

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

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

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

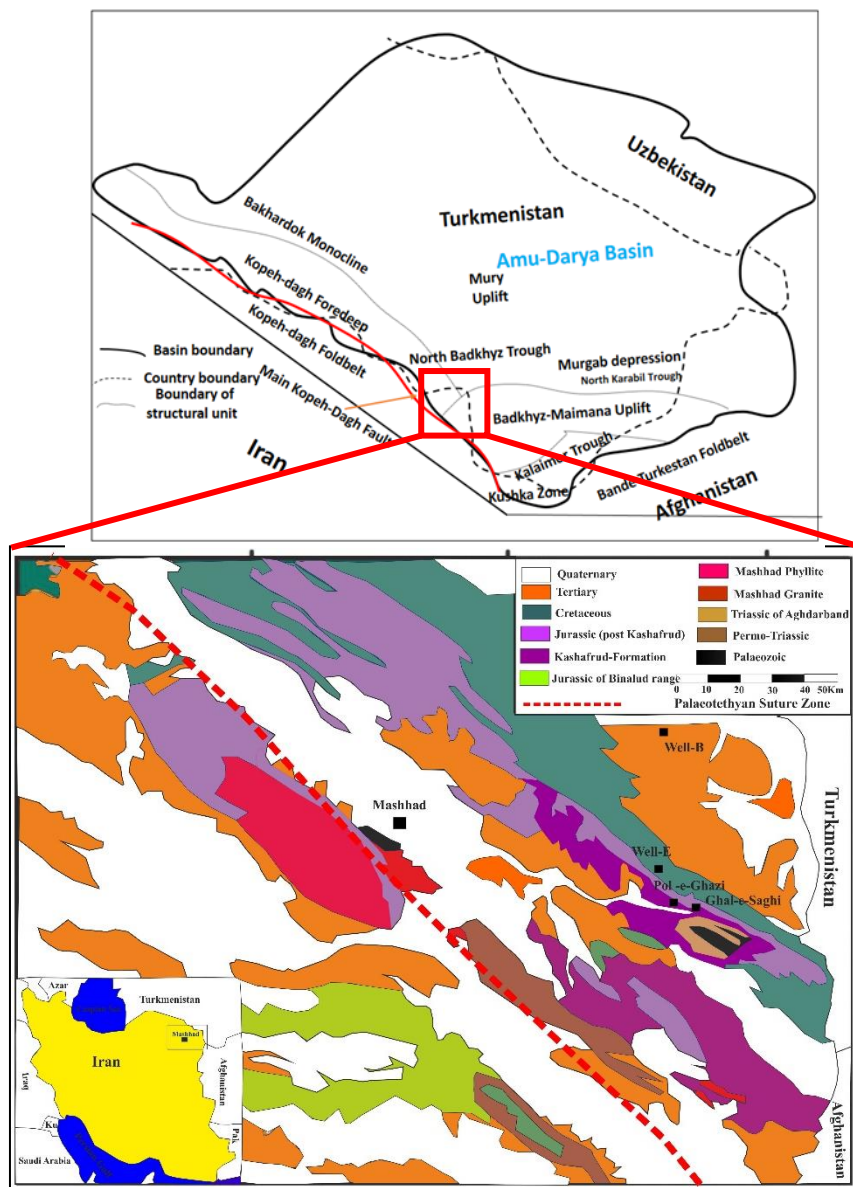
سازند کشف‌رود به کمک روش ژئوشیمیایی دارای پتانسیل هیدروکربوری نسبتاً خوب تا ضعیف ارزیابی می‌گردد. داده‌های راک ایول کروژن‌های نوع II و مخلوط II-III و بلوغ حرارتی انتهای مرحله پنجره نفتی تا کاندنسیت - گاز تر را نشان می‌دهند. برای مدل‌سازی بلوغ حرارتی، زون‌های I₂، I₄ و I₆ در چاه B (کپه‌داغ پیش‌ژرفا) و 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 یتربنایت (VR₀) 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٪ VR₀ و دمای ۱۵۵-۱۳۵ °C را در الیگوسن پیشین تحمل کرده‌اند در حالی که زون I₁ به اوج زایش نفت (۹۵/۹۵٪ VR₀ 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 پیشین 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)

Pichon, 1986). زغال‌های ژوراسیک پیشین و میانی حوضه آمودریا انعکاس ویتترینایت 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 آق‌در بند (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 در بر می‌گیرد (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 &

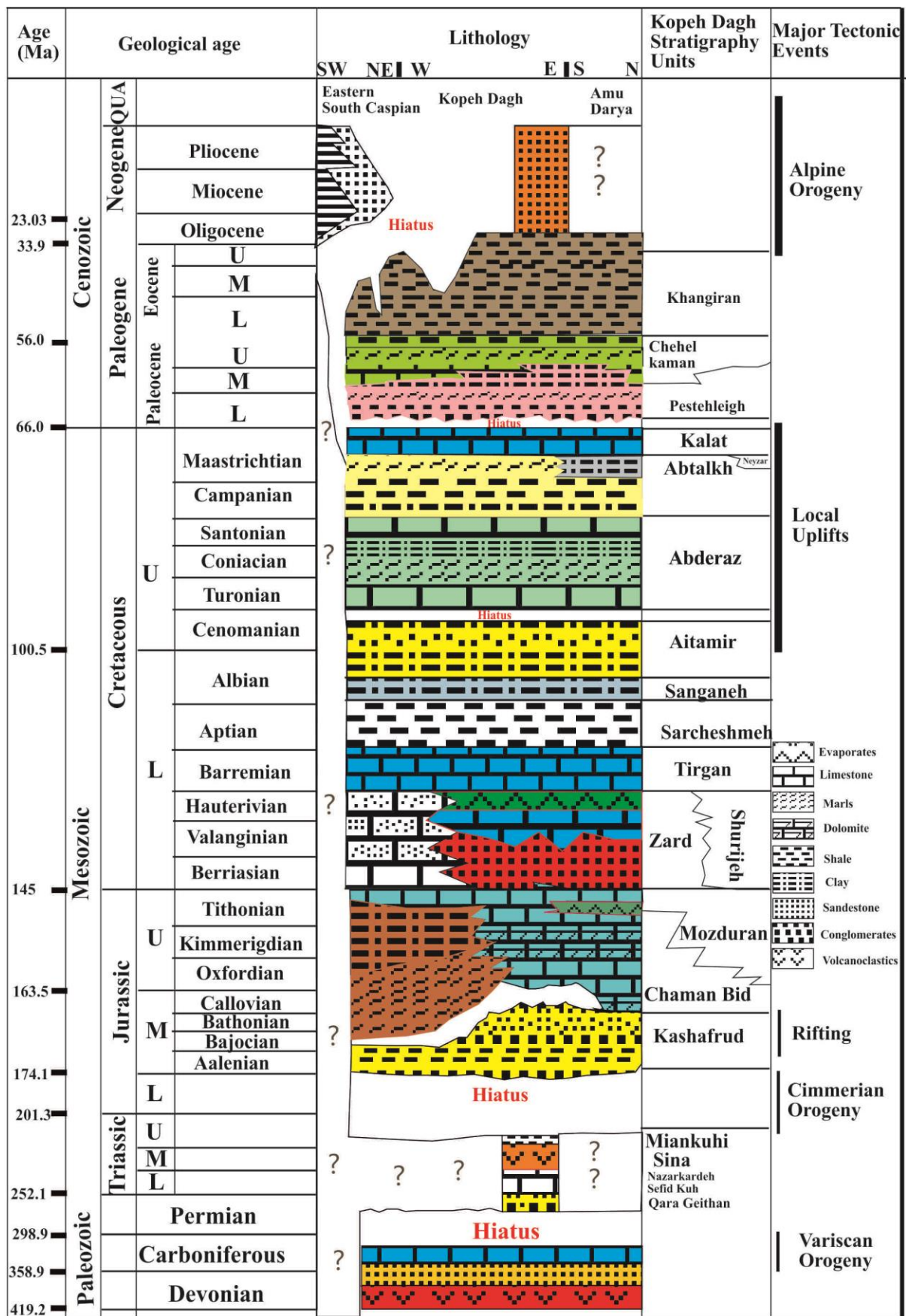
1- Assessment Units: AU
2- Kopeh-Dagh foredeep

مرحله اصلی رسوب گذاری در ناحیه کپه‌داغ با ته‌نشست سازند کشف‌رود در زمان ژوراسیک میانی آغاز شده و رسوبات چین خورده تریاس و سنگ‌های قدیمی تر 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 سنگ‌شناسی 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

پسین - تیتونین (Kalantari, 1969) با سنگ‌شناسی 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 رسوب‌گذاری 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 کشف‌رود 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).



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 قره‌قیطان 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 بالا آمدگی‌ها 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

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	چمن بید	۰/۲۹	۰/۲۶	۱/۹	۰/۵	۴۸۸	۰/۲۷	۷۱	۳۲۲	۱/۰۷	۱/۶۲
چاه B	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	۲۱۸	۰/۶۸	۱/۸۶
چاه E	کشف‌رود	۰/۵۴	۰/۰۲	۱/۶۵	۰/۹۶	۵۰۹	۰/۷۲	۲	۲۲۹	۰/۷۵	۲
		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
قلعه‌سنکی	برش سطحی	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	۱/۲۳
		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
بل‌گری	کشف‌رود	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
		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	۱/۲۳		
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) رسوب گذاری 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 رسوب گذاری 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 رسوب گذاری 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 چین خوردگی 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 را 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 رسوب گذاری 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)، جوان‌ترین و 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 چهل کمان در بالا که بعد از دانین در محدوده زمانی ۶۱ تا ۵۶ میلیون سال پیش رسوب گذاری کرده، تعیین شده است (Mahboubi et al., 2001)؛ 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). رخداد 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 چین خوردگی‌های ضخیم و بالاآمدگی در ارتباط با فعالیت مجدد سیستم‌های گسلی پالئوژوئیک یا سیمیرین منجر شد (Robert et al., 2014). تغییر اصلی در رژیم تکتونیکی کپه‌داغ در طول پلیوکوارترنری با تبدیل از گسل‌های راندگی به مایل و امتداد لغز اتفاق افتاده که در نتیجه آرایش مجدد تکتونیکی (Shabanian et al., 2009)؛ Shabanian (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 رسوب گذاری 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 رسوب گذاری 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 چین خوردگی 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 را 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 رسوب گذاری 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 بالآمدگی 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	آ ۸۰۰	*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 سنگ‌شناسی اشاره دارد.

زون‌های مختلف در سنگ منشأ کشف‌رود براساس نتایج راک‌آبول و لاگ گاما در چاه E	$I_1=I_2$	رس	سنگ شناسی کلی سازند کشف‌رود در چاه E	از عمق ۱۲۲۶ تا ۱۵۵۰ متری تناوب رس و ماسه (به مقدار کم)
	$I_3=I_4$ <th>شیل و رس</th> <td>از عمق ۱۵۵۰ تا ۱۷۰۰ متری تناوب رس و شیل</td>	شیل و رس		از عمق ۱۵۵۰ تا ۱۷۰۰ متری تناوب رس و شیل
	$I_5=I_6$ <th>مارن</th> <td>از عمق ۱۷۰۰ تا ۱۹۰۰ متری رس یک دست و از عمق ۱۹۰۰ متری تا شروع سازند تناوب مارن و سنگ آهک</td>	مارن		از عمق ۱۷۰۰ تا ۱۹۰۰ متری رس یک دست و از عمق ۱۹۰۰ متری تا شروع سازند تناوب مارن و سنگ آهک

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، بالآمدگی 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

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

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 ویتروینایت محاسبه شده از طریق فرمول Jarvie *et al.* (2001) به مدل داده شد (جدول ۱).

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

فرمول تصحیح شده Waples *et al.* (2004):

$$T_{\text{true}} = T_{\text{surf}} + f \cdot (T_{\text{meas}} - T_{\text{surf}}) - 0.001391(Z - 4498)$$

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.

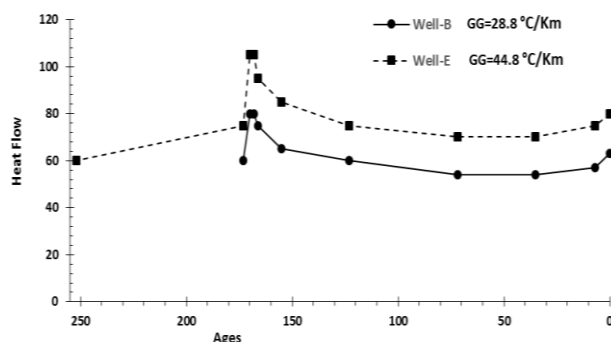
f : تابعی از مدت زمان توقف گردش سیال حفاری.

Z : عمق اندازه‌گیری بر حسب متر.

دمای سطحی حال حاضر برای چاه‌های مورد مطالعه $13/5^{\circ}\text{C}$ 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، 130°C در عمق ۲۶۰۰ متری (عمق نهایی) می‌باشد که معادل با شیب زمین گرمایی $44/8^{\circ}\text{C/km}$ است (شکل ۳)، در حالی که بیشترین دما برای چاه B برابر با 144°C در عمق ۴۳۵۰

چین خوردگی 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 $44/8^{\circ}\text{C/mK}$ محاسبه گردیده (شکل ۳)، بنابراین در کنار کالیبراسیون مدل با استفاده از داده‌های ویتروینایت، 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: داده‌های راکایول نمونه استفاده شده از سازند کشف‌رود برای مدل‌سازی

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

برای هر دو فرض شد. سپس افزایش جریان حرارتی ناشی از بالا آمدگی تأثیر گسل‌های امتداد لغز اعمال شد. نهایتاً همخوانی بسیار خوبی بین مقادیر جریان حرارتی و شیب زمین گرمایی به وجود آمد (شکل ۳).

بحث

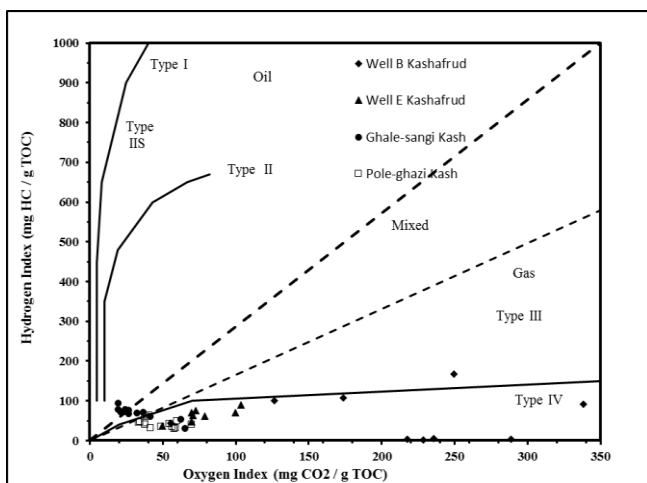
آنالیز راک - ایول

محتوی کل کربن آلی نمونه‌ها^۵ برای خرده‌های حفاری سازند کشف‌رود 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 کشف‌رود برای نمونه‌های سطحی در مقاطع قلعه‌سنگی و پل‌گری به ترتیب بین ۱/۳۷ تا ۰/۵۳٪ (متوسط ۰/۸۱٪) و ۱/۲۴ تا ۰/۰۴٪ (متوسط ۰/۷۲٪) تغییر می‌کند (جدول ۱). هرچند افزایش اندک مقدار کربن آلی به سمت جنوب و جنوب شرق در دو مقطع مورد مطالعه مشاهده می‌شود، اما به طور کلی بر اساس داده‌های چاپ نشده از چاه‌های امیرآباد، توس و مقاطع مزداوند، چشمه‌روغنی، قره‌قیتان و آق‌در بند نمی‌توان الگوی مشخصی از افزایش و کاهش مواد آلی به دست آورد و تغییرات مواد آلی با جریان‌های قدیمه و منشأ تأمین رسوب هم‌خوانی نشان نمی‌دهد. 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 می‌شود. فعالیت‌های تکتونیک در هنگام رسوب گذاری به تغییرات شدید رخساره‌ای منجر شده‌اند (Poursoltani *et al.*, 2007؛ Taheri *et al.*, 2009) و به

عامل مهم جریان حرارتی^۴

در ناحیه کپه‌داغ شرقی، جریان حرارتی تحت تأثیر فعالیت‌های تکتونیک و ریفت‌زایی قرار گرفته است. پی‌سنگ کپه‌داغ از سنگ‌های آتشفشانی بازی به سن کربنیفر تشکیل شده (Ulmishek, 2004) و با مقدار جریان حرارتی ۶۰ میلی‌وات 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 میلی‌وات بر متر مربع از ۲۲۰ تا ۱۷۳ میلیون سال پیش در نظر گرفته شد. با رخداد فرآیند ریفت‌زایی در حدود ۱۷۳ تا ۱۶۶ میلیون سال پیش، مقادیر جریان حرارتی به ترتیب برای چاه‌های B و E به ۸۰ و ۱۰۵ میلی‌وات بر متر مربع رسید. افزایش مقدار جریان حرارتی در طول ریفت‌زایی و کاهش نمایی آن در دوره بعد از مرحله ریفت‌زایی به وسیله McKenzie (1978) مطالعه شده است. چاه B در کپه‌داغ پیش‌ژرفا 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 کوه‌زایی و حرکت گسل‌های امتداد لغز مقدار ۸ و ۱۰ میلی‌وات بر متر مربع به ترتیب به چاه‌های B و E افزایش جریان حرارتی اعمال شد، اما برای چاه E که در کپه‌داغ چین‌خورده و رانده واقع شده مقادیر جریان حرارتی بالاتر از چاه B می‌باشد. 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 را دارند، لیکن استفاده از نمودار ون کروئل نشان می‌دهد که این سازند دارای کروژن‌های نوع II، مخلوط II-III و IV است (شکل ۵).

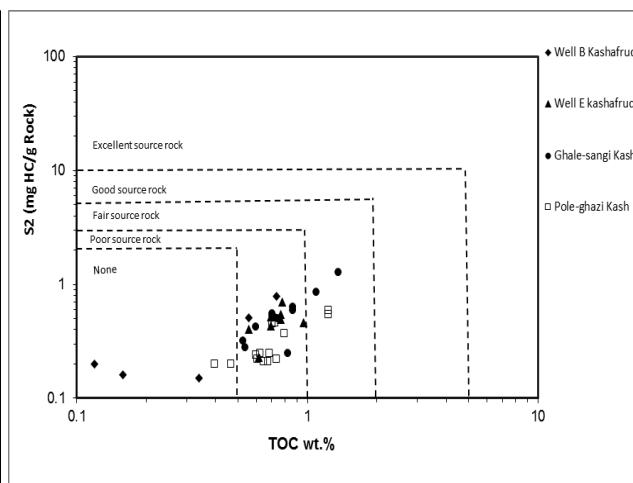


شکل ۵: نمودار HI در مقابل OI جهت تعیین نوع کروژن موجود (برگرفته از Dembicki Jr, 2009)

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 (Espitalie et al., 1977; Peters, 1986)، 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.

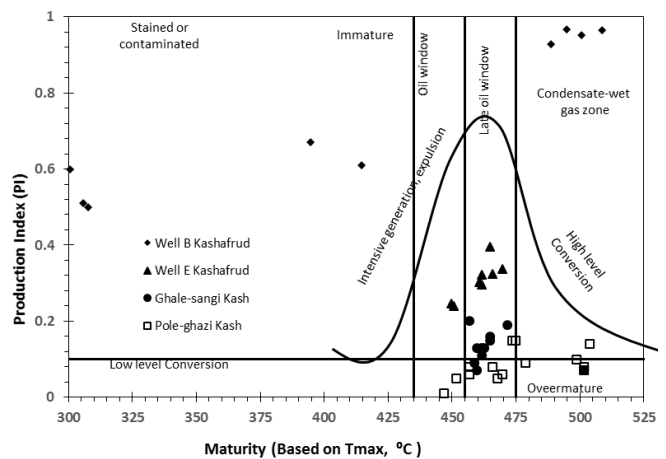
احتمالاً تغییرات شدید رخساره‌ای در زمان رسوب‌گذاری سازند کشفرود ناشی از فعالیت‌های گسلی و تنوع در محیط رسوبی از مهم‌ترین دلایل تنوع کروژن در سازند کشفرود می‌باشد. نمودار شاخص تولید (PI) در برابر T_{max} (Hackley, 2012) نشان دهنده سطح بلوغ انتهای پنجره نفتی تا گاز تراست و مقدار قابل توجهی از تبدیل

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 فوق‌بالغ 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 سنگ‌شناسی 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 اتوسن) 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.

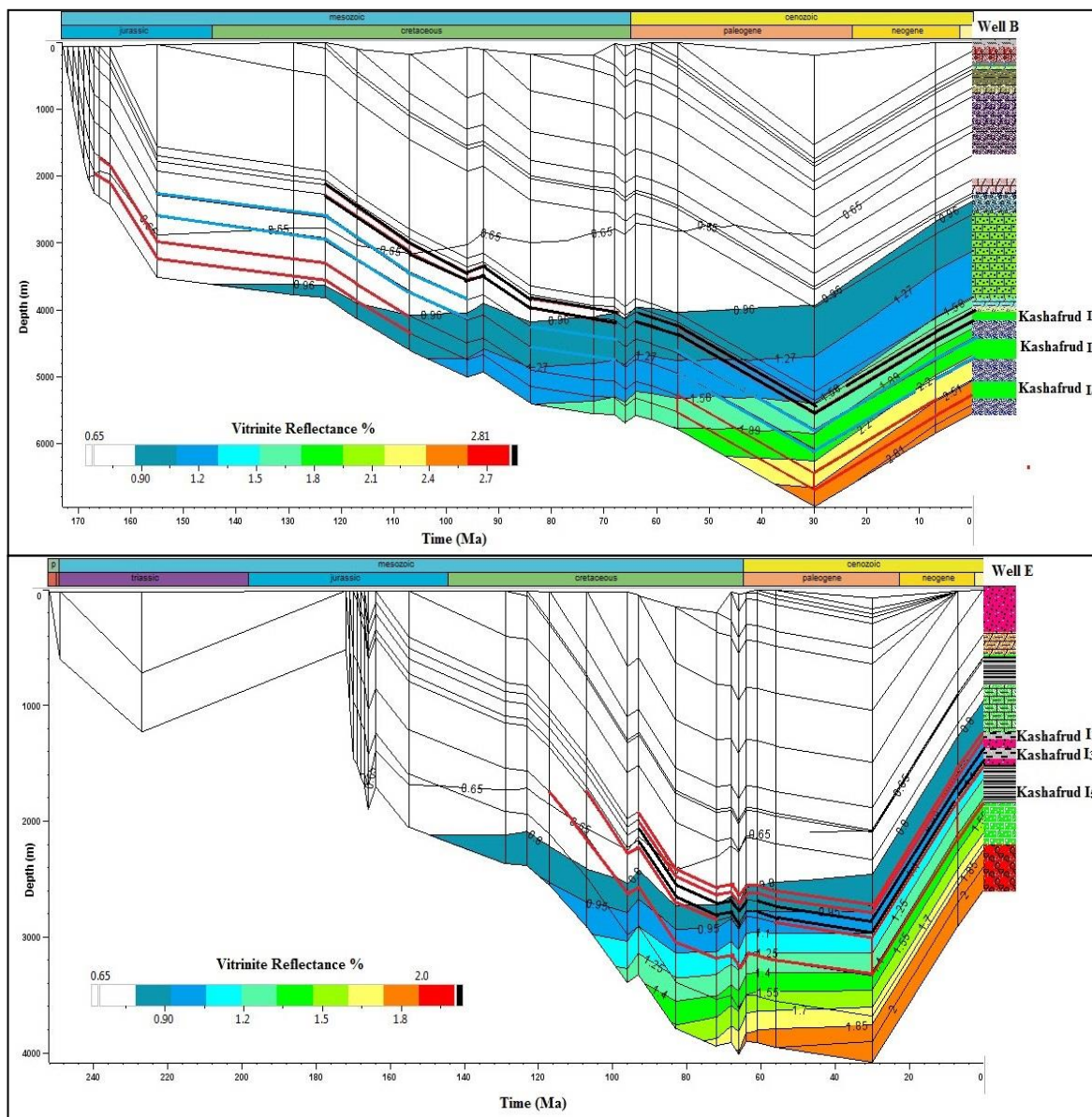


شکل ۶: نمودار Tmax در برابر PI جهت تعیین میزان بلوغ نمونه‌ها (برگرفته از Hackley, 2012)

تاریخچه تدفین و بلوغ حرارتی

چاه B

همان‌گونه 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 سنگ‌شناسی 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 ریف‌ت‌زایی و باقی‌مانده ضخامت سازند کشف‌رود (زون‌های منشأ و غیرمنشأ I_1 تا I_5) بر روی زون I_6 از



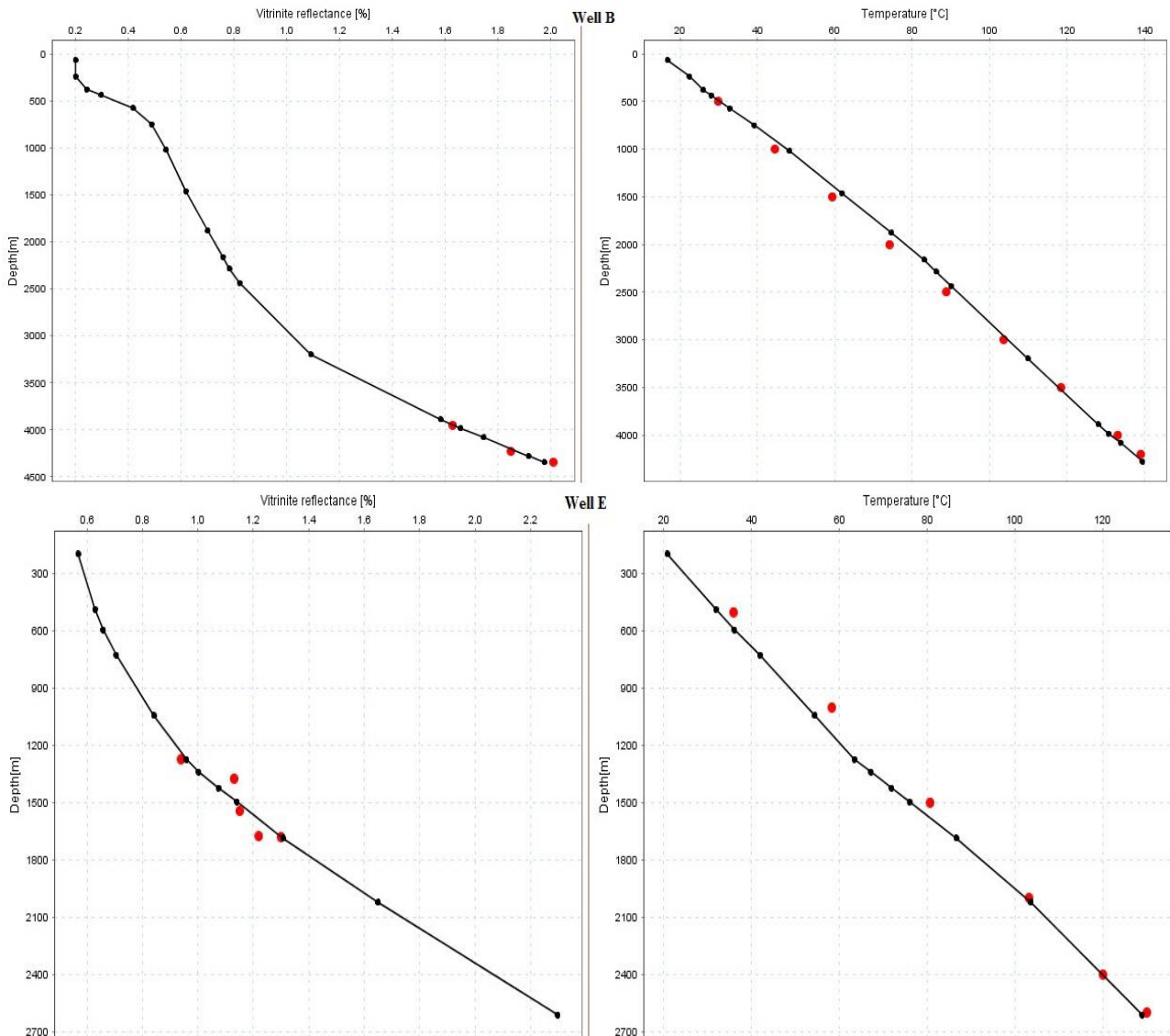
شکل ۷: تاریخچه تدفین و حرارتی برای کپه‌داغ پیش‌ژرفا در چاه B و چین‌خورده و رانده در چاه E: براساس داده‌های ویترینایت، سازند کشف‌رود در کپه‌داغ پیش‌ژرفا بلوغ در حد گاز تر - کاندنسیت (کشف‌رود I₂) و گاز خشک (کشف‌رود I₆) را تحمل کرده (A)، در حالی که در کپه‌داغ چین‌خورده و رانده (کشف‌رود I₅) بیشینه بلوغ آن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

بالا آمدگی در عمق ۴۲۰۰ متری قرار دارد و بیشینه دمای این زون ۱۳۰°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 بیک پنجره نفت‌زایی (VR₀=0.95%) در دمای ۱۲۸°C شده است. زون I₂ سازند کشف‌رود در محدوده زمانی ۴۵ میلیون سال پیش (ائوسن) وارد محدوده گاز تر (VR₀=1.35%) شده است. این زون بیشینه دمای ۱۷۵°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.

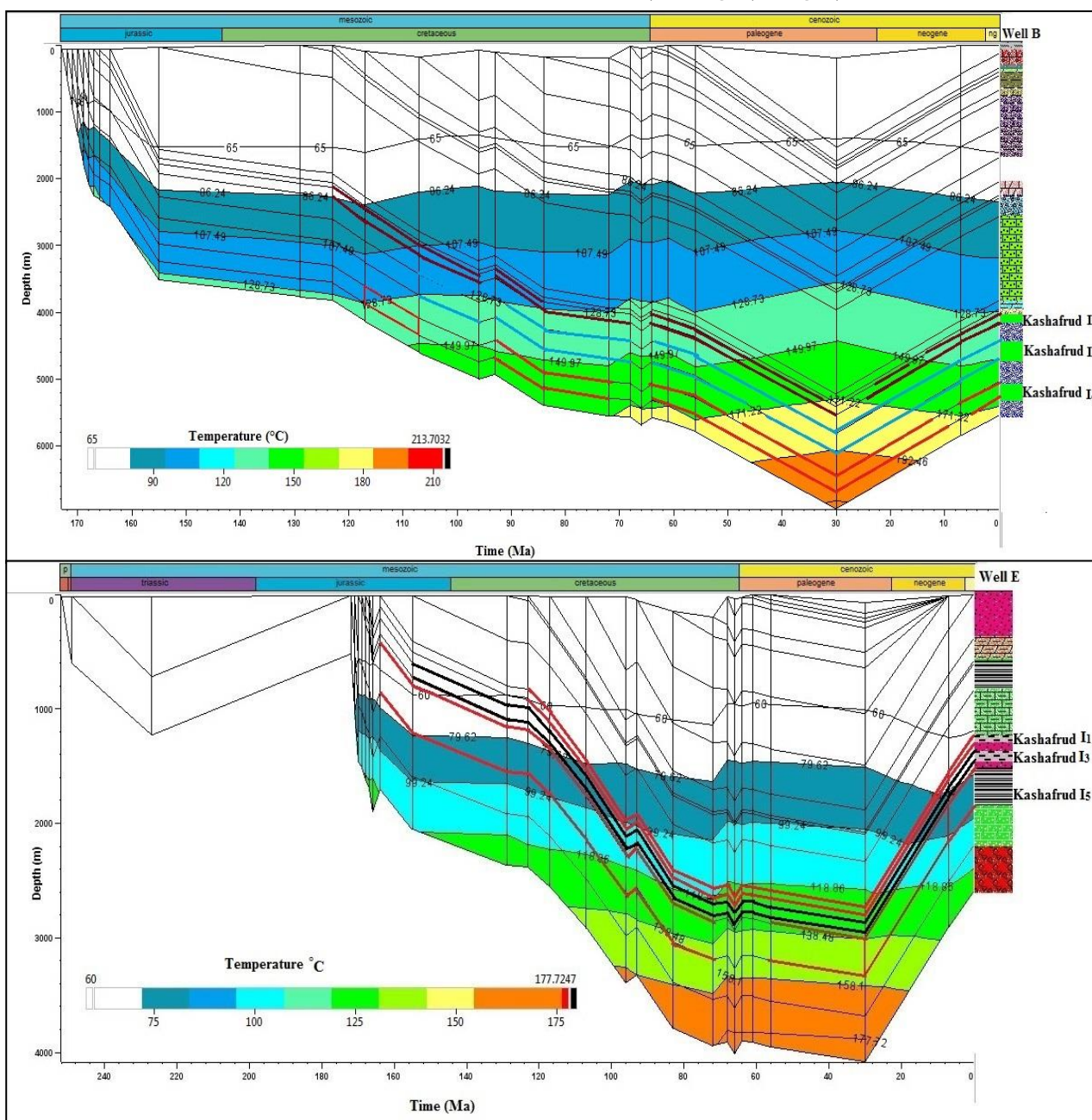
ویترینایت را در عمق ۳۱۰۰ متری در الیگوسن پیشین (۳۰ میلیون سال پیش) تجربه کرده و در حال حاضر به خاطر چین خوردگی و بالا آمدگی در عمق ۱۸۵۰ متری با بیشینه دمای 95°C قرار دارد (شکل ۹).

زون I₃ 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 I₅ 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 I₅ 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 چین خوردگی و بالاآمدگی در عمق ۱۲۵۰ متری قرار دارد و بیشینه دمای این زون 62°C می‌باشد (شکل ۹).

بلوغ معادل ۱/۱ انعکاس و پتیرنایت را در عمق ۲۹۵۰ متری در الیگوسن پیشین (۳۰ میلیون سال پیش) تجربه کرده است. در حال حاضر به خاطر چین خوردگی و بالاآمدگی در عمق ۱۵۰۰ متری قرار دارد و بیشینه دمای این زون 75°C می‌باشد (شکل ۹).
زون I₁ 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 I₆ و کمینه دمای 175°C را در زون I₂ در الیگوسن پیشین تجربه کرده است، در حالی که بیشینه دمای 155°C را در زون I₅ و کمینه دمای 120°C در زون I₁ در ۳۰ میلیون سال پیش در چاه E گذرانده است. در هر دو چاه با کاهش دما در نتیجه بالاآمدگی و چین خوردگی، 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 چین خورده 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 چین خورده تأثیر گذاشته و سازندهایی که بعد از انتهای آلبین 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 به ویژه در زمان ریفت‌زایی 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 ریفت‌زایی 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

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 ون‌کرولن 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

سه بعدی در منطقه کپه‌داغ شرقی نیز ارتباط ساختارهای ریفتی 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 شیل‌گازی 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 شیل‌گازی 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 شیل‌گازی 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

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 (آلبین) 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 پیشینه 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

قائمی، ف.، ۱۳۸۱. جایگاه تکتونیکی رخساره‌های رسوبی مجموعه پی سنگی حوضه کپه‌داغ. *دوفصلنامه رخساره‌های رسوبی*، ۲: ۶۱-۸۰.

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*، ۴: ۱۱-۱۹.

- 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. Pentead, 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 Dagh 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 Dagh 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 Dagh 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- Dagh 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., Kavooosi, 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.

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 Kopet-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 Dagh 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.