickness of 351 m consists of green to gray marlstones, green calcareous marlstones and argillaceous limestone that overlies the thick-bedded gypsum of the "d" member. A total of 121 samples obtained from the top of "d" member to marlstones and marly limestones succession of "e" and "f" members. The collected samples prepared using the simple smear slide and Gravity techniques that described by Bown & Young (1998). Slides were studied using an Olympus BX53 light microscope at 1250X magnification inside of the PPL, XPL, XPL+GP, XPL+QP areas and species images were taken using an Olympus DP73 camera. In the present study, the Martini (1971; NN zones) zonation pattern is used as the standard zonation scheme. However, the zonal marker of Okada & Bukry (1980; CN zones) and Backman *et al.* (2012; CNM zones) used for high-resolution biostratigraphic study.

As well as, the semi-quantitative analysis was utilized to reconstructing distribution pattern of calcareous nannofossil taxa. The preservation, species abundance and slide abundance of species was determined by counting the number of specimens on the 46 smear slide following Lupi & Wise (2006), and Self-Trail (2011).

Discussion

The investigation of calcareous nannofossil assemblages led to the identification of 38 species belonging to 15 genera. Based on the index taxa, the *Discoaster druggii* Zone (NN2) to *Helicosphaera ampliaperta* Zone (NN4) of Martini (1971) are distinguished from the studied interval of the Qom Formation. The established biozones can be correlated with CN1c-CN2-CN3 zones of Okada & Bukry (1980) and CNM4-CNM5-CNM6 zones of Backman *et al.*, (2012), that is confirmed the Burdigalian-early Langhian age for the studied interval from the "e" and "f" members of the Qom Formation in Siah-Kuh section.

The semi-quantitative analysis shows that the preservation of nannofossil specimens is poor to good and richness of nannofossil assemblages (Slide abundance) is frequent (F) to Abundant (A). The significant decreases in abundance of some species such as *Helicosphaera ampliaperta*, *Helicosphaera euphratis*, and *Cyclicargolithus floridanus* etc. has been observed towards the Burdigalian-Langhian boundary. Although, the calcareous nannofossil species have a good to moderate abundance from the base of the "e" member to the below of the boundary.



Conclusion

The studied interval of “e” and “f” members, spanning from NN2 to NN4 zones of Martini (1971) and CNM4 to CNM6 zones of Backman *et al.*, (2012). The recognition of these biozones confirms the Burdigalian-early Langhian age of sediments in the Siah-Kuh section.

The Burdigalian-Langhian boundary at the studied interval is marked by an important decreases in the abundance of *Helicosphaera ampliaperta*, *Helicosphaera euphratis* and *Cyclicargolithus floridanus* which is followed by continuously recording of *Sphenolithus heteromorphus*. Above the boundary, *Helicosphaera carteri* species have been observed dominantly.

Acknowledgment

The authors thanks to Professor Marie Pierre Aubry (University of Rutgers, USA) and Professor Jeremy Young (University College of London, UK) for their advices and who checked determinations of calcareous nannofossils. We would like to acknowledge the Exploration Directorate of NIOC (National Iranian Oil Company) for laboratorial facilities provided. This paper is extracted from the research project No. 3/39428 of Ferdowsi University of Mashhad that is necessary to the gratitude.

Keywords: Distribution pattern; Biostratigraphy; Qom Formation; Calcareous nannofossils; Siah-Kuh.

References

- Backman, J., Raffi, I., Rio, D., Fornaciari, E., & Palike, H., 2012. Biozonation and biochronology of Miocene through Pleistocene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on stratigraphy*, 45 (3): 221-244.
- Bown, P.R., & Young, J.R., 1998. Techniques. In: Bown, P.R., (ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Chapman and Hall, London, 16-28.
- Lupi, C., & Wise, S.W.Jr., 2006. Calcareous nannofossil biostratigraphic framework for middle Eocene sediments from ODP Hole 1260A, Demerara Rise. *Revue de micropaléontologie*, 49: 245-253.
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary Calcareous nannoplankton zonation. *Proceedings II Planktonic Conference*, Roma, 1: 339-386.
- Okada, H., & Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975). *Marine Micropaleontology*, 5 (3): 321-325.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rögl, F., Kroh, A., Aubry, M.P., Wielandt-Schuster, U., & Hamedani, A., 2007. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan seaway and closure of its Iranian gateway. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 627-650.
- Self-Trail, J.M., 2011. Paleogene calcareous nannofossils of the South Dover Bridge core, Southern Maryland (USA). *Journal of nannoplankton research*, 32 (1): 1-28.



Chemostratigraphy of the Qom Formation by considering its influence on palaeotemperature determination in Dobaradar section, south east of Qom

Daneshian, J.^{1*}, Ramezani Dana, L.²

1- Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

2- Ph.D. in Stratigraphy and Paleontology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

* Email: daneshian@khu.ac.ir

Introduction

Chemostratigraphy is a part of stratigraphy which study chemical changes of sedimentary units in a sequence. Nowadays, the changes of elements in carbonate sediments use as a criteria for the detection of their old sediments equivalents (Adabi, 2004). Marine carbonate rocks often contain low and high magnesium calcite and aragonite which their frequency are not constant in the environment, and their changes depend on environmental factors such as temperature, salinity, carbon dioxide, pressure and the ratio of magnesium to calcium (Rao, 1996). Kasaei Najafi (1993) investigated the elements of Sr, Na, Mn, Fe, Ca from the Qom deposits in south to southeast of Qom city and determined a concentration of elements in carbonate rocks depend on the microfacies features. Okhravi (1999) considered a concentration of rare elements and their relation to the facies by studying of "f" Member in the same areas. The study area and the stratigraphic section are available through the Tehran-Qom and the cross road of Qom-Jamkaran. This area belong to Central Iran Zone which is formed by collision of Arabian-African plate to Iranian plate. Central Iran connected eastern and western Tethys (Schuster & Wielandt, 1999; Reuter *et al.*, 2009; Mohammadi *et al.*, 2011) and the Qom Formation was deposited during the final marine transgression in Central Iran Basin during the Oligo-Miocene (Daneshian & Ramezani Dana, 2007; Reuter *et al.*, 2009; Seddighi *et al.*, 2012; Mohammadi *et al.*, 2011, 2013, 2015; Daneshian *et al.*, 2017). Dozy (1944) was the first geologist that used the term of Qom Formation for marl and limestone of shallow water with high variations in facies and was not permitted to introduce a type section for this formation in southern Qom plain by having good outcrops and considerable thickness (Bozorgnia, 1966; Stocklin & Setudehnia, 1971; Hadavi *et al.*, 2010).

Methods and Materials

The sedimentary sequence of the studied section consists of a, b, c-1, c-2, c-3, c-4, d, e, f and g members with 1328 meters thickness. 676 samples, systematically, collected with approximate intervals of 0.5 to 3 meters. Among them, 30 samples were selected based on lithological characteristics and stratigraphic boundaries of the members for the purpose of investigation of elements and their changes. The specimens were powdered up to 60 microns and these specimens were analyzed by the ICP AES method for understanding the variations of Ca, Mg, Fe, Na, Zn, Mn, Sr elements, and Mg / Ca ratio. Then, the variations of the examined elements compared to the benthic and planktic foraminifera diversity. Among the diversity of benthic species, the type of test (agglutinated, hyaline and porcelaneous) were determined separately for recognition of the paleotemperature changes.

Results and Discussion

The chemical analysis of elements including Ca, Mg, Fe, Mn, Na, Zn, Sr, and changes in species diversity of benthic foraminifera indicate sharp variations of the elements in the lower part of the succession between "a" to "e" members, while in the upper parts of the section, "f" and "g" members, the variations are not very sharp. Also, the highest rate of variation for elements is observed in the base of the studied sequence, in the boundary between "b" and "c-1" members especially for Manganese, and in the boundary between "d" and "e" members for Strontium. All elements other than Manganese significantly reduced on the boundary between "b" to "c-1" members, but between "d" and "e" members, all the elements show increasing trend, except Sodium, Manganese and Strontium which indicate deduction and the greatest decreasing is belong to



the Strontium. Besides, species diversity changes of the foraminifera, particularly benthic forms show a definite increase between the boundary of "d" and "e" members.

In general, the high variation of the species diversity of benthic foraminifera suggests a relative increase in temperature of the paleoenvironment. Reducing the species diversity at the boundary of "d" Member depends on changes in the depth of sedimentary environment and existing the evaporate environment.

In the "e" Member, the diversity of the benthic and planktonic foraminifera show an increasing trend that indicates a high temperature in the environment. In "g" Member, the diversity of foraminifera is low at the base, and is almost constant. It seems the temperature with a slight increase has reached to a relative stability in this part. But due to the gradual decrease in the depth of the environment at the end of the stratigraphic section and the sea level fall, appear faunal changes to be affected by changes in environment depth.

Conclusion

Study of the elements and their variations along the examined section show the high variety at the bottom (Aquitanian), and a low variety at top with Burdigalian age. This state of variations is observed in foraminiferal diversity changes and corresponds to palaeoenvironmental conditions. Fluctuations of the elements, especially Magnesium and Mg/Ca ratio with foraminifer's diversity changes are environmental indicators and show paleotemperature changes. Increasing concentration of Mg and the proportion of Mg / Ca ratio in the most samples coordinate with increment of foraminifer's diversity. Both are indicators of increasing of paleotemperature in the Qom basin. These evidences show that the Qom sedimentary basin during Burdigalian were warmer than Aquitanian in Dobaradar section. In fact, the temperature fluctuations at the Aquitanian and Burdigalian are relatively high, and in the middle part of the Burdigalian, and maximum at the beginning of the Late Burdigalian, there is a relative stable in temperature.

Keywords: Chemostratigraphy; Paleotemperature; Qom Formation; Type area.

References

- Adabi, M.H., 2004. Sedimentary geochemistry. *Arian Zamin publication*, 447 p.(in Persian).
- Bozorgnia, F., 1966. Qom Formation stratigraphy of the Central Basin of Iran and its intercontinental position. *Bulletin of Iranian Petroleum Institute*, 24: 69-75.
- Dozy, J.J., 1944. Comments on geological report No. 1, by thiebaud (on Qum-Saveh area). *Geological report*, 308 p.
- Kasaei Najafi, M., 1993. Sedimentary environment and diagenesis of "f" Member limestone of the Qom Formation with rare elements. *M.Sc. Thesis, Tehran University*.
- Hadavi, F., Notghi, M., & Mousazadeh, H., 2010. Burdigalian-Serravalian calcareous nannoplanktons from Qom Formation, North Center Iran. *Arabian Journal of Geoscience*, 3: 133-139.
- Mohammadi, E.A., Safari, H., Vaziri-Moghaddam, M.R., Vaziri, M., & Ghaedi, M., 2011. Microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Qom Formation, South of the Kashan, Central Iran. *Carbonates Evaporates*, 26: 255-271.
- Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, M., Ghaedi, M., Dehghan, R., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Baizidi, C., Vaziri, M., & Sfidari, E., 2013. The Tethyan Seaway Iranian Plate Oligo-Miocene deposits (the Qom Formation): distribution of Rupelian (Early Oligocene) and evaporate deposits as evidences for timing and trending of opening and closure of the Tethyan Seaway. *Carbonates Evaporites*, 28: 321-345.
- Mohammadi, E., Vaziri, M., & Dastanpour, M., 2015. Biostratigraphy of the nummulitids and lepidocyclinids bearing Qom Formation based on larger benthic foraminifera (Sanandaj-Sirjan fore-arc basin and Central Iran back-arc basin, Iran). *Arabian Journal of Geosciences*, 8: 403-423.
- Okhravi, R., 1999. Trace elements study on the mixed Carbonate-pyroclastic sediments (Lower Miocene, Central Basin, Iran). *Journal of science*, 10: 706.
- Rao, C.P., 1996. Modern Carbonates, tropical, temperate, polar: introduction to sedimentology and geochemistry. *Arts of Tasmania*, 206 p.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry, P., Wielandt-Schuster, U., & Hamedani, A., 2009. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early



-
- Burdigalian restriction of the Tethyan seaway and closure of its Iranian gateways. *Journal of Earth Science*, 98: 627-650.
- Schuster, F., & Wielandt, U., 1999. Oligocene and Early Miocene coral faunas from Iran: palaeoecology and palaeobiogeography. *International Journal of Earth Sciences*, 88: 571-581.
- Seddighi, M., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Ghabeishavi, A., 2012. Depositional environment and constraining factors on the facies architecture of the Qom Formation, Central Basin, Iran. *Historical Biology*, 24: 91-100.
- Stocklin, J., & Setudehnia, A., 1971. Stratigraphic Lexicon of Iran. *Geological Survey of Iran*, Report No. 18.



Petrography and geochemistry of Miocene red clastic sediments in Taleqan area, northwest of Karaj

Rezaei, Kh.¹, Foroughi-Shadbad, Sh.^{2*}

1- Assistant professor, Faculty of Geology, Kharazmi University, Tehran, Iran

2- M.Sc. Student in Sedimentology and Sedimentary Petrology, Faculty of Geology, Kharazmi University, Tehran, Iran

*E-mail: Shahramforooghi.s@gmail.com

Introduction

Three main goals have driven studies of sandstone in the past ten years: Firstly, the academics motive to understand the tectonic setting, climatic situation, paleo-geographic position. Secondly, the economic motive to predict reservoir ability and porosity and permeability in hydrocarbon fields. Thirdly, the motion or stasis of pore fluids and the scale of mass-transport to form cements. This research involved the first one. Sedimentary rocks are principal sources of information concerning past conditions on the Earth's surface. Clastic rocks may preserve detritus from long-eroded source rocks and may provide the only available clues to the composition and timing of exposure of source rocks. Geochemistry of sedimentary rocks may complement the petrographic data, especially when the latter are ambiguous. The geochemical composition of sedimentary rocks is a complex function of various variables such as source material, weathering, transportation, physical sorting, and diagenesis. Very few studies on Miocene clastic sediments have been conducted in the country, in zones other than the Central Iran. Hence there are many questions without response in this area. This research is trying to get some solution for these questions

Methods and Results

In this research, clastic sediments in the central Alborz have studied using facies analysis, petrography, grains counting and geochemical methods. For this propose, from two sections in the Taleqan area fresh rock samples were collected from outcrops exposed in stream and road cuts and were washed thoroughly in distilled water to remove dust contamination. 52 samples were selected for detailed petrographic study. Also 24 thin sections selected for grain counting and modal analyses according to Dickinson method. Coarse grains classified based on Miall method. In geochemical studies, we used XRF Philips 1480 for determination of major and minor elements oxides. After preparation, 15 samples were selected for analysis. Measurement accuracy ranges were 0.1 to 0.001. This sequence is mainly composed of marl, sandstone and locally intercalation of conglomerate with Pebble size particles. Studied outcrop is formed of fine grained sedimentary sequence (Marl), sandstones (Feldspatic litharenite and volcanic arenite) and conglomerate (poly-mictic ortho and Para-conglomerate) with 127.2 m thickness. The strata in this formation are composed of two gravelly (Gmm and Gcm) and three sandy (St, Sh and Sm) facies. The main components of these deposits are igneous rock fragments with poorly to moderate sorting and moderate to good roundness that are welded together with hematite dominant cement.

Discussion

Roser & Korsch (1986) established a discrimination diagram using $\log (K_2O/Na_2O)$ versus SiO_2 to determine the tectonic setting of terrigenous sedimentary rocks. These authors used CaO and LOI -free 100% adjusted data to determine their field boundaries. Both parameters (SiO_2 and $\log (K_2O/Na_2O)$ values) increase from volcanic-arc to active-continental-margin to passive-margin settings. Discrimination of tectonic settings on the basis of major-element data also was proposed by Bhatia (1983); it includes oceanic island arc, continental island arc, active continental margin, and passive margin. Most of our sandstone samples fall in the general area of passive margin and active-continental-margin fields of the TiO_2 versus $Fe_2O_3 \cdot 1 MgO$ plot, but mostly in the passive-margin field of the Al_2O_3/SiO_2 versus $Fe_2O_3 \cdot 1 MgO$ diagram. Petrographic data show that K-feldspar dominates over plagioclase, which may result from intense weathering in the source area or from diagenetic alteration. The latter can be ruled out by the presence of abundant carbonate



cement that developed probably during early diagenesis. The intensity and duration of weathering in sedimentary rocks can be evaluated by examining the relationships among alkali and alkaline earth elements (Nesbitt & Young, 1982, 1984). Feldspars are by far the most abundant of the reactive minerals. Consequently, the dominant process during chemical weathering of the upper crust is the alteration of feldspars and the neo-formation of clay minerals. During weathering, calcium, sodium, and potassium are largely removed from feldspars (Nesbitt *et al.*, 1997). The amount of these elements surviving in the soil profiles and in the associated sediments is a quantitative index of the intensity of weathering (Fedo *et al.*, 1995; Nesbitt *et al.*, 1997). A good measure of the degree of chemical weathering can be obtained by calculation of the chemical index of alteration (CIA; Nesbitt & Young, 1982) using the formula (molecular proportions). According to results, these sediments have felsic igneous source rock similar to upper continental crust, which has been deposited in the semi-arid dry climate with weak weathering. Final deposits were traveled relatively small distance and were deposited in the first sedimentation cycle with low degree of maturity, low chemical weathering, in active tectonic environment. Thus, the low CIA values of the Taleqan sandstones do not reflect the general chemical weathering conditions in the source region, which can be inferred from the petrographic observations. This is probably due to the sedimentary sorting effect. Physical sorting of sediment during transport and deposition led to concentration of quartz and feldspar with some heavy minerals in the coarse fraction and of secondary lighter and more weathered minerals in the suspended-load sediments.

Conclusion

This sedimentation happened in the alluvial braided river's channel and floodplain near the origin with weak hydraulic separation and oceanic arc tectonic Setting.

Keywords: Petrography; Geochemistry; Clastic sediments; Miocene; Taleqan.

Reference

- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*, 91 (6): 611-27.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rock sand paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23: 921-924.
- Nesbitt, H.W., Fedo, C.M., & Young, G.M., 1997. Quartz and feldspar stability, steady and non-steady-state weathering and petrogenesis of siliciclastic sands and muds. *Geology*, 105: 173-191
- Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica, Cosmochimica, Acta*, 48: 1523-1534.
- Roser, B.P., & Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ration. *Journal of Geology*, 94: 635-650.



Thermal maturity modelling and geochemical investigation of Kashafrud Formation in the Eastern Kopeh-Dagh, NE Iran

Saadati, H.¹, Alizadeh, B.^{2,3*}, Tarhandeh, E.⁴, Rashidi, M.⁴

1- Ph.D. student, Geology Department, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University, Ahvaz, Iran

2- Professor, Geology Department, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University, Ahvaz, Iran

3- Director of Petroleum Geology and Geochemistry Research Centre, Shahid Chamran University, Ahvaz, Iran

4- National Iranian Oil Company, Exploration Directorate

*E-mail: alizadeh@scu.ac.ir

Introduction

Hydrocarbon (HC) exploration in the Eastern Kopeh-Dagh basin (southwest of Amo-Darya Basin) have faced challenges due to the structural complexity and limited geochemical study. Kopeh-Dagh fold and thrust belt and Kopeh-Dagh foredeep were moved from each other by the Main Kopeh-Dagh Fault (Fig. 1). All drilled anticlines in Kopeh-Dagh fold and thrust belt are dry which are in contrast with the Kopeh-Dagh foredeep. Generation, migration, and accumulation of petroleum occurred in the region during the Late Miocene and migration of gas started not earlier than 10 Ma years ago (Moussavi-Harami & Brenner, 1992, 1993). It is suggested that the hydrocarbon potential of Kashafrud Formation is by the dark shale and abundant vascular-plant fragments (Poursoltani *et al.*, 2007; Taheri *et al.*, 2009) with sufficient thermal maturity to generate hydrocarbons (Poursoltani & Gibling, 2011). Chaman Bid Formation with total organic carbon 0.8% introduced as gas prone (Ghasemi-Nejad *et al.*, 2005). The main objectives of this study are to geochemically investigate the Kashafrud Formation as well as constructing burial history and one dimension (1D) thermal maturity models in the eastern Kopeh-dagh (wells B and E; Fig. 1).

Materials and methods

A total of 56 samples (15 cuttings and 25 outcrops) were collected from Kashafrud Formation in the Eastern Kopeh-Dagh (Fig.1). Bulk geochemical parameters (such as TOC, S₁, S₂ ...) of all samples were obtained by using Standard Rock-Eval 6 pyrolyzer (Table 1) in Basic Method (Behar *et al.*, 2001). Temis suite software (1D) developed by French Institute of Petroleum (IFP) along with procedure presented by Hantschel & Kauerauf (2009), were employed for reconstructing the thermal maturity and burial history of the studied wells. The heat flow is a critical input parameter in basin modelling. In the Eastern Kopeh-Dagh, the paleo-heat flow has been affected by the tectonic evolution and rifting phase. The basement of Eastern Kopeh-Dagh basin consists of Carboniferous basic volcanoes (Ulmishek, 2004) which corroborated with the heat flow values of 60 mW/m² (Allen & Allen, 2013). With the occurrence of rifting from 166 to 173 Ma, the heat-flow values reached to the maximum of 80 and 105 mW/m² for B and E wells, respectively (Fig. 3). The rift affected the heat flow model, a higher heat flow occurrence during rifting phase and an exponential reduction after the post-rift phase (McKenzie, 1978). For well B which is located in Kopeh-Dagh foredeep a cooling history with decreasing heat-flow values was modelled from 72 to 166 Ma and then remained constant about 30 Ma years. Finally due to strike-slip movement in the Eastern Kopeh-Dagh, an increase of 9 mW/m² values of heat flow is suggested (Fig. 3). But for well E from Kopeh-Dagh fold and thrust belt, heat the flow values are higher than Kopeh-Dagh foredeep. On the other hand the same scenario is played by tectonic activity (Fig. 3). It can therefore be observed that there is a good consistency between the temperature gradient and the heat flow.



Discussion

Geochemically, Kashafrud Formation (Aalenian-Bathonian) showed poor/fair hydrocarbon generative potential (McCarthy *et al.*, 2011) (S_2 versus TOC; Fig. 4), Type II, mixed II-III and IV kerogens (Dembicki Jr, 2009) (HI versus OI; Fig. 5) and thermal maturity from late oil window to condensate-wet gas (Hackley, 2012) (PI against T_{max} ; Fig. 6). For thermal maturity modelling, zones I₂, I₄ and I₆ in Well B (Kopeh-Dagh foredeep) and I₁, I₃, and I₅ in Well E (Kopeh-Dagh folded) were introduced as the source rock intervals of Kashafrud Formation (Fig. 7). The model indicates the onset of oil-generation in the Well B zones beginning during late Middle Jurassic-Lower Cretaceous time (107-167 Ma). Peak oil generation occurred during Cretaceous time (72-115 Ma) and condensate-wet gas generation started during Late Cretaceous-Early Eocene time (45-90 Ma). I₄ and I₆ (deepest interval) zones experienced maximum 2-2.5% calculated vitrinite reflectance (VR_o) and 192-205°C (Fig. 9) and I₂ interval endured minimum 1.58% VR_o and 171°C during Early Oligocene (30 Ma). High heat flow during rifting as well as the remained thickness of Kashafrud Formation caused early hydrocarbon generation in zone I₆ (Figs. 7 and 9). But, due to uplift and temperature reduction as low as 130-175 °C (Fig. 9), the hydrocarbon generation has been stopped. The onset of oil-generation in the Well E zones began during late Early Cretaceous-Late Cretaceous time (83-110 Ma; Fig. 7). Peak oil generation occurred during Late Cretaceous-Early Oligocene time (30-90 Ma). I₃ and I₅ (deepest zone) intervals experienced maximum 1.1-1.4% VR_o and 135-155°C (Figs. 7 and 9) and I₁ interval endured 0.95% VR_o and 128°C during Early Oligocene. Here, due to temperature reduction (as low as 63-95 °C; Fig. 9) caused by upliftment hydrocarbon generation has been stopped.

Conclusion

Based on quantity and quality of geochemical parameters such as TOC, S_2 and HI, Kashafrud Formation has potential to generate mostly gas with some condensate. However presence of bitumes in all cutting samples points to low permeability of Kashafrud Formation which referred to cracking of generated HC. Furthermore the effects of some low potential shale gas on gaseous HC of carbonate and clastic reservoirs in the Eastern Kopeh-Dagh (Saadati *et al.*, 2016) which is in accordance with lower than 2% of TOC content of Kashafrud Formation. Finally, due to over pass of the main phase of hydrocarbon generation in Kopeh-Dagh foredeep and ceased hydrocarbon generation because of uplifting in Kopeh-Dagh folded and foredeep, the formation of anticlinal traps in the Lower Oligocene folding does not have any effect on HC accumulation in Eastern Kopeh Dagh Basin and paleo-geomorphological traps must be considered as the future exploration targets.

Acknowledgments

The authors would like to extend their thanks to the Exploration Directorate of the National Iranian Oil Company (NIOC) for providing the samples and the financial support of the project. Also support of Petroleum Geology and Geochemistry Research Centre (PGGRC) is highly appreciated. No doubt this manuscript could not come to this final stage without the valuable view points and suggestions of Professor Moussavi-Harammi for which the authors are very much grateful.

Keywords: Kashafrud Formation; Eastern Kopeh-Dagh; Reconstructing the Thermal Maturity.

References

- Allen, P.A., & Allen, J.R., 2013. Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment. John Wiley & Sons.
- Dembicki, Jr.H., 2009. Three common source rock evaluation errors made by geologists during prospect or play appraisals. *American Association of Petroleum Geologists bulletin*, 93: 341-356.
- Ghasemi-Nejad, E., Kamali, M., Moussavi-Harami, R., & Khavari-Khorasani, M.P., 2005. Palynology and Evaluation of Petroleum Potential Source of Chaman-Bid Formation (Upper Bajocian-Tithonian) in the Eastern Kopeh-Dagh Basin, NE Iran. *Iranian International Journal of Science*, 6: 61-72.
- Hackley, P.C., 2012. Geological and geochemical characterization of the Lower Cretaceous Pearsall Formation, Maverick Basin, south Texas: A future shale gas resource. *American Association of Petroleum Geologists bulletin*, 96: 1449-1482.
- Hantschel, T., & Kauerauf, A.I., 2009. Fundamentals of basin and petroleum systems modeling. Springer



Science & Business Media, 1-30.

- McCarthy, K., Rojas, K., Niemann, M., Palmowski, D., Peters, K., & Stankiewicz, A., 2011. Basic petroleum geochemistry for source rock evaluation. *Oilfield Review*, 23: 32-43.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary science letters*, 40: 25-32.
- Moussavi-Harami, R., & Brenner, R., 1992. Geohistory analysis and petroleum reservoir characteristics of Lower Cretaceous (Neocomian) sandstones, eastern Kopet Dag Basin, Northeastern Iran. *American Association of Petroleum Geologists bulletin*, 76: 1200-1208.
- Moussavi-Harami, R., & Brenner, R.L., 1993. Diagenesis of non-marine petroleum reservoirs: the neocomian (lower cretaceous) Shurijeh Formation, Kopet-Dagh basin, NE Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 16: 55-72.
- Poursoltani, M.R., & Gibling, M.R., 2011. Composition, porosity, and reservoir potential of the Middle Jurassic Kashafrud Formation, northeast Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 28: 1094-1110.
- Poursoltani, M.R., Moussavi-harami, R., & Gibling, M.R., 2007. Jurassic deep-water fans in the Neo-Tethys Ocean : The Kashafrud Formation of the Kopet-Dagh Basin, Iran. *Sedimentary Geology*, 198: 53-74.
- Saadati, H., Al-Iessa, H.J., Alizadeh, B., Tarhandeh, E., Jazayeri, M.H., Bahrami, H., & Rashidi, M., 2016. Geochemical characteristics and isotopic reversal of natural gases in eastern Kopeh-Dagh, NE Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 78: 76-87.
- Taheri, J., Fürsich, F.T., & Wilmsen, M., 2009. Stratigraphy, depositional environments and geodynamic significance of the Upper Bajocian-Bathonian Kashafrud Formation, NE Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 312: 205-218.
- Ulmishek, G.F., 2004. Petroleum Geology and Resources of the Amu-Darya Basin, Turkmenistan, Uzbekistan, Afghanistan and Iran. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 32 p.



Biostratigraphy of the Gurpi Formation with emphasis on Calcareous Nannofossils in the Evaz section, southeast of Shiraz

Senemari, S.*

Associate Professor, Department of mining, Faculty of Engineering, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

*E-mail: senemari2004@yahoo.com

Introduction

One of the most extensive Cretaceous deposits in Zagros is the marine sediments of Gurpi Formation in southeast Shiraz, which was studied based on stratigraphic and paleontology. Type section of the Gurpi Formation is located in Tang-e Pabdeh (Jams & Wynd, 1965). One of the most important achievement obtained from the Gurpi Formation can be related to study of calcareous nannofossils which is used for determination of precise age and biostratigraphy. In the southeast of Shiraz, Gurpi Formation consists of 95 m thickness which consists mainly of marl, marly limestone and shale, which is gradually overlain by Tarbur Formation.

Materials & Methods

In this study, 42 samples from Gurpi Formation have been studied. Samples were prepared following standard smear slide method (Bown & Young 1998). The nomenclature of calcareous nannofossil follows the taxonomic schemes of Perch-Nielsen (1985), Bown (1998) and Burnett (1998).

Discussion

In order to study the biostratigraphy of Gurpi Formation in southeast of Shiraz, the Evaz section was selected. In this section, the Gurpi Formation is mainly composed of marl, shale, and argillaceous limestone. Calcareous nannofossils recorded in the Mesozoic strata are an appropriate tool for biostratigraphic studies. The nannofossil zonation used in the present study is based on the Nannofossils Cretaceous zonation of Sissingh (1977), Roth (1978) and Burnett (1998). According to the first and last occurrence of index species the following bio zones are identified:

***Aspidolithus parvus parvus* Zone (CC18/ UC14/NC18)**

This bio zone is recorded from the FO *Aspidolithus parvus* to the LO of *Marthasterites furcatus*. The age of this zone is Early Campanian.

***Calculites ovalis* Zone (CC19/ UC15/NC18)**

This bio zone is recorded from the LO *Marthasterites furcatus* to the FO of *Ceratolithoides aculeus*. The age of this zone is late Early Campanian.

***Ceratolithoides aculeus* Zone (CC20/UC15/ NC19)**

This zone spans the interval from the FO of *Ceratolithoides aculeus* to the FO of *Uniplanarius sissinghii*. The age of this zone is late Early Campanian.

***Quadrum sissinghii* Zone (CC21/ UC15/NC19)**

The next nannofossil unit recorded in this study is the CC21. This zone spans the interval from the FO of *Uniplanarius sissinghii* to the FO of *Quadrum trifidum*. The age of this zone is late Early Campanian-early Late Campanian.

***Quadrum trifidum* Zone (CC22/UC15/ NC20)**

This zone spans the interval from the FO of *Quadrum trifidum* to the LO of *Reinhardtites anthophorus*. The age of this zone is late Late Campanian.

***Tranolithus phacelosus* Zone (CC23/UC15-UC18/ NC20-NC21)**

This zone spans the interval from the LO of *Reinhardtites anthophorus* to the LO of *Tranolithus orionatus*. The age of this zone is late Late Campanian-Early Maastrichtian.

***Reinhardtites levis* Zone (CC24/ UC18/NC21)**



This zone spans the interval from the LO of *Tranolithus phacelosus* to the LO of *Reinhardtites levis*. The age of this zone is late Early Maastrichtian.

Conclusion

As a result of this study, 22 genera and 33 species of calcareous nannofossils have been recognized. Based on distribution of index species of calcareous nannofossils, biozones of the zonation of Sissingh (1977) have been recognized, including *Aspidolithu sparcus* zone, *Calculites ovalis* zone, *Ceratolithoides aculeus* zone, *Quadrum sissinghii* zone, *Quadrum trifidum* zone, *Tranolithus phacelosus* zone and *Reinhardtites levis* zone, that corresponding to lower part of NC18 to lower part of NC21 of the zonation of Roth (1978) and UC14-UC18 Nannofossil Zone of the zonation of Burnett (1998). According to the identified biozones, the age of the Gurpi Formation is Early Campanian to late Early Maastrichtian. The study of the Evaz section shows that sediments of Gurpi Formation deposited in the shallower depth of sedimentary basin during the late Early Maastrichtian, as conformable and suddenly led to the limestone formation of Tarbur Formation.

Keywords: Biozones; Gurpi; Biostratigraphy; Fars; Calcareous nannofossils.

References

- Bown, P.R., (ed.), 1998. Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. *Chapman and Hall*, London, 315 p.
- Bown, P.R., & Young, J.R., 1998. Techniques. In: Bown, P.R., (ed.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. *Chapman and Hall*, London, 16-28.
- Burnett, J.A., 1998. Upper Cretaceous. In: Bown, P.R., (ed.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy, British Micropalaeontological Society Publication Series. *Chapman and Hall Ltd. Kluwer Academic Publisher*, London, 132-165.
- James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 2182-2245.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., et al., (eds.), Plankton Stratigraphy. *Cambridge University Press*, 329-426.
- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie En Minjbouw*, 56: 37-65.



Geochemical comparison of Padeha Formation sandstones in the north of Tabas and Yazd blocks: Implication for paleogeography

Fardoost, F.¹, Jafarzadeh, M.¹, Zand-Moghadam, H.^{2*}, Abedini Moghanaki, F.³

1-Assistant professor, Faculty of Geosciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

2- Assistant professor, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

3- M.Sc. Faculty of Geosciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

*E-mail: Zand1883@uk.ac.ir

Introduction

This research is a part of the studies of sedimentology and stratigraphy of deposits associated with the Devonian located in Central Iran, which is known as the Padeha Formation (Lower-Middle Devonian age). In this research, the Padeha Formation in north of Tabas (Ozbak-Kuh) and Yazd (Doruneh) blocks were selected and studied. These succession is measured in Ozbak-Kuh, 492 meters, which is often composed of siliciclastic, dolomitic and evaporite rocks, while in the Doruneh section, this formation consists of 310 meters of siliciclastic, calcareous and dolomitic rocks. The aim of this study is to focus on the petrography and geochemistry aspects for provenance studies.

Materials & Methods

Twenty one sandstone samples from Ozbak-Kuh and fifteen sandstone samples from Doruneh section were selected and studied with Polarized microscope. In each thin section, about 300 points were counted using the Gazzi-Dickinson method. According to the point counting, the major and accessory components of this sandstones are identified and quartz, feldspar and rock fragments modes are utilized for naming the sandstones according to the Folk classification (Folk, 1980). 16 samples of medium grain sandstones with the lowest amount of carbonate cement were selected for geochemical analysis (ICP-MS method).

Petrography & Geochemistry

Petrographic studies of sandstone in Ozbak-Kuh section are mainly indicative of quartzarenite and sublitharenite (subchertarenite) petrofacies, however, quartzarenite and subarkose petrofacies have been identified in the Doruneh section. Compared to the Upper Continental Crust (UCC) (Taylor & McLennan, 1985), sandstones of the Padeha Formation in the Ozbak-Kuh section are somewhat enriched in some elements, such as zirconium and hafnium, but in the Doruneh section, zirconium and hafnium are slightly depleted compared to the UCC. All sandstone samples in both sections are strongly depleted compared to UCC. In both the Ozbak-Kuh and Doruneh sections, vanadium, cobalt, nickel and scandium exhibit much depletion compared to the UCC.

Discussion of Results & Conclusions

Geochemical diagram of Zr/Sc against Th/Sc (McLennan *et al.*, 1993), along with plotting the data of Padeha Formation on this diagram shows that the samples of Doruneh section are plotted near the UCC. This shows that Padeha Formation sandstones in the Doruneh section are derived from intermediate to acidic igneous rocks, and recycling have not been affected. But the Ozbak-Kuh samples often reflect the granitic parent rock, which is located in the range of recycling. Additionally, the La/Sc versus Co/Th (Gu *et al.*, 2002) is also a confirmation of the felsic to granitic parent rocks for Padeha Formation in both sections. For determination of tectonic setting, in this research, triangular diagrams based on trace elements (Bhatia, 1985) have been used. According to these diagrams, Ozbak-Kuh samples, mostly plotted in the passive continental



margin field and Doruneh section sandstones are plotted in passive and active continental margin fields. The present study, using the results of petrography and geochemistry and the paleogeographic investigations, shows that the deposits of the Lower-Middle Devonian Padeha Formation can be formed in the transition between the transformations of rifted margin to passive continental margin of Paleo-tethys.

Keywords: Sandstone; Geochemistry; Provenance; Padeha Formation; Ozbak-Kuh; Daroneh.

References

- Bhatia, M.R., 1985. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones: a reply. *Journal of Geology*, 93: 85-87.
- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Publishing Company*, Austin, Texas, 182 p.
- Gu, X.X., Liu, J.M., Zheng, M.H., Tang, J.X., & Qi, L., 2002. Provenance and tectonic setting of the proterozoic turbidites in Hunan, South China: geochemical evidence. *Journal of Sediment Research*, 72: 393-407.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., & Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson, M.J., & Basu, A., (eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. *Geological Society of American Special*, 21-40.
- Taylor, S.R., & McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford, *Blackwell*, 312 p.

بسمه تعالی

فرم اشتراک مجله رخساره‌های رسوبی

نام و نام خانوادگی (یا نام موسسه):

نشانی: پلاک:

کد پستی: تلفن:

بدینوسیله خواهشمند است به مدت سال از تاریخ لغایت مجله را به
آدرس فوق ارسال نمایید. ضمناً رسید بانکی به حساب جاری شماره ۵۰۴۹۴ بانک تجارت شعبه
دانشگاه فردوسی مشهد کد ۴۲۵۰ به نام مجله رخساره‌های رسوبی (مطالعات زمین شناسی) به مبلغ
..... ریال طی فیش شماره به پیوست ارسال شده است.

* حق اشتراک سالانه مجله با احتساب هزینه پست برای اشخاص و مؤسسات دانشگاهی ۲۰۰۰۰ ریال
است.

لطفاً فرم اشتراک را به آدرس زیر ارسال فرمایید:

مشهد - پردیس دانشگاه فردوسی - دانشکده علوم پایه - دفتر مجله رخساره‌های رسوبی
صندوق پستی ۹۱۷۷۵-۱۴۳۶

امضاء و تاریخ

بسمه تعالی

فرم اشتراک مجله رخساره‌های رسوبی

نام و نام خانوادگی (یا نام موسسه):

نشانی: پلاک:

کد پستی: تلفن:

بدینوسیله خواهشمند است به مدت سال از تاریخ لغایت مجله را به
آدرس فوق ارسال نمایید. ضمناً رسید بانکی به حساب جاری شماره ۵۰۴۹۴ بانک تجارت شعبه
دانشگاه فردوسی مشهد کد ۴۲۵۰ به نام مجله رخساره‌های رسوبی (مطالعات زمین شناسی) به مبلغ
..... ریال طی فیش شماره به پیوست ارسال شده است.

* حق اشتراک سالانه مجله با احتساب هزینه پست برای اشخاص و مؤسسات دانشگاهی ۲۰۰۰۰ ریال
است.

لطفاً فرم اشتراک را به آدرس زیر ارسال فرمایید:

مشهد - پردیس دانشگاه فردوسی - دانشکده علوم پایه - دفتر مجله رخساره‌های رسوبی
صندوق پستی ۹۱۷۷۵-۱۴۳۶

امضاء و تاریخ

نحوه نگارش و ارسال مقاله

مقالاتی برای داوری ارسال خواهند شد که برابر با چارچوب پیشنهادی مجله تنظیم شوند.

- مقاله باید در نرم افزار Word Xp یا Word 2003 تایپ شود.

- مقاله باید با قلم مشخص و استاندارد Times New Roman تایپ شود.

- مقاله حداکثر در ۲۰ صفحه با توجه به منابع، جداول و شکلها تنظیم شود.

- فاصله متن از هر چهار طرف ۳ سانتیمتر و فاصله سطرها ۱/۵ برابر تنظیم شود.

- مقاله شامل بخشهای زیر باشد:

۱. عنوان مقاله

۲. نام، نام خانوادگی، مرتبه دانشگاهی و آدرس کامل نویسنده یا نویسندگان به زبان فارسی

۳. چکیده و واژه‌های کلیدی به زبان فارسی (چکیده حداکثر ۳۰۰ کلمه و واژه‌های کلیدی ۴ تا ۶ واژه)

۴. عنوان مقاله، نام، نام خانوادگی، مرتبه دانشگاهی و آدرس کامل نویسنده یا نویسندگان به زبان انگلیسی

۵. چکیده و کلمه‌های کلیدی به زبان انگلیسی

۶. مقدمه

۷. زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (اختیاری)

۸. روش مطالعه

۹. بحث

۱۰. نتیجه‌گیری

۱۱. سپاس‌گزاری (اختیاری)

۱۲. منابع

۱۳. جدولها

۱۴. شکلها (با ذکر شماره و زیرنویس)

- عنوان فارسی مقاله با قلم Times New Roman 16 ضخیم و عنوان انگلیسی با قلم Times New Roman 14 ضخیم تایپ شوند.

- اسامی نویسنده یا نویسندگان با قلم Times New Roman 10 ضخیم، آدرس با قلم Times New Roman 10 نازک، تیتراهای فارسی با قلم

Times New Roman 13 ضخیم، تیتراهای انگلیسی با قلم Times New Roman 11 ضخیم، چکیده فارسی با قلم Times New Roman 11 نازک، چکیده

انگلیسی با قلم Times New Roman 10 نازک، متن و منابع فارسی با قلم Times New Roman 13 نازک، متن و منابع انگلیسی با قلم

Times New Roman 11 نازک و زیرنویس شکلها با قلم Times New Roman 11 نوشته شوند.

عنوان و چکیده مقاله

- عنوان مقاله کوتاه و در بردارنده مضمون اصلی مقاله باشد.

- نام و آدرس کامل کلیه نویسندگان در زیر عنوان نوشته شده و مسؤول مکاتبات با علامت * مشخص گردد.

- شماره تلفن، نامبر و پست الکترونیک مسؤول مکاتبات در زیر آدرس ضروری است.

- در چکیده روش، مهمترین یافته‌ها و نتایج مطالعه ارائه و از ذکر منابع در متن چکیده پرهیز شود.

- واژه‌های کلیدی با علامت «ویرگول» از یکدیگر جدا شوند.

- عنوان، نام نویسنده‌گان، آدرس، چکیده و واژه‌های کلیدی انگلیسی باید برابر متن فارسی ارائه گردند.

- آوردن عنوان، نام و آدرس نویسندگان، چکیده و واژه‌های کلیدی فارسی در مقالاتی که به زبان انگلیسی تهیه می‌شوند، ضروری است.

منابع

- منابع در متن اصلی به ترتیب سال انتشار و در لیست منابع به ترتیب حروف الفبا ذکر شوند. مثلاً (عاشوری ۱۳۶۷، ۱۳۶۸ الف؛ موسوی حرمی و

محبوبی، ۱۳۶۶؛ هادوی و همکاران، ۱۳۶۵؛ Lashkaripour et al., 1998؛ مظاهری و همکاران، ۱۳۸۳).

- در بخش منابع، ابتدا منابع فارسی و سپس منابع انگلیسی آورده شود. در مقاله‌هایی که هنوز چاپ نشده‌اند، در انتها به جای شماره‌گان مجله و

صفحه‌ها، عبارت "زیر چاپ" برای منابع فارسی و "In press" برای منابع انگلیسی در داخل پرانتز ذکر شود. در صورتی که مقاله به انگلیسی نگارش

شده باشد، زبان اصلی منبع مورد استفاده در انتهای آن در داخل پرانتز قید شود، مثلاً "in Persian" برای مقاله‌های فارسی. در مثالهای زیر به

اطلاعات مورد نیاز برای صورتهای مختلف اصلی منبع نویسی توجه شود:

مقاله چاپ شده در مجله:

عاشوری، ع.ر.، ۱۳۷۷. مرز دونین - کرینفر در ازبک کوه بر اساس کنودونتهای آن. فصلنامه علوم زمین، ۲۹: ۴۶-۵۳.

مقاله ارائه شده در همایش:

غفوری، م.، لشکری پور، غ.ر.، طریق ازلی، ص.، ۱۳۸۳. بررسی ویژگیهای ساختاری و پارامترهای مقاومتی توده‌های سنگی در امتداد مسیر تونل کلات. هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، ص. ۳۴۱-۳۵۲.

کتاب:

کریم پور، م.ح.، سعادت، س.، ۱۳۸۱. زمین شناسی اقتصادی کاربردی. ویرایش دوم، نشر مشهد، مشهد، ۵۳۵ ص.

پایان نامه:

پوراسماعیل، الف.، ۱۳۸۳. بایواستراتیگرافی سازند نیزار بر مبنای نانوپلاتکتونهای آهکی در برش الگو واقع در تنگ نیزار (جاده مشهد - سرخس). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۲۹ ص.

نقشه:

علوی نائینی، م. ۱۳۵۹. نقشه زمین شناسی چهار گوش ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهیرود. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Journal:

Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Lasami, Y., & Brenner, R.L., 2001. Sequence stratigraphy and relative sea level history of the Upper Paleocene sediments in the Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 85: 839-859.

Editorial book:

Rahimpour-Bonab, H., Bone, Y., Moussavi-Harami, R., & Turnbull, K., 1997. Geochemical comparisons of modern cool-water calcareous biota, Lacepede Shelf, South Australia, with tropical counterparts. In: James, N.P., Clarke, J.A.D., (eds.), *Cool-Water Carbonates. SEPM Special Publication*, 56: 77-91.

Thesis:

Karimpour, M.H., 1982. Petrology, geochemistry, and genesis of the A.O. porphyry copper complex in Jackson and Grand Counties, northwestern Colorado. *Ph.D thesis, University of Colorado, Boulder*, 251 p.

Book:

Manutchehr-Danai, M., 2005. Dictionary of Gems and Gemology. 2nd edition, *Springer-Verlag*, Berlin, 879 p.

Map:

Taheri, J., & Ghaemi, F. 1996. Geological map of Mashhad, scale 1:100,000. *Geological Survey of Iran*.

شرح شکلها و جدولها

- در متن اصلی به شکلها به ترتیب ارجاع داده شود. کلیه تصویرها، نمودارها، نقشه ها و ... باید با عنوان شکل (در مقاله‌های با زبان انگلیسی Fig.) ارجاع داده شوند و از به کار بردن سایر عبارتها پرهیز گردد. شرح کلیه شکلها در پایان متن اصلی بلافاصله پس از منابع ذکر شود. جدولها به همراه توضیح آنها در بالای جدول پس از شرح شکلها قرار گیرند.

- کلیه شکلها با زیرنویس به ترتیب در انتهای متن قرارداد داده شوند. با توجه به این که مجله به صورت سیاه و سفید چاپ می شود، شکلها باید از کیفیت مناسب برخوردار باشند. نوشته‌های روی شکلها به اندازه‌ای درشت باشد که در صورت کوچک شدن در هنگام آماده سازی نهایی برای چاپ، خوانایی آنها حفظ شود.

نحوه ارسال مقاله

از آنجا که تمامی مراحل ارسال، داوری، انجام اصلاحات احتمالی و ارسال نهایی مقالات به صورت الکترونیک و از طریق اینترنت انجام خواهد گرفت، کلیه کاربران گرامی (نویسندگان، خوانندگان و داوران مقالات) باید ابتدا در پایگاه الکترونیک مجله به نشانی <http://jm.um.ac.ir/index.php/earth> ثبت نام نمایند. نویسندگان در یک روند پنج مرحله‌ای، آثار ارسالی خود را به نشریه ارائه می‌دهند. بعضی مراحل مانند بارگذاری فایل تکمیلی، اختیاری می‌باشد.

مقاله‌های ارسالی باید شامل موارد زیر باشد:

۱. فایل doc مقاله.

۲. فایل کلیه شکلها که با حداقل قدرت تفکیک 300 dpi با فرمت JPEG ذخیره شده‌اند (ضروری است فایل‌های وکتوری از قبیل DXF، DWG، CDR و ... با کیفیت مناسب در فرمت JPEG به رستر تبدیل شوند و از ارسال فایل‌های وکتور پرهیز گردد).

کلیه مقاله‌ها مورد داوری قرار می‌گیرند و در صورت پذیرش پس از اعمال تصحیحات لازم به صورت نهایی چاپ خواهند شد.

In the Name of God, the Beneficent, the Merciful

Sedimentary Facies

Vol. 11, No. 1; Spring & Summer 2018

In order to publishing the scientific papers and to extend of research and amplify the earth science, Sedimentary Facies journal of Ferdowsi University of Mashhad invite masters, researchers and students to submit their articles in Paleontology, Stratigraphy, Sedimentology and Sedimentary Petrology.

EDITOR IN CHIEF: Dr. ALIREZA ASHOURI

EDITORIAL BOARD:

Dr. Ali Reza Ashouri	Stratigraphy & Paleontology	Prof., Ferdowsi University of Mashhad
Dr. Reza Moussavi Harami	Sedimentology & Petroleum Geology	Prof., Ferdowsi University of Mashhad
Dr. Fatemeh Hadavi	Stratigraphy & Paleontology	Prof., Ferdowsi University of Mashhad
Dr. Mohammad Ali Jafarian	Stratigraphy & Paleontology	Prof., University of Isfahan
Dr. Mohammad Dastanpour	Stratigraphy & Paleontology	Prof., Shahid Bahonar University of Kerman
Dr. Ebrahim Ghasemi-Nejad	Stratigraphy & Paleontology	Prof., University of Tehran
Dr. Mehdi Yazdi	Stratigraphy & Paleontology	Prof., University of Isfahan
Dr. Mehdi Nadjafi	Stratigraphy & Paleontology	Asso.Prof., Ferdowsi University of Mashhad

EDITING CONSULTANT

Prof. R. Moussavi-Harami & Dr. A. Ghaderi

EXECUTIVE DIRECTOR

Dr. A. Ghaderi

Publisher: Department of Geology, College of Science, Ferdowsi University of Mashhad

Printed by: Ferdowsi University of Mashhad Press

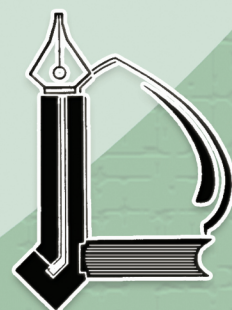
Address: Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

P.O.BOX: 91557-1436

Tel: +98-051-38804143

E-mail: gs@um.ac.ir

Web Site: <http://jearth.um.ac.ir>



CONTENTS

- The first report of the Eocene annelid worms (Polychaeta) of Sarakeh syncline (Soh area - north-west of Isfahan - Central Iran) 1

Bahrami, A., Yazdi, M., Sadri, S., Khodaverdi Hassanvand, M.

- A quantitative study on channel-bed changes of the Alamut and Shahrud rivers (N Qazvin) in 1981-2015 period times 15

Pasban, E., Khodabakhsh, S., Gharibreza, M., Kabiri, Sh., Bahiraei, N.

- Investigation of distribution pattern and biostratigraphy of calcareous nannofossils at the upper part of Qom Formation in Siah-Kuh section 35

Parandavar, M., Hadavi, F.

- Chemostratigraphy of Qom Formation by considering its influence on palaeotemperature determination in Dobaradar section, south east of Qom 49

Daneshian, J., Ramezani Dana, L.

- Petrography and geochemistry of Miocene red clastic sediments in Taleqan area, northwest of Karaj 69

Rezaei, Kh., Foroughi-Shadbad, Sh.

- Thermal maturity modelling and geochemical investigation of Kashafrud Formation in the Eastern Kopeh-Dagh, NE Iran 91

Saadati, H., Alizadeh, B., Tarhandeh, E., Rashidi, M.

- Biostratigraphy of the Gurpi Formation with emphasis on Calcareous Nannofossils in the Evaz section, southeast of Shiraz 113

Senemari, S.

- Geochemical comparison of Padeha Formation sandstones in the north of Tabas and Yazd blocks: Implication for paleogeography 127

Fardoost, F., Jafarzadeh, M., Zand-Moghadam, H., Abedini Moghanaki, F.