

فهرست

- ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی نهشته‌های مایستریشتین در برش چینه‌شناسی جریت، غرب کبه داغ
یداله عظام پناه، عباس صادقی، محمدحسین آدابی و امیرمحمد جمالی ۱-۱۷
- تاثیر شیب مرزهای نفوذناپذیر در منحنی افت-زمان در اطراف یک چاه پمپاژ در آبخوان‌های محبوب
آرش ندری، ستاره قنوازی، نصرالله کلاتری ۱۹-۲۴
- بیواستراتیگرافی و پالئوئکولوژی عضو «سازند قم بر اساس استراکدها در برش چشمه پرون، غرب قم
جهانبخش دانشیان، مریم گودرزی ۲۵-۵۴
- تحلیل کرنش نهایی در سنگ‌های دگرریخت شده ناحیه قاسم آباد، شمال باختر بلوک لوت
فرید رحیمی دهگلان، محمدرضا شیخ‌الاسلامی، جعفر طاهری، محمدرضا قاسمی ۵۵-۶۴
- تعیین ارتباط بین پارامترهای رسوب‌شناسی و مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای خطی شمال آهنگران، شرق ایران
بنیامین رضازاده بلگوری، آرش امینی، غلامرضا میراب شهبستی ۶۵-۷۸
- تعیین فعالیت منطقه نبود گسیختگی گسل رودبار، مبتنی بر شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی رودخانه سفیدرود،
استان گیلان
شجاع نصاری ۷۹-۸۸
- بررسی وضعیت آلودگی منابع آب و منطقه‌بندی آلودگی حوضه آبریز ساروق (استان آذربایجان غربی)
راجله هانفی، علی‌اکبر شهسواری، کمال خدایی، فرهاد اسدیان ۸۹-۱۰۶

Contents

- Microfacies and sedimentary environment of the Maastrichtian deposits in Jorbat Stratigraphic section, west of Kopet Dagh
Ezampannah, Y., Sadeghi, A., Adabi, M.H. and Jamali, A.M. 107
- Effects of the inclination of parallel no flow boundaries on the time- drawdown curves around a pumping well in a confined bounded aquifer
Nadri, A., Ghanavati S. and Kalantari, N. 108
- Biostratigraphy and paleoecology of the c Member of the Qom Formation based on Ostracoda at Cheshmeh Boroun section, West of Qom
Daneshian, J. and Goodarzi, M. 109
- Finite strain analysis of deformed rocks from Ghasem Abad area, Northwest of Lut block
Rahimi Dehgolan, F., Sheikholeslami, M. R., Taheri, J. and Ghassemi, M. R. 110
- Determination of relationship between sedimentological parameters and morphology of linear sand dunes in north of Ahangan, east of Iran
Rezazadeh Balgori, B., Amini, A. and Mirab Shabestari, G.R. 111
- Assessment of the activity in the gap zone of the Rudbar Fault, based on the morphotectonic indices of the Sefidrud River, Gilan Province
Ansari, Sh. 112
- Investigation of Pollution of Water Resources and Pollution Zoning in the Saroq Watershed (West Azerbaijan Province)
Hatefi, R., Shahsavari, A.A., Khodaei, K. and Asadian F. 113



سال ۱۱، شماره ۴۴، زمستان ۱۳۹۶

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

سر دبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر عزت‌ا... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

دکتر عبدا... سعیدی، استادیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر سید کاظم علوی پناه، استاد دانشگاه تهران

دکتر فریدون غضبان، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استادیار دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، استادیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قویدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد جهاد دانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی

مدیر داخلی:

کمال خدایی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر اجرایی:

انسیه اسماعیلی

ویراستار:

پرستو عطرسائی

صفحه‌آرا:

آرزو انصاری

چاپ:

بعثت

تاریخ انتشار: زمستان ۱۳۹۶

نشانی:

تهران، خیابان انقلاب، خیابان ۱۶ آذر، پایین‌تر از نصرت، جنب انتشارات بعثت

نشانی دفتر فصلنامه:

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

تلفن: ۲۲۴۳۱۹۳۳ - ۴، ۲۹۹۰۳۰۳۷

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت: www.rias.ac.ir

وب سایت فصلنامه: journal.rias.ac.ir

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

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

<http://www.isc.gov.ir>

<http://www.srlst.com>

<http://www.sid.ir>

<http://www.magiran.com>



پژوهشکده علوم پایه کاربردی

سال ۱۱، شماره ۴۴، زمستان ۱۳۹۶

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

سر دبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر عزت‌ا... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

دکتر عبدا... سعیدی، استادیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر سیدکاظم علوی پناه، استاد دانشگاه تهران

دکتر فریدون غضبان، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استادیار دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، استادیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قویدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد جهاددانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی

مدیر داخلی:

کمال خدایی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

مدیر اجرایی:

انسبه اسماعیلی

ویراستار:

پرستو عطرسائی

صفحه‌آرا:

آرزو انصاری

چاپ:

بعثت

تاریخ انتشار: زمستان ۱۳۹۶

نشانی:

تهران، خیابان انقلاب، خیابان ۱۶ آذر، پایین‌تر از نصرت، جنب انتشارات بعثت

نشانی دفتر فصلنامه:

تهران، اوین، دانشگاه شهید بهشتی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی، صندوق پستی: ۱۹۶۱۵۱۱۷۱

تلفن: ۲۲۴۳۱۹۳۳ - ۴، ۲۹۹۰۳۰۳۷

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت: www.rias.ac.ir

وب سایت فصلنامه: journal.rias.ac.ir

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

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

<http://www.isc.gov.ir>

<http://www.srlst.com>

<http://www.sid.ir>

<http://www.magiran.com>

راهنمای نگارش مقالات

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ارسال نسخه اصل شکل‌ها در ابتدای ارسال مقاله ضروری است.

نوشتار و اعداد روی شکل‌ها کاملاً خوانا باشد.

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

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

ریزرخساره‌ها و محیط‌های رسوبی نهشته‌های مایستریشتین در برش چینه‌شناسی جربت، غرب کپه داغ

یداله عظام پناه^(۱)، عباس صادقی^(۲)، محمدحسین آدابی^(۳) و امیرمحمد جمالی^(۳)

۱. دانشجوی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی

۲. استاد گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی

۳. دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۶/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۹/۱۴

چکیده

جهت تعیین ریزرخساره‌ها و محیط‌های رسوبی نهشته‌های مایستریشتین در بخش غربی حوضه کپه داغ، یک برش چینه‌شناسی در فاصله ۹/۵ کیلومتری شمال-شمال غرب جربت انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت. در این برش نهشته‌های مایستریشتین شامل سازندهای کلات (به ضخامت ۲۸۲ متر) و چخماقلو (به ضخامت ۷۷ متر) است. سازند کلات از سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری و سازند چخماقلو از شیل، مارن، سنگ‌آهک و آهک‌رسی تشکیل شده است. براساس شواهد صحرایی و همچنین مطالعات فسیل‌شناسی، مرز زیرین سازند کلات دربرش مزبور با سازند آب‌دراز به صورت ناپیوستگی فرسایشی می‌باشد. مرز زیرین سازند چخماقلو با سازند کلات از نوع هم‌شیب و تدریجی و مرز بالایی آن با نهشته‌های پالئوسن سازند پسته لبق به صورت ناپیوستگی از نوع پیوسته نما است. مطالعات پتروگرافی نهشته‌های مایستریشتین موجب شناسایی ۱۶ ریزرخساره شد. این ریزرخساره‌ها در پنج کمربند رخساره‌ای پهنه جرز و مدی، لاگون، پشته‌های ماسه‌ای، ریف و جلوی ریف در یک پلاتفرم کربناته نهشته شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: ریزرخساره‌ها، محیط‌های رسوبی، مایستریشتین، سازند کلات، سازند چخماقلو، کپه داغ غربی.

مقدمه

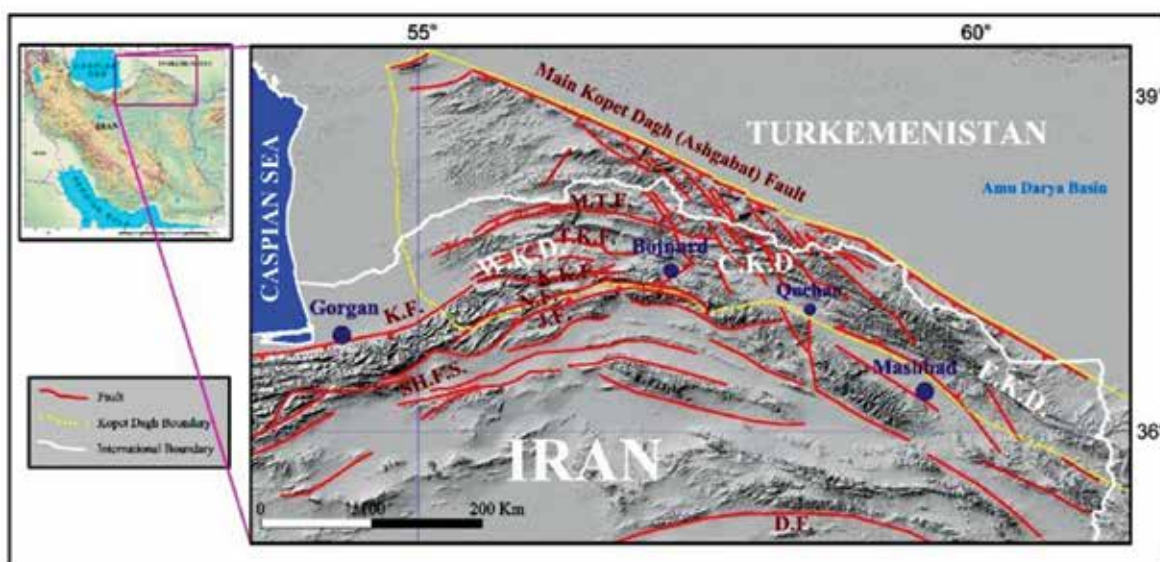
ابرقاره اوراسیا و گندوانا، از ویژگی‌های مهم این ناحیه به شمار می‌آید. حوضه کپه‌داغ پس از کوهزایی سیمیرین پیشین و بسته شدن پالئوتتیس در شمال شرقی ایران تشکیل شده است (Berberian and King, 1981; Ruttner, 1993). به عقیده هولینگ ورث و همکاران (Hollingsworth et al., 2006) حوضه کپه داغ از لحاظ ساختاری به سه بخش

پهنه رسوبی- ساختاری کپه‌داغ در شمال شرق ایران واقع شده است. این پهنه بخش‌هایی از ترکمنستان و شمال افغانستان را نیز در برمی‌گیرد (شکل ۱). اکتشاف میدان‌های گازی در هر سه کشور واقع در این حوضه و موقعیت و جایگاه زمین‌ساختی آن در فصل مشترک دو

* نویسنده مرتبط: ezampanah@gmail.com

پژوهش نهشته‌های مایستریشتین بخش جنوبی کپه‌داغ غربی شامل سازندهای کلات و چخماقلو در برش چینه‌شناسی جربت در شمال کوه ازون مطالعه شده است. تاکنون مطالعات زیادی بر روی سازند کلات انجام شده است (موسوی حرمی و همکاران، ۱۳۸۸؛ Notghi و Mahboubi et al., 2006; Moghaddam et al., 2013; Moheghy et al., 2013; Hadavi and Notghi Moghaddam, 2014)، اما بخش بزرگ مطالعات پیشین بر روی بخش شرقی حوضه متمرکز بوده است.

شرقی، مرکزی و غربی تقسیم می‌شود. ناحیه کپه‌داغ غربی از حوالی شهر بجنورد تا ابتدای دشت گرگان، یعنی شهر گنبد گسترش دارد. روند این ناحیه تقریباً شرقی-غربی می‌باشد و عرض حوضه کپه‌داغ در این بخش بیشتر شده است. این بخش تحت تأثیر تحولات پالئوتتیس، نئوتتیس و بازشدگی دریای خزر جنوبی بوده است (Hollingsworth et al., 2006). واحدهای سنگ‌چینه‌ای کرتاسه کپه‌داغ شامل سازندهای شوربچه/زرد، تیرگان، سرچشمه، سنگانه، آیتامیر، آبدراز، آبتلخ، نیزار، کلات و واحد غیررسمی نفته است. در این



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و ساختاری حوضه رسوبی کپه‌داغ (برگرفته از جمالی، ۱۳۹۰). W.K.D.: Western Kopet-Dagh; C.K.D.: Central Kopet-Dagh; E.K.D.: Eastern Kopet-Dagh; M.T.F.: Maraveh Tappeh Fault; T.K.F.: Takal Kuh Fault; K.K.F.: Kurkhud Fault.; N.F.: Nabia Fault; K.F.: Khazar Fault; SH. F. S.: Shahrud Fault System

روش مطالعه

در این پژوهش از ۱۲۰ نمونه برداشت شده از سازندهای کلات و چخماقلو تعداد ۱۳۰ مقطع نازک در آزمایشگاه شرکت ملی نفت ایران تهیه شد. نام‌گذاری رخساره‌ها بر پایه دانه‌نام (Dunham, 1962)، امبری و کلوان (Embry and Klovan, 1971) و فولک (Folk, 1974) و تعیین محیط‌های رسوبی براساس مدل فلوگل (Flügel, 2010) انجام شده است. از تلفیق مطالعات میکروسکوپی و شواهد روی زمین مانند بافت، رنگ، ساختار رسوبی و الگوهای

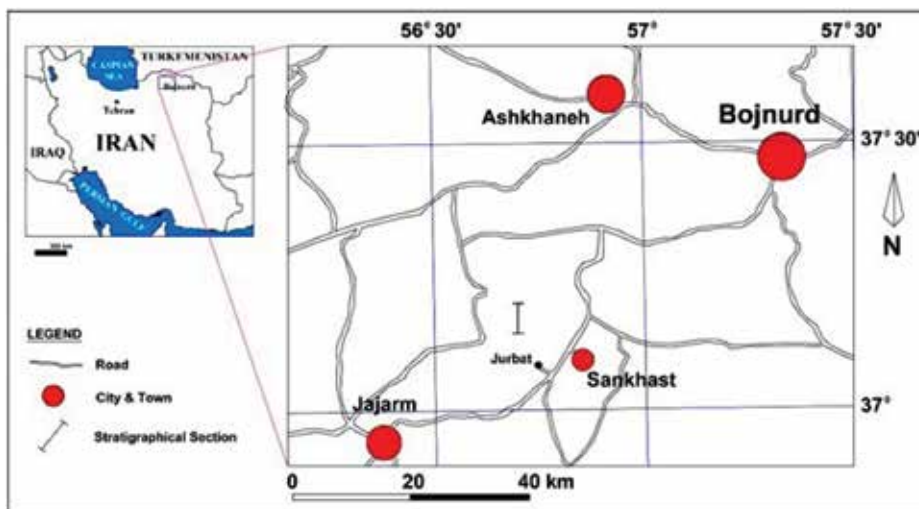
در این تحقیق به منظور تکمیل زنجیره مطالعاتی این سازند، یک برش چینه‌شناسی در غرب حوضه انتخاب و مطالعه شده است. در این پژوهش تغییرات رخساره‌ای و تعیین محیط‌های رسوبی سازند کلات در برش چینه‌شناسی جربت مورد بررسی قرار گرفته است. این برش در ۲۱/۵ کیلومتری شمال غرب شهر سنخواست و ۹/۵ کیلومتری شمال غرب جربت برداشت شده است. قاعده برش مورد مطالعه دارای مختصات $37^{\circ} 09' 52''$ عرض شمالی و $56^{\circ} 43' 26''$ طول شرقی است (شکل ۲).

مورد مطالعه پس از رسوب‌گذاری سازند شوربیجه و بعد از یک وقفه رسوبی بلند مدت، دریا پیشروی کرده و نهشته‌های سازند آبدراز نهشته شده است. سازند آبدراز در این ناحیه از سنگ‌آهک‌های سفید تا خاکستری روشن تشکیل شده است. بعد از رسوب‌گذاری این سازند دریا پسروی کرده و مانند بیشتر بخش‌های کپه داغ غربی سازندهای آبتلخ و نیزار را در این ناحیه رسوب‌گذاری نکرده است. پس از رسوب‌گذاری سنگ‌آهک‌های مربوط به نواحی ژرف سازند آبدراز، دریا عقب‌نشینی کرده و مجدداً و پس از یک وقفه رسوبی، دریای کم‌عمقی منطقه را پوشانده و سنگ‌آهک‌های زیست‌آوری و سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای سازند کلات نهشته می‌شوند. این سازند برخلاف دیگر رسوبات کرتاسه، در نواحی جنوبی کپه‌داغ گسترش و ستبرای بیشتری دارد. سازند کلات در برش الگو در تنگ نیزار از پنج بخش تشکیل شده و ضخامت آن ۲۷۷ متر است و از سنگ‌آهک‌های زیست‌آوری، سنگ‌آهک ماسه‌ای و شیل، همراه با مقدار کمی ماسه‌سنگ تشکیل شده است (افشارحرب، ۱۳۷۳).

لایه‌بندی، تشخیص شرایط حاکم بر محیط رسوبی صورت گرفت. در این روش پس از نام‌گذاری سنگ‌ها بر پایه ویژگی‌هایی مانند بافت و فابریک رسوبی، توالی رسوبی به تعدادی رخساره که در زمان رسوب‌گذاری در کنار یکدیگر نهشته شده‌اند، دسته‌بندی می‌شوند، سپس تغییرات عمودی آنها در ستون رخساره‌ای و تغییرات جانبی آنها در مدل رسوبی نمایش داده می‌شود.

چینه‌شناسی نهشته‌های مورد مطالعه

در زمان کرتاسه پیشین ستبرای رسوبات در کپه‌داغ غربی بیشتر از کپه‌داغ شرقی بوده است، اما ستبرای رسوبات کرتاسه بالایی در کپه‌داغ شرقی بیشتر است (افشارحرب، ۱۳۷۳). به طوری که سازند نیزار در کپه‌داغ غربی گسترش ندارد و سازند آبتلخ نیز دارای گسترش بسیار محدودی است. همچنین در نواحی جنوبی کپه‌داغ غربی نبوده‌های رسوبی طولانی مدت مشاهده می‌شود. در این نواحی سازند آبدراز به صورت ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازندهای شوربیجه/زرد، تیرگان و گاه سرچشمه قرار می‌گیرد. در ناحیه



شکل ۲. موقعیت جغرافیایی برش چینه‌شناسی جربت در کپه داغ غربی

ضخیم تا بسیار ضخیم لایه نخودی، خاکستری رنگ و گاه صورتی می‌باشد. سازند کلات در بخش‌های بالایی حاوی لایه‌های سنگ‌آهکی نخودی رنگ پرفسیل از جمله دوکفه‌ای و کریئوئید است (شکل ۷).

سازند کلات در بخش غرب کپه داغ بر روی دامنه شمالی

سازند کلات در برش مورد مطالعه ۲۸۲ متر ضخامت دارد و مرز زیرین آن با سازند آبدراز ناپیوسته است و مرز بالایی آن با سازند چخماقلو پیوسته و تدریجی می‌باشد (شکل ۳). لیتولوژی غالب این سازند شامل تناوبی از سنگ‌آهک‌های زیست‌آوری و سنگ‌آهک‌های رودیست‌دار

هم‌ارز سازند غیررسمی نفته در شرق کپه داغ می‌باشد. سازند غیررسمی نفته که در شرق کپه‌داغ و در ناودیس کلات واقع شده با ستبرایی در حدود ۶۰ متر از شیل‌های خاکستری رنگ با تعداد کمی میان لایه از سنگ‌آهک ماسه‌ای تشکیل شده است (Bozorgnia and Narani, 1965). این سازند با سن مایستریشتین گسترش بسیار محدودی در حوضه کپه‌داغ دارد.

سازند چخماقلو در این برش از پایین به بالا از هشت متر مارن خاکستری رنگ، ۳۲ متر تناوب سنگ‌آهک‌های نازک تا متوسط لایه و مارن، ۲۰ متر سنگ‌آهک متوسط تا ضخیم لایه و در نهایت ۱۷ متر سنگ‌آهک رسی تشکیل شده است. در اغلب نقاط حوضه کپه‌داغ در اواخر کرتاسه پسین-ابتدای پالتوسن، در اثر فاز تکتونیکی لارامید، دریا پسروی کرده و نهشته‌های قاره‌ای سازند پسته‌لیق شامل شیل قهوه‌ای مایل به قرمز، رس سنگ، ماسه‌سنگ و کنگلومرا نهشته شده است (افشار حرب، ۱۳۷۳).

بلوک تکل کوه از ۳۰ متر سنگ‌آهک بایوکلاستی و سنگ‌آهک ماسه‌ای بایوکلاستی نخودی رنگ که در بخش‌های راسی به ماسه‌سنگ آهکی سفید مایل به زرد تغییر رخساره می‌دهد، تشکیل شده است. در برش آرموتلی سازند کلات ۱۵۰ متر ستبرای دارد و به‌طور عمده دارای لیتولوژی سنگ‌آهک و سنگ‌آهک دولومیتی می‌باشد. بر روی بلوک آیتامیر که در شمال بلوک تکل کوه قرار دارد، سازند کلات ۱۶ متر ضخامت دارد و شامل تناوبی از سنگ‌آهک خاکستری روشن متوسط تا ضخیم لایه و سنگ‌آهک سیلتی خاکستری رنگ حاوی فسیل‌های خارپوست فراوان می‌باشد (افشار حرب، ۱۳۷۳). در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ سنخواست که توسط سهیلی و سهندی (Soheili and Sahandi, 1999) تهیه شده است، در بالای سازند کلات یک واحد غیررسمی سنگ چینه‌ای به نام سازند چخماقلو معرفی شده است. این سازند در ناودیس چخماقلو به‌صورت هم‌شیب بر روی نهشته‌های سازند کلات قرار دارد و از مارن با میان لایه‌هایی از سنگ‌آهک سفید تا خاکستری رنگ تشکیل شده است. به عقیده آنها این سازند،



شکل ۳. توالی سازندهای آبدراز، کلات، چخماقلو و نهشته‌های معادل پسته لیق در برش چینه‌شناسی شمال جربت، نگاه به سمت شرق

A1- مادستون آهکی (Lime Mudstone)

این رخساره کربناته فاقد و یا دارای مقادیر اندکی (کمتر از دو درصد) آلومیناسیون اسکلتی شامل استراکد و قطعات حمل شده دوکفه‌ای‌ها است (شکل ۴- الف). در برخی از مقاطع بیش از ۱۰ درصد دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت دیده می‌شود که نام رخساره را به مادستون سیلتی تغییر می‌دهد. ویژگی بافتی، فابریک گل پشتیبان به همراه نبود آلومیناسیون جابجایی چینه‌شناسی و توالی این رخساره با پتروفاسیس رس سنگ قهوه‌ای رنگ پهنه جزر مدی نشان‌دهنده تهنشست آن در پهنه جزر و مدی با چرخش محدود آب و فقدان شرایط مناسب برای زیست موجودات بوده است

رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی

بررسی میکروسکوپی نهشته‌های مایستریشتین (سازندهای کلات و چخماقلو) در برش چینه‌شناسی جربت نشان می‌دهد که این رسوبات در پنج کمربند رخساره‌ای پهنه جزر و مدی (A)، لاگون (B)، پشته‌های ماسه‌ای (C)، ریف (D) و جلوی ریف (E) به شرح زیر رسوب‌گذاری کرده است.

کمربند رخساره‌ای A (پهنه جزر و مدی):

این کمربند رخساره‌ای دربرگیرنده رخساره A1 و پتروفاسیس A2 به شرح زیر است:

مشاهده شده است.

B2- میلیولید پکستون (Miliolid Packstone)

آلوکم اصلی در این رخساره میلیولیدها هستند که با فراوانی بالا در یک زمینه میکریستی به صورت متصل دیده می‌شوند. اجزای دیگر شامل فرامینیفراهای بنتیک با پوسته پورسولانوز و آگلوتینای دانه‌درشت، گاستروپود و قطعات دوکفه‌ای است (شکل ۴-ت). از آلوکم‌های غیر اسکلتی، از قطعات اینتراکلت با فراوانی پنج تا ده درصد می‌توان نام برد. میلیولیدها که در محیط‌های کم‌عمق با شوری متوسط تا زیاد قادر به زندگی هستند با فراوانی زیاد در این رخساره حضور دارند و نشانگر محیط‌های با شوری بالا و بیوتروفیک می‌باشند (Geel, 2000; Zamagni et al., 2008). نوع آلوکم‌ها به‌ویژه فراوانی فرامینیفراهای با پوسته پورسولانوز موجود در این رخساره نشان‌دهنده رسوب‌گذاری آن در محیط تالاب است (Tucker and Wright, 1990; Geel, 2000). این رخساره در سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه کرم روشن بخش‌های بالایی سازند کلات و همچنین در سنگ‌آهک‌های رسی نازک لایه خاکستری روشن سازند چخماقلو شناسایی شده است.

B3- میلیولید وکستون (Miliolid Wackestone)

فراوان‌ترین آلوکم در این رخساره میلیولید می‌باشد که در زمینه میکریستی به صورت پراکنده و شناور قرار گرفته است. فرامینیفراهای بنتیک با پوسته پورسولانوز و گاه آگلوتینای دانه‌درشت به همراه مقدار اندکی استراکد، جلبک سبز و قطعات دوکفه‌ای از دیگر اجزای این ریزرخساره می‌باشند (شکل ۴-ث). در برخی از مقاطع مقدار کوارتز نیمه گرد شده تا نیمه زاویه‌دار در اندازه ماسه ریز تا متوسط دانه بیشتر از ۱۰ درصد می‌شود و نام رخساره به میلیولید وکستون ماسه‌ای تبدیل می‌شود. مهم‌ترین فرایند دیازنتیکی در این رخساره نئومورفیسم است که باعث تبدیل زمینه میکریستی به میکرواسپار در برخی از بخش‌ها شده است. نوع آلوکم‌های تشکیل‌دهنده و فابریک گل پش‌تیبان این رخساره نشان‌گر ته‌نشست آن در محیط آرام و کم انرژی تالاب است (Tucker and Wright, 1990). این رخساره اغلب در

(Adabi and Asadi, 2008; Adabi et al., 2010; Wilmsen et al., 2010). این رخساره در سنگ‌آهک‌های متوسط لایه کرم رنگ سازند چخماقلو و همچنین در سنگ‌آهک‌های متوسط لایه کرم رنگ راس سازند کلات شناسایی شده است.

A2- پتروفاسیس رس سنگ (Claystone)

این پتروفاسیس از ذرات تخریبی بسیار ریزدانه در اندازه رس تشکیل شده است (شکل ۴-ب). در برخی نمونه‌ها، کوارتزهای زاویه‌دار تا نیمه‌زاویه‌دار در اندازه سیلت مشاهده می‌شود که نام سنگ را به رس سنگ سیلت‌دار تبدیل می‌کند. بافت تخریبی ریزدانه نشان‌دهنده رسوب‌گذاری این رخساره در محیط پهنه جزر و مدی است (Reading, 1996; Tucker, 2001). این رخساره در رس‌سنگ‌ها و شیل‌های رسی کرم رنگ سازند چخماقلو مشاهده شده است.

کمر بند رخساره‌ای B (لاگون)

این کمر بند رخساره‌ای دارای چهار رخساره B1 تا B4 به شرح زیر است:

B1- میلیولید پلوئید پکستون (Miliolid Peloid Packstone)

در این رخساره پلوئیدها که احتمالاً از میکریستی شدن جلبک‌های قرمز خرد شده ایجاد شده‌اند، فراوان‌ترین آلوکم محسوب می‌شوند. فرامینیفراهای بنتیک با پوسته پورسولانوز به‌ویژه میلیولید نیز در این رخساره به‌وفور مشاهده می‌شوند. این آلوکم‌ها به‌طور متصل در زمینه میکریستی قرار گرفته‌اند (شکل ۴-پ). همچنین در این ریزرخساره قطعات خرد شده رودیستی به همراه مقدار ناچیزی دوکفه‌ای، جلبک سبز و گاستروپود وجود دارند. بیشتر اجزای اسکلتی دارای یک قشر نازک میکریستی شده (کورتوئید) می‌باشند. فراوانی میلیولید و پلوئید و فابریک گل پش‌تیبان این رخساره نشان‌دهنده رسوب‌گذاری آن در محیط با شوری بالا و کم انرژی تالاب است (Tucker and Wright, 1990; Geel, 2000; Tomasovych, 2004; Adabi et al., 2015). این رخساره در سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه کرم رنگ راس سازند کلات و بخش میانی سازند چخماقلو

C2- بایوکلاست گربنستون دولومیتی شده (Dolomitized Bioclast Grainstone)

بایوکلاست‌ها که آلوکم اصلی این رخساره محسوب می‌شوند، شامل قطعات رودیست، اکینودرم، جلبک قرمز (شکل ۵-ب)، دوکف‌های، بریوزوئر و فرامینیفرهای با پوسته هیالین به‌ویژه سیدرولیتس هستند. ۲ تا ۵ درصد پلئوئید که احتمالاً از میکربیتی شدن جلبک‌ها حاصل شده‌اند، نیز در این رخساره مشاهده می‌شود. این آلوکم‌ها به‌صورت متصل در زمینه‌ای اسپارایتی قرار دارند. در برخی از مقاطع مقدار کرینوئید زیاد شده و نام رخساره به کرینوئید بایوکلاست گربنستون دولومیتی شده تبدیل می‌شود. افزون بر این مقدار ۲ تا ۵ درصد کوارتز نیمه گرد شده تا نیمه زاویه‌دار ریز تا متوسط دانه نیز مشاهده می‌شود. در این رخساره آلوکم‌ها به‌صورت نیمه گرد شده دیده می‌شوند. فرایند دولومیتی شدن در مقاطع مطالعه شده از کم تا زیاد در این رخساره در تغییر است. آلوکم‌های موجود در این رخساره که بیشتر از بایوکلاست‌های گرد شده حاصل از تخریب ریف تشکیل شده‌اند به همراه ویژگی بافتی دانه پش‌تیبیان آن حاکی از ته‌نشست در محل پشته‌های ماسه‌ای با انرژی بالا است (Flügel, 2010). این رخساره در سنگ‌آهک‌های ضخیم تا بسیار ضخیم لایه‌ صورتی رنگ بخش پایینی سازند کلات شناسایی شده است.

C3- رودیست بایوکلاست گربنستون (Rudist Bioclast Grainstone)

آلوکم اصلی تشکیل‌دهنده این رخساره بایوکلاست به‌ویژه خرده‌های ریز رودیست می‌باشد (شکل ۵-پ). بایوکلاست‌های فرعی این رخساره شامل فرامینیفرهای بنتیک با پوسته هیالین (سیدرولیتس)، بریوزوئر، اینوسراموس، کرینوئید و جلبک قرمز هستند که به‌صورت متصل در سیمان اسپارایتی قرار گرفته‌اند. در این رخساره مقدار کمی اینتراکلاست، پلئوئید و کوارتز ریزدانه نیمه گرد شده مشاهده می‌شود. بیشتر قطعات در این رخساره خردشده و گرد شده می‌باشند و گرد شدگی اجزا نشان از حمل توسط امواج با انرژی نسبتاً بالا است. همچنین در برخی از مقاطع مقادیر جلبک قرمز به حدی زیاد می‌شود

سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه خاکستری روشن تا سفید رنگ راس سازند کلات و به مقدار خیلی کمتر در لایه‌های آهکی رسی نازک لایه خاکستری روشن سازند چخماقلو مشاهده شده است.

B4- بایوکلاست وکستون (Bioclast Wackestone)

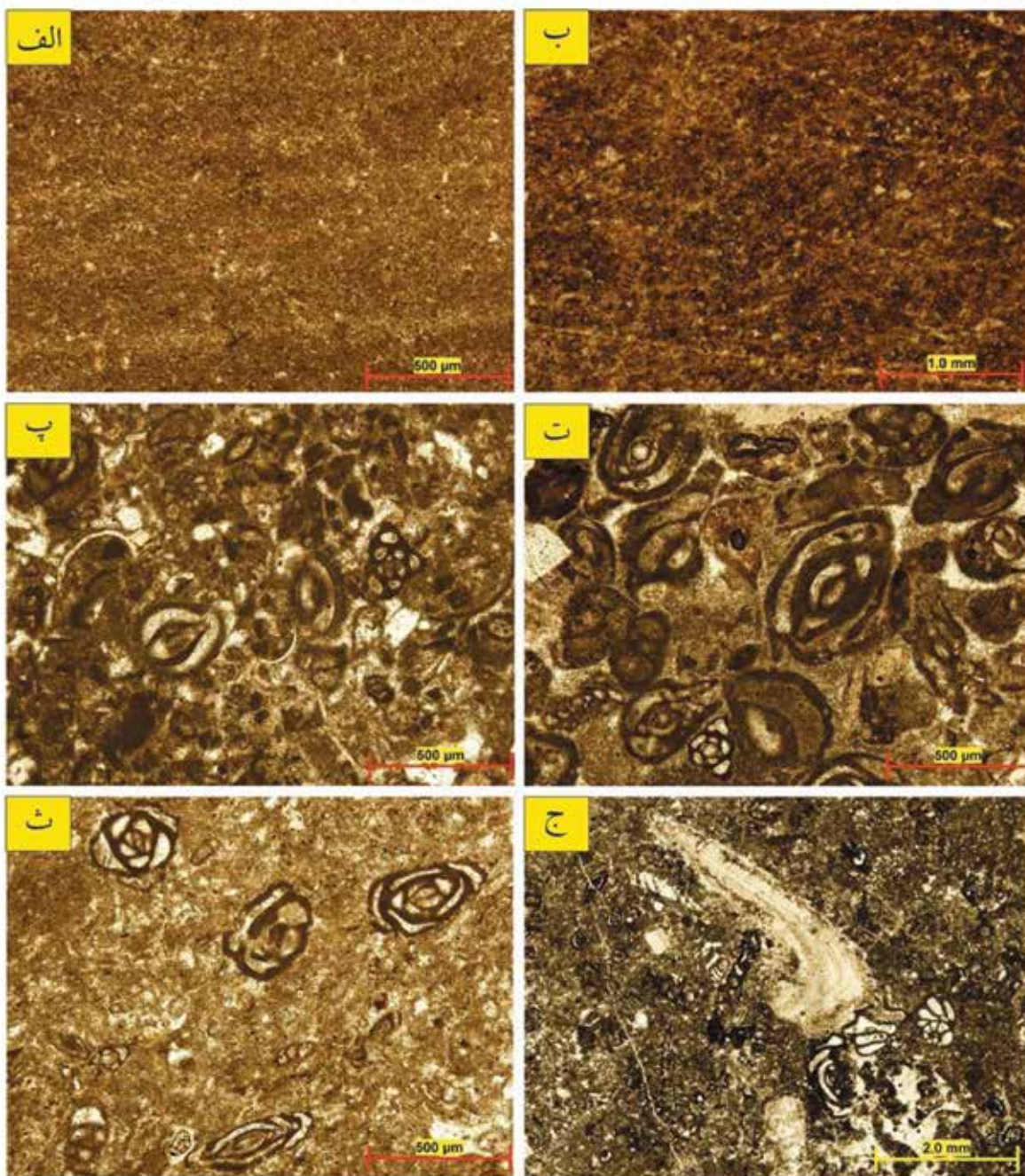
فراوان‌ترین آلوکم موجود در این رخساره بایوکلاست‌ها هستند که به ترتیب فراوانی شامل قطعات دوکف‌های، میلیولیدها، استراکد و به میزان کمتر خرده‌های رودیست حمل شده هستند (شکل ۴-ج). علاوه بر فرامینیفرهای بنتیک با پوسته پورسولانوز، درصد کمی فرامینیفرهای با پوسته آگلوتینه دانه‌درشت نیز وجود دارد. بافت و به‌ویژه نوع آلوکم‌های موجود در این رخساره نشان‌دهنده رسوب‌گذاری آن در محیط تالاب است (Tucker and Wright, 1990). این رخساره در سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه کرم رنگ هر دو سازند (بخش راس سازند کلات و بخش میانی سازند چخماقلو) شناسایی شده است.

کمر بند رخساره‌ای C (پشته‌های ماسه‌ای)

این کمر بند رخساره‌ای دارای چهار رخساره C1 تا C4 به شرح زیر است:

C1- بایوکلاست ائید گربنستون (Bioclast Ooid Grainstone)

آلوکم‌های اصلی تشکیل‌دهنده این رخساره به ترتیب ائید و بایوکلاست می‌باشد که به‌طور متصل در سیمانی اسپارایتی قرار گرفته‌اند (شکل ۵-الف). دانه‌های ائید از نوع سطحی بوده و هسته آنها از جنس کوارتز و یا بایوکلاست‌های خرد شده می‌باشد. از آلوکم‌های اسکلتی می‌توان از قطعات دوکف‌های، گاستروپود، میلیولید و مقدار اندکی استراکد نام برد. در این رخساره قطعات اینتراکلاست به مقدار کم نیز دیده می‌شود. آلوکم‌های موجود در این رخساره به همراه ویژگی بافتی دانه پش‌تیبیان آن بیانگر محیط رسوبی محل پشته‌های ماسه‌ای با انرژی بالا است (Flügel, 2010). این رخساره در مقایسه با دیگر رخساره‌های این کمر بند از فراوانی بسیار کمی برخوردار بوده و تنها در سنگ‌آهک‌های متوسط لایه خاکستری رنگ بخش پایینی سازند چخماقلو مشاهده شده است.



شکل ۴. ریزخساره‌های شناسایی شده در کمربندهای پهنه جزر و مدی و لاگون الف) مادستون آهکی، ب) رس سنگ، پ) میلیولید پلوئید پکستون، ت) میلیولید پکستون، ث) میلیولید وکستون و ج) بایوکلاست وکستون

رخساره که از فراوانی متوسط تا بالایی برخوردار می‌باشد، تنها در سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه صورتی تا کرم روشن در بخش‌های میانی سازند کلات مشاهده شده است.

C4- بریوزوئر جلبک قرمز رودیست گرینستون (Bryozoa Red algal Rudist Grainstone)

در این رخساره آلوکم‌های اصلی به ترتیب فراوانی شامل

که می‌توان رخساره را جلبک قرمز رودیست بایوکلاست گرینستون (Red Algal Rudist Bioclast Grainstone) نامید. فابریک دانه پشتیبان، نبود گل آهکی، جورشدگی و گرد شدگی بایوکلاست‌های حاصل از تخریب ریف در این رخساره نشانگر محیط رسوبی پیشته‌های ماسه‌ای با انرژی بالا است (Wilson, 1975; Flügel, 2010). این

از دو میلی‌متر به صورت فشرده در یک سیمان اسپاریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۵-چ و ح). قطعات جلبک قرمز، بریوزوئر و کرینوئید نیز به مقدار کم در این رخساره مشاهده می‌شوند. گاه این قطعات دولومیتی شده‌اند. در برخی مقاطع مقدار بسیار کمی ماتریکس میکربیتی نیز در زمینه مشاهده می‌شود. تجمع قطعات بزرگ صدف رودیست‌ها و به میزان کم‌تر دیگر موجودات ریف ساز به همراه ویژگی‌های بافتی و دانه پشتیبان این رخساره حاکی از تنه‌نشست آن در محیط پهنه ریف با انرژی نسبتاً بالا است (Burchette, 1993; Flügel, 2010; Ghabeishavi et al., 2010). این رخساره از فراوانی نسبتاً بالایی برخوردار است و در سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه صورتی رنگ بخش میانی سازند کلات شناسایی شده است.

کمر بند رخساره‌ای E (جلوی ریف)

این کمر بند رخساره‌ای دارای ۴ رخساره E1 تا E4 به شرح زیر است:

E1- جلبک قرمز رودیست بایوکلاست رودستون (Red algal - Rudist Bioclast Rudstone)

در این رخساره اجزا بایوکلاستی به‌ویژه قطعات درشت رودیست و همچنین جلبک‌های قرمز فراوان‌ترین آلوکم را تشکیل می‌دهند (شکل ۶- الف و ب). از دیگر قطعات بایوکلاستی می‌توان از دوکفه‌ای‌ها با فراوانی نسبتاً بالا، بریوزوئر، جلبک‌های میکربیتی شده، کرینوئید، اینوسراموس، براکیوپود، فرامینیفر بنتیک و استراکد نام برد که به‌طور متصل در زمینه میکربیتی قرار دارند و در پاره‌ای از موارد دولومیتی شده‌اند. از آلوکم‌های غیر اسکلتی پلوئید به میزان پنج تا ۱۰ درصد وجود دارد. دانه‌های کوارتز ریز تا متوسط دانه نیمه گرد شده تا نیمه زاویه‌دار نیز وجود دارد. ویژگی‌های بافتی و نوع آلوکم‌های موجود در این رخساره نشانگر تنه‌نشست آن در محیط جلوی ریف می‌باشد (Flügel, 2010). این رخساره فراوان‌ترین رخساره شناسایی شده در سازند کلات می‌باشد و در سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه کرم روشن تا صورتی بخش‌های میانی و بالایی این سازند مشاهده شده است.

رودیست، جلبک قرمز و بریوزوئر می‌باشد که به‌طور متصل در سیمانی اسپاریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۵- ت). عناصر اسکلتی فرعی شامل قطعات خرد شده کرینوئید، قطعات دوکفه‌ای، فرامینیفرهای بنتیک با پوسته هیالین (همانند Rotalid and Gavelinopsis) می‌باشد. دانه‌های کوارتز متوسط دانه در حد ۲ تا ۵ درصد به صورت نیمه گرد شده به همراه مقادیری اینتراکلت در این رخساره وجود دارند. نوع آلوکم‌های موجود در این رخساره به‌ویژه فراوانی اسکلت موجودات ریف ساز مانند رودیست، جلبک قرمز، بریوزوئر و کرینوئید به همراه ویژگی بافتی دانه پشتیبان آن حاکی از محیط رسوبی پشته‌های ماسه‌ای با انرژی بالا است (Flügel, 2010). این رخساره از فراوانی متوسطی برخوردار است و در داخل سنگ‌آهک‌های ضخیم تا بسیار ضخیم لایه به رنگ کرم روشن تا صورتی در بخش‌های پایین و راس سازند کلات شناسایی شده است.

کمر بند رخساره‌ای D (ریف)

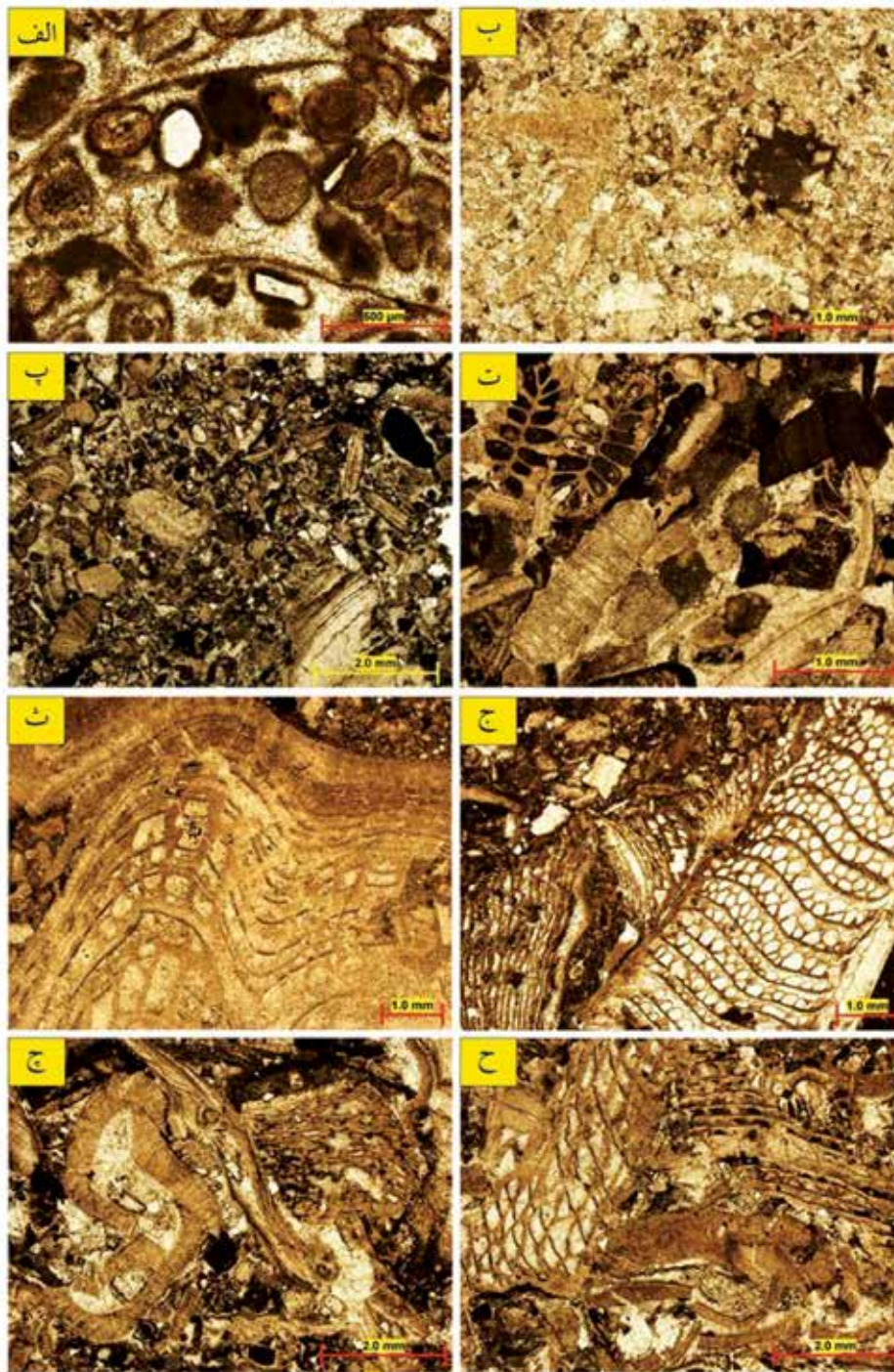
کمر بند رخساره‌ای ریف شامل پهنه ریف و جبهه ریف دارای ۲ رخساره D1 و D2 به شرح زیر است:

D1- رودیست باندستون/بافلستون

چهارچوب اصلی این رخساره از اسکلت برجای رودیست‌ها تشکیل شده است (شکل ۵- ث و ج). از دیگر اجزای اسکلت ساز موجود بین آن‌ها می‌توان به جلبک قرمز، بریوزوئر و کرینوئید اشاره کرد. قطعات رودیستی در این میکروفاسیس دارای ساختمان میکروسکوپی مشبک هستند. بافلستون‌های رودیستی نشانگر تجمع بیوژنیکی درجا هستند (در محل رشد) که در محیط‌های کم‌عمق حاشیه پلاتفرم تشکیل شده‌اند. این ساختار ستون مانند در میان خود باعث به دام افتادن گل‌های آهکی شده است. پیکره سنگی پیوسته‌ای که از رشد رودیست‌ها به همراه دیگر موجودات برجا به وجود می‌آید، در محیط ریف با انرژی بالا تشکیل شده است (Flügel, 2010). این رخساره در سنگ‌آهک‌های ضخیم تا بسیار ضخیم لایه خاکستری و صورتی رنگ بخش میانی سازند کلات مشاهده شده است.

D2- رودیست رودستون (Rudist Rudstone)

در این رخساره قطعات بزرگ رودیست با اندازه‌ای بیشتر



شکل ۵. ریزخساره‌های شناسایی شده در پشته‌های ماسه‌ای و ریف الف: بایوکلاست ایید گرینستون، ب) بایوکلاست گرینستون دولومیتی شده، پ) رودیست بایوکلاست گرینستون، ت) بریوزوئر جلبک قرمز رودیست گرینستون، ث و ج) رودیست بافلستون چ و ح رودیست رودستون

آلومک‌ها اندازه‌ای بزرگتر از دو میلی‌متر دارند. در بین این اجزا قطعات دوکفه‌ای دارای فراوانی بالایی هستند. دیگر اجزای بایوکلاستی موجود شامل رودیست، بریوزوئر، جلبک قرمز و اکینوئید با فراوانی تقریباً مشابه می‌باشند. از اجزای

E2- بایوکلاست رودستون (Bioclast Rudstone) اصلی‌ترین و فراوان‌ترین آلومک در این رخساره اجزای بایوکلاستی می‌باشد که در زمینه‌ای میکریتی به‌طور متصل قرار گرفته‌اند (شکل ۶-پ و ت). بیش از ۱۰ درصد

همراه الیگوسترتینید و استراکد هم به مقدار کم مشاهده می‌شود. از آلوکم‌های غیر اسکلتی ۱۰ تا ۱۵ درصد دانه‌های کوارتز در حد ماسه دانه‌ریز و یا سیلت دانه‌درشت نیمه گرد شده تا نیمه زاویه‌دار، که نام رخساره را به پلوئید بایوکلاست پکستون ماسه‌ای - سیلتی تغییر می‌دهد، به همراه پلوئیدها هستند. در برخی از موارد زمینه میکریتی در اثر نئومورفیزم افزایشی به میکرو اسپار تبدیل شده است. وجود آلوکم‌های بنتیک به همراه قطعات پلانکتونی نشان‌دهنده ته‌نشست آن در محیط جلوی ریف می‌باشد (Flügel, 2010). این رخساره که از فراوانی بالایی برخوردار می‌باشد تنها در داخل سنگ‌آهک‌های بسیار ضخیم لایه کرم روشن تا صورتی بخش پایین سازند کلات شناسایی شده است.

در شکل ۷ ستون چینه‌شناسی به همراه تغییرات رخساره‌ای و محیط رسوبی و در شکل ۸ مدل رسوبی و نحوه توزیع آلوکم‌های نهشته‌های مایستریشتین در برش چینه‌شناسی جربت آمده است.

بحث

نهشته‌های کرتاسه در حوضه کپه‌داغ ستمبرای بسیار زیادی دارند. در اواخر ژوراسیک یک فروافتادگی با روند تقریباً شرقی- غربی در این حوضه به وجود آمده و در تمام طول کرتاسه فعال بوده است (افشار حرب، ۱۳۷۳). بررسی تغییرات رخساره‌ای و ضخامت واحدهای سنگی مختلف، نشان‌دهنده نقش اساسی گسل‌های پی‌سنگی با روند تقریباً شرقی- غربی و گاه شمال شرقی- جنوب غربی در کنترل رسوب‌گذاری حوضه است. گسل‌های پی‌سنگی که در زمان رسوب‌گذاری فعال بودند، با ایجاد هوراست و گراین موجب تغییرات رخساره‌ای و نبوده‌های رسوبی شده‌اند (افشار حرب، ۱۳۷۳). گسل‌های پی‌سنگی جاجرم، قلی و نابیا از گسل‌های مهم در جنوب این حوضه می‌باشند. عملکرد این گسل‌ها در تغییر ضخامت و نوع رخساره‌های سنگی به‌ویژه رسوبات کرتاسه بالایی نقش به‌سزایی داشته است (افشار حرب، ۱۳۷۳)، به‌طوری‌که نهشته‌های واقع در جنوب این گسل (بلوک‌های جاجرم- قلی- نابیا) تفاوت زیادی با شمال آن (بلوک‌های کورخود، تکل کوه و مراوه‌تپه) دارند. از نظر افشار حرب (۱۳۷۳) گسل پی‌سنگی جاجرم، مرز جنوبی

غیر اسکلتی در حد پنج درصد دانه کوارتز ریزدانه نیز در زمینه وجود دارند. فراوانی خرده‌های بایوکلاستی ریف ساز به همراه ویژگی بافتی نشان‌دهنده ته‌نشست این رخساره در محیط جلوی ریف می‌باشد (Flügel, 2010). این رخساره در سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه به رنگ کرم روشن بخش پایین سازند کلات و بخش راس سازند چخماقلو شناسایی شده است.

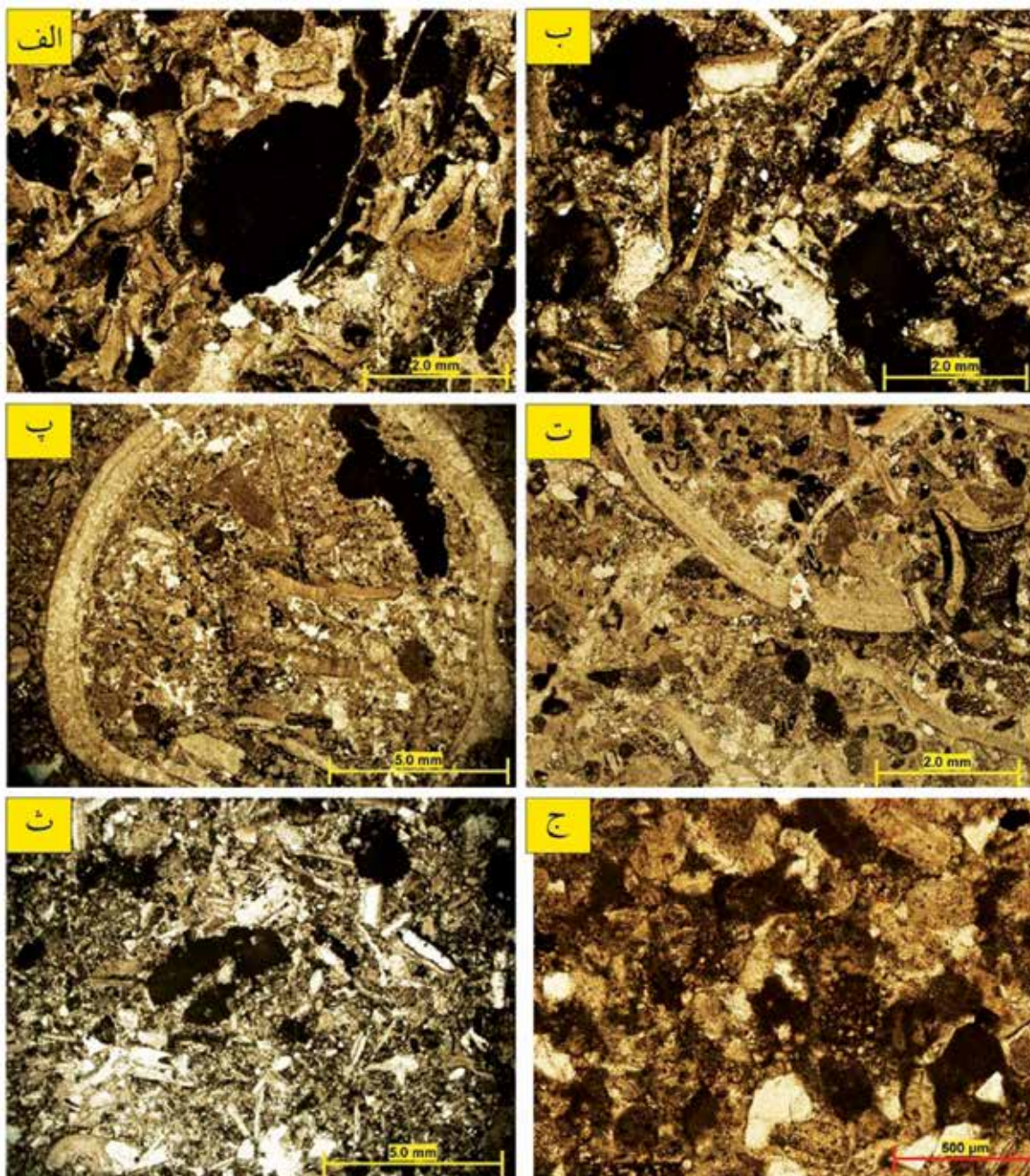
E3- جلبک قرمز رودیست پکستون (Red algal Rudist Packstone)

آلوکم‌های اصلی در این رخساره به ترتیب فراوانی شامل رودیست و جلبک قرمز است. آلوکم‌های اسکلتی دیگر فرامینیفراهای بنتیک با پوسته هیالین، قطعات کرینوئید، براکیوپود به همراه مقداری استراکد و الیگوسترتینید می‌باشند که در زمینه گلی به‌طور متصل قرار دارند (شکل ۶-ث).

در برخی از مقاطع حدود ۱۰ تا ۱۲ درصد کوارتز ریز تا متوسط تا دانه، نیمه زاویه‌دار تا نیمه گرد شده در این رخساره مشاهده می‌شود که نام رخساره را به جلبک قرمز رودی است پکستون ماسه‌ای (Sandy Red algal Rudist Packstone) نوع آلوکم‌های موجود به‌ویژه وجود کرینوئید، جلبک قرمز، براکیوپود و خرده‌های فرامینیفراهای پلانکتونی به همراه دیگر ویژگی‌های بافتی این رخساره حاکی از ته‌نشست آن در محیط جلوی ریف می‌باشد (Flügel, 2010). این رخساره در مقایسه با دیگر رخساره این کمربند کمیاب می‌باشد و در سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه به رنگ کرم روشن تا صورتی در بخش پایینی سازند کلات مشاهده شده است.

E4- پلوئید بایوکلاست پکستون (Peloid Bioclast Packstone)

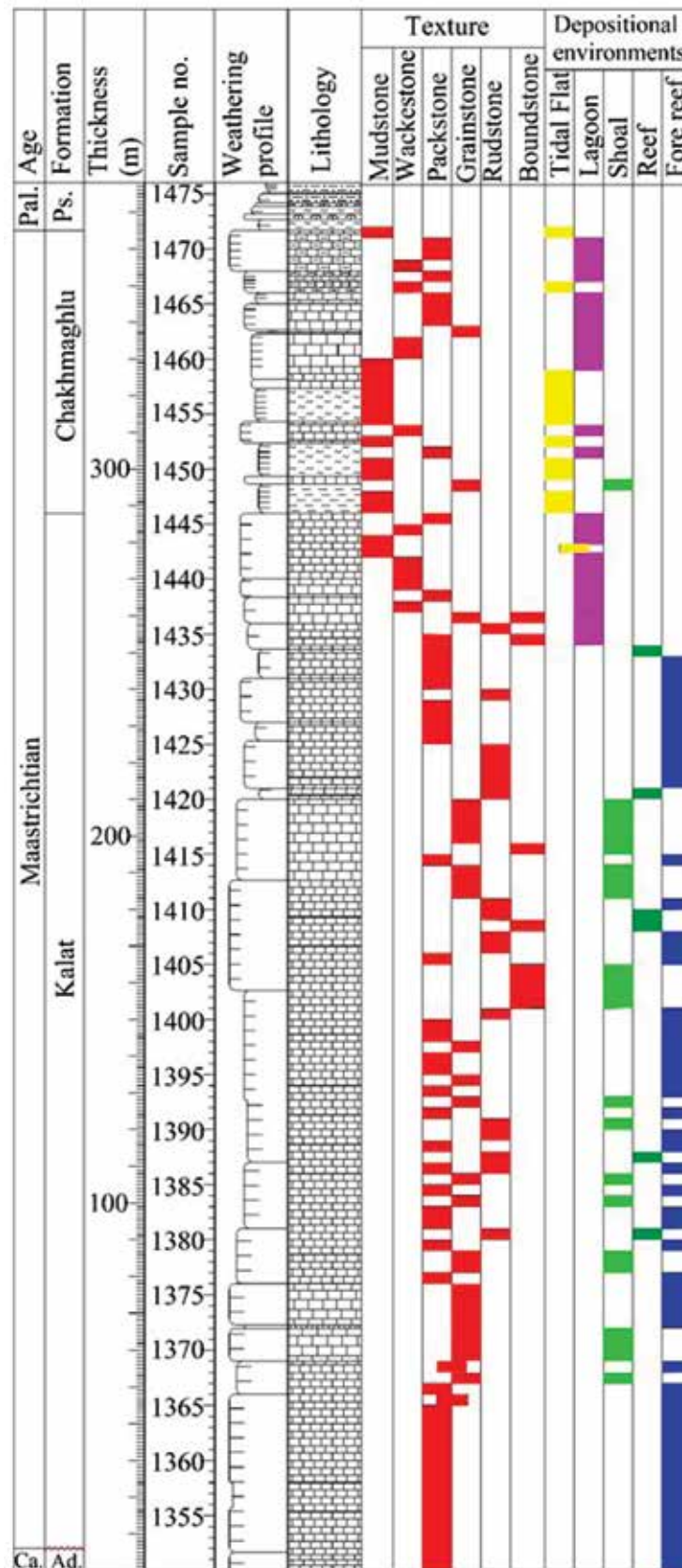
در این رخساره دانه پشتیبان آلوکم‌ها عمدتاً از میکروباپوکلاست‌های خرد شده که شامل دوکفه‌ای‌ها، فرامینیفراهای بنتیک با پوسته هیالین، اکینودرم‌ها، رودیست، بریوزوئر، جلبک قرمز و براکیوپود می‌باشد، تشکیل شده است (شکل ۶-ج). در برخی از مقاطع آشفتگی زیستی دیده می‌شود. فرامینیفراهای بنتیک مانند تکستولاریا و گاولینلا، قطعات خرد شده فرامینیفراهای پلانکتونی به



شکل ۶. ریزخساره‌های شناسایی شده در کمر بند جلوی ریف الف و ب) جلبک قرمز رودیست بایوکلاست رودستون، پ و ت) بایوکلاست رودستون، ث) جلبک قرمز رودیست پکستون، ج) پلوئید بایوکلاست پکستون

نواحی جنوبی کپه‌داغ بوده است. مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که در غرب حوضه کپه‌داغ در زمان رسوب‌گذاری سازند کلات، حرکت بلوک‌ها تغییر یافته و حرکت معکوس داشته و این سازند در بلوک‌های جنوبی نسبت به بلوک‌های شمالی گسترش قابل ملاحظه‌ای دارد (افشار حرب، ۱۳۷۳). در زمان مایستریشتین دریای کم‌عمقی ناحیه مزبور را

بلوک نابیا- جاجرم را در زمان کرتاسه و همچنین بلوک قلی- جاجرم را در زمان ترشیری تشکیل می‌داده است. در زمان کرتاسه، رسوب‌گذاری در نواحی شمالی حوضه کپه‌داغ تداوم بیشتری نسبت به نواحی جنوبی که در آن زمان حاشیه حوضه را تشکیل می‌داده، داشته است، به همین دلیل ضخامت رسوبات کرتاسه در نواحی شمالی بیشتر از



شکل ۷. ستون چینه‌شناسی برش جربت به همراه تغییرات رخساره‌ای و محیط رسوبی سازندهای کلات و چخماقلو، (Ca: Campanian, Ad: Abderaz, Pal: Paleocene and Ps: Pesteligh)

درشت تا ریزدانه تبدیل می‌شده‌اند، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که انرژی محیط نقش مهمی در تکامل ساختاری و پیکربندی آن‌ها ایفا نموده است (وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۹۲). مطالعه ریز رخساره‌های رودیستی بیانگر این مطلب است که برخی از تاکسون‌های رودیست‌ها توانایی زندگی در محیط‌های بین‌کشنی را داشته (Skelton, 1991)، اما بیشتر گونه‌ها، زندگی در بخش‌های مختلف محیط ساب‌تایدال را ترجیح می‌دادند (Sanders and Pons, 1999). محیط‌های ساب‌تایدال حاوی رودیست‌ها که توسط تجمعات با تنوع بالا از جلبک‌های سبز و روزنبران کفزی مشخص می‌شوند به دو بخش کم‌ژرفا و ژرف‌تر یا دریای باز قابل تقسیم‌بندی هستند (Carannante et al., 2000). در محیط‌های ساب‌تایدال کم‌ژرفا، روزنبران کفزی همراه با رودیست‌ها بیشتر شامل میلیولیدها است (وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۹۲)، درحالی‌که در محیط‌های ساب‌تایدال با شوری نرمال می‌توان همراه با رودیست‌ها، تنوع بالایی از روزنبران کفزی، مرجان‌ها، شکم‌پایان و جلبک‌های سبز و همچنین به مقدار کمتر کلسیسفرها و روزنبران پلانکتونی را مشاهده کرد که به‌خوبی بیانگر شرایط دریایی با میزان نور خوب و محتوای اکسیژن و شوری عادی است (Carannante et al., 2000). بر طبق مطالعات آدابی و همکاران (Adabi et al., 2006) بایوسترم‌های رودیستی در شرق حوضه کپه‌داغ در آب‌های گرم و نسبتاً شور تشکیل شده‌اند. بخش قابل توجهی از سازند کلات در برش چینه‌شناسی جربت از ماسه‌های بایوکلاستی حاوی رودیست تشکیل شده است. خرده‌های رودیستی تحت تاثیر عملکرد امواج همراه با دیگر سازندگان ریفی از جمله بریوزوئر، جلبک قرمز و کرینوئید به‌صورت ماسه‌های بایوکلاستی در بخش کم‌عمق حوضه و به‌ویژه در حاشیه شلف تجمع حاصل نموده‌اند. در کمربند رخساره‌ای جلوی ریفی قطعات درشت حاصل از تخریب ریف‌ها به همراه دیگر موجودات مربوط به نواحی با شوری نرمال دریایی به‌ویژه جلبک‌های قرمز، بریوزوئر، کرینوئید و براکیوپود و همچنین مقادیر بسیار ناچیزی فرامینیفر بنتیک

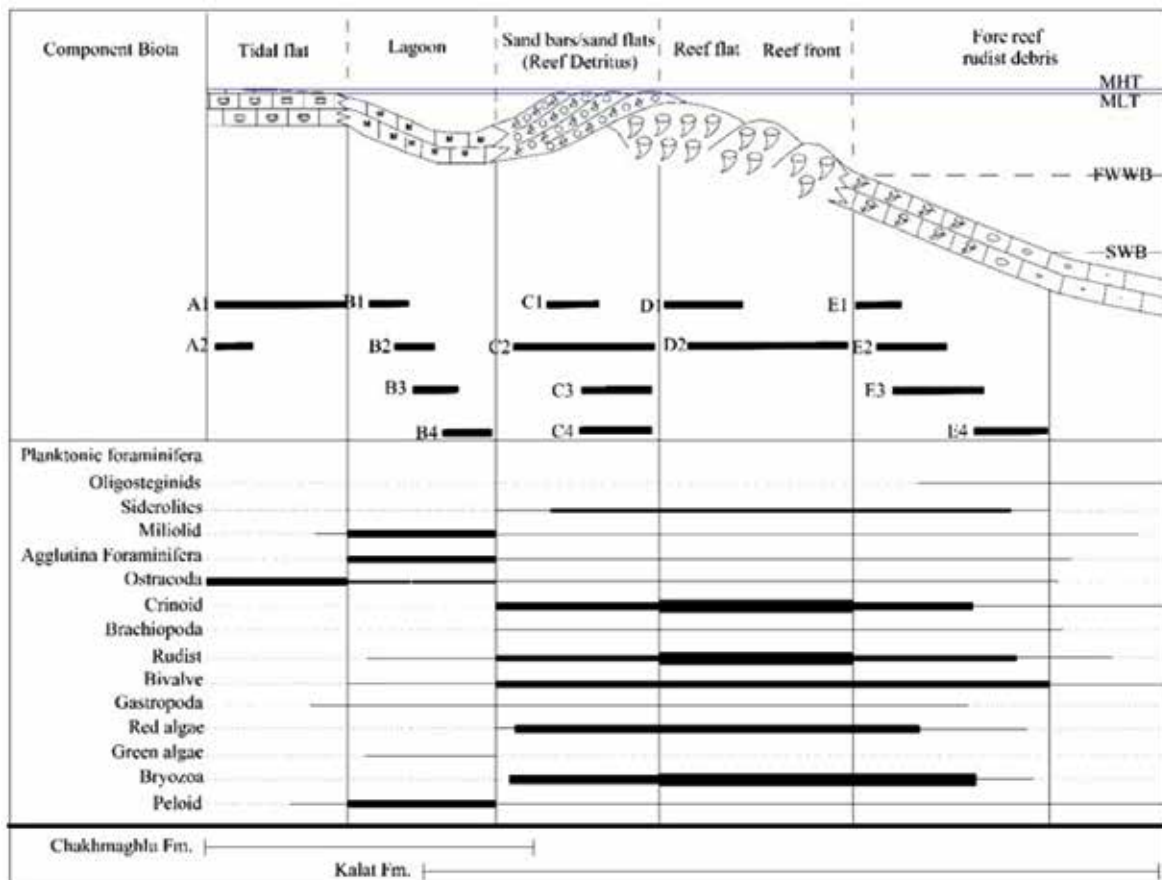
در برمی‌گیرد و سازند کلات رسوب‌گذاری می‌کند. سازند کلات در این ناحیه از سنگ‌آهک‌های زیست‌آوری ماسه‌ای تشکیل شده است. در این سازند، خرده‌ها و گاه صدف‌های برجای رودیستی به‌وفور مشاهده می‌شود. رودیست‌ها از دوکفه‌ای‌های چسبیده به بستر بوده و جز راسته Hippuritoida هستند. این موجودات ریف‌ساز از انتهای ژوراسیک ظاهر شده و یکی از سازندگان اصلی ریف‌ها در دوره کرتاسه محسوب می‌شوند (Ross and Skelton, 1993). در ابتدای مایستریشتین این موجودات به حداکثر شکوفایی و گسترش خود رسیده و در انتهای کرتاسه منقرض شدند. با توجه به این‌که رودیست‌ها از ذرات معلق موجود در آب به‌ویژه فیتوپلانکتون‌ها تغذیه می‌کردند، بنابراین مشخصه محیط‌های یوتروفیک هستند (Riding, 1995; Gili et al., 2002). یکی از معیارهای کنترل‌کننده ساختارهای ریفی، وجود یک شلف لبه‌دار است، جایی که ساختارهای ریفی در یک کمربند باریک در حاشیه حوضه گسترش دارند (Sadooni, 2005). بیشترین گسترش و فراوانی مربوط به هر دو گروه رودیست‌ها یعنی Radiolitidae و Caprinidae در شلف بیرونی و میانی است (وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۹۲). اسکلت این موجودات در حاشیه‌های شلف، توده‌های عظیمی از ماسه‌های بایوکلاستی رودیستی را ایجاد می‌کند. بر اساس مطالعات انجام شده توسط Ruberti and Toscano (2002) دو اجتماع مهم رودیستی معرفی شده است. در حالت اول تجمع صدف به‌صورت اولیه است. در این حالت تجمع صدف‌ها به‌صورت درجا و در محل زندگی و رشد موجود باقیمانده است. در حالت دوم تجمع صدف‌های رودیستی به‌صورت هیدرولیک^۲ است. این نوع تجمع، تحت تاثیر فرآیندهای هیدرولیکی و به‌صورت خرده‌های رودی است حمل شده، در بالای قاعده سطح اثر امواج در مواقع طوفانی مشخص می‌شوند.

حمل مجدد بایوسترم‌ها توسط امواج طوفانی به همراه فرسایش زیستی موجب تشکیل این‌گونه سنگ‌آهک‌های رودیستی بایوکلاستی شده است. رودیست‌ها نیز در رسوباتی که از تخریب پیکره خود آنها ایجاد شده نیز رشد می‌کردند و به‌طور جانبی به لایه‌های دارای کلاست‌های رودیستی

1. Primary shell concentrations
2. Hydraulic Shell Concentrations

در برش چینه‌شناسی چربت ریز رخساره‌های مربوط به کمربند رخساره‌ای ریفی که به صورت برج در حاشیه شلف تشکیل شده‌اند دارای گسترش کمتری هستند. این ریز رخساره به صورت باندستون/بافلستون رودیستی مشاهده می‌شود. در این کمربند رخساره‌ای خرد شدن رودیست‌ها و دیگر عناصر سازنده ریف در یک محیط پراثری موجب تشکیل زیر رخساره رودیست رادستون (با سیمان اسپاریتی) شده است.

با پوسته هیالین، الیگوسترینید و فرامینیفرهای پلانکتونی دیده می‌شود. رخساره غالب این کمربند رخساره‌ای رادستون حاوی خرده‌های رودیستی می‌باشد. این رخساره‌ها به سمت نواحی عمیق‌تر دانه ریزتر شده و به رخساره‌های پکستونی دارای رودیست و در نواحی عمیق‌تر پکستون‌های دارای بایوکلاست‌های بسیار ریز (میکرو بایوکلاست) تبدیل می‌شود. در این مناطق میزان الیگوسترینید و فرامینیفرهای پلانکتونی افزایش می‌یابد (شکل ۸).



شکل ۸. بازسازی محیط رسوبی و نحوه توزیع عناصر اسکلتی و غیر اسکلتی نهشته‌های مایستریشتین در برش چینه‌شناسی چربت

جلیک قرمز، خارپوست و فرامینیفرهای بنتیک می‌باشند که اکثراً گرد شده تا بسیار گرد شده هستند. گاه بایوکلاست‌ها در محیط‌های پشت سد دارای قشر نازک میکربیتی (کورتونید) هستند.

کمربند رخساره‌ای تالاب در این برش با فراوانی فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز به‌ویژه میلیولیدها مشخص می‌شود. در این کمربند رخساره‌ای میزان خرده‌های

بخش زیادی از توده‌های عظیم بایوکلاستی حاصل از تخریب ریف‌ها به صورت ماسه‌های بایوکلاستی در نواحی سدی حاشیه شلف تجمع حاصل می‌نمایند. ریز رخساره‌های مربوط به نواحی سدی از قطعات گرد شده با جورشدگی خوب تا بسیار خوب تشکیل شده‌اند. این بایوکلاست‌ها در یک زمینه اسپاریتی به صورت رخساره گرینستونی مشاهده می‌شوند. افزون بر رودیست‌ها، اجزای اسکلتی دیگر شامل

منابع

- افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی ایران، زمین‌شناسی کپه داغ، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین زمین‌شناسی ایران، ۲۷۵.
- وزیري مقدم، ح.، صفری، ا.، شهریار گرائی، س.، خزاعی، ا. ر.، و طاهری، ع.، ۱۳۹۲. زیست‌چینه نگاری و بوم‌شناسی دیرینه‌نهشته‌های مایستریشتین (سازندهای تاربور و گورپی) در ناحیه گرد بیشه (جنوب بروجن). مجله علوم زمین، ۸۷، ۱۴۳-۱۶۲.
- جمالی، ا. م.، ۱۳۹۰. بایوستراتیکرافی و لیتوستراتیکرافی نهشته‌های کرتاسه زیرین در شرق کپه‌داغ. دانشگاه شهید بهشتی، پایان‌نامه دکتري، ۴۴۸.
- موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا. و کریمیان طرقله، ا.، ۱۳۸۸. تاریخچه رسوب‌گذاری و چینه نگاری سکانسی سازند کلات در غرب کپه داغ و مقایسه آن با بخش مرکزی حوضه فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۹، ۶۷-۸۷.
- Adabi, M.H., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A. and Shemirani, A., 2006. Petrography, elemental and isotopic variation of rudist biostrome of Maastrichtian platform in East Kopet Dag Basin, NE Iran. *Journal of Geological Society of Iran*, 1, 1-10.
- Adabi, M.H. and Asadi Mehmandosti E., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W.Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33, 267-277.
- Adabi, M.H., Salehi, M.A. and Ghabeishavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), southwest Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 148-160.
- Adabi, M.H., Kakemem, M., Sadeghi, A., 2015. Sedimentary facies, depositional environment, and sequence stratigraphy of Oligocene-Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran). *Carbonates*

رودیست کمتر می‌شود و فرامینیفرهای با پوسته اگلوتینه (به‌ویژه اگلوتینای دانه‌درشت)، گاستروپود، استراکد، پلوئید و مقدار ناچیزی جلبک سبز نیز در این کمربند مشاهده می‌شود. به سمت نواحی کم‌عمق‌تر یعنی محیط‌های پهنه جزر و مدی از میزان بایوکلاست‌ها به‌شدت کاسته شده و اغلب بایوکلاست‌ها خرد شده و حمل شده می‌باشند. از فراوان‌ترین عناصر اسکلتی در این کمربند رخساره‌ای، استراکدها هستند. این رخساره‌ها به‌صورت بین لایه‌ای با شیل‌های رسی و کلی ستون‌ها مشاهده می‌شوند.

نتیجه‌گیری

سازند کربناته کلات در برش چینه‌شناسی جربت مانند دیگر بخش‌های جنوبی کپه داغ غربی و برخلاف بخش شمالی این ناحیه، از ضخامت زیادی برخوردار است و عمدتاً از سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری و ریفی رودیستی تشکیل شده است. در این برش چینه‌شناسی بر روی سازند کلات یک واحد غیررسی سنگ چینه‌ای به نام سازند چخماقلو با سن مایستریشتین پسین که دارای لیتولوژی کربناته و آواری است و هم‌ارز سازند غیررسی نفته در شرق کپه داغ می‌باشد، قرار دارد. مطالعات پتروگرافی توالی این دو سازند منجر به شناسایی ۱۶ ریز رخساره شامل دو ریز رخساره مربوط به کمربند رخساره‌ای پهنه جزر و مدی، چهار ریز رخساره مربوط به کمربند لاگون، چهار ریز رخساره مربوط به پیشته‌های ماسه‌ای، دو ریز رخساره مربوط به کمربند ریفی و چهار ریز رخساره مربوط به کمربند جلوی ریف شده است. این رسوبات در یک پلاتفرم کربناته که به‌شدت تحت تاثیر عوامل زمین‌ساختی بوده، نهشته شده‌اند. مقایسه سازند کلات در برش جربت با نهشته‌های مشابه در بلوک‌های هم‌جوار بیانگر آن است که ایجاد توپوگرافی متفاوت در اثر عملکرد گسل‌های پی‌سنگی، عامل اصلی تغییر ضخامت و همچنین تغییرات شدید رخساره‌ای به‌ویژه در راستای جنوب-شمال می‌باشد.

قدردانی

از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران و مدیریت پژوهش و فناوری به جهت حمایت و فراهم نمودن بسترهای لازم جهت همکاری در انجام این کار تحقیقاتی تشکر می‌شود.

- Evaporites 31, 1, 22.
- Berberian, M. and King G.C.P., 1981. Towards a paleogeographic and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal Earth Science*, 18, 210-265.
 - Bozorgnia, H. and Narani, H., 1965. Geology of east Kopet-Dagh (National Iranian Oil Company), unpublished report-Gr 278.
 - Burchette, T., P., 1993. Mishrif Formation (Cenomanian-Turonian), Southern Arabian Gulf: Carbonate Platform Growth along a Cratonic Basin Margin. *American Association of Petroleum Geologists*, 56, 156-200.
 - Carannante, G., Ruberti, D. and Sirna, M., 2000. Upper Cretaceous ramp limestones from the Sorrento Peninsula (Southern Apennines, Italy): micro- and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 132, 89-123.
 - Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Memoir American Association of Petroleum Geologists* 1, 108-121.
 - Embry, A.F. and Klovan, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19, 730-781.
 - Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis Interpretation and Application*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, Berlin, 976 .
 - Gili, E., Masse, J. P. and Skelton, P. W., 1995. Rudists as gregarious sediment dwellers, not reef-builders, on Cretaceous carbonate platforms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 118, 245-267.
 - Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas, Hemphill Publishing Company, 182.
 - Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., and Taati, F., 2010. Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37, 275-285.
 - Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 211-238.
 - Hadavi, F. and Notghi Moghaddam, M., 2014. Nannostratigraphy, nannofossil events, and paleoclimate fluctuations in the lower boundary of Kalat formation in East Kopet Dagh (NE Iran). *Arabian Journal of Geosciences*, 7, 1501-1515.
 - Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M. and Bolourchi, M., 2006. Strike slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopet-Dagh mountains, NE Iran. *Geophysical Journal International*, 166, 1161-1177.
 - Mahboubi, A., Moussavi Harami, R., Mansouri-Daneshvar, P., Nadjafi, M. and 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.
 - Moheghy, M.A., Hadavi, F. and Rahimi, B., 2013. Investigation of the boundary between Abderaz and Kalat formations based on calcareous nannofossils in West Kopet-Dagh (NE IRAN). *Open Journal of Geology*, 3, 178-186.
 - Notghi Moghaddam, M., Hadavi, F., Moheghy, M.A., 2013. Nannostratigraphy and paleoenvironmental study of the lower boundary of the Kalat Formation in East and West of Kopet-Dagh, Northeast Iran. *Geopersia* 3, 99-116.
 - Reading, H. G., 1996. *Sedimentary Environment and Facies*. Blackwell Science Publication, 615 .

- Riding, R., 2002. Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth-Science Reviews*, 58, 163-231.
- Ross, D. J. and Skelton, P.W., 1993. Rudist formation of the Cretaceous: a Paleoecological, Sedimentological and Stratigraphical review In: Wright V.P., *Sedimentology Review: Blackwell Sc. Pub. Oxford*, 1, 73-91.
- Ruttner, A.W., 1993. Southern borderland of Triassic Laurasia in north-east Iran. *Geologische Rundschau*, 82, 110-120.
- Ruberti, D. and Toscano, F. 2002. Microstratigraphy and Taphonomy of Rudist Shell Concentrations in Upper Cretaceous Limestones, Cilento Area (Southern Italy). *Geobios*, 24, 228-240.
- Sadooni, F.N., 2005. The nature and origin of Upper Cretaceous basin-margin rudist buildups of the Mesopotamian Basin, southern Iraq, with consideration of possible hydrocarbon stratigraphic entrapment. *Cretaceous Research*, 26, 213-224.
- Sanders, D. and Pons, J. M., 1999. Rudist formations in mixed siliciclastic-carbonate depositional environments, Upper Cretaceous, Austria: stratigraphy, sedimentology and models of development. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 148, 249-284.
- Skelton, P. W., 1991. Morphogenetic versus environmental cues for adaptive radiations. In: N., Schmidt-Kittler and K., Vogel (Editors), *Constructional Morphology and Evolution*. Springer, Berlin, 375-388.
- Soheili, M. and Sahandi, M.R., 1999. Geological map of Sankhvast (1/100000). Geological Survey of Iran.
- Tomašových, A., 2004. Microfacies and depositional environment of an Upper Triassic intra-platform carbonate basin: the Fatric Unit of the West Carpathians (Slovakia). *Facies*, 50, 77-105.
- Tucker, M.E. and Wright, V. P., 1990. *Carbonate Sedimentology: Cambridge, Blackwell Science*, 482.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*, 3rd edition, Oxford: Blackwell Science, 262.
- Wilmsen, M., Fürsich, F., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. and Zamani-Pedram, M., 2010. Facies analysis of alarge-scale Jurassic shelf-lagoon:the Kamar-e-Mehdi Formation of east-central Iran. *Facies*, 56, 59-87.
- Wilson, J. L., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, Berlin, 471.
- Zamagni, J., Mutti, M., and Košir, A., 2008. Evolution of shallow benthic communities during the Late Paleocene-earliest Eocene transition in the Northern Tethys (SW Slovenia). *Facies*, 54, 25-43.

تاثیر شیب مرزهای نفوذناپذیر در منحنی افت-زمان در اطراف یک چاه پمپاژ در آبخوان‌های محبوس

آرش ندری^(۱*)، ستاره قنواتی^۲، نصرالله کلانتری^۳

۱. استادیار و عضو هیئت علمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید چمران اهواز

۲. کارشناس ارشد هیدروژئولوژی دانشگاه شهید چمران اهواز

۳. استاد و عضو هیئت علمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید چمران اهواز

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۶/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۹/۱۴

چکیده

بررسی تاثیر مرزهای نفوذناپذیر بر جریان به چاه‌های نزدیک به آن با استفاده از تئوری چاه‌های مجازی انجام می‌گیرد. در مواردی که مرزهای نفوذناپذیر مطالعه شده‌اند، این مرزها به صورت عمودی در نظر گرفته شده‌اند در حالی که در بسیاری موارد عمودی نبوده و شیب‌دار هستند. در این مطالعه هدف بر آن است که تاثیر شیب مرزهای نفوذناپذیر بر جریان به چاه در یک آبخوان محبوس بررسی شود. در این مطالعه شبیه‌سازی عددی و نیز محاسبات افت با استفاده از روش چاه‌های مجازی برای مرزهای عمودی انجام شده و سپس شبیه‌سازی جریان برای مرزهای شیب‌دار انجام شد. مدل مفهومی مورد نظر شامل یک آبخوان محبوس است که توسط دو مرز نفوذناپذیر محصور شده است و یک چاه با دبی ثابت در آن پمپاژ می‌شود. فاصله بین مرزها در فاصله‌ای از ۴۰۰ تا ۱۰۰۰۰ متر قرار گرفته است. شبیه‌سازی نشان داد که در صورتی که مرزهای نفوذناپذیر و محدودکننده عمودی باشند تطابق بسیار عالی بین نتایج شبیه‌سازی عددی از یک طرف و استفاده از رابطه تاپس و تئوری چاه‌های مجازی از طرف دیگر وجود دارد. منحنی‌های افت زمان برای مرزهای نفوذناپذیر شیب‌دار تفاوت قابل توجهی در زوایای مختلف و نیز عرض‌های مختلف (۱۰۰۰۰ تا ۴۰۰ متر) با نتایج حاصل از مرزهای عمودی نشان دادند. نتایج نشان داد اگر فاصله مرزهای نفوذناپذیر زیاد باشد و مرزهای نفوذناپذیر دارای زوایای کمتر از ۳۰ درجه باشند، تفاوت‌ها به حدی است که تقریب استفاده از روش چاه‌های مجازی می‌تواند قابل قبول باشد. اما هنگامی که فاصله بین مرزها کمتر باشد حتی در زوایای کم نیز تفاوت قابل ملاحظه‌ای در مقادیر افت-زمان مرزهای شیب‌دار با نتایج روش چاه‌های مجازی وجود دارد.

واژه‌های کلیدی: مرزهای نفوذناپذیر، داده‌های افت-زمان، آبخوان محبوس، شبیه‌سازی عددی، چاه‌های مجازی.

مقدمه

مرزهای نفوذناپذیر در آبخوان‌ها، مرزهایی هستند که از طریق آن‌ها جریانی به درون یا بیرون از آبخوان وجود ندارد. این مرزها به خاطر حضور سازندهای نفوذناپذیر و نیز لایه‌های محدودکننده آبخوان و نیز گسل‌های ناتراوا به وجود می‌آیند. مطالعات ارزشمندی پیرامون تاثیر مرزهای نفوذناپذیر بر هیدرولیک جریان به چاه‌ها انجام شده است. استفاده از چاه‌های مجازی برای حل معادلات جریان و محاسبه افت در

* نویسنده مرتبط: a.nadri@scu.ac.ir

(Kuo et al., 1994) مطالعه شده است. چان (Chan, 1976) حل تحلیلی برای معادلات جریان در آبخوان‌های محدود از چهار طرف را ارائه کرده و با روش چاه‌های مجازی مقایسه کردند و نتیجه‌گیری کردند که از روش چاه‌های مجازی قدرتمندتر است.

در تمام مواردی که مرزهای محدود کننده آبخوان مورد مطالعه قرار گرفته‌اند، این مرزها به صورت عمودی در نظر گرفته شده‌اند. در حالی که در بسیاری موارد این مرزها عمودی نبوده و شیب‌دار هستند، به خصوص هنگامی که یک آبخوان به سازندهای زمین‌شناسی نفوذناپذیر در حاشیه دشت‌ها برخورد می‌کند. در این موارد سازند نفوذپذیر دارای شیبی گاه ملایم و گاه تند است. از طرف دیگر در بیشتر مواردی که یک آبخوان بین دو مرز نفوذناپذیر قرار دارد (آبخوان‌های تشکیل شده در سازندهای نفوذپذیر واقع در یال‌های تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها) مرزهای محصورکننده شیب‌دار بوده و قائم نیستند (شکل ۱). در تمام منابع موجود که استفاده از چاه‌های مجازی را پیشنهاد کرده‌اند مرزهای نفوذناپذیر ترسیم شده شیب‌دارند، ولی شیب این مرزها در این مقالات مورد توجه قرار نگرفته است. اگر یک چاه که بین دو مرز نفوذناپذیر قرار دارد پمپاژ شود، برای در نظر گرفتن تاثیر مرزها و استفاده از چاه‌های مجازی لازم است چاه‌های مجازی از هر طرف تا بی‌نهایت گسترش داشته باشند. چرا که هر چاه مجازی برای یک مرز، بایستی برای مرز دوم نیز بکار گرفته شود. این موضوع منتهی به لزوم استفاده از تعداد بی‌نهایت چاه مجازی خواهد شد. در شرایط عملی این تعداد بایستی محدود شوند.

در این مطالعه هدف بر آن است که تاثیر شیب مرزهای نفوذناپذیر بر جریان به چاه در یک آبخوان محبوس بررسی شود. مدل مفهومی مورد نظر شامل یک آبخوان محبوس است که توسط دو مرز نفوذناپذیر محدود شده است و یک چاه با دبی ثابت در آن پمپاژ می‌شود. تغییرات افت زمان در اطراف این چاه در حالتی که مرزهای نفوذناپذیر عمودی باشند (زاویه آلفا ۹۰ درجه باشد، شکل ۳) با استفاده از رابطه Theis (1935) و نیز افزودن چاه‌های مجازی پمپاژ در هر دو طرف مرز به راحتی قابل انجام است (Todd and Mays, 2005).

اطراف یک چاه که در نزدیکی یک مرز نفوذناپذیر پمپاژ می‌شود برای اولین بار توسط فورشه‌ایمر (Forchheimer, 1886) انجام گرفت (Davis and Dewiest, 1966). استفاده از روش چاه‌های مجازی از آن پس به طور گسترده‌ای برای حل مسائل جریان به چاه در نزدیکی مرزهای نفوذناپذیر به کار رفته است (Muskat, 1937; Deitz, 1943; Stallman, 1952; Stallman, 1963; Rubin and Dagan, 1989; Moulder, 1963; Chan, 1976; Hantush, 1959; Ferris et al., 1962; Vandenberg, 1976; Vandenberg, 1977; Kruseman and de Ridder, 1990; Lang, 1963; Chen et al., 2009). این مطالعات عمدتاً بر بررسی تاثیر این مرزها بر جریان در چاه‌های نزدیک به آن و استفاده از تئوری چاه‌های مجازی متمرکز بودند. معادلات به دست آمده تاثیر این مرزها را در افت اضافه ایجاد شده در چاه محاسبه می‌کنند. بر اساس این روش، تاثیر یک مرز نفوذناپذیر (مثل گسل نفوذناپذیر، سازندهای ناتراوا و ...) با استفاده از یک چاه مجازی که درست به اندازه چاه واقعی و در سمت دیگر از مرز فاصله دارد شبیه‌سازی می‌شود. هنگامی که در یک زمان خاص مخروط افت چاه واقعی به مرز نفوذناپذیر می‌رسد مخروط افت چاه مجازی نیز در سمت مخالف به مرز رسیده است و از این زمان به بعد مقدار افت در هر نقطه در اطراف چاه واقعی حاصل جمع افت ایجاد شده توسط چاه واقعی بعلاوه افت ایجاد شده توسط چاه مجازی است.

در سال‌های اخیر مسئله مرزهای جریان و استفاده از چاه‌های مجازی جهت مطالعات مختلف موضوع مقالات متعددی بوده است. برخی از این مطالعات، تاثیر مرزها بر جریان به چاه در مطالعه زون گیرش چاه‌ها را مطالعه کرده‌اند؛ Samani and Zarei-Doudeji, 2012; Zarei-Doudeji and Samani, 2014 (Kompani-zare et al., 2004). جریان به چاه‌های افقی در آبخوان‌های محبوس و آزاد با در نظر گرفتن دو مرز اطراف چاه به عنوان مرزهای نفوذناپذیر توسط کمپانی-زارع و همکاران (Kompani-Zare et al., 2004)، کمپانی-زارع و ژان (Kompani-Zare and Zhan, 2005) و یا مرز با باز ثابت (Intaraprasong and Zhan, 2007) و نیز جریان در آبخوان‌های محدود شده توسط کو و همکاران

می‌شود:

$$S_p = S_p + S_i \quad (1)$$

به طوری که S_p کل افت، S_p افت در چاه مشاهده‌ای ناشی از پمپاژ چاه پمپاژ و S_i افت ناشی از تخلیه چاه مجازی است. اضافه کردن چاه‌های مجازی تا جایی ادامه می‌یابد که اثر اضافه کردن آن‌ها تاثیری ناچیزی بر مجموع اثرهایی که چاه‌های مجازی دارند داشته باشد (Todd and Mays, 2005).

روش مطالعه

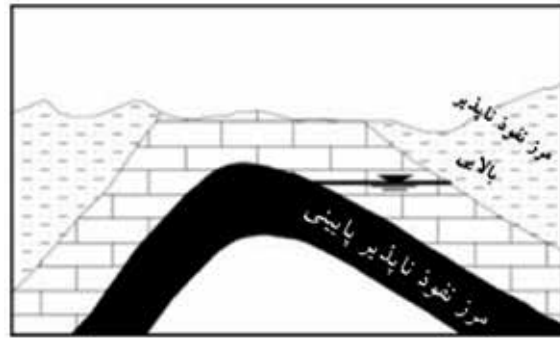
مرور مطالعات گذشته نشان می‌دهد، حالتی که در آن مرزهای نفوذناپذیر عمودی نباشند، تاکنون مورد توجه قرار نگرفته و بررسی نشده است. به همین دلیل برای بررسی تفاوت رفتار یک آبخوان محدود به دو مرز نفوذناپذیر، در طی پمپاژ یک چاه، در حالتی که مرزها شیب‌دار و یا عمودی باشند مدل‌های مفهومی متعددی دارای دو مرز نفوذناپذیر (با فواصل متفاوت و نیز شیب‌های متفاوت) تهیه گردید و منحنی‌های افت زمان بدون بعد برای آنها تهیه شد. میزان افت و زمان بدون بعد با استفاده از روابط ۲ و ۳ مورد محاسبه قرار گرفت. مقدار افت s که در رابطه ۲ برای محاسبه افت بدون بعد معین شده است افت به دست آمده از نتایج حل عددی می‌باشد، و همچنین t در این رابطه، زمان‌های مورد استفاده در شبیه‌سازی با واحد روز می‌باشد. سایر ضرایب هیدرودینامیکی مورد استفاده مقادیر استفاده شده در مدل‌سازی عددی هستند. حالتی که مرزها عمودی بودند نیز به روش عددی و توسط کد MODFLOW (Harbaugh, 2005) و هم توسط معادله تائیس (Theis, 1935) و روش چاه‌های مجازی شبیه‌سازی شدند. سپس حالت‌های شیب‌دار به روش عددی و توسط کد MODFLOW 2005 برای شیب‌های مختلف و هندسه‌های مختلف (جدول ۱) شبیه‌سازی شد و مقدار افت در اطراف چاه پمپاژ و نیز زمان، به صورت بدون بعد درآمدند و با نتایج عددی و تحلیلی حالت‌های دارای مرزهای نفوذناپذیر عمودی مقایسه شدند.

در این شرایط افت مشاهده شده در نقاط بین این دو مرز در هر زمان t حاصل جمع افت‌های تمام این چاه‌ها در زمان t است. تمام عرض‌های مورد بررسی (۱۰۰۰ تا ۴۰۰ متر) دارای پیش فرض عمودی بودن مرز نفوذناپذیر هستند. روش دیگر محاسبه افت در نقاط اطراف چنین چاهی، شبیه‌سازی عددی جریان توسط مدل‌های عددی می‌باشد.

هنگامی که چاهی در نزدیکی مرزهای یک آبخوان پمپاژ می‌شود، فرض نامحدود بودن گسترش جانبی اطراف چاه، اعتباری ندارد. جهت ارزیابی مسئله جریان در چنین موردی، از اصل برهم‌نهی برای محاسبه افت در یک چاه مشاهده‌ای که در فاصله r از چاه پمپاژ قرار دارد استفاده می‌شود. با استفاده از چاه‌های مجازی و افزودن افت ناشی از هر چاه مجازی، یک آبخوان با گسترش جانبی محدود را می‌توان به آبخوانی نامحدود تبدیل کرد. این چاه مجازی باید به صورت عمود بر مرز نفوذناپذیر قرار داده شود و فاصله‌اش با این مرز، برابر با فاصله چاه واقعی از مرز باشد. بدین ترتیب تاثیر یک مرز نفوذناپذیر شبیه‌سازی خواهد شد.

مخروط افت واقعی مشاهده شده در اثر پمپاژ چاه در نزدیکی مرزهای نفوذناپذیر حاصل مجموع مخروط افت ایجاد شده توسط چاه واقعی و مخروط افت ایجاد شده توسط چاه مجازی است (Ferris et al., 1962). در ابتدای پمپاژ و زمانی که مخروط افت اطراف چاه پمپاژ به مرز نفوذناپذیر نرسیده است تمام افت ایجاد شده در نقاط اطراف چاه تنها ناشی از اثر پمپاژ چاه واقعی است. با ادامه پمپاژ، مخروط افت به مرز نفوذناپذیر خواهد رسید و از این لحظه به بعد مقدار افت در هر نقطه در اطراف چاه پمپاژ، متاثر از مرز نفوذناپذیر خواهد بود. هنگامی که این اثر توسط چاه مجازی شبیه‌سازی می‌شود مقدار افت، در هر زمانی بعد از برخورد مخروط افت چاه واقعی با مرز، برابر با جمع جبری افت‌های حاصل از چاه واقعی و چاه مجازی در محل مورد نظر است. زمانی که اثر مرز نفوذناپذیر به چاه واقعی برسد، نرخ زمانی افت، افزایش خواهد یافت. بنابراین کل افت در هر نقطه در اطراف چاه واقعی با استفاده از رابطه (۱) محاسبه

افت حاصل از پمپاژ چاه، در نقطه‌ای مشاهده‌ای که در فاصله ۱۰ متری شمال چاه پمپاژ قرار دارد شبیه‌سازی شد. مرز سمت راست در تمام مدل‌های مفهومی در فاصله ۳۶۵ متری از چاه پمپاژ در نظر گرفته شد، اما مرز سمت چپ در فواصلی از ۳۵ متر تا ۹۶۳۵ متر از چاه پمپاژ، به ترتیب در مدل‌های با فاصله بین مرزهای ۴۰۰ تا ۱۰۰۰۰ متر در نظر گرفته شد (شکل ۲ و جدول ۱). مقادیر ضرایب هیدرودینامیکی برای تمام مدل‌ها عبارت از هدایت هیدرولیکی $8/64$ متر بر روز، ضریب ذخیره 0.02 و ضخامت آبخوان ۲۰۰ متر می‌باشد. مقادیر این ضرایب طوری در نظر گرفته شد که با مقادیر معمول در شرایط طبیعی تطابق بیشتری داشته باشد. فاصله مرزهای شمالی و جنوبی در تمام مدل‌ها ثابت و ۲۱۰۰۰ متر می‌باشد. محاسبات افت در این سیستم برای مدت ۱۰۰ روز از شروع پمپاژ با دبی ۴۵۰۰ مترمکعب در روز به دو صورت زیر انجام شد.



شکل ۱. نمایش شماتیک دو مرز نفوذناپذیر شیب‌دار در اطراف یک آبخوان محبوس

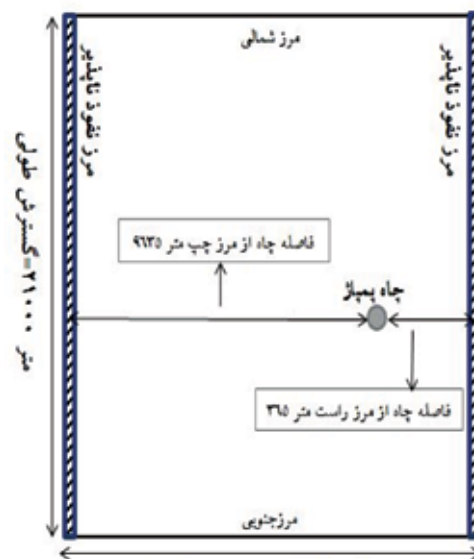
در این مطالعه شبیه‌سازی داده‌های افت زمان در اطراف یک چاه پمپاژ در یک آبخوان محبوس که بین دو مرز نفوذناپذیر محدود شده است انجام می‌شود. در ابتدا محاسبات برای مرزهای نفوذناپذیر عمودی انجام می‌شود. برای این حالت شش مدل مفهومی مختلف در نظر گرفته شد. در هر حالت

جدول ۱. مدل‌های مفهومی مورد استفاده

شماره مدل	ابعاد مورد استفاده (متر)			
	فاصله چاه از مرز چپ (b)	فاصله چاه از مرز راست (a)	فاصله بین مرزهای نفوذناپذیر (W)	گسترش طولی آبخوان (L)
۱	۹۶۳۵	۳۶۵	۱۰۰۰	۲۱۰۰
۲	۴۶۳۵	۳۶۵	۵۰۰	۲۱۰۰
۳	۸۳۵	۳۶۵	۱۲۰	۲۱۰۰
۴	۶۳۵	۳۶۵	۱۰۰	۲۱۰۰
۵	۴۳۵	۳۶۵	۸۰	۲۱۰۰
۶	۳۵	۳۶۵	۴۰	۲۱۰۰

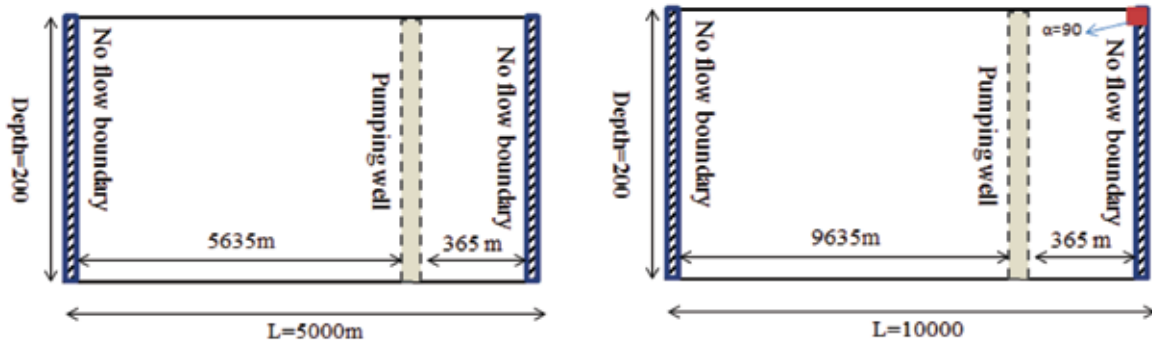
در روش اول با استفاده از رابطه تائیس (Theis, 1935) و تئوری چاه‌های مجازی منحنی‌های بدون بعد زمان و افت برای هر کدام از حالت‌ها محاسبه شد. همچنان که بحث شد بنابر تئوری چاه‌های مجازی برای دو مرز موازی نفوذناپذیر، (Moulder, 1963; Ferris et al., 1962; Kasenow, 1997) تعداد بی‌نهایت حلقه چاه مجازی در اطراف یک آبخوان در نظر گرفته می‌شود. رابطه بین فاصله چاه‌های مجازی در سمت راست و چپ به ترتیب در شکل ۴ نشان داده شده است.

چاه‌های مجازی سمت راست و چپ در این مطالعه از ۱ تا n عددگذاری شدند. روش کار به این صورت است که برای هر زمان t از شروع پمپاژ، مقدار افت ناشی از چاه پمپاژ



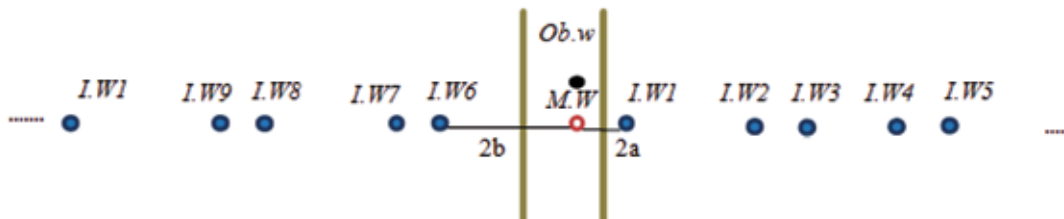
شکل ۲. مدل مفهومی برای مدل ۱۰۰۰۰ متر

در نقطه مشاهده‌ای محاسبه گردید. سپس برای هر کدام از چاه‌های مجازی در سمت راست و چپ از شماره ۱ تا n نیز مقدار افت ایجاد شده در محل نقطه مشاهده‌ای در زمان t محاسبه شد.



شکل ۳. نمایش شماتیک مقطع عمودی برای عرض‌های ۵۰۰۰ و ۱۰۰۰۰ متر

۴ نحوه قرار گرفتن چاه‌های مجازی نسبت به چاه اصلی را نشان می‌دهد: هر زمان، به اندازه کمتر یا مساوی یک میلی‌متر باشد. شکل



شکل ۴. نمایش چاه‌های مجازی در اطراف مرزهای نفوذناپذیر (I.W: چاه مجازی، Ob.W: چاه مشاهده‌ای، M.W: چاه اصلی)

قرار گرفته بعد از سلول چاه می‌باشد. به این ترتیب شبکه‌ای به اندازه کافی ریز در اطراف چاه طراحی شد تا خطای گردش‌گی ناشی از حل عددی به حداقل برسد و تقریب‌های مورد نظر در حل عددی معادلات دیفرانسیل در نظر گرفته شده در شبکه‌های بسیار ریز برقرار باشند. سپس چاه برای مدت ۱۰۰ روز با دبی ۴۵۰۰ مترمکعب بر روز پمپاژ شد. در مرحله بعد در هر یک از مدل‌های ۱ تا ۶ مقدار افت ایجاد شده در نقطه مشاهده‌ای به فاصله ۱۰ متر در شمال چاه پمپاژ، پس از اجرای مدل‌ها، از فایل‌های خروجی استخراج شدند. مقادیر افت محاسبه شده و نیز زمان پمپاژ در چاه، از طریق روابط ۵ و ۶ (رابطه تاپس) محاسبه و برای مقایسه مناسب‌تر از طریق روابط ۲ و ۳ بدون بعد (Reilly, 2004) شدند.

در روش دوم با استفاده از مدل عددی Modflow 2005 و رابط گرافیکی Visual Modflow هر یک از حالت‌های شش‌گانه جدول ۱ شبیه‌سازی شدند. جهت طراحی شبکه‌بندی مدل‌ها از روش ارائه شده توسط (Barrash and Dougherty, 1997) استفاده شد. در این روش طول و عرض سلولی که چاه پمپاژ در آن قرار دارد برابر با قطر چاه در نظر گرفته شده و مقدار Δx و Δy در نخستین سلول‌های چسبیده به چاه برابر با کسر کوچکی از قطر چاه (۰/۱ قطر چاه) در نظر گرفته شده و مقدار Δx و Δy سلول‌های بعدی بر اساس رابطه ۴ (Barrash and Dougherty, 1997) با نرخ مشخصی افزایش می‌یابند، که در این رابطه α فاکتور افزایشی برای ابعاد سلول‌ها، r فاصله شعاعی از یک گره و i شماره ستون‌های

تا این مرحله محاسبات برای مرزهای نفوذناپذیر عمودی انجام گرفت. در تمام مقالات موجود پیرامون مرزهای نفوذناپذیر و تأثیر آن‌ها، گرچه مرزهای نفوذناپذیر شیب‌دار ترسیم شده‌اند ولی پیرامون شیب لایه‌ها و تأثیر آنها بحث نشده است. این در حالی است که مرزهای نفوذناپذیر ترسیم شده در شکل‌های این مقالات برای استخراج معادلات، به صورت دیواره‌های عمودی هستند. لذا به نظر می‌رسد تمام مطالعات پیشین با فرض عمود بودن این مرزها انجام شده است. این موضوع در ادامه بررسی خواهد شد.

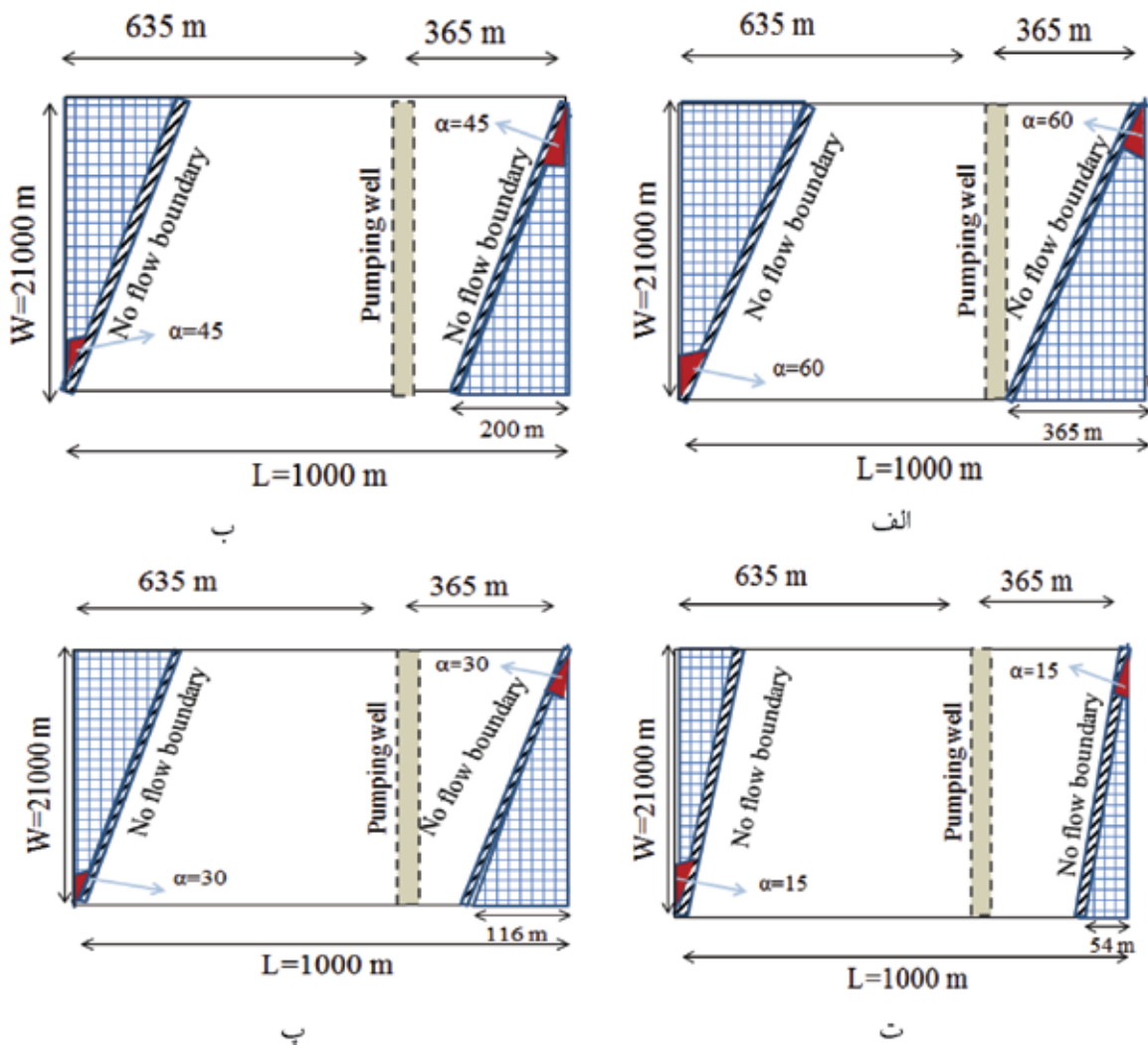
$$S_D = \frac{S \times 4 \times T}{Q} \quad (2)$$

$$T_D = \frac{4 \times T \times t}{r^2 S} \quad (3)$$

$$\alpha = \frac{r_i + 1}{r_i} \quad (4)$$

$$S = \frac{Q \times W_u}{4} \quad (5)$$

$$U = \frac{r^2 S}{4} \quad (6)$$



شکل ۵. نمایش شماتیک لایه‌های شیب‌دار در مقطع عمودی (الف) ۶۰، (ب) ۴۵، (پ) ۳۰، (ت) ۱۵ درجه

در مرحله بعد جهت بررسی تأثیر شیب مرزهای نفوذناپذیر بر شکل منحنی‌های افت زمان، در هر کدام از حالت‌های شش‌گانه، مرزهای نفوذناپذیر به صورت شیب‌دار با شیب‌های

۶۰ و ۴۵ و ۳۰ و ۱۵ به طوری در نظر گرفته شدند که شیب هر دو مرز در هر حالت یکسان باشد. در شکل ۵، لایه‌های شیب‌دار با شیب‌های مختلف برای عرض ۱۰۰۰ متر نمایش داده شده است.

شده توسط مدل با مقدار افت محاسبه شده توسط رابطه تائیس و تئوری چاه‌های مجازی یکسان می‌باشد. تفاوت اندک بین مقادیر محاسبه شده توسط مدل‌ها و روش چاه‌های مجازی با استفاده از رابطه زیر محاسبه شد.

$$\text{Difference (\%)} = \left| \frac{h_0 - h_t}{h_0 + h_t} \right| \times 100 \quad (7)$$

که در این رابطه h_0 مقدار افت محاسبه شده توسط روش چاه‌های مجازی در زمان t و h_t نیز افت محاسبه شده توسط مدل عددی برای همان زمان است. این تفاوت به صورت درصد نشان داده شده است.

مقدار تفاوت محاسبه شده برای هر شش حالت از زمان شروع شبیه‌سازی تا انتهای روز ۱۰۰ بین یک تا سه درصد متغیر است که ناشی از خطای گرد شدن است. چنین نتیجه‌ای قابل پیش‌بینی است و مدل‌های عددی استفاده شده برای شبیه‌سازی جریان در آبخوان‌های محبوس (Barrash and Dougherty, 1997) چنین شرایطی را نشان می‌دهند. مقادیر افت زمان بدون بعد محاسبه شده (هم مقادیر محاسبه شده توسط روش چاه‌های مجازی و هم نتایج شبیه‌سازی با مدل عددی) با تابع چاه تائیس $W(u)$ مقایسه شدند. مقادیر افت زمان بدون بعد در زمان‌های ابتدائی پمپاژ با مقادیر تابع تائیس برابر است. در این زمان مخروط افت اطراف چاه واقعی هنوز به مرز سمت راست (که به چاه نزدیک‌تر است) نرسیده است. در این حالت رفتار چاه در آبخوان دقیقاً شبیه چاهی است که در یک آبخوان محبوس نامحدود در حال پمپاژ است. زمان رسیدن مخروط افت به مرز سمت راست ۰/۰۴۲ روز (۶۰ دقیقه) است (جدول ۲). بعد از برخورد مخروط افت با این مرز نرخ افزایش افت بدون بعد در سیستم مورد نظر بیشتر از نرخ افزایش تابع تائیس است و روند افزایش سریع‌تری نسبت به منحنی تائیس دارد.

از طرف دیگر نرخ افزایش افت در هر مدل نیز متفاوت است به طوری که هر چه فاصله مرزها از هم کمتر باشد نرخ افزایش افت نیز بیشتر است و منحنی‌های افت زمان با گذشت زمان، تفاوت بیشتری با منحنی تائیس پیدا می‌کنند. در تمام حالت‌های شبیه‌سازی شده، تفاوت بین تابع تائیس

در هر یک از این حالت‌ها نیز افت در اطراف چاه پمپاژ به مدت ۱۰۰ روز توسط کد عددی Modflow 2005 شبیه‌سازی شد. منحنی‌های افت- زمان برای نقطه مشاهده‌ای در فاصله ۱۰ متری شمال چاه پمپاژ استخراج شده و سپس با استفاده از روابط ۲ و ۳ بدون بعد شدند. نمای ریزتر شبکه در اطراف چاه پمپاژ در شکل ۶ نشان داده شده است.

بحث

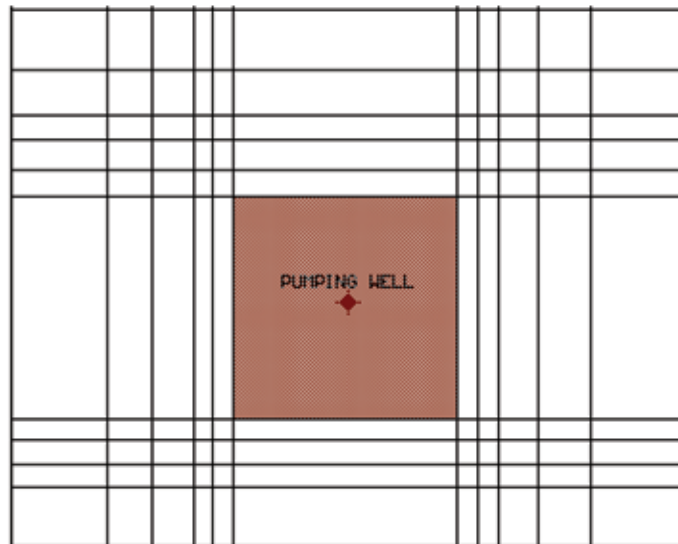
در ابتدا مدل‌های هر شش حالت با مرزهای عمودی اجرا شدند. در این مدل‌ها مرزهای نفوذناپذیر چپ و راست کاملاً به صورت عمودی در مدل عددی گنجانده شدند. جریان در هر آبخوان با یک چاه پمپاژ با دبی ثابت ۴۵۰۰ مترمکعب بر روز شبیه‌سازی شد. مقادیر افت- زمان از زمان صفر تا ۱۰۰ روز محاسبه شده و برای نقطه مشاهده‌ای ۱ استخراج شدند اما از آنجا که در همه مدل‌ها تا روز دهم از شروع پمپاژ، مخروط افت به مرزهای شمالی و جنوبی رسیده بود فقط داده‌های افت زمان تا روز دهم مورد بررسی قرار گرفتند، زیرا تا روز دهم داده‌های مقادیر افت روند یکسانی را نشان می‌دهند (شکل ۷). مقادیر محاسبه شده عددی توسط روابط ۲ و ۳ بدون بعد شدند (شکل ۸). سپس در هر یک از این مدل‌ها محاسبات افت ناشی از پمپاژ چاه با دبی ثابت در نقطه مشاهده‌ای با استفاده از رابطه تائیس و چاه‌های مجازی انجام شد (شکل ۷).

نتایج نشان می‌دهد که تعداد چاه‌های مجازی در نظر گرفته شده و مورد نیاز با کاهش فاصله بین دو مرز افزایش می‌یابد (جدول ۲). بدین ترتیب در روز دهم شبیه‌سازی، در بیشترین فاصله مطالعه شده بین دو مرز (۱۰۰۰ متر) تعداد کل دو چاه مجازی (یک عدد در سمت راست و یک عدد در سمت چپ) و در کمترین فاصله بین دو مرز نفوذناپذیر (۴۰ متر) تعداد کل ۴۸ عدد چاه مجازی (در سمت چپ ۲۳ عدد و در سمت راست ۲۳ عدد) جهت محاسبه افت استفاده شدند. مقادیر افت و زمان به دست آمده از این محاسبات نیز به صورت بدون بعد درآمدند (شکل ۸). در شکل‌ها به همراه این دو دسته منحنی، منحنی تپ تائیس نیز ترسیم شده است.

نتایج نشان داد که در تمام حالت‌ها مقدار افت محاسبه

مجازی مورد نیاز جهت اعمال مرزها بیشتر می‌شوند. بدین ترتیب دیده می‌شود که با کاهش عرض آبخوان تعداد چاه‌های مجازی موردنیاز برای شبیه‌سازی اثر مرزها افزایش می‌یابد (جدول ۲) و چاه‌های فواصل دورتر تأثیر خود را بیشتر نشان می‌دهند. محاسبات افت در چاه‌های مجازی تا جایی ادامه می‌یابد که اثرهای اضافه کردن چاه‌های جدید تأثیری ناچیزی بر افت محاسبه شده در نقطه مشاهده‌ای داشته باشد.

و مقدار افت بدون بعد با گذشت زمان بیشتر می‌شود. با گذشت بیشتر زمان، مخروط افت گسترش بیشتری پیدا می‌کند و به مرز نفوذناپذیر سمت چپ می‌رسد. از این لحظه به بعد هر دو مرز نفوذناپذیر، جریان در آبخوان را تحت تأثیر قرار می‌دهند و چاه‌های مجازی بیشتری جهت اعمال تأثیر مرزها بایستی در نظر گرفته شوند. با گذشت زمان و گسترش بیشتر مخروط افت در هر حالت، به تدریج تعداد چاه‌های



شکل ۶. نمای بزرگتر شبکه جریان در اطراف چاه پمپاژ

مجازی قابل شبیه‌سازی است. موضوع مهم دیگر این است که در شرایطی که مرزهای محدودکننده آبخوان عمودی نبوده و زاویه‌دار باشند، در این صورت منحنی‌های افت-زمان در اطراف چاه‌های پمپاژ به چه صورت خواهد بود. لذا در قسمت بعد تأثیر شیب مرزهای نفوذناپذیر بر منحنی‌های بدون بعد افت-زمان در اطراف چاه پمپاژ بررسی شد. برای بررسی تأثیر شیب مرزهای نفوذناپذیر برای منحنی افت زمان هر یک از مدل‌های عددی شش گانه، به صورت مجزا برای چهار حالت با مرزهای نفوذناپذیر شیب‌دار تغییر داده شدند. در هر مدل زاویه شیب‌های ۶۰، ۳۰، ۴۵ و ۱۵ درجه برای مرزهای نفوذناپذیر چنان در نظر گرفته شدند که مثلاً در مورد زاویه شیب ۱۵ درجه، هم‌مرز سمت چپ و هم‌مرز سمت راست دارای شیب ۱۵ درجه هستند. با این وصف تعداد کل ۲۴ مدل جدید ایجاد شد. هر کدام از این مدل‌ها سپس همانند حالت بدون شیب (حالت ۹۰ درجه)

برخورد مخروط افت با مرز دوم (مرز سمت چپ) در عرض‌های متفاوت تأثیرات متفاوتی دارد. در عرض‌های زیاد (مدل‌های با عرض ۵۰۰۰ و ۱۰۰۰۰ متر در اینجا)، برخورد با مرز دوم افزایش قابل ملاحظه‌ای در شیب منحنی افت-زمان بدون بعد ایجاد نمی‌کند و منحنی‌ها با شیب ملایمی افزایش می‌یابند (شکل‌های ۷ و ۸). اما در مورد عرض‌های کم‌تر، برخورد با مرز نفوذناپذیر دوم باعث می‌شود که نرخ افزایش افت به مقدار قابل توجهی افزایش یابد. این موضوع باعث می‌شود که شکل منحنی‌ها در عرض‌های کم کاملاً با منحنی افت زمان مرسوم متفاوت باشد و افزایش افت بیشتری داشته باشند. بدین ترتیب نتایج شبیه‌سازی عددی و استفاده از روش چاه‌های مجازی نشان داد که در یک آبخوان محبوس و محدود به مرزهای عمودی، منحنی‌های افت-زمان در اطراف چاه پمپاژ دقیقاً با رابطه تاپس و استفاده از چاه‌های

برای مدت زمان صفر تا صد روز با دبی ثابت ۴۵۰۰ مترمکعب برروز پمپاژ شدند و مقادیر افت-زمان برای نقطه مشاهده‌ای، از خروجی‌های مدل عددی استخراج شد و بعد از بدون بعد شدن توسط روابط ۲ و ۳ در کنار منحنی‌های افت-زمان مربوط به حالت بدون شیب رسم شدند (شکل ۹).

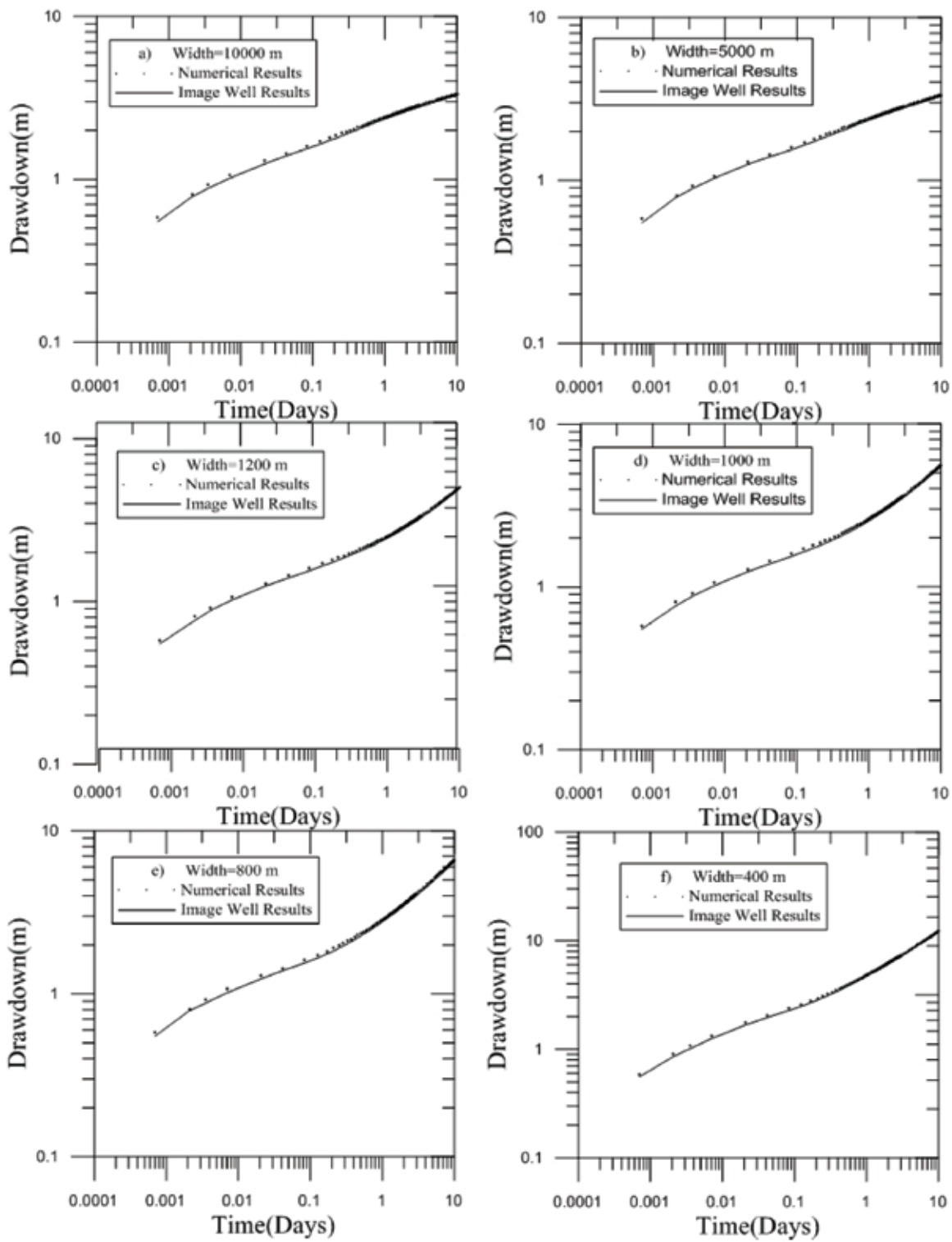
جدول ۲. تعداد چاه‌های مجازی مورد استفاده در زمان رسیدن مخروط افت به مرزهای شمالی جنوبی

مدل	زمان رسیدن به مرز شمالی (روز)	زمان رسیدن به مرز جنوبی (روز)	زمان رسیدن به مرز چپ (روز)	زمان رسیدن به مرز راست (روز)	تعداد چاه‌های مجازی مورد استفاده (حلقه)
مدل شماره ۱	۱۰/۵	۱۰/۵	۹/۵	۰/۰۴۲	۲
مدل شماره ۲	۱۰/۵	۱۰/۵	۲/۲۵	۰/۰۴۲	۱۰
مدل شماره ۳	۷/۷۵	۷/۷۵	۰/۰۸۳	۰/۰۴۲	۱۶
مدل شماره ۴	۷/۷۵	۷/۷۵	۰/۰۴۲	۰/۰۴۲	۲۲
مدل شماره ۵	۷/۲۵	۷/۲۵	۰/۰۲۱	۰/۰۴۲	۲۴
مدل شماره ۶	۶/۵	۶/۵	۰/۰۰۰۷	۰/۰۴۲	۴۶

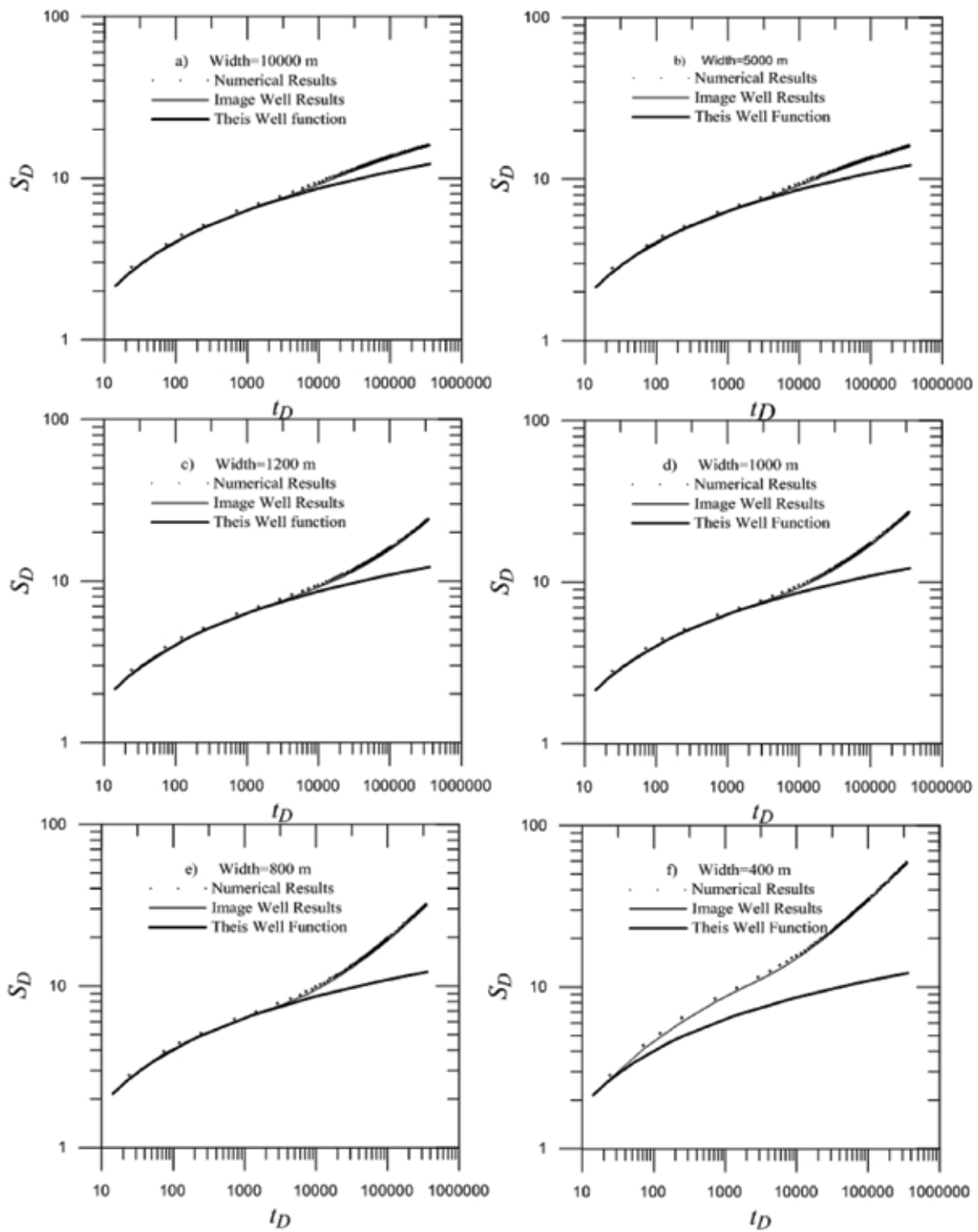
تمام مدل‌ها نشان می‌دهد. نمودارهای شکل ۱۰ به‌خوبی اختلاف بین مقادیر افت-زمان بدون بعد را در زوایای مختلف نشان می‌دهد. بررسی منحنی‌ها (شکل‌های ۹ و ۱۰) نشان می‌دهد که بعد از شروع پمپاژ منحنی افت-زمان آبخوان دارای مرزهای شیب‌دار، منطبق بر نمودار تاپس است که بعد از رسیدن مخروط افت به مرز سمت راست، منحنی افت زمان شروع به فاصله گرفتن از منحنی تاپس کرده و از آن بیشتر می‌شود.

هرچه فاصله بین این دو مرز کمتر باشد منحنی افت-زمان سیستم، زودتر شروع به جدا شدن می‌کند. سپس این منحنی با همان نرخ افزایش می‌یابد تا مخروط افت به مرز سمت چپ برسد در این حالت افزایش نرخ دومی در داده‌های شبیه‌سازی به وجود می‌آید و بعد از آن نیز با همان روند ادامه می‌یابد. لازم به ذکر است که شیب منحنی‌های مختلف بعد از هر افزایش ثابت و برابر می‌باشند. مقدار تفاوت حالت مرزهای عمودی با مرزهای شیب‌دار در ابتدای پمپاژ بسیار کم و در حد کمتر از یک درصد است. با افزایش زمان پمپاژ، مقدار تفاوت افزایش پیدا می‌کند و در روز ۱۰ به مقدار حداکثر خود در بیشتر مدل‌ها می‌رسد. از طرف دیگر در عرض‌های ۸۰۰ و ۴۰۰ متر، با افزایش زاویه مرزهای نفوذناپذیر، مقدار تفاوت نیز افزایش می‌یابد.

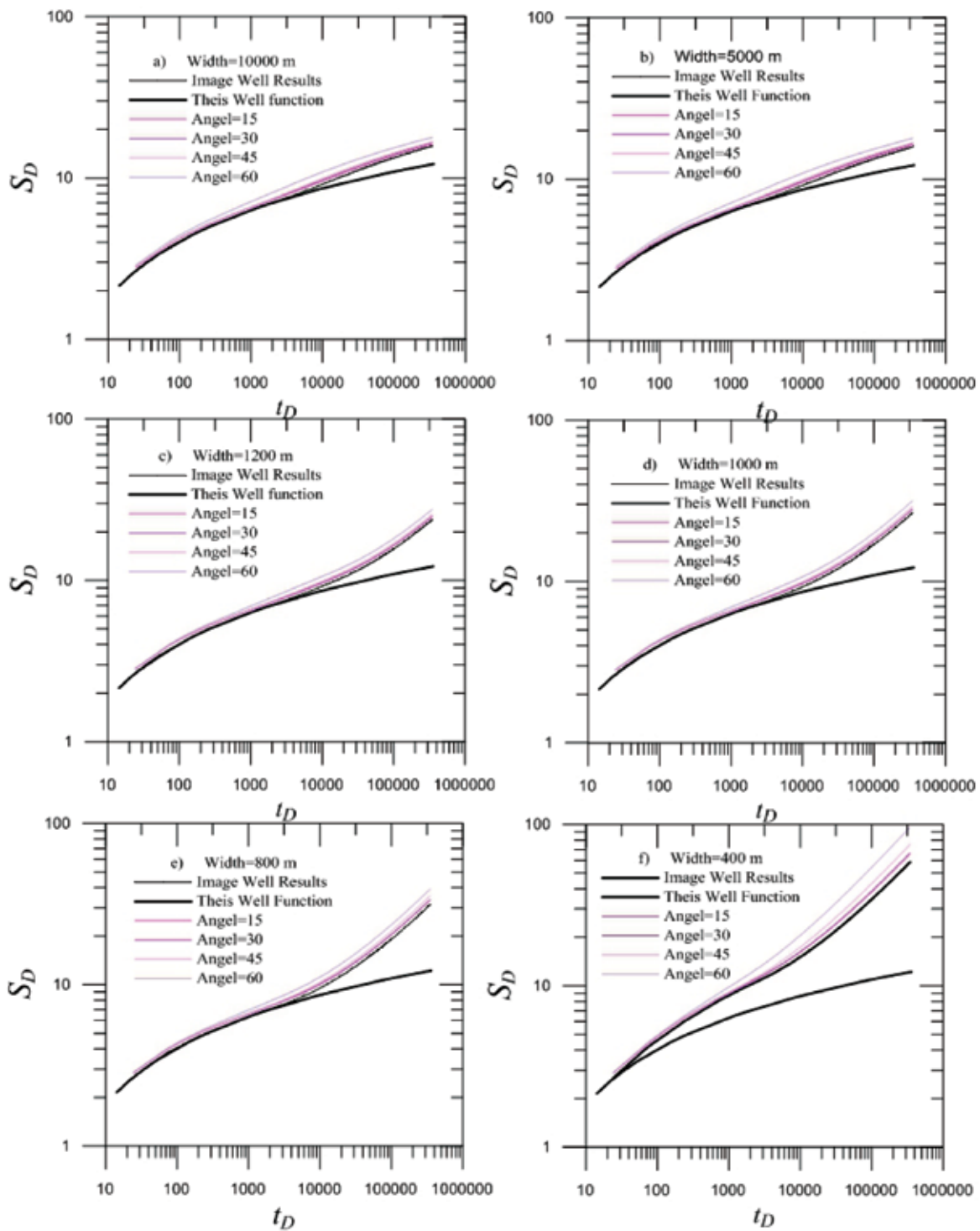
جهت تعیین تاثیر مقدار شیب مرزها بر منحنی افت-زمان بدون بعد، بایستی منحنی حالت‌های شیب‌دار با منحنی‌های مربوط به حالت بدون شیب مقایسه شوند. از آنجاکه منحنی‌های مربوط به مدل‌های بدون شیب، هم توسط مدل عددی و هم توسط روش چاه‌های مجازی محاسبه شدند و عملاً با هم برابر بودند لذا کافی است یکی از آنها جهت مقایسه مورد استفاده قرار گیرد. در اینجا منحنی محاسبه شده توسط چاه‌های مجازی برای مدل‌های عمودی مورد استفاده قرار گرفت (منحنی‌های Image Well Result در شکل ۸). جهت مقایسه بین نتایج مدل‌های عمودی و مدل‌های شیب‌دار، در نمودارهای مربوط به هر عرض مشخص، در کنار منحنی‌های افت-زمان بدون بعد برای شیب‌های مختلف، علاوه بر منحنی تاپس (منحنی‌های Theis Well Function در شکل ۸) منحنی مربوط به حالت مرزهای عمودی (منحنی‌های Image Well Result در شکل ۸) نیز ترسیم شد. از آنجاکه در مقیاس لگاریتمی مورد استفاده در شکل‌ها، اختلاف نمودارها به‌صورت دیداری، چندان مشخص نیست مقدار تفاوت بین هر مدل زاویه‌دار با محاسبات چاه‌های مجازی (منحنی‌های Image Well Result در شکل ۷) با استفاده از رابطه ۷ محاسبه شد (شکل ۱۰). این نمودار مقدار تفاوت را از شروع شبیه‌سازی تا روز ۱۰ (معادل با مقدار $t_D = 345600$) برای



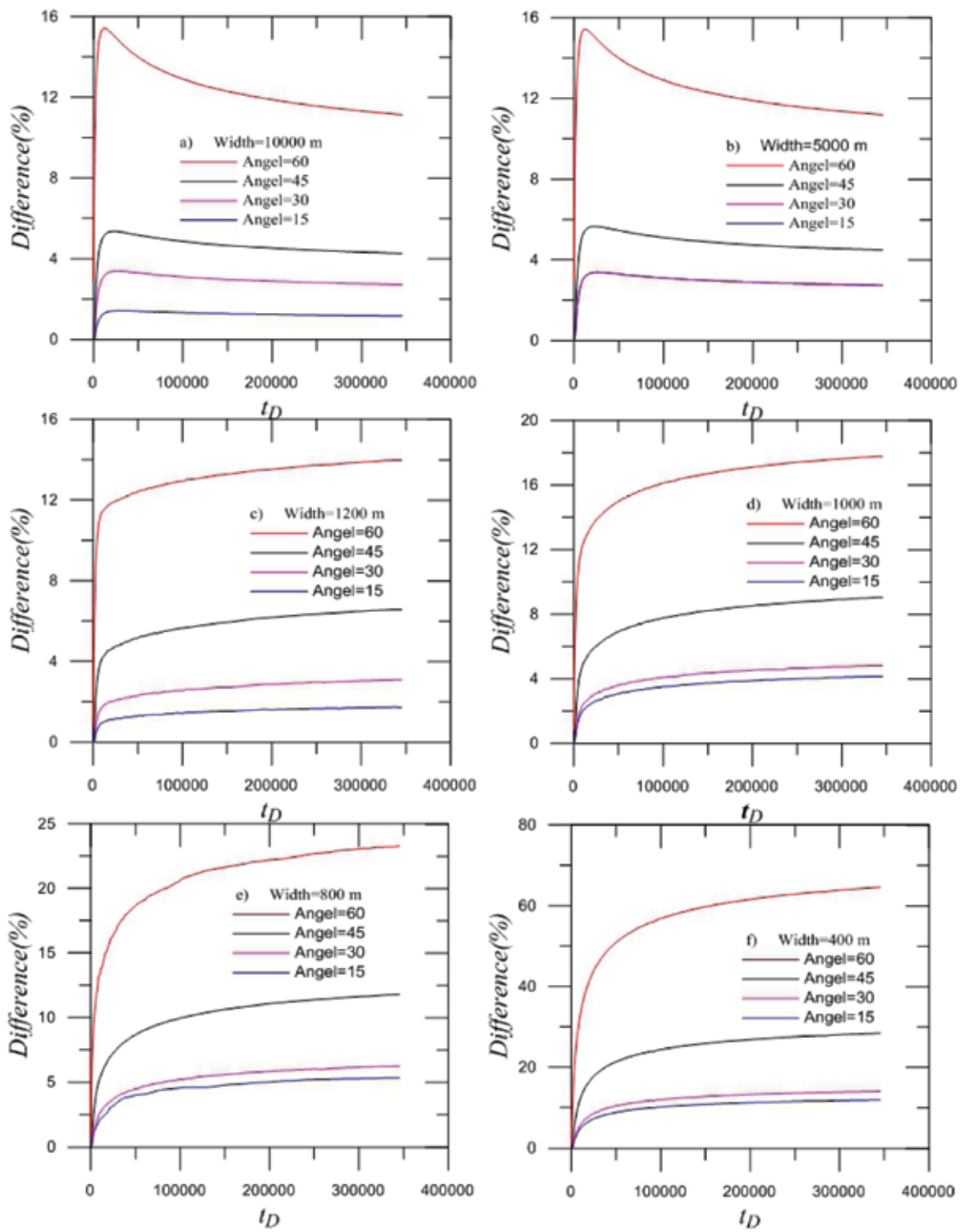
شکل ۷. منحنی‌های افت-زمان محاسبه شده به روش چاه‌های مجازی و شبیه‌سازی عددی مدل ۹۰ درجه



شکل ۸. مقایسه منحنی‌های بدون بعد افت زمان برای روش چاه‌های مجازی، مدل ۹۰ درجه عددی با منحنی تائیس



شکل ۹. مقایسه منحنی‌های بدون افت زمان برای روش چاه‌های مجازی، منحنی تیس و حالت‌های شیب‌دار



شکل ۱۰. درصد تفاوت بین مقادیر افت در مرزهای عمودی با مدل‌های دارای مرز شیب‌دار در شیب‌های مختلف

در بیشتر مدل‌ها دیده می‌شود که در عرض ۱۲۰۰، ۱۰۰۰، ۸۰۰ و ۴۰۰ متر، تفاوت بین منحنی‌های افت-زمان بدون بعد در زوایای ۱۵ و ۳۰ درجه کم است. مقدار تفاوت‌ها برای این دو زاویه، اختلاف زیادی با هم ندارند. در عرض‌های زیاد (۱۰۰۰ و ۵۰۰ متر) تفاوت‌ها برای این دو زاویه چنان است که شاید استفاده از چاه‌های مجازی بدون در نظر گرفتن شیب مرزهای نفوذناپذیر تقریباً قابل قبولی از مقدار واقعی باشد. اما در شرایطی که فاصله بین دو مرز کاهش می‌یابد مقدار تفاوت به حدی است که استفاده از فرض مرزهای عمودی و نیز استفاده از تئوری چاه‌های مجازی خطای مشخصی را ایجاد خواهد کرد. در زاویه ۳۰ درجه مقدار تفاوت زیاد شده و در زاویه ۶۰ درجه تفاوت به مقدار قابل توجهی زیاد می‌شود. این وضعیت در تمام مدل‌های شش گانه دیده می‌شود. بنابراین اگر عرض آبخوان (فاصله بین مرزهای نفوذناپذیر) کمتر از ۵۰۰ متر باشد، در صورتی که مرزهای عمودی دارای زاویه‌ای نسبت به حالت عمود باشند مقادیر افت-زمان در این آبخوان‌ها تفاوت مشخصی با مقادیر محاسباتی مربوط به مرزهای عمودی و تئوری چاه‌های مجازی خواهند داشت.

بنابراین در شرایطی که مرزهای عمودی نفوذناپذیر دارای زاویه کمی نسبت به حالت عمود باشند (زاویه کمتر از ۳۰ درجه) در حالتی که فاصله دو مرز نفوذناپذیر زیاد باشد با تقریبی مناسب می‌توان از روش چاه‌های مجازی و مرزهای عمودی استفاده نمود. در غیر این صورت تفاوت و خطای مشخصی وجود خواهد داشت. لذا هرچه زاویه مرز نفوذناپذیر با خط عمود بیشتر شود میزان تفاوت بین نمودارهای افت-زمان در زوایای مختلف با مقدار مربوط به مرزهای عمودی بیشتر می‌شود.

نتیجه‌گیری

شبیه‌سازی عددی منحنی‌های افت-زمان در نتیجه پمپاژ یک چاه در آبخوان‌های محبوس و محدود به دو مرز نفوذناپذیر نشان داد که در صورتی که مرزهای نفوذناپذیر و محدودکننده عمودی باشند تطابق بسیار عالی بین نتایج شبیه‌سازی عددی از یک طرف و استفاده از رابطه تاپس و

تئوری چاه‌های مجازی از طرف دیگر وجود دارد. تفاوت اندک (حداکثر سه درصد) بین نتایج، ناشی از خطای گردشده می‌باشد.

منحنی‌های افت-زمان برای مرزهای نفوذناپذیر شیب‌دار با استفاده از شبیه‌سازی عددی محاسبه شدند. این منحنی‌ها تفاوت قابل توجهی در زوایای مختلف و نیز عرض‌های مختلف با نتایج حاصل از مرزهای عمودی نشان دادند. اگر فاصله مرزهای نفوذناپذیر زیاد باشد (در این مطالعه مساوی یا بیشتر از ۵۰۰ متر) و مرزهای نفوذناپذیر دارای زوایای کمتر از ۳۰ درجه باشند تفاوت‌ها به حدی است که تقریباً استفاده از روش چاه‌های مجازی می‌تواند قابل قبول باشد اما هنگامی که فاصله بین مرزها کمتر باشد حتی در زوایای کم نیز تفاوت قابل ملاحظه‌ای در مقادیر افت-زمان آبخوان‌های دارای مرزهای شیب‌دار با نتایج روش چاه‌های مجازی وجود دارد و استفاده از روش چاه‌های مجازی در این شرایط خطای قابل توجهی خواهد داشت.

در مدل دارای عرض ۱۰۰۰ متر در ابتدای پمپاژ مقدار تفاوت در حد هفت درصد برای زاویه ۶۰ درجه و نیم درصد برای زاویه ۱۵ درجه است ولی با افزایش زمان پمپاژ به ۱۰ روز، تفاوت به ترتیب به ۱/۵ و ۱۵ درصد می‌رسد. در مدل ۴۰۰ متر تفاوت در ابتدای پمپاژ برای مدل ۱۵ و ۶۰ درجه به ترتیب صفر و ۸/۱ درصد هستند و در روز ۱۰ این مقادیر به ترتیب ۱۱/۵ درصد و ۴۴/۵ درصد می‌باشند. همچنان که دیده می‌شود بیشترین مقدار تفاوت مربوط به مدلی است که کمترین عرض (۴۰۰ متر) و بیشترین زاویه (۶۰ درجه) را دارد. در این مدل باگذشت زمان مقدار تفاوت به ۷۰ درصد می‌رسد که تفاوت قابل توجهی است. لذا می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد در شرایطی که مرزهای نفوذناپذیر شیب‌دار باشند عرض آبخوان نسبت عکس با میزان تفاوت دارد. این تفاوت در عرض‌های کمتر، تشدید می‌شود. بنابراین اگر عرض آبخوان (فاصله بین مرزهای نفوذناپذیر) کمتر از ۵۰۰ متر باشد، در صورتی که مرزهای عمودی دارای زاویه‌ای نسبت به حالت عمود باشند مقادیر افت-زمان در این آبخوان‌ها تفاوت مشخصی با مقادیر محاسباتی مربوط به مرزهای عمودی و تئوری چاه‌های مجازی خواهند داشت.

- Barrash, W. and Dougherty, M. E., 1997. Modeling Axially Symmetric and Nonsymmetric Flow to a Well with MODFLOW, and Application to Goddard2 Well Test, Boise, Idaho. *Ground Water*, 35, 602-611.
- Chan Y. K., 1976. Improved image-well technique for aquifer analysis. *Journal of Hydrology*, 29 (1), 149-164.
- Chen, Y., Yeh, H., and Yang, S., 2009. Analytical Solutions for Constant-Flux and Constant-Head Tests at a Finite-Diameter Well in a Wedge-Shaped Aquifer. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133 (4), 333-337.
- Davis, S. and Dewiest R., 1966. *Hydrogeology*. John Wiley and Sons. New York 463.
- Dietz, D., 1943. De Toepassing van Invloedsfuncties bij het Berekenen van de Verlagering van het Grondwater ten Gevolge van Wateronttrekking. *Water*, 27 (6), 51-57.
- Ferris, J. G., Knowles, D. B., Brown, R. H. and Stallman, R. W., 1962. Theory of aquifer tests. Water-Supply Paper 1536-E. US Geological Survey. United States Government Printing Office, Washington.
- Forchheimer, P., 1886. Ueber die ergiebigkeit von brunnen-anlagen und sickerschlitzen. *Zeitschr des Architekten-und Ingenieur-Vereines*, 32, 539-563.
- Hantush, M. S., 1959. Analysis of data from pumping wells near a river. *Journal of Geophysical Research*, 64(11), 1921-1932.
- Harbaugh A. W., 2005. MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model- the Ground-Water Flow Process. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16
- Intaraprasong T. and Zhan H. B., 2007. Capture zone between two streams. *Journal of Hydrology*, 338 (3-4), 297-307.
- Kasenow, M., 1997. *Ground-water Hydrology and Well Hydraulics*. Water Resources Publications, LLC, Highlands Ranch, Colorado , 831.
- Kompani-Zare M. and Zhan H. B., 2005. Steady flow to a horizontal drain in an unconfined aquifer with variable thickness. *Journal of Hydrology*, 327 (1-2) 174-185.
- Kompani-Zare M., Zhan H. B. and Samani N., 2004. Analytical study of capture zone of a horizontal well in a confined aquifer. *Journal of Hydrology*, 307 (1-4) 48-59.
- Kruseman, G. P. and de Ridder, N. A., 1990. *Analysis and Evaluation of Pumping Test Data (Second edition)*. Wageningen, the Netherlands: International Institute for Land Reclamation and Improvement. ISBN 90-70754-20-7.
- Kuo, M. C. T., Wang, W. L., Lin, D. S. and Chiang, C. J., 1994. An image-well method for predicting drawdown distribution in aquifers with irregularly shaped boundaries. *Ground Water*, 32 (5), 794-804.
- Lang, S., 1963. Drawdown patterns in aquifers having a straight-line boundary. *Shortcuts and Special Problems in Aquifer Tests*. US Geological Survey Water-Supply Paper: 56-68.
- Moulder, E., 1963. Locus circles as an aid in the location of a hydrogeologic boundary. *US Geological Survey Water-Supply Paper*, 110-112.
- Muskat, M., 1937. *The Flow of Homogeneous Fluids through Porous Media*. McGraw-Hill Book Company, Incorporated, 763.
- Reilly, T. E., 2004. A brief history of contributions to ground water hydrology by the US Geological Survey. *Ground water*, 42(4), 625-631.

- Rubin, Y. and Dagan G., 1989. Stochastic analysis of boundaries effects on head spatial variability in heterogeneous aquifers: 2, impervious boundary. *Water Resources Research*, 25(4), 707-712.
- Samani, N. and Zarei-Doudeji S., 2012. Capture zone of a multi-well system in confined and unconfined wedge-shaped aquifers. *Advances in Water Resources*, 39, 71-84.
- Stallman, R. W., 1952. Nonequilibrium type curves modified for two-well systems. US Geological Survey, open-file chart (Ground Water Notes No. 3), 51-55.
- Stallman, R. W., 1963. Type curves for the solution of single-boundary problems. *Bentall, Ray, Shortcuts and special problems in aquifer tests: US Geological Survey Water-Supply Paper: C45-C47.*
- Theis, C. V., 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Transactions of the American Geophysical Union* 16, 519-524.
- Todd, D. and Mays L., 2005. *Groundwater Hydrology*. Third edition, John Wiley and Sons, Inc, 652.
- Vandenberg, A., 1976. Tables and type curves for analysis of pump tests in leaky parallel-channel aquifers. *Technical Bulletin no 96, Inland waters Directorate, Water Resources Branch, Ottawa.*
- Vandenberg, A., 1977. Type curves for analysis of pump tests in leaky strip aquifers. *Journal of Hydrology*. 33(1), 15-26.
- Zarei-Doudeji, S. and Samani N., 2014. Capture zone of a multi-well system in bounded peninsula-shaped aquifers. *Journal of Contaminant Hydrology* 164, 114-124.

بیواستراتیگرافی و پالئواکولوژی عضو e سازند قم بر اساس استراکدها در برش چشمه برون، غرب قم

جهانبخش دانشیان^(۱)، مریم گودرزی^۲

۱. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

۲. کارشناس ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۲/۰۵

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۴/۲۶

چکیده

هدف از این مطالعه، سیستماتیک و شناسایی جنس‌ها و گونه‌های استراکدهای عضو e سازند قم در برش مورد مطالعه (چشمه برون)، به منظور بیواستراتیگرافی و تعیین سن نهشته‌ها و انجام مطالعات پالئواکولوژی با توجه به تغییرات فراوانی و تنوع استراکدها براساس داده‌های به‌دست‌آمده می‌باشد. فراوانی و تنوع جنس‌های برون نشان می‌دهد که اگرچه محیط از لحاظ ویژگی‌هایی نظیر درجه حرارت و شوری دارای نوسان است اما غالباً نشانگر یک دریای گرم با شوری نرمال است. افزایش و کاهش استراکدا در برش مورد بررسی، بیانگر تغییرات متناوب فراوانی و تنوع آن‌ها با تغییرات محیطی بوده و در واقع این امر نشان‌دهنده بی‌ثباتی شرایط محیطی در طول توالی مورد مطالعه می‌باشد. به نظر می‌رسد علت این بی‌ثباتی احتمالاً به واسطه تغییرات مربوط به میزان مواد غذایی، اکسیژن و آشفتنگی آب می‌باشد. همچنین بر اساس مجموع استراکدهای بررسی شده، سن میوسن پیشین (اکیتانین- بوردیگالین) برای نهشته‌های عضو e سازند قم در برش چشمه برون پیشنهاد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: استراکدا، بیواستراتیگرافی، پالئواکولوژی، سازند قم، غرب قم.

مقدمه

از شناسایی نهشته‌های سازند قم در ناحیه قم توسط اشتال (Stahl, 1911) بیش از یک قرن می‌گذرد و در آن زمان چنین سازندی ناشناخته بود. این نهشته‌ها در گذشته با نام‌های گوناگونی نظیر سازند الیگو- میوسن (Furrer and Soder, 1955)، نهشته‌های دریایی نئوزن (Ribén, 1935)، مارن‌های لپیدوسیکلین دار اکیتانین قم (Furon and Marie, 1939) معرفی شدند، اما در سال (Dozy, 1945) بود که از این سنگ‌ها با نام سازند قم یاد شد. پس از یک

فاصله زمانی قابل توجه، در سال‌های اخیر کارهای جدید و بسیاری در زمینه‌های مختلف از جمله فرامینیفرا (به‌عنوان مثال: دانشیان و قنبری، ۱۳۸۶؛ دانشیان و اخلاقی، ۱۳۸۷؛ دانشیان و آفتابی، ۱۳۸۸؛ Daneshian and Ramezani, 2007)، استراکدا (دانشیان و وادونی، ۱۳۸۹؛ دانشیان و طریقتی، ۱۳۹۱؛ دانشیان و اکرمی، ۱۳۹۲)، مطالعات محیط رسوبی و چینه‌شناسی سکانسی (دانشیان و اخلاقی، ۱۳۸۷؛ دانشیان و همکاران، ۱۳۸۸) بر روی سازند قم انجام شده است. با توجه به اینکه بررسی شرایط محیط

* نویسنده مرتبط: daneshian@khu.ac.ir

است و تا میوسن پیشین ادامه داشته است و برحسب زمان پیشروی و پسروی دریا و یا چرخه‌های فرسایشی، تغییرات سنی قابل توجهی دارد (درویش زاده، ۱۳۸۲).

پیشینه مطالعات

سازند قم، از نظر رنگ و لیتولوژی از سازندهای قرمز زیرین و قرمز بالایی که آن را در بر گرفته‌اند، متمایز بوده و برای آن در جنوب شهر قم ناحیه الگو تعریف شده و در این ناحیه به نه عضو (a,b,c-1,c-2,c-3,c-4,d,e,f) تقسیم شده است (Stocklin and Setudehnia, 1977). مطالعات انجام شده بر روی استراکدا گاه شامل عضوی از سازند قم بوده و گاه کل سازند قم را در برمی گرفته است. تعداد مطالعات انجام شده بر روی استراکدا عضو e بسیار محدود بوده که در جدول ۱ به آن‌ها اشاره شده است.

دیرینه نهشته‌های سازند قم با استفاده از استراکدها کمتر مورد توجه قرار گرفته است و تعداد مطالعات انجام شده بسیار کم و انگشت شمار می‌باشد، در این تحقیق مطالعه استراکدها از جهت ارزش آن‌ها در تعیین سن نهشته‌ها و شناسایی ویژگی‌های محیطی در برش چشمه برون واقع در غرب شهر قم مورد توجه قرار گرفته است.

زمین‌شناسی عمومی

در نواحی قم نهشته‌های سنوزوئیک که در جهت شمال غربی- جنوب شرقی گسترده شده‌اند، غالباً بیانگر رسوبات حوضه‌ی قم هستند و بخش مهمی از ایران مرکزی را شامل می‌شوند. رسوبات این حوضه در جنوب قم دارای بیش‌ترین ضخامت می‌باشند. سازند قم که بیش‌تر از رسوبات کم‌عمق مانند سنگ آهک و مارن تشکیل شده مربوط به یک پیشروی دریایی بوده است که شواهدی از آن در الیگوسن بالایی موجود

جدول ۱. پیشینه مطالعاتی استراکدا در سازند قم

سن	تعداد جنس و گونه	منطقه	پژوهشگران و سال تحقیق
میوسن پیشین- میانی (اکیتانین - لانگین)	۱۷ جنس / ۳۶ گونه	دوچاه در ناحیه الگو، شمال غرب شهر قم	پورمعمد (۱۳۴۶)
میوسن پیشین- میانی	۱۲ جنس / ۱۹ گونه	دوچاه در ناحیه الگو، شمال غرب شهر قم	هادوی (۱۳۶۳ و ۱۳۸۱)
اکیتانین - بوردیگالین	۲۳ جنس و گونه	شمال ده نمک شمال شرق گرمسار (هم‌ارز عضوهای C-3, C-4, d, e, f سازند قم در ناحیه الگو)	Daneshian and Ramezani Dana (2007)
میوسن پیشین (اکیتانین)	۱۹ جنس / ۲۱ گونه	جفریز (شمال بافت در استان کرمان)	ترک‌زاده ماهانی و همکاران (۱۳۸۹)
میوسن پیشین- میانی (بوردیگالین- لانگین)	۳۵ جنس / ۵۸ گونه	کوه دوبرادر در ناحیه الگو، جنوب شرق شهر قم (عضو e)	دانشیان- وادونی (۱۳۸۹)
میوسن پیشین	۵۹ جنس / ۱۲۳ گونه	شمال غرب سمنان	اسماعیلی دهج (۱۳۹۰)
میوسن	۵۰ جنس / ۱۰۳ گونه	کمر کوه در ناحیه الگو، غرب شهر قم (عضو e)	احسانی (۱۳۹۰)
بوردیگالین	۵۳ جنس / ۱۰۷ گونه	کوه دوچاه در ناحیه الگو، شمال غرب شهر قم (عضو e)	دانشیان- طریقتی (۱۳۹۱)
میوسن پیشین	۲۶ جنس و گونه	کمر کوه در ناحیه الگو، غرب شهر قم (قاعده‌ی عضو e)	دانشیان- اکرمی (۱۳۹۲)

روش مطالعه

اگرچه بر اساس فرامینفرها، عضو e سازند قم سن بوردیگالین دارد، اما بر اساس گونه‌های شاخص استراکدا محدوده سنی وسیع‌تر دارد و مطابق شکل ۴، بر مبنای اشتراک سنی مجموع استراکدا و گونه‌هایی نظیر *Paracypris pandyai*, *punctatella Loxoconcha* و *Bairdoppilata sp. cf. B. subdeltoidea* سن میوسن پیشین (اکیتانین- بوردیگالین) برای نهشته‌های سازند قم در برش چشمه برون قابل تصور است.

بحث

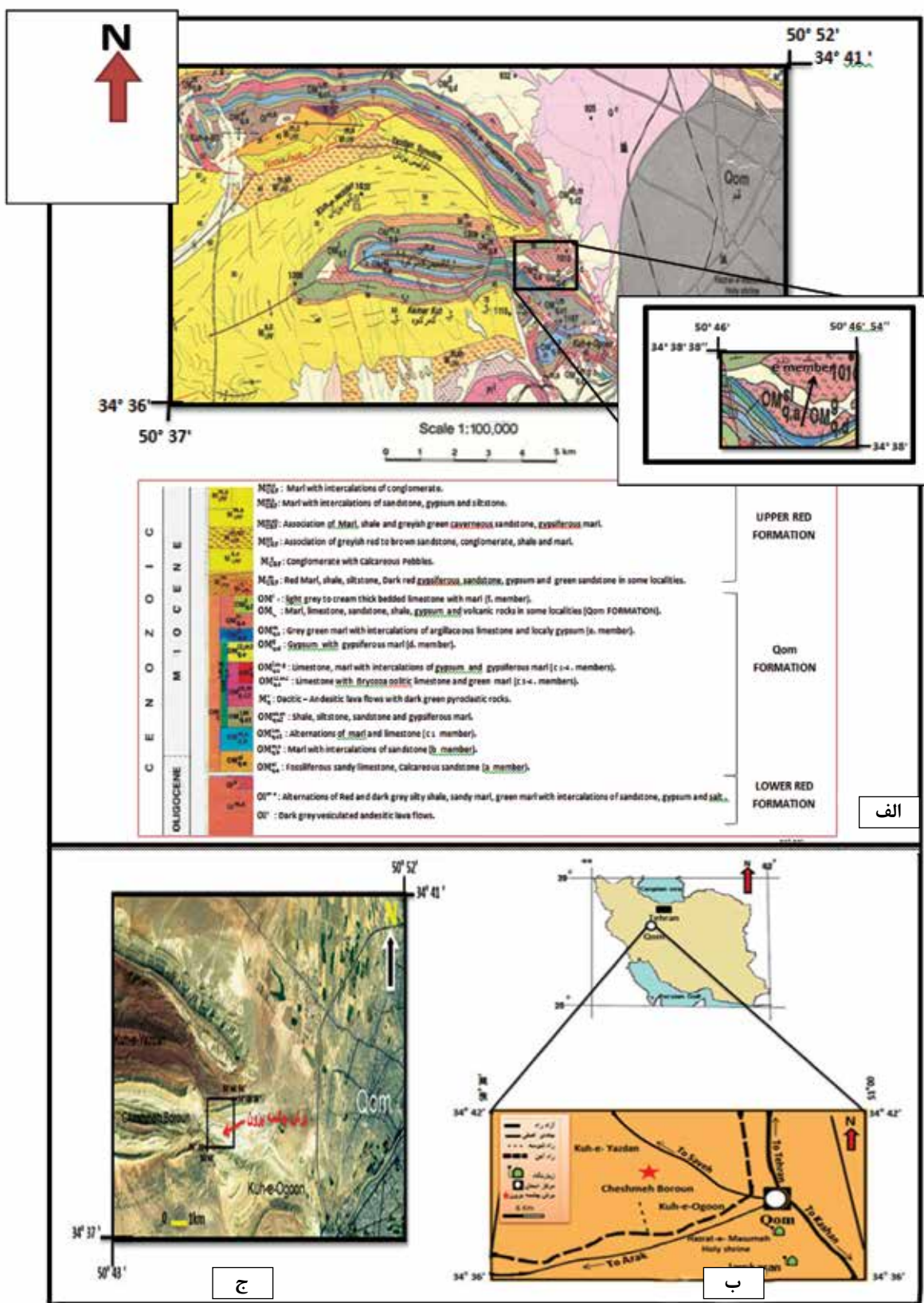
بیواستراتیگرافی: استراکدها ابزاری مناسب و مفید برای تقسیم سنگ‌های رسوبی به واحدهای چینه‌شناسی قابل تشخیص به نام واحدهای بیواستراتیگرافی هستند. علاوه بر این در تعیین سن نسبی طبقات و تطابق رسوبات در مقیاس ناحیه‌ای کاربرد دارند و به‌عنوان یکی از مهم‌ترین گروه‌های میکروفسیل در بررسی محیط دیرینه مورد استفاده قرار می‌گیرند، ماهیت غالباً بنتونیکی این جانوران سبب شده است که آن‌ها گسترش جغرافیایی وسیعی نداشته باشند و به‌طور محلی برای تطابق چینه‌شناسی مفید باشند. (Armstrong and Brasier, 2005) استراکدها پس از فرامینفرها دومین گروه فسیلی محسوب می‌شوند که در برش مورد مطالعه از فراوانی و تنوع ویژه‌ای برخوردارند. حاصل مطالعه و بررسی بیواستراتیگرافی استراکدهای شناسایی شده در این پژوهش، تعیین دو زون تجمعی برای نهشته‌های عضو e سازند قم در برش چشمه برون است که به شرح زیر می‌باشد.

- 1. *Krithe sp. 4 assemblage zone*:** این بیوزون ۷۷ متر ضخامت دارد و مرز زیرین آن بر اساس اولین حضور *Krithe sp. 1* و *Krithe sp. 4* و مرز بالای آن با اولین حضور گونه‌های *Cytheroptron* و *Cytheroptron sp. 4* مشخص می‌شود. از فسیل‌های همراه می‌توان به *sp. 1*, *Macrocy-*, *Ruggieria*, *sp. 4*, *Cytherella sp. 2*, *pris sp. Bairdoppilata sp. cf. B. subdeltoidea* اشاره کرد.
- 2. *Cytheroptron sp. 1 assemblage zone*:** این بیوزون از نمونه ۳۸ تا ۱۱۷ را شامل می‌شود و ۳۳۶

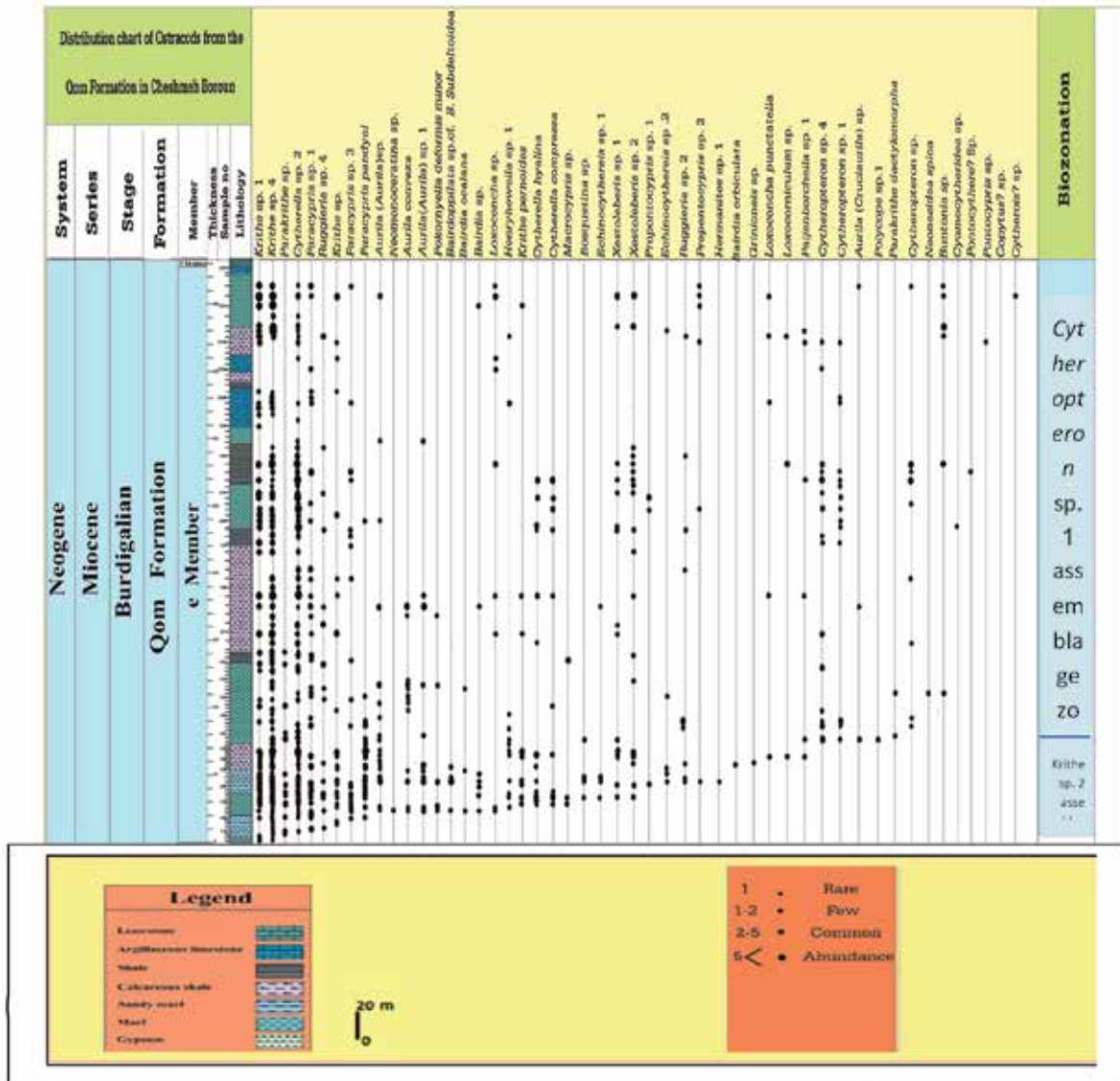
برش چینه‌شناسی مورد مطالعه در منتهی الیه شرقی منطقه‌ی چشمه برون، در شمال غربی کوه اوقون و جنوب شرقی کوه یزدان، در غرب شهر قم واقع شده است. مختصات جغرافیایی این برش شامل عرض جغرافیایی "۳۸' ۳۴° ۳۴° شمالی و طول جغرافیایی "۴۸' ۴۶° ۴۲° شرقی می‌باشد (شکل ۱- الف و ب). راه دسترسی به برش چینه‌شناسی چشمه برون از طریق جاده قم به اصفهان بعد از طی یازده کیلومتر، در باند شمالی جاده بوده که با تغییر مسیر به سمت جاده فرعی روستای یزدان و پس از طی تقریباً سه کیلومتر به برش مورد مطالعه می‌رسد (شکل ۱- ج). در پژوهش حاضر مطالعات در دو مرحله‌ی صحرایی و آزمایشگاهی (آماده‌سازی نمونه‌ها و شناسایی استراکدا با استریومیکروسکوپ) انجام گرفت. در این راستا ۱۲۰ نمونه‌ی برداشت شده از نهشته‌های مارنی عضو e مورد بررسی قرار گرفت که بعد از آماده‌سازی نمونه‌ها شامل شست و شوی نمونه‌ها با استفاده از الک‌های ۳۵، ۱۲۰ و ۲۳۰ مش و جدایش استراکدها از رسوبات با کمک استریومیکروسکوپ، تعداد ۱۰۷۳ استراکد به دست آمد. این استراکدها شامل ۳۰ جنس و ۵۱ گونه متعلق به دو راسته، چهار زیرراسته، ۴ روخوانده و هفده خانواده هستند. ضمناً در این پژوهش از هر الک یک گرم وزن شده و الک ۳۵ مش فاقد استراکد بوده است.

گونه‌شناسی یافته‌ها

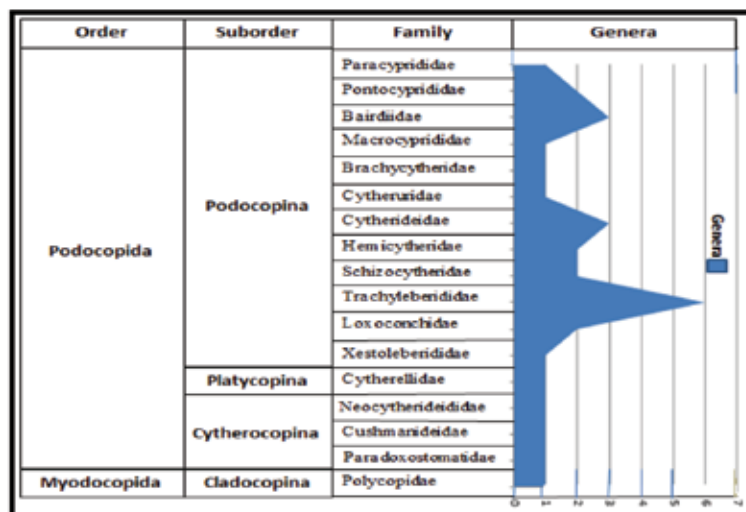
با مطالعه و بررسی مجموعه استراکدهای موجود در برش چینه‌شناسی چشمه برون در مجموع ۳۰ جنس و ۵۱ گونه شناسایی شده است (Plates 1-3، شکل ۲). این گونه‌ها متعلق به ۱۷ خانواده از ۲ راسته می‌باشند. در بین خانواده‌ها، *Trachyleberididae*, *Bairdiidae* و *Cytherideidae* بیش‌ترین جنس‌ها را در برش چشمه برون شامل می‌شوند. همچنین کم‌ترین جنس‌ها و گونه‌ها متعلق به خانواده‌های *Paracyprididae*, *Macrocyprididae*, *Brachycytheridae*, *Cytheruridae*, *Xestoleberididae*, *Neocytherideidae*, *Cushmanidae*, *Paradoxostomatidae*, *Polycopidae* و *Cytherellidae* می‌باشند (شکل ۳).



شکل ۱. الف) نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (قم، سازمان زمین‌شناسی (زمانی، ۱۳۸۲)، ب) تصویر ماهواره‌ای موقعیت جغرافیایی برش چشمه برون، ج) موقعیت جغرافیایی برش چشمه برون و راه‌های دسترسی به آن



شکل ۲. گسترش چینه‌شناسی استراکدهای عضو ۵ سازند قم در برش چینه‌شناسی چشمه برون، غرب قم

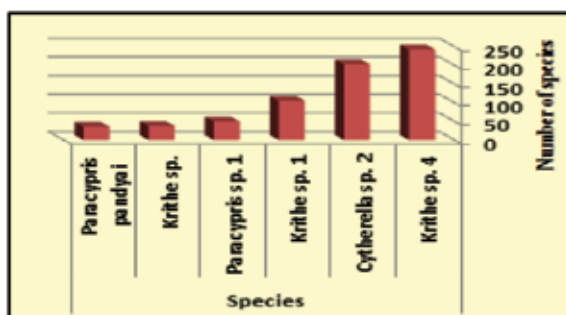


شکل ۳. تنوع استراکدا در خانواده‌های مختلف شناسایی شده در برش چشمه برون

Oligocene		Miocene					Pliocene			Pleistocene			Series
Rupelian	Chatthian	Lower	Middle	Upper				Lower	Middle	Upper	Stage		
		-----											<i>Aurila convexa</i>
		-----										<i>Loxoconcha punctatella</i>	
		-----										<i>Bairdoppiata</i> sp. cf. <i>B. subdeltoidea</i>	
		-----										<i>Neonesidea spica</i>	
		-----										<i>Pokornyella deformis minor</i>	
		-----										<i>Paracypris pandyai</i>	

شکل ۴. گسترش زمانی گونه‌های شناسایی شده از برش چشمه برون، غرب قم

مورد توجه قرار گیرند (Frenzel and Boomer, 2005). استراکدها به تنش‌های محیطی حساس بوده و فراوانی آن‌ها همواره به‌عنوان شاخص‌های مهم و حساس به آشفتگی‌های محیطی به‌دست‌آمده است (Bruce, 2002). تغییرات در شوری، شیمی آب، خصوصیات فیزیکی بستر، دما، اکسیژن و پایداری این عوامل موجب تغییراتی در ترکیب اجتماعات استراکدها می‌شود (Frenzel and Boomer, 2005). بر اساس نتایج به‌حساب آمده از شمارش استراکدهای شناسایی شده در برش چشمه برون از ۳۰ جنس شناسایی شده، بیش‌ترین فراوانی مربوط به جنس‌های *Paracypris*، *Krithe* و *Cytherella* می‌باشد (شکل ۵).



شکل ۵. نمودار گونه‌های دارای بالاترین سطح فراوانی در برش چشمه برون

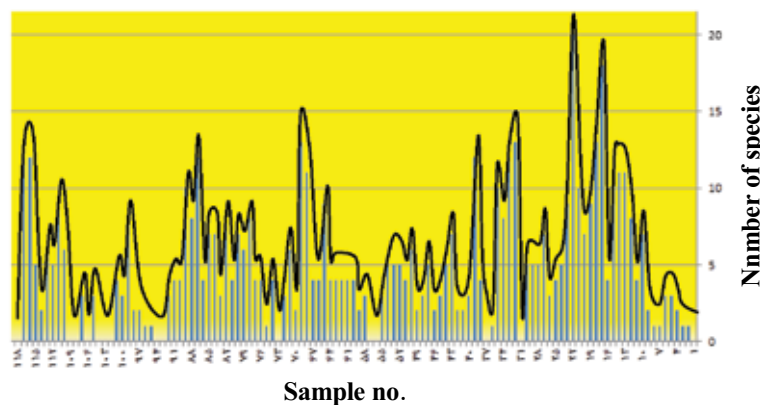
همچنین استراکدا از لحاظ تنوع دارای تغییرات جالب توجهی هستند که شکل ۶ این تغییرات را نشان می‌دهد. همان‌گونه که در این شکل مشاهده می‌شود تنوع بسیار متغیر بوده به‌نحوی که از نمونه‌های شماره ۱ تا ۵ روند افزایشی اندک و از شماره ۶ تا ۸ کاهش نسبی و سپس تا شماره ۱۳ روند افزایشی مشاهده می‌شود.

متر ضخامت دارد، مرز زیرین این بیوزون بر اساس اولین حضور *Cytheroptron* sp. 1 و *Cytheroptron* sp. 4 و مرز بالایی آن با نبود گونه‌های *Krithe* sp. 4، *Krithe* sp. 1، *Cytherella* sp. 2، *Propontocypris* sp. 2، *Loxobuntonia* sp.، *Loxoconcha* sp.، *Cytheropteron* sp. 3، *Paracypris* sp. 3 مشخص می‌شود. از فسیل‌های همراه در این بیوزون می‌توان به *Loxoconcha punctatella*، *Parakrithe dactylomorpha* و *Ruggieria* sp. 2 اشاره کرد. این در حالی است که قبلاً برای عضو e بر اساس استراکدا، دانشیان و طریقتی (۱۳۹۱) بیوزون‌های *Neomonoceratina helvetica* assemblage zone و *Paijenborchella* sp. 2 assemblage zone و دانشیان و وادونی (۱۳۸۹) بیوزون‌های *Cytherella* sp. 1 و *Paracypris* sp. 3 assemblage zone را معرفی کرده‌اند که در برش مورد مطالعه قابل شناسایی نیست و این امر احتمالاً به علت تغییرات شدید رخساره‌ای و در نتیجه تفاوت محیطی می‌باشد.

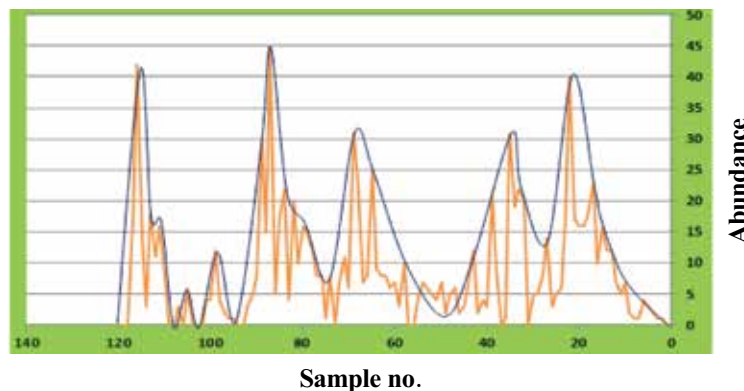
محیط دیرینه: با پژوهش‌های استراکدشناسان و شناسایی استراکدها و محیط آنها اطلاعات ارزشمندی در رابطه با محیط دیرینه به‌دست‌آمده است. فاکتورهای محیطی مانند عمق آب، شوری، دما، pH و میزان اکسیژن در ترکیب شیمیایی کاراپاس استراکدها مؤثرند. تاثیر پذیری استراکدها از محیطی که در آن رشد می‌کنند باعث می‌شود که پارامترهای محیطی مثل دما، شوری، نوع بستر و غلظت عناصر مختلف در آب و رسوب به‌عنوان شاخص‌های مهم

مجدداً از شماره ۵۸ تا ۹۰ افزایش نسبی فراوانی گونه‌ها اتفاق می‌افتد. در نهایت از نمونه ۹۱ تا ۱۰۸ با وجود افت و خیزهای متناوب، فراوانی کاهش می‌یابد و پس از آن از شماره ۱۱۰ تا ۱۲۰ افزایش فراوانی گونه‌ها مشاهده می‌شود. بیشترین فراوانی استراکدها مربوط به نمونه‌های ۸۷، ۲۲ و ۱۱۶ و در ادامه مربوط به شماره‌های ۳۵ و ۶۹ می‌باشد (شکل ۷). با توجه به یافته‌های فوق می‌توان نتیجه گرفت که به‌طور کلی در برش چشمه برون بین تنوع و فراوانی کل استراکدها ارتباط تقریباً مستقیم وجود دارد.

درحالی‌که شماره ۱۵ و ۱۴ بدون تغییر بوده و شماره ۱۶ روندی کاهشی دارد. بیشترین تنوع استراکدها در قاعده برش و نمونه‌های شماره ۱۷ و ۲۲ می‌باشد و در ادامه تا حدودی مربوط به شماره‌های ۱۸، ۳۲، ۶۹، ۸۷، ۱۱۶ و ۱۱۷ می‌باشد. همچنین فراوانی استراکدها در طول برش دارای نوسانات قابل توجهی است و به‌طور متناوب فراوانی تغییر می‌کند به‌نحوی‌که از قاعده‌ی برش تا شماره ۱۸ روند افزایشی اندک وجود دارد و از نمونه ۲۰ تا ۴۰ افزایش فراوانی گونه‌ها مشاهده می‌شود. سپس از نمونه‌های ۴۱ تا ۵۷ فراوانی کاهش یافته و



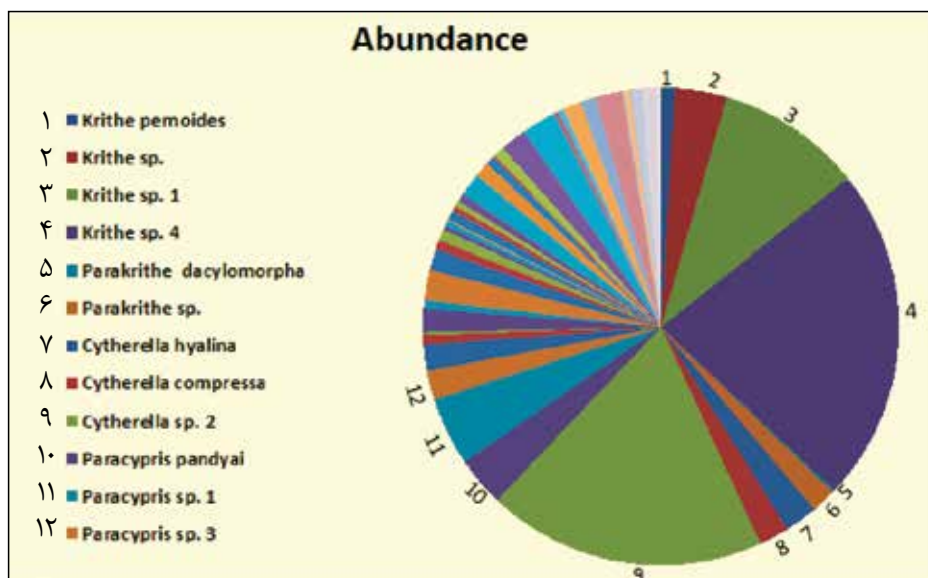
شکل ۶. نمودار تنوع گونه‌های شناسایی شده در نمونه‌های برداشت شده در برش چشمه برون



شکل ۷. نمودار فراوانی گونه‌های شناسایی شده استراکدا در برش چینه‌شناسی چشمه برون

Cytherella می‌تواند به‌عنوان معیارهایی برای اندازه‌گیری فاکتورهای محیط دیرینه مانند عمق، دما و شوری مورد توجه قرار گیرد. مطابق مطالعات انجام شده جنس *Cytherella* در محیط‌های دریایی گرم و کم‌عمق و با شوری معمولی و جنس‌های *Paracypris* و *Krithe* در آب‌های عمیق‌تر نیز یافت شده‌اند (Elewa, 2005).

مطابق شکل ۸ بیشترین فراوانی گونه‌های استراکد شناسایی شده مربوط به گونه‌های *Krithe* sp. 4, *Cytherella* sp. 2, *Krithe* sp. 1, *Paracypris* sp. 1, *Paracypris* sp. 1 و *Krithe* sp. گونه‌های *pandyai* می‌باشد. فراوانی گونه‌های استراکدای ذکر شده در طول برش، از جمله جنس‌های *Paracypris*، *Krithe* و



شکل ۸. نمودار فراوانی گونه‌های شناسایی شده استراکدا در عضو e سازند قم در برش چینه‌شناسی چشمه برون

اندازه دانه‌های رسوب، نفوذ نور و پوشش گیاهی همراه خواهد بود (Cronin et al., 2005).

رابطه‌ی زیست‌پذیری استراکدها با عمق، در مورد همه گونه‌ها یکسان نیست. بعضی استراکدها در اعماق مختلف و برخی دیگر فقط در عمق خاصی یافت شده‌اند. بر اساس کرونین و همکاران (Cronin et al., 2005) و بررسی یافته‌های تحقیق حاضر نشان می‌دهد که در برش چینه‌شناسی چشمه برون درصد فراوانی جنس‌های شاخص عمق به‌طور تقریبی محاسبه شده است (جدول ۲ تا ۴). جنس‌هایی که شاخص بخش‌های کم‌عمق هستند عبارتند از:

Xestoleberis و Neomonoceratina, Loxoconcha که درصد بالاتر Xestoleberis گویای هم‌جواری آن با جلبک‌ها و فلورا دریایی بوده است.

جدول ۲. فراوانی نمونه‌های متناسب با سطوح کم‌عمق

Abundance	species
۰/۱۸٪	Neomonoceratina
۱/۵۸٪	Loxoconcha
۴/۱۰٪	Xestoleberis

جنس‌هایی که شاخص بخش‌های عمیق‌تر هستند

عمق: عمق به‌عنوان یکی از فاکتورهای مهم در کنترل برخی عوامل اکولوژیکی است. وزن مخصوص و فشار هیدروستاتیک آب به‌طور مستقیم با عمق افزایش می‌یابد، نور کم می‌شود و بسترها به ریزدانه شدن متمایل می‌شوند (خسرو تهرانی، ۱۳۸۸). تراکم مواد آلی باعث کاهش میزان اکسیژن به سمت مناطق عمیق‌تر در ستون آب می‌شود و این امر به علت مصرف اکسیژن صورت می‌گیرد. بنابراین در یک عمق معین ترکیب متنوعی از گونه‌ها وجود خواهند داشت که به نسبت ترکیب اکسیژن به فرآوری مواد آلی وابسته‌اند. در مورد اینکه کدام گونه‌ها در طول زمان و مکان‌های مختلف دارای عمق یکسان بوده‌اند توافقی وجود ندارد و ممکن است محدوده عمقی گونه‌ها در طول زمان تغییر کرده باشد. باین‌حال معمولاً در تحلیل عمق‌سنجی دیرینه‌چنین فرض می‌شود که گونه‌ها و یا حتی هم‌شکل‌های آن‌ها در طول زمان در اعماق ثابتی زندگی می‌کرده‌اند. (Van der Zwaan et al., 1990) استراکدها در محیط‌های کم‌عمق به‌واسطه وجود نور، شرایط غذایی، اکسیژن و عوامل مشابه دارای فراوانی بیشتر هستند و به سمت محیط عمیق‌تر به‌طور معمول کمیاب‌ترند. از طرف دیگر با افزایش عمق پایداری شرایط محیطی افزایش پیدا می‌کند درحالی‌که سطح انرژی محیط کاهش می‌یابد. افزایش عمق با کاهش

عبارتند از:

انطباق دارد و از نمونه‌های ۴۱ تا ۸۰ که کاهش عمق وجود دارد با کاهش نسبی تنوع و فراوانی گونه‌ها روبرو هستیم ولی در نمونه‌های ۸۱ تا ۹۰ افزایش نسبی گونه‌ها هم در عمق بیشتر و هم در عمق کمتر را با توجه به نوع گونه‌ها می‌توان ملاحظه نمود که با افزایش نسبی تنوع و فراوانی گونه‌ها در این بخش مطابقت دارد. در نهایت از نمونه ۹۱ تا ۱۲۰ با افزایش تدریجی فراوانی گونه‌های شاخص محیط کم‌عمق، روند کاهش عمق نیز در این حوضه مشاهده می‌شود (شکل ۹).

شوری: شوری آب، فاکتوری با اهمیت در ترکیب شیمیایی و فعالیت‌های زیست‌محیطی استراکدها را می‌باشد. در محیط‌های نزدیک خطوط ساحلی به دلیل ورود رودخانه، سیلاب‌ها و آب‌های زیرزمینی، شوری آب همواره متغیر است و این امر به دلیل تغییرات چرخه هیدرولوژیکی می‌باشد. (Bassiouni and Luger, 1990) توجه به حساسیت گونه‌های مختلف استراکدها به شوری، تاکسون‌های منقرض شده‌ی آنها می‌توانند برای تعیین میزان شوری آب در گذشته مورد استفاده قرار گیرند، زیرا مرفولوژی کاراپاس آنها با شوری محیط زیست تغییر می‌کند (خسرو تهرانی، ۱۳۸۸). در برش چشمه برون بیش‌ترین فراوانی گونه‌های استراکد مربوط به نمونه‌هایی است که بر اساس نظر باسیونی و لوگر (Bassiouni and Luger, 1990) مربوط به شوری معمولی می‌باشند (جدول ۵).

جدول ۵. استراکدا مربوط به محیط دریایی با شوری معمولی در برش چینه‌شناسی چشمه برون

Frequency	Species
۳۶/۹۹٪	Krithe
۲۳/۲۰٪	Cytherella
۴/۱۰٪	Xestoleberis
۴/۱۰٪	Cytheropteron
۱/۵۸٪	Loxoconcha
۱/۰۲	Henryhowella
۰/۱۸٪	Neomonoceratina

در برش مورد مطالعه بیش‌ترین فراوانی گونه‌های مورد اشاره در جدول شماره ۵ مربوط به نمونه‌های ۱۵ تا ۴۰، ۶۰ تا ۹۰ و ۱۱۰ تا ۱۱۷ می‌باشد و کمترین آن‌ها را در نمونه‌های ۲ تا ۱۵، ۴۱ تا ۵۷ و ۹۱ تا ۱۰۹ قابل مشاهده است که با نمودار

جدول ۳. فراوانی نمونه‌های متناسب با سطوح عمیق

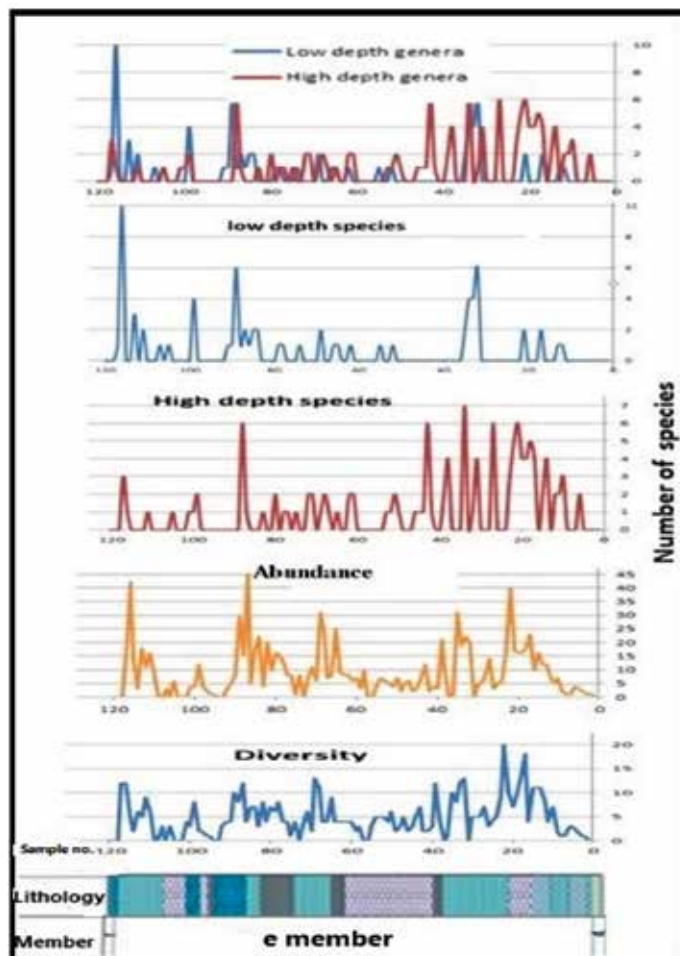
Abundance	species
۶/۶۱٪	Paracypris
۱/۰۲	Henryhowella

جنس‌هایی که در عمق‌های متفاوتی زیست می‌نمایند عبارتند از:

جدول ۴. فراوانی نمونه‌های متناسب با عمق‌های متغیر

Abundance	species
۳۶/۹۹٪	Krithe
۲۳/۲۰٪	Cytherella
۱/۸۶٪	Parakrithe

گونه‌های مذکور در اعماق مختلفی توانایی زیست دارند و سازش خوبی برای زیستن در محیط‌هایی با کمبود مواد غذایی و اکسیژن آب دارند. در برش چشمه برون این گونه‌ها بیش‌ترین فراوانی را به خود اختصاص داده‌اند. با توجه به یافته‌های فوق می‌توان نتیجه گرفت که محیط رسوبی عضو e سازند قم در برش چشمه برون محیطی با تغییرات عمق بوده است به‌طوری‌که در قاعده ستون چینه‌شناسی مورد نظر تا بخش میانی (از نمونه ۲ تا ۵۰) به‌طور نسبی افزایش عمق حوضه مشاهده می‌شود که با افزایش استراکدهای شاخص محیط عمیق (*Paracypris*, *Henryhowella*) متناسب است. سپس در بخش میانی برش مورد نظر، عمق نسبتاً کاهش یافته اما در نمونه شماره ۸۷ افزایش ناگهانی عمق وجود دارد و پس از آن تا انتها کاهش عمق حوضه و افزایش جنس‌های *Xestoleberis*، *Loxoconcha* و *Neomonoceratina* که شاخص محیط کم‌عمق هستند دیده می‌شود. بین تنوع، فراوانی و عمق ارتباط ویژه‌ای وجود دارد. شایان ذکر است که تغییرات تنوع و فراوانی تنها به تغییرات عمق وابسته نیستند (Sanders et al., 1965). تنوع معمولاً در بخش‌های کم‌عمق و نزدیک خط ساحلی کم است و به‌تدریج با دور شدن از خط ساحلی افزایش می‌یابد ولی مجدداً در اعماق بیش‌تر به علت کاهش مواد غذایی، کاهش پیدا می‌کند (Pokorny, 1971). در برش چشمه برون به‌طور کلی از نمونه‌های ۲۰ تا ۴۰ شاهد فراوانی و تنوع گونه‌ها می‌باشیم که با افزایش عمق در این بخش



شکل ۹. روند تغییر عمق نهشته‌های عضو e سازند قم در برش چشمه برون بر اساس استراکدهای شاخص محیط عمیق (*Paracypris*, *Henryhowella* و محیط کم‌عمق (*Neomonoceratina*, *Loxoconcha*, *Xestoleberis*))

افزایش و کاهش نسبی تنوع و فراوانی گونه‌ها انطباق دارد. این‌طور به نظر می‌رسد که علی‌رغم محیط دیرینه دریایی نهشته‌های عضو e، این محیط احتمالاً دارای نوسانات شوری آب نیز بوده که با توجه به میزان فراوانی گونه‌های نامبرده شده در جدول ۵ می‌توان ارتباط مستقیم با تنوع و فراوانی کل استراکدها را توجیه کرد (شکل ۱۰).

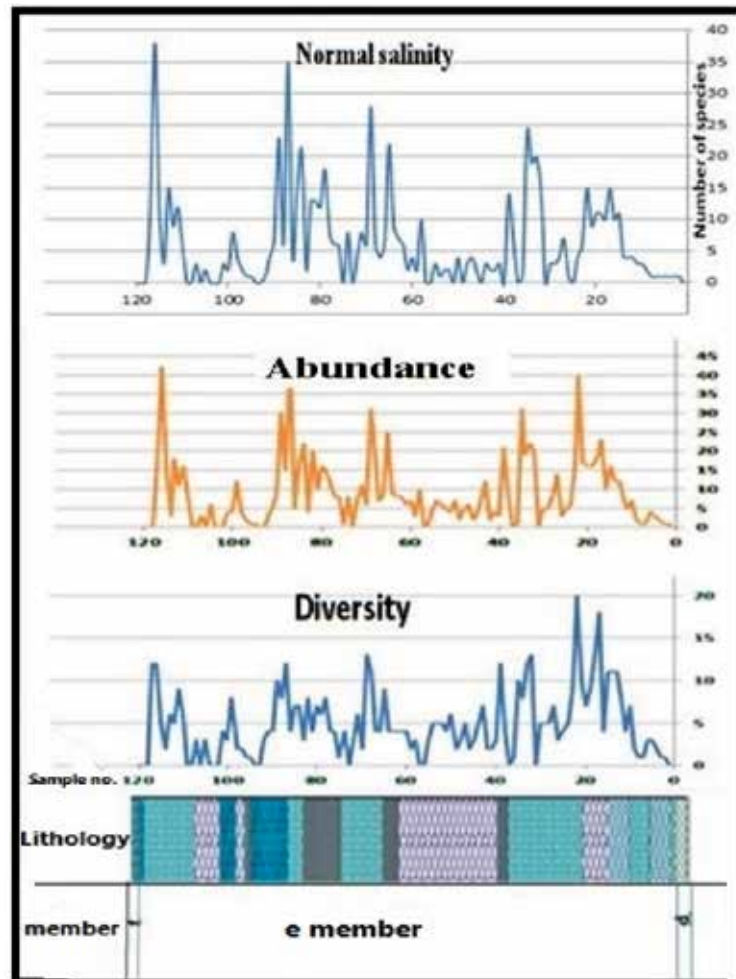
دما: تغییرات دمایی که در عرض‌های مختلف جغرافیایی وجود دارد، تجمع استراکدها را تحت تاثیر قرار می‌دهد. تجمع استراکدها در مناطق گرمسیری نسبت به تجمع در عرض‌های بالاتر متنوع‌تر بوده ولی اندازه بعضی کارپاس‌های نمونه‌های عرض‌های بالاتر بزرگتر است. دما به‌طور مستقیم بر افزایش تولیدمثل و نیز بر ضخیم شدن کارپاس استراکدها مؤثر است (Alvarez-Zarikian et al., 2008). در برش چینه‌شناسی چشمه برون بر اساس نظر الوارز و همکاران

که مشخصه‌ی دمایی هستند اشاره شده است:

۱. استراکدهایی که مشخصه‌ی آب‌های گرم هستند عبارتند از: *Aurila*, *Bairdia*, *Ruggieria*

۲. استراکدهایی که مربوط به آب‌های نسبتاً سردتر هستند مانند: *Krithe*, *Cytherella* و *Henryhowella*.

مطابق یافته‌های به‌دست‌آمده می‌توان نتیجه گرفت که افزایش دما به‌طور نسبی متناسب با افزایش جنس‌های شاخص‌های گرم شامل *Ruggieria*, *Bairdia*, *Aurila* بوده به‌نحوی که از قاعده برش مورد نظر تا بخش میانی (از نمونه ۲ تا ۷۰) علی‌رغم افت و خیزهای نسبی، افزایش دما قابل مشاهده است که با روند تغییرات تنوع و فراوانی گونه‌ها نیز هماهنگی دارد. همچنین افزایش نسبی دما منجر به افزایش تنوع و همچنین فراوانی استراکدها در طول برش



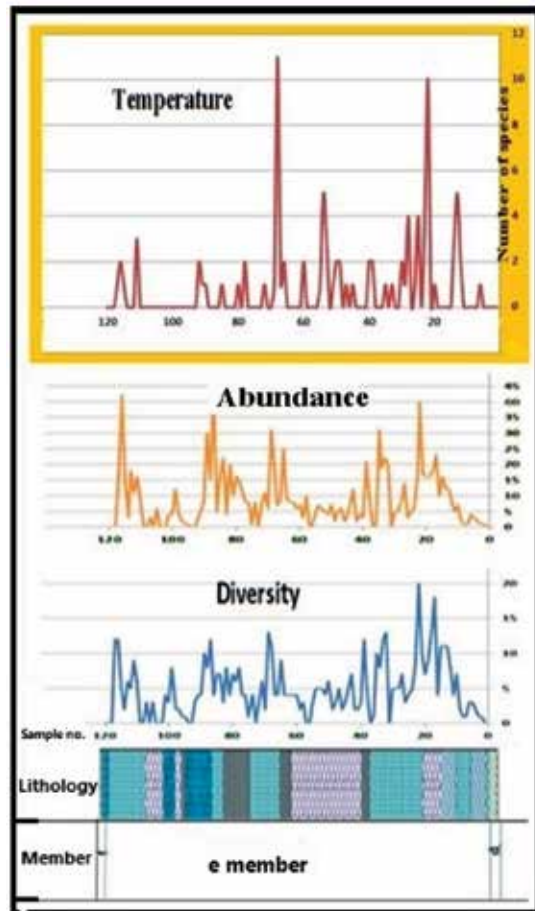
شکل ۱۰. روند تغییر شوری نهشته‌های عضو e سازند قم در برش چشمه برون

چینه‌شناسی شده است (شکل ۱۱).

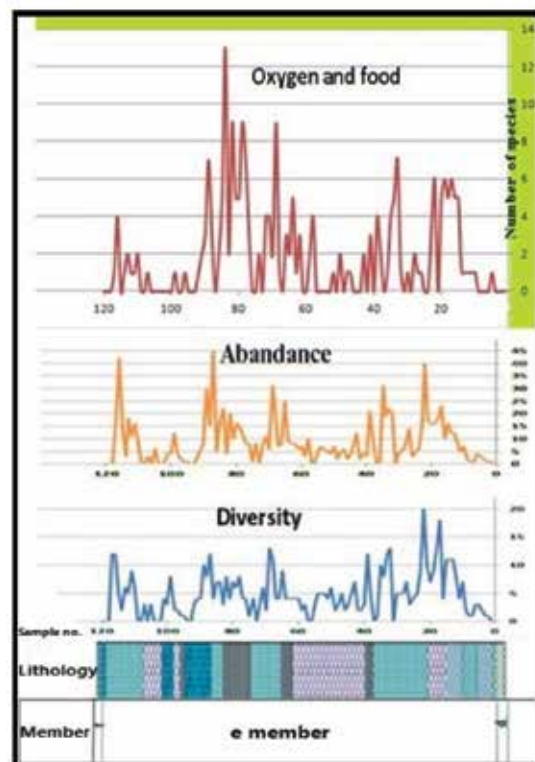
بنابراین درصد بالای حضور فسیل استراکد *Cytherella*

از پلاتی کوپیدا، می‌تواند برای تعیین سطح اکسیژن و به‌عنوان مقیاس انحلال اکسیژن در دریاهای گذشته مورد استفاده قرار گیرد. به عقیده واتلی (Whatley, 1991) در اغلب محیط‌های اکولوژیکی پر تنش و کم اکسیژن، استراکدهای پلاتی کوپیدا به دلیل تغذیه خاص و تولید مثل خود در محیط غالب می‌شوند و در عوض از تنوع و فراوانی پودوکوپیداها کاسته می‌شود. به عبارت دیگر به دلیل تغذیه نوع صافی خواری و صفحات برانشی زیادی که جهت این نوع تغذیه و نیز تنفس در سطح شکمی خود دارند باعث افزایش بیشتر اکسیژن محلول در آب می‌شوند. از طرف دیگر حضور گسترده فسیل پودوکوپیدا به‌ویژه *Krithe* نشانه افزایش اکسیژن محیط می‌باشد و بنابراین تغییرات اکسیژن در برش مورد مطالعه تأیید می‌گردد (شکل ۱۳).

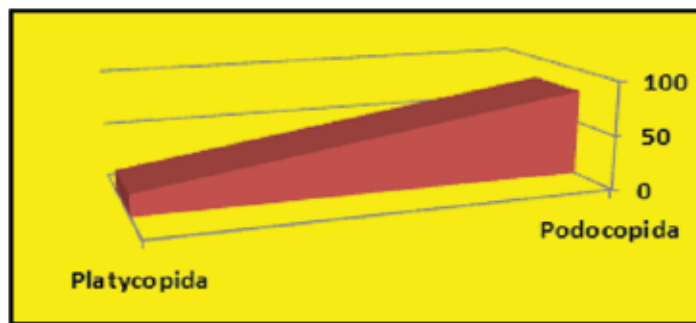
مواد غذایی و اکسیژن: تغییر در منابع غذایی و اکسیژن محلول در آب، ممکن است سبب تغییر در شکل و اندازه وستیبول در برخی جنس‌ها مانند *Krithe* و *Parakrithe* شود. میزان فسفات و نیترات در آب دریا نیز بازتاب‌دهنده افزایش یا کاهش جمعیت استراکدهاست. میزان اکسیژن محلول در آب در پراکندگی استراکدها نقش اساسی دارد. برخی از استراکدها مانند جنس *Xestoleberise* در محیط‌های کم اکسیژن از بین می‌روند و محل زندگی آنها در محیط‌های جزر و مدی واقع در بالای سواحل و گاهی در رسوبات است (Whatley, 1991). تغییرات اکسیژن و مواد غذایی محیط با فراوانی و تنوع استراکدها رابطه مستقیم دارد به طوری که با کاهش میزان اکسیژن محیط، تنوع و فراوانی استراکدها نیز کاهش می‌یابد (شکل ۱۲).



شکل ۱۱. روند تغییر دمای نهشته‌های عضو e سازند قم در برش چشمه برون بر اساس استراکدهای شاخص



شکل ۱۲. روند تغییر اکسیژن و مواد غذایی نهشته‌های عضو e سازند قم در برش چشمه برون بر اساس استراکدهای پلاتی کوپیدا



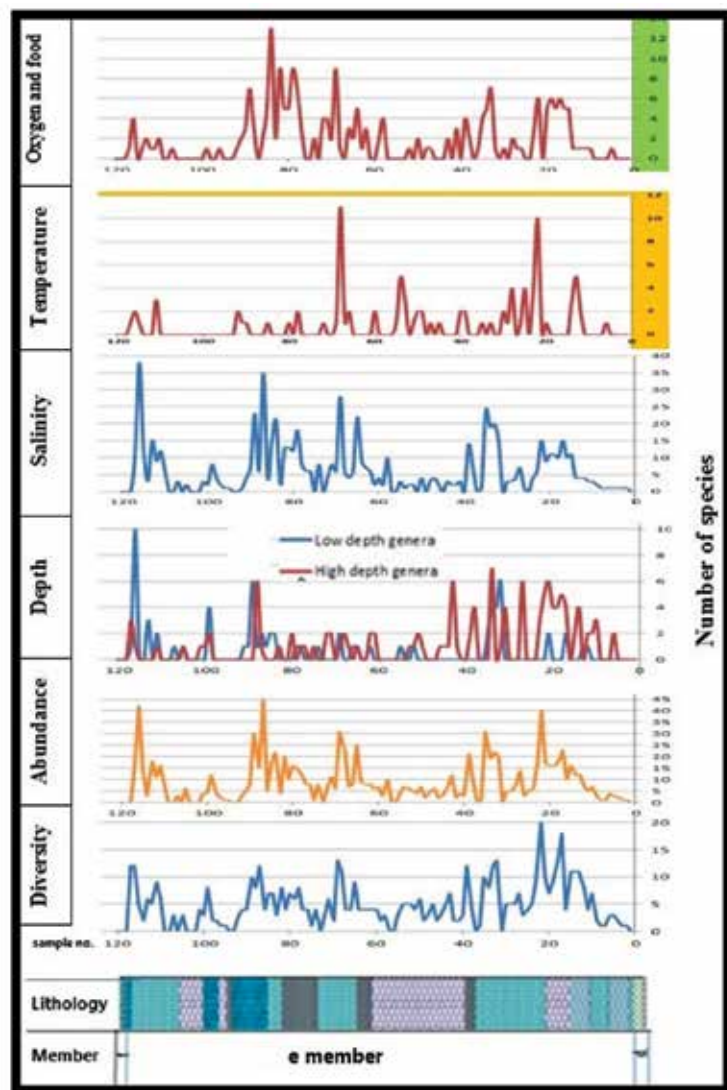
شکل ۱۳. نمودار مقایسه فراوانی استراکدهای پلاتی کوپیدا و پودوکوپیدا در برش چشمه برون

استراکدها استفاده کردند (Horne and Martens, 2000). همچنین بر اساس مطالعات انجام شده، جنس *Paracypris* نیز در محیط آبی نسبتاً عمیق (Ikeya et al., 2011)، بیشتر گونه‌های *Cytherella* در محیط آبی کم‌عمق با شوری معمولی (Hartmann and Puri, 1975) و جنس‌های *Bairdiopillata* و *Bairdia* در آب‌های گرم کم‌عمق با شوری معمولی ثبت شده‌اند (Monostori, 1985). با توجه به جنس‌های فوق که در اعماق مختلفی توانایی زیست دارند می‌توان نتیجه گرفت که عضو e سازند قم مربوط به عمق‌های متفاوت بوده و نوسانات آن به شکلی بوده که در بخش قاعده عمق به تدریج افزایش یافته و پس از روندی کاهشی، به‌طور ناگهانی افزایش پیدا کرده و سپس به سمت انتهای ستون چینه‌شناسی از عمق کاسته می‌شود. همچنین محیط دیرینه نهشته‌های عضو e دارای نوسانات شوری آب نیز بوده که با تنوع و فراوانی کل استراکدها ارتباط مستقیم دارد. به‌طور کلی کاهش دما احتمالاً سبب پایین آمدن سطح آب دریا شده؛ در حالی که افزایش دما سطح آب دریا را افزایش داده و به‌طور نسبی شوری کاهش می‌یابد. در نتیجه محیط رسوبی عضو e سازند قم در برش چشمه برون، محیطی با نوسانات سطح آب دریا و تغییرات عمق بوده است. به‌نحوی که در قاعده ستون چینه‌شناسی مورد نظر تا بخش میانی (از نمونه ۲ تا ۵۰) به‌طور نسبی افزایش عمق حوضه مشاهده می‌شود و سپس در بخش میانی برش مورد نظر، عمق نسبتاً کاهش یافته و این در حالی است که استراکدها در محیط‌های کم‌عمق به‌واسطه وجود نور، شرایط غذایی، اکسیژن و عوامل مشابه دارای فراوانی بیشتر

توجه و بررسی تنوع و فراوانی گونه‌های استراکدا در طول برش، از جمله جنس‌های *Paracypris*، *Aurila*، *Ruggieria*، *Loxochoncha*، *Krithe*، *Xestoleberis*، *Cytherella* می‌تواند به‌عنوان معیارهایی برای اندازه‌گیری فاکتورهای پالئوکلوزیک مورد توجه قرار گیرد. تغییرات مربوط به آنها نشان‌دهنده بی‌ثباتی شرایط محیط دیرینه در طول توالی مورد مطالعه می‌باشد. این‌طور به نظر می‌رسد که علت تغییرات، مربوط به مواد غذایی، اکسیژن و آشفتگی آب باشد. اکسیژن محلول در آب یکی از مهم‌ترین عوامل محیطی است که در توزیع و پراکندگی انواع استراکدها نقش اساسی و مهمی را ایفا می‌کند. همچنین وجود تزئینات زیاد در کاراپاس استراکدها به وجود اکسیژن بستگی دارد زیرا در محیط‌های کم اکسیژن، روزن داران و استراکدها از تزئینات بسیار کمی برخوردارند (Whatley, 1991) و جنس‌های *Loxochoncha* و *Ruggieria*، *Aurila* در برش مورد بررسی دارای این گونه تزئینات می‌باشند. مطابق مطالعات انجام شده جنس‌های *Cytherella*، *Xestoleberis*، *Bairdopillata* و *Aurila* در محیط‌های دریایی گرم (حرارت بیش از ۱۰ درجه سانتی‌گراد) و کم‌عمق بوده‌اند (Ikeya et al., 2011) و جنس *Krithe* در آب‌های عمیق‌تر نیز یافت شده است (Elewa, 2005). البته فرضیه‌ای در مورد این جنس توسط پیپوکه (Peypouquet, 1975) مطرح گردیده که اندازه و شکل دهلیزی *Krithe* را به محتوی اکسیژن حل‌شده آب دریا ارتباط می‌دهد. تحقیقات پیپوکه (۱۹۸۳، ۱۹۷۹)، ریها (Riha, 1989) و مک‌کنزی (McKenzie, 1995) از این فرضیه برای برآورد محیط‌های دیرینه بر اساس

آن استفاده می‌کنند. اشباع آب از اکسیژن در طول شب و در اعماق زیاد کمتر روی می‌دهد. احتمالاً در بخش میانی برش چشمه برون که عمق نسبتاً کاهش یافته، اکسیژن و مواد غذایی فراوان تر بوده است. به نظر می‌رسد در برش چشمه برون تغییرات اکسیژن و مواد غذایی محیط دیرینه با فراوانی و تنوع استراکدها رابطه مستقیم داشته به طوری که با کاهش میزان اکسیژن محیط، تنوع و فراوانی استراکدها نیز کاهش می‌یابد (شکل ۱۴).

هستند و به سمت محیط عمیق تر به طور معمول کمیاب ترند. از طرف دیگر با افزایش عمق، پایداری شرایط محیطی افزایش پیدا نموده در حالی که سطح انرژی محیط کاهش می‌یابد. افزایش عمق با کاهش اندازه دانه‌های رسوب، نفوذ نور و پوشش فلورا همراه خواهد بود. میزان اکسیژن موجود در آب دریا به دما و موجودات زنده فتوسنتز کننده مانند جلبک‌ها و فیتوپلانکتون‌ها بستگی دارد که در آن زندگی می‌کنند. طول روز، فعالیت فتوسنتزی آن‌ها اکسیژن تولید می‌کند، این اکسیژن در آب دریا حل می‌شود و موجودات دریایی از



شکل ۱۴. روند تغییرات عمق، دما، شوری، مواد غذایی و اکسیژن و ارتباط آن با فراوانی و تنوع استراکدها در برش چشمه برون

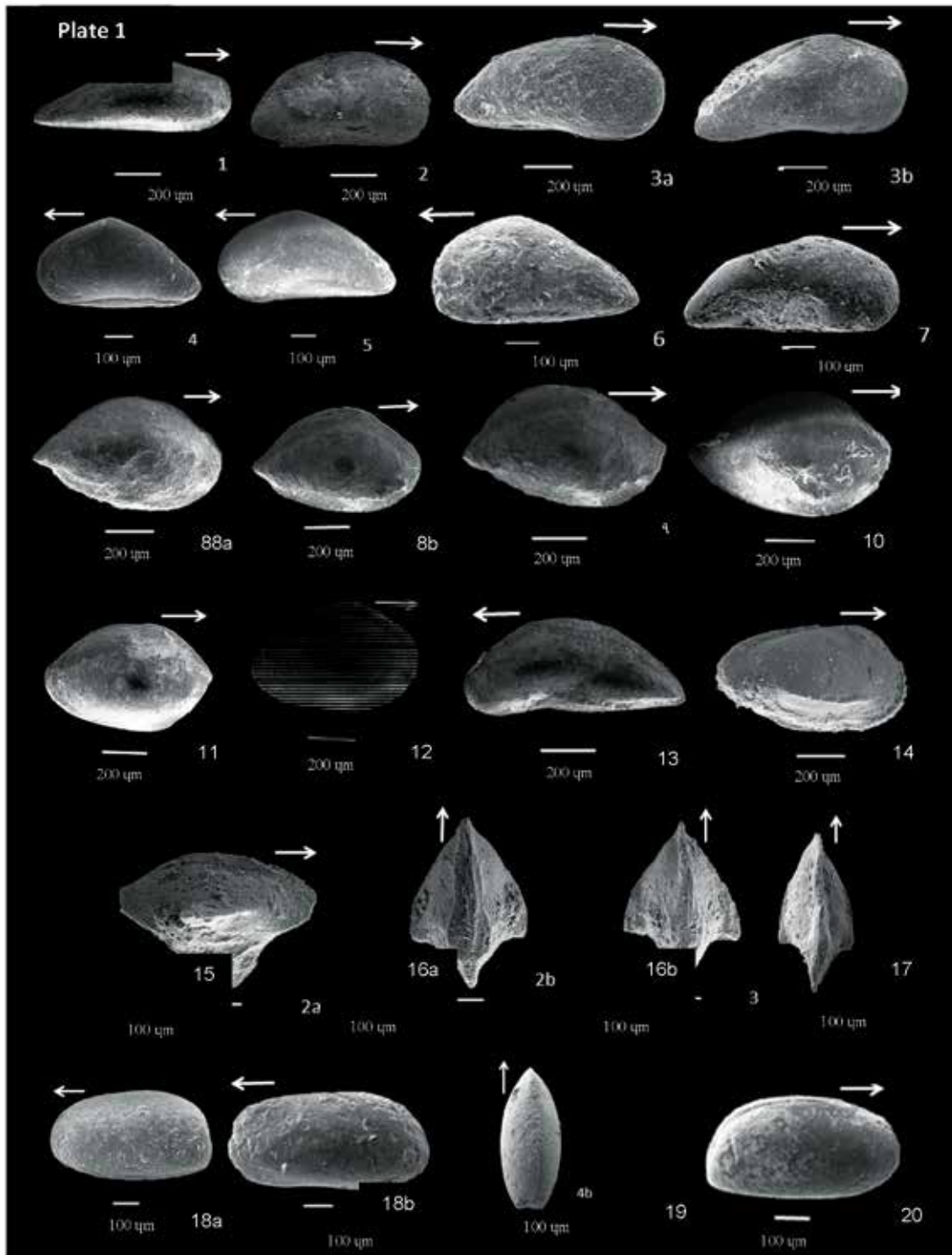


Plate 1: **Paracypris pandyai** Khosla 1978, Right valve, Sample No. Ch 8, 2: **Paracypris sp. 1**, Right valve, Sample No. Ch 12, 3: **Paracypris sp. 3**, a) Right valve, Sample No. Ch 8, b) Right valve Sample No. Ch 13, 4: **Propontocypris sp. 2**, Left valve, Sample No. Ch 22, 5: **Propontocypris sp. 2**, Left valve, Sample No. Ch 21, 6: **Propontocypris sp. 3**, Left valve, Sample No. Ch 80, 7: **Pontocypris sp.**, Right valve, Sample No. Ch 33, 8: **Neonesidea spica** Holden 1976, a) Right valve, Sample No. Ch 18, b) Right valve Sample No. Ch 67, 9: **Bairdia ocalana** Puri 1957, Right valve, Sample No. Ch 117, 10: **Bairdia orbiculata** Gusseva 1972, Right valve, Sample No. Ch 67, 11: **Bairdia sp.**, Right valve, Sample No. Ch 18, 12: **Bairdoppilata sp. cf. B. subdeltoidea** (Münster), Right valve, Sample No. Ch 17, 13: **Macrocypris sp.**, Left valve, Sample No. Ch 26, 14: **Bosquetina sp.**, Right valve, Sample No. Ch 59, 15: **Cytheropteron sp. 1**, Dorsal view, Sample No. Ch 87, 16: **Cytheropteron sp. 4**, a) Right valve, b) Dorsal view, Sample No. Ch 87, 17: **Cytheropteron sp.**, Dorsal view, Sample No. Ch 87, 18: **Krithe pernoides** Bornemann 1855, a) Right valve, b) Dorsal view, Sample No. Ch 113, 19: **Krithe sp. 1**, a) Left valve, Sample No. Ch 85, 20: **Krithe sp. 4**, Right valve, Sample No. Ch 112.

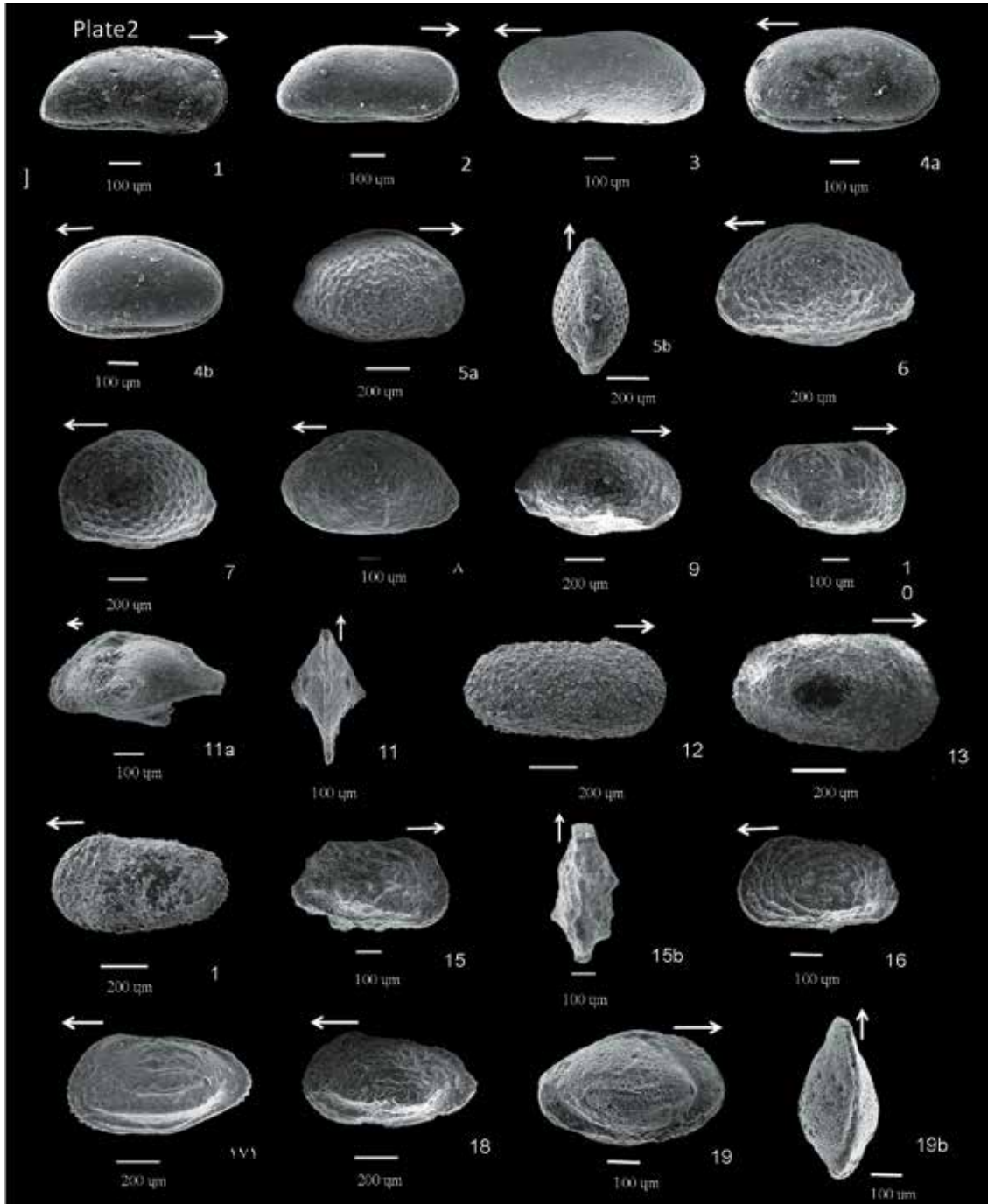


Plate: **Krithe sp.**, Right valve, Sample No. Ch 12, 2: **Parakrithe dactylomorpha** Ruggieri 1962, Right valve, Sample No. Ch 115, 3: **Parakrithe sp.**, Left valve, Sample No. Ch 41, 4: **Cyamocytheridea sp.**, a-b) Right valve, Sample No. Ch 112, 5: **Aurila convexa** Baird 1850, a) Right valve, b) Dorsal view Sample No. Ch 68, 6: **Aurila (Aurila) sp.**, Left valve, Sample No. Ch 68, 7: **Aurila (Aurila) sp.1.** Left valve, Sample No. Ch 50, 8: **Aurila (Cruciaurila) sp.**, Left valve, Sample No. Ch 91, 9: **Pokorniyella deformis minor** Reuss 1850, Right valve, Sample No. Ch 68, 10: **Neomonoceratina sp.**, Right valve, Sample No. Ch 12, 11: **Paijenborchella sp. 1**, a) Left valve, b) Dorsal view, Sample No. Ch 69, 12: **Echinocythereis sp. 1**, Right valve, Sample No. Ch 51, Right valve, Sample No. Ch 12, 13: **Echinocythereis sp. 2**, Right valve, Sample No. Ch 52, 14: **Henryhowella sp. 1**, Left valve, Sample No. Ch 38, 15: **Hermanites sp. 1**, a) Right valve, b) Dorsal view, Sample No. Ch 21, 16: **Grinioneis sp.**, Left valve, Sample No. Ch 6, 17: **Ruggieria sp. 4**, Left valve, Sample No. Ch 6, 18: **Ruggieria sp. 2**, Left valve, Sample No. Ch 6, 19: **Buntonia sp.**, a) Right valve, b) Dorsal view, Sample No. Ch 73.

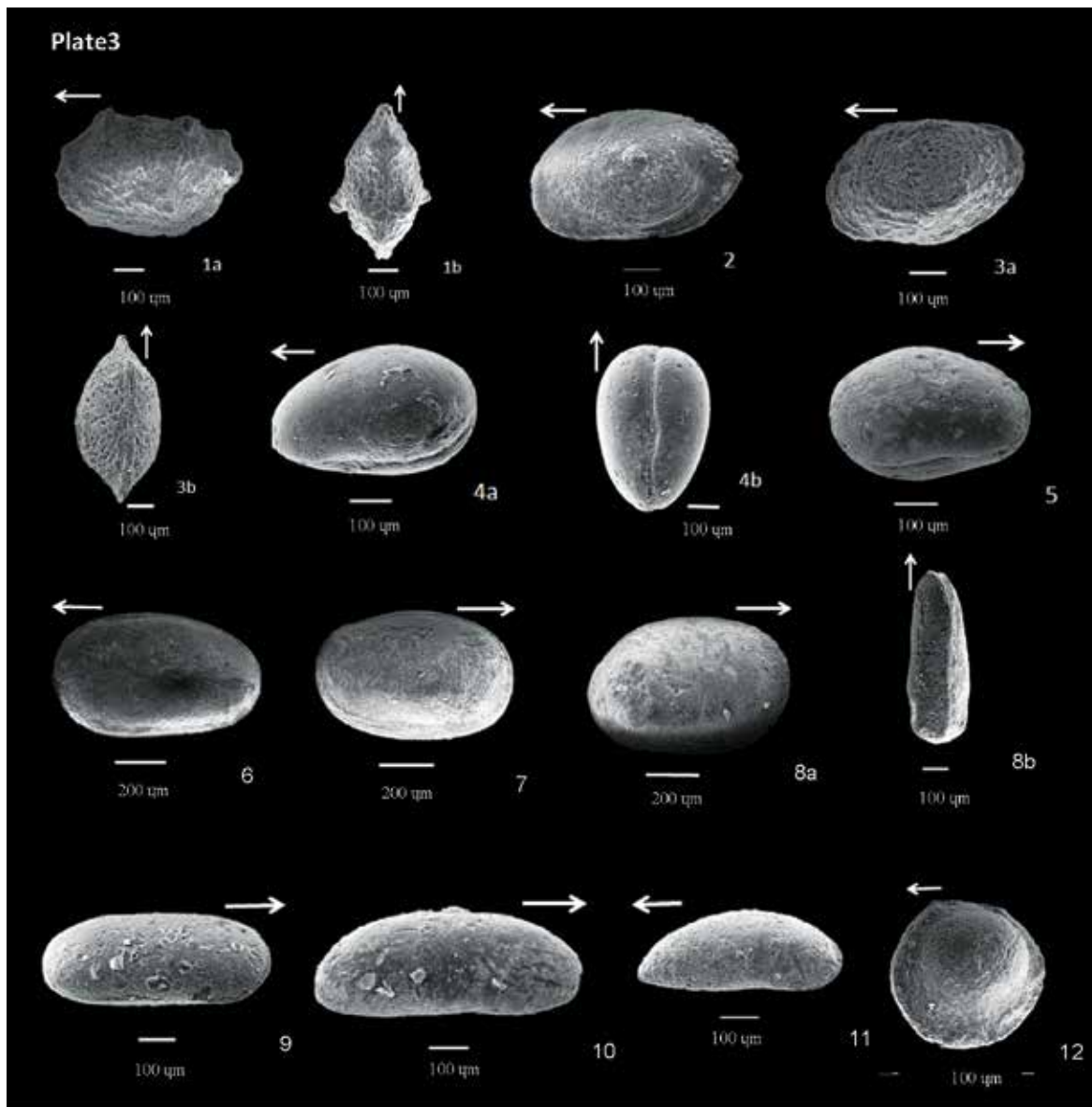


Plate 1: *Loxocorniculum* sp., a) Left valve, b) Dorsal view, Sample No. Ch 99, 2: *Loxoconcha punctatella* Reuss 1850, Left valve, Sample No. Ch 48, 3: *Loxoconcha* sp. 2, a) Left valve, b) Dorsal view, Sample No. Ch 112, 4: *Xestoleberis* sp. 1, a) Right valve, b) Dorsal view, Sample No. Ch 98, 5: *Xestoleberis* sp. 2, Left valve, Sample No. Ch 93, 6: *Cytherella hyalina* MÉHES, 1941, Left valve, Sample No. Ch 85, 7: *Cytherella compressa* MÜNSTER 1830, Right valve, Sample No. Ch 87, 8: *Cytherella* sp. 2, a) Right valve, b) Dorsal view, Sample No. Ch 69, 9: *Copytus?* sp., Right valve, Sample No. Ch 100, 10: *Pontocythere?* sp., Right valve, Sample No. Ch 97, 11: *Cytherois?* sp., Right valve, Sample No. Ch 33, 12: *Polycope* sp.1, Left valve, Sample No. Ch 111.

نتیجه گیری

شده به نظر می‌رسد ۱۳ جنس و گونه برای اولین بار از سازند قم گزارش می‌شوند که شامل گونه‌های ذیل می‌باشند.
Kriithe pernoides, *Parakriithe dactylomorpha*,
Cytherella hyalina, *Cytherella compressa*, *Aurila*

۴۲۷/۵ متر رسوبات عضو e سازند قم در برش چین‌شناسی چشمه برون شامل مارن، مارن ماسه‌ای، شیل، شیل آهکی و آهک‌رسی بوده و حاوی ۳۰ جنس و ۵۱ گونه استراکد است. از میان جنس‌ها و گونه‌های شناسایی

پالئوآکولوژی سازند قم بر اساس استراکدا در شمال غرب سمنان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه دامغان، ۱۳۱.

- پورمعمد، ف.، ۱۳۴۶. مطالعه‌ی استراکدها و سنگ‌شناسی سازند قم در منطقه دوچاه. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

- ترک‌زاده ماهانی، الف.، وزیر، م.، داستانیپور، م.، خسروی، ز. و حسنی، م.، ۱۳۸۹. معرفی استراکدهای میوسن پیشین و پالئوآکولوژی آن‌ها در ناحیه جفریز (شمال بافت کرمان). فصلنامه رخساره‌های رسوبی، ۲(۳)، ۴۱-۵۱.

- خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۸. میکروپالئونتولوژی کاربردی (جلد دوم) غیر فرامینیفرا. انتشارات دانشگاه تهران، چاپ سوم، ۲۵۱.

- دانشیان، ج. و اخلاقی، م.، ۱۳۸۷. محیط دیرینه نهشته‌های سازند قم بر اساس فرامینیفرا در برش اندآباد، شمال شرق ماه‌نشان. دومین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، دانشگاه آزاد اسلامی خوراسگان.

- دانشیان، ج. و آفتابی، ا.، ۱۳۸۸. بیواستراتیگرافی فرامینیفرهای سازند قم بر اساس یافته‌های جدید در برش چینه‌شناسی تاقدیس نواب، جنوب شرق کاشان. مجله علوم دانشگاه تهران، ۴(۳۵)، ۱۳۷-۱۵۴.

- دانشیان، ج. و اکرمی، ز.، ۱۳۹۲. گزارشی از استراکدهای سازند قم (عضو b) در شمال غرب قم. سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.

- دانشیان، ج.، ایمن دوست، باغبانی و جلالی، ۱۳۸۸، چینه نگاری سکانسی سازند قم در برش رازقان، شمال باختر ساوه، سیزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران.

- دانشیان، ج. و طریقتی، م.، ۱۳۹۱. استراکدهای میوسن ناحیه دوچاه در شمال غرب قم. ششمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، جلفا.

- دانشیان، ج. و قنبری، م.، ۱۳۸۶. مطالعه گسترش چینه‌شناسی فرامینیفرا پلانکتیک عضو b سازند قم در ناحیه الگو، یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی کشور، دانشگاه فردوسی مشهد.

- دانشیان، ج.، مصدق، ح.، خلج، ح. و قاسمی، ع.، ۱۳۸۸. چینه نگاری سکانسی نهشته‌های سازند قم در ناحیه الگو برش کوه بیچاره در جنوب شرق قم، شمال ایران مرکزی. مجله علمی پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان.

- دانشیان، ج. و وادونی، س.، ۱۳۸۹. اولین گزارش از

(*Aurila*) sp.1, *Neonesidea spica*, *Bairdia ocalana*, *Bairdia orbiculata*, *Macrocypris* sp., *Pontocypris* sp., *Cytherois?* sp., *Propontocypris* sp. 3, *Grinioneis* sp. بر مبنای استراکد، سن نهشته‌ها میوسن پیشین (اکیتانین-بوردیگالین) بوده هرچند که بر اساس فرامینیفرها بوردیگالین می‌باشد. همچنین مطالعات پالئوآکولوژی، بر اساس ۱۰۷۳ فسیل استراکد شناسایی شده نشان داد که بیش‌ترین فراوانی مربوط به جنس‌هایی مانند *Cytherella*, *Paracypris* است.

با توجه به جنس‌های فوق که در اعماق مختلفی توانایی زیست دارند می‌توان نتیجه گرفت که عضو e سازند قم مربوط به عمق‌های متفاوت بوده و نوسانات آن به شکلی است که در بخش قاعده عمق به تدریج افزایش یافته و پس از تحمل روندی کاهشی، مجدداً به‌طور ناگهانی افزایش پیدا کرده و سپس به سمت انتهای ستون چینه‌شناسی از عمق آن کاسته می‌شود. بر اساس استراکدهای شناسایی شده در این بررسی شامل *Aurila*, *Bairdia*, *Ruggieria* که از نظر دما ساکن آب‌های گرم هستند و علی‌رغم وجود برخی گونه‌های *Krithe*, *Cytherella* و *Henryhowella* که از نظر دما معمولاً در آب‌های سردتر حضور دارند، می‌توان به‌طور کلی دمای حوضه رسوبی سازند قم را با نوساناتی گرم در نظر گرفت. ضمناً حضور گسترده فسیل پودوکوپیدا در منطقه به‌ویژه *Krithe* نشانه افزایش اکسیژن محیط می‌باشد. همچنین با توجه به بیشتر گونه‌های *Cytherella* که در محیط آبی کم‌عمق با شوری معمولی یافت شده‌اند و جنس‌های *Bairdia* و *Bairdioppilata* که از آب‌های گرم کم‌عمق با شوری معمولی ثبت شده‌اند، می‌توان استنتاج نمود که شرایط پالئوآکولوژی برش مورد بررسی با توجه به جنس‌های *Aurila*, *Loxochoncha* و *Cytherella* می‌تواند محیطی گرم و درون اقلیمی با شوری معمولی باشد.

منابع

- احسانی، ن.، ۱۳۹۰. گسترش چینه‌شناسی استراکدها در عضو e سازند قم در کمرکوه، شمال غرب قم. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی تهران، ۸۰.

- اسماعیلی دهج، الف.، ۱۳۹۰. بیواستراتیگرافی و

- ner, R., 2005. Ecology and shell chemistry of *Loxoconcha matagordensis*, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 225, 14- 67.
- Daneshian, J., and 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.
 - Dozy, J.J., 1945. A geological reconnaissance of the area of Veramin and the Siah Kuh (Central Persia): Geological Report 6 (Tehran file).
 - Elewa, Ashraf M.T., 2005. *Migration of Organisms: Climate. Geography. Ecology.* Springer Science and Business Media.
 - Frenzel, P., and Boomer, I., 2005. The use of ostracods from marginal marine, brackish waters as bioindicators of modern and quaternary environmental change *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 225 (1), 68-92.
 - Furon, R., and Marie, P., 1939. Sur la microfauve des marnes aquitaniennes *Lepidocyclines de Qoum (Perse)*. *Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, 79-80.
 - Furrer, M. A. and Soder, P. A., 1955. The Oligo- Miocene Marine Formation in the Qom region (Central Iran), *Proceedings of the 4th World Petroleum Congress, Rome, Section I/A/5: 267 -277.*
 - Hartmann, G., and Puri, H.S., 1975. Summary neontological and palaeontological classification of ostracoda. *Mitt. Hamburg, 2001. Mus. Inst, 70.*
 - Horne, D. and Martens, K., 2000. *Evolutionary Biology and Ecology of Ostracoda.* Springer Science and Business Media.
 - Ikeya, N., Ishizaki, K. and Hanai, T., 2011. *Evolutionary Biology of Ostracoda: Its Fun-*
- جنس‌های استراکدا عضو سازند قم در کوه دوبرادر، جنوب شرق قم. چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی کشور، ارومیه.
- درویش زاده، ع.، ۱۳۸۲. زمین‌شناسی ایران. تهران، انتشارات امیرکبیر.
 - زمانی، پ.، ۱۳۸۲. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ قم. سازمان زمین‌شناسی کشور.
 - طریقتی، م.، ۱۳۹۱. گسترش چینه‌شناسی استراکدا در عضو سازند قم در کوه دوچاه، شمال غرب قم. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی، ۱۳۶.
 - وادونی، س.، ۱۳۸۹. گسترش چینه‌شناسی استراکدا در عضو سازند قم در کوه دوبرادر، جنوب شرق قم. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی تهران، ۸۵.
 - هادوی، ف.، ۱۳۶۳. معرفی استراکدهای مقطع دوچاه (سازند قم). سازمان زمین‌شناسی کشور.
 - هادوی، ف.، ۱۳۸۱. استراکدهای سازند قم در مقطع دوچاه. بیست و یکمین همایش علوم زمین سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۴۳ - ۱۴۶.
 - Alvarez-Zarikian, C.A., Soter, S. and Katsanopoulou, D., 2008. Recurrent submergence and uplift in the area of ancient Helike, Gulf of Corinth, Greece: microfaunal and archaeological evidence. *Journal of Coastal Research*, 24, 110-125.
 - Armstrong, H.A., and Brasier, M.D., 2005. *Microfossils: Malden, Mass.* Blackwell Publishing, 296.
 - Bassiouni, M. A. A., and Luger, P., 1990. Maastrichtian to Early Eocene ostracoda from southern Egypt. *Paleontology, Paleocology, Paleobiography and Biostratigraphy.* Berliner Geowissenschaftlichen. *Abhandlungen, Berlin*, 120 (2), 755-928.
 - Bruce, A., 2002. The importance of ostracoda and their relationship with the marine near shore environment of Thanet. *Environment Agency, Addington, West Malling*, 37- 43.
 - Cronin, T.M., Kamiya, T., Dwyer, G.S., Belkin, H., Vann, C.D., Schwede, S. and Wag-

damentals and Applications, Elsevier, 623.

- McKenzie, J.A., 1995. Geochemical indicators tracing ecosystem response to climatic change during the late Pleistocene, Geological Institute, ETH-Zentrum, 8092 Zurich, Switzerland.
- Monostori, M., 1985. Eocene Ostracoda from the Dorog Basin (Norther Transdanubia Hungary). Akademia kiado, Budapest. 1-214.
- Peypouquet, J.P., 1975. Les variations des caractres morphologique internes chez les ostracodes des genres Krithe et Parakrithe: relation possible avec la teneur en O₂ dissout dans l'eau. Bulletin de l'Institut Gtologique du Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, 17: 81-88.
- Pokorny, V., 1971. The diversity of fossil ostracode communities as an indicator of paleogeographic condizions. In Oertli, H.J, (ed.), colloque sur la paléoécologie Recherches Pau. 45-61.
- Riben, H., 1935. Contribution a la géologie de l'Azerbeidjan Persan: Bulletin de la Société Neuchateloise des Sciences Naturelles, 59 (1934), 20-144.
- Riha, J., 1989. Ostracoda and Biostratigraphy. Proceedings of 12th International Symposium On Ostracoda. Balkema, Rotterdam.
- Sanders, H.L., Hessler, R.R. and Hampson, G.R., 1965. An introduction to the study of deep-sea benthic faunal assemblages along the Gay Head-Bermuda transect. Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts, 12 , 845-867.
- Stahl, A. F., 1911. Persien in Handbuch der Regionalen Geologie. Heidelberg (Winter), Hft. 8, 5(8), 257-267.
- Stocklin, J. and Setudehnia, A., 1977. Stratigraphic Lexicon of Iran, 2nd ed., Rep. 18, 376, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Van der Zwaan, G.J., Jorissen, F.J., and De Stigter, H.C., 1990. The depth-dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios; constraints and applications. Marine Geology, 95, 1-16.
- Whatley, R.C., 1991. The platycopid signal: a means of detecting kenoxic event using Ostracoda. Journal of Micropaleontology, 10, 181-185.

تحلیل کرنش نهایی^۱ در سنگ‌های دگرریخت شده ناحیه قاسم‌آباد، شمال باختر بلوک لوت

فرید رحیمی دهگلان^۱، محمدرضا شیخ‌الاسلامی^(۲)، جعفر طاهری^۳، محمدرضا قاسمی^۴

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

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

۳. دکترای چینه‌شناسی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مدیریت شمال شرق

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

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۴/۱۹

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۸/۰۵

چکیده

سنگ‌های دگرریخت شده ناحیه قاسم‌آباد در شمال خاوری پهنه زمین ساختی کاشمر-کرمان و در بخش شمال باختری بلوک لوت قرار دارند. در این پژوهش بر پایه‌ی مطالعات ریزساختاری واحدهای سنگی دگرریخت شده، کرنش نهایی دوبعدی و سه‌بعدی بررسی شده است. روش فرای برای بررسی دوبعدی بیضوی کرنش مورد استفاده قرار گرفته و نتایج حاصل از آن برای تحلیل سه‌بعدی بیضوی کرنش با بهره‌گیری از نمودار اصلاح شده فلین به‌کاربرده شده است. میانگین بیضوی شدگی به‌دست‌آمده برای ناحیه ۱/۹۱ می‌باشد که در ناحیه‌ی کرنش محصورشدگی قرار گرفته و شدت دگرریختی ۰/۵۴ را نشان می‌دهد. شدت کرنش با نزدیک شدن به گسله‌های امتدادلغز ناحیه افزایش یافته به‌طوری‌که بیشینه شدت کرنش بر روی آن‌ها قرار دارد. در شمال خاور و جنوب باختر پهنه مورد بررسی، بیضوی کرنش به‌صورت درازشدگی و در بخش میانی ناحیه به‌صورت پهن‌شدگی می‌باشد. قطر بزرگ بیضوی‌های کرنش در صفحه XY تا حدودی موازی با گسله‌های امتدادلغز شمال خاوری- جنوب باختری است و با نزدیک شدن به گسله‌ها، بیضوی‌های کرنش کشیده‌تر می‌شوند.

واژه‌های کلیدی: قاسم‌آباد، پهنه زمین‌ساختی کاشمر-کرمان، ریزساختار، کرنش نهایی، بیضوی شدگی.

مقدمه

تحلیل کرنش نهایی یکی از موضوعات مهم در بررسی‌های زمین‌شناسی ساختاری است که هدف از آن سنجش تغییرات کرنش در نمونه، رخنمون و یا یک ناحیه می‌باشد (Fossen, 2010). با انجام این تحلیل‌ها می‌توان اندازه و توزیع دگرریختی را تعیین و رابطه‌ی آن با ساختارهای زمین‌ساختی در مناطق مختلف را بررسی نمود. تحلیل کرنش نهایی در مقیاس دوبعدی و سه‌بعدی به انجام می‌رسد. تحلیل کرنش دوبعدی با استفاده از برش‌های نازک سنگی، رایج‌ترین نوع از این‌گونه مطالعات است که با ترکیب اطلاعات حاصل از آن‌ها بیضوی سه‌بعدی

1. Finite strain analysis

* نویسنده مرتبط: rezasheikhholeslami@yahoo.com

ماسه‌سنگ‌ها و دولومیت‌های به سن سیلورین-پرمین.
۵. سنگ‌های رسوبی مزوزوئیک شامل طبقات قرمز گردو رسوبات تخریبی ژوراسیک، مارن و سنگ آهک‌های کرتاسه.

۶. نهشته‌های نئوژن متعلق به سازند قرمز بالایی (Rut-ner et al., 1970; Eftekharneshad et al., 1977) متشکل از کنگلومراهای آلتیره، مارن، ماسه‌سنگ و رسوبات تبخیری که به‌صورت ناپیوسته توسط نهشته‌های تخریبی کواترنری به‌تقریب افقی پوشیده شده‌اند.

تعداد قابل توجهی از توده‌های گرانیتوئیدی در گستره برونزد دارند که به ترتیب از شمال خاور به سمت جنوب باختر شامل توده‌های ده‌زمان، لاج برقشی، رباط و یخاب می‌باشند. این توده‌ها به درون سنگ‌های دگرگونی با درجات مختلف نفوذ کرده‌اند (Sahandi et al., 1983). بر اساس یافته‌های جدید سن این توده‌های نفوذی بر پایه روش اورانیوم - سرب، ۵۶۰ میلیون سال برآورد شده است (Rossetti et al., 2014).

دگرریختی در واحدهای دگرگونی به‌صورت هم‌زمان با دگرگونی است (نوزعیم، ۱۳۹۱) و با تشکیل برگواری، خطوارگی و چین هویت یافته است. از آنجاکه این مجموعه‌های سنگی توسط رسوبات غیردگرگون و دگرریخت و یا با درجه پایین دگرگونی و دگرریختی به سن پرکامبرین پسین و پالئوزویک پوشیده شده‌اند، لذا زمان تقریبی دگرریختی پیش از کامبرین می‌باشد.

تحلیل بیضوی کرنش

دگرشکلی در سنگ‌ها را می‌توان بر پایه‌ی تغییر در شکل یا اندازه‌ی یک کره‌ی فرضی توصیف کرد. در هنگام دگرشکلی همگن این کره‌ی فرضی به یک بیضوی تبدیل می‌شود (Rowland and Duebendorfer, 1994). برای ارزیابی دگرشکلی سه‌بعدی ابتدا باید بررسی دگرریختی در دو بعد صورت پذیرد. روش‌های گوناگونی برای بررسی دوبعدی مطرح شده که مناسب‌ترین و سریع‌ترین روش به‌ویژه برای

کرنش به دست می‌آید. تحلیل کرنش سه‌بعدی با تعیین پارامترهای کرنش یعنی مقادیر D ، K و V امکان‌پذیر است. این پارامترها به ترتیب معرف شکل بیضوی کرنش^۱، شدت کرنش^۲ و پارامتر لود^۳ هستند. در این پژوهش به‌منظور بررسی و تحلیل ساختاری ناحیه قاسم‌آباد در ابتدا تحلیل کرنش بر پایه‌ی شاخص‌های دگرریختی دوبعدی و با استفاده از روش فرای به انجام رسید و نتایج آن برای تحلیل کرنش در سه بعد مورد استفاده قرار گرفت. با استفاده از پارامترهای به‌دست‌آمده از تحلیل کرنش سه‌بعدی نقشه‌های دگرریختی ناحیه ترسیم و با ساختارهای ناحیه‌ای مطابقت داده شد.

جایگاه زمین‌ساختی و زمین‌شناسی ناحیه‌ای

ناحیه قاسم‌آباد در شمال خاوری واحد زمین‌ساختی کاشمر-کرمان قرار گرفته است (Ramezani and Tucker, 2003) (شکل ۱). در این ناحیه دسته‌ای از گسله‌های امتداد لغز بلوک طیس را به سمت باختر محدود کرده‌اند. مطالعات تفصیلی و بزرگ مقیاس زمین‌شناسی در این ناحیه اندک و بیشتر در ارتباط با تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه‌ای بوده است. در این ناحیه سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در زیر واحدهای رسوبی پرکامبرین-کامبرین قرار گرفته‌اند. واحدهای قاعده‌ای پروتروزوئیک و کامبرین در بخش مرکزی گستره مورد مطالعه رخنمون دارند و تاریخچه بلندمدت از دگرریختی را در خود حفظ کرده‌اند (سهنندی و همکاران، ۱۳۸۹؛ Nozaem et al., 2013). به‌طور کلی واحدهای سنگی اصلی در این ناحیه از قدیم به جدید عبارتند از (شکل ۲):

۱. سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط تا بالا که بیشتر از گارنت-کلریت-آمفیبول شیسست‌ها تشکیل شده و در اطراف لاج برقشی و جنوب خاوری زبرکوه رخنمون دارند.
۲. سازند ریزو متشکل از فیلیت، متاولکانیک، کوارتزیت و دولومیت.
۳. نهشته‌های پلاتنوم ادیاکارن بالایی-کامبرین پایینی سازند سلطانیه شامل شیل‌های آلتیره شده و دولومیت‌های سازند سلطانیه (Stöcklin et al., 1964; Jafari et al., 2007).

۴. توالی شیل‌های با دگرگونی پایین، سنگ‌آهک‌ها،

1. strain shape
2. strain intensity
3. Lode's parameter

صفحه‌ای^۲ تقسیم شده است.

مقادیر به دست آمده از نسبت‌های کرنش به دست آمده از نمونه‌های ناحیه‌ی مورد مطالعه بر روی این نمودار نمایش داده شده و مقادیر شکل بیضوی کرنش (K) و شدت کرنش (D) برای هر نمونه با توجه به موقعیت جغرافیایی آن و بر مبنای نوع واحد سنگی محاسبه شد (جدول‌های ۱ و ۲). مقدار K شیب خطی است که محل نسبت کرنش برای هر نمونه بر روی نمودار را به مبدا مختصات وصل می‌کند و مقدار آن از صفر تا بی‌نهایت متغیر است. مقدار D نیز با اندازه‌گیری فاصله نقاط تا مبدا قابل تعیین است. پارامتر دیگری که شکل بیضی‌ها را توضیح می‌دهد پارامتر لود است که در سال ۱۹۶۸ توسط Hossack معرفی شد. این پارامتر با شکل بیضوی کرنش به صورت زیر رابطه دارد و مقدار آن برای نمونه‌های نشانگر بیضوی درازشدگی، منفی و برای نمونه‌های نشانگر بیضوی پهن‌شدگی، مثبت می‌باشد.^۱

$$V = \frac{1 - K}{1 + K}$$

علاوه بر نمودار فلیسن مقادیر K و D را می‌توان به‌طور مستقیم توسط رابطه‌های زیر به دست آورد:

$$K = \frac{\ln R_{xy}}{\ln R_{yz}}$$

$$D = \sqrt{\ln R_{xy}^2 + \ln R_{yz}^2}$$

Dewey et al., 1998 در مطالعات خود با استفاده

از کرنش نهایی مناطق ترافشارش و تراکشش را مدل‌سازی کرده‌اند. این مدل‌ها به دلیل اینکه بر پایه‌ی کرنش ایجاد شده‌اند، روش موثری برای تحلیل‌های سه‌بعدی دگرریختی می‌باشند. بر اساس این بررسی‌ها در رژیم ترافشارشی، کرنش‌های پهن شونده یعنی $K < 1$ ایجاد می‌شوند درحالی‌که تراکشش، کرنش درازشدگی یعنی $K > 1$ را به وجود می‌آورد. Tikoff and Peterson, 1998 با بررسی طیف گسترده‌ای از دگرریختی‌های مناطق ترافشارش و تراکشش و مدل‌سازی آنها بر پایه کرنش نهایی به این نتیجه رسیده‌اند که تغییر در جهت‌گیری و شکل بیضوی کرنش در نتیجه‌ی مولفه برش

سنگ‌های دگرگون، استفاده از روش فرای می‌باشد. این روش بر پایه‌ی فاصله‌ی نسبی میان نقاط مجاور هم از مرکز دانه‌ها استوار است (Hanna and Fry, 1979). مهم‌ترین برتری روش فرای در این است که برخلاف بیشتر روش‌های معمول برای برآورد کرنش در سنگ، سریع و ساده است و از لحاظ ترسیمی پاسخی که در حد نیاز صحیح می‌باشد را ارائه می‌دهد (رمضانی و قاسمی، ۱۳۹۱). از دیگر برتری‌های این روش این است که با آن می‌توان به بافت نشانگرهای کرنش نیز تا حدودی پی برد (Ramsy and Huber, 1981). در این روش کانی‌ها یا قطعات سنگی که در اثر اعمال دگرشکلی جهت‌دار شده‌اند، مورد بررسی قرار می‌گیرند (شکل ۳). این دانه‌ها باید پیش از دگرریختی در سنگ حضور داشته و بتوانند کرنش حاصل از اعمال دگرریختی در سنگ را آشکار سازند. نتایج به دست آمده از تحلیل دوبعدی کرنش با استفاده از روش فرای، به دست آوردن مقدار میانگین قطر بزرگ ذرات نسبت به قطر کوچک آنهاست که با حرف R بیان می‌شود.

در این پژوهش با استفاده از روش فرای تحلیل دوبعدی کرنش بر روی نمونه‌هایی از سنگ‌های شیستی، گنیس و مرمرها از واحدهای مختلف سنگی انجام شد. به این منظور مقاطع نازک در دو جهت موازی با خطوارگی (صفحه‌ی xz بیضوی کرنش) و عمود بر آن (صفحه‌ی yz بیضوی کرنش) برای ۱۱ نمونه تهیه و مقادیر Rxz و Ryz برای این صفحات مشخص گردید (شکل ۴). با محاسبه این دو مقدار، نسبت بیضوی کرنش در صفحه xy (صفحه موازی با برگوارگی) با استفاده از روابط ساده ریاضی محاسبه شد (جدول ۱). برای تحلیل سه‌بعدی بیضوی کرنش و به دست آوردن پارامترهای کرنش نهایی از نمودار اصلاح شده فلیسن (Ramsy and Huber, 1983) استفاده شده است (شکل ۵). در این نمودار نسبت‌های کرنش به دست آمده در فضای دو محور عمود بر هم توزیع می‌شوند. محور عرض‌ها برحسب Rxy و محور طول‌ها برحسب Ryz می‌باشد. این نمودار به سه بخش کرنش انقباضی^۱، کرنش پهن‌شدگی^۲ و کرنش

1. Constriction strain
2. Flattening strain
3. Plane strain

ساده و برهم‌کنش آن با مولفه هم‌محور دگرریختی می‌باشد. به‌طور کلی بیضوی‌های قرار گرفته در محدود پهن شونده نمودار فلین را مرتبط با ترفشارش و بیضوی‌هایی که در محدوده درازشدگی قرار می‌گیرند را در ارتباط با تراکشن می‌داند.

بحث

بر اساس مقادیر نسبت‌های کرنش به‌دست‌آمده و قرار دادن آن در نمودار فلین اصلاح شده، شکل بیضوی کرنش و شدت آن برای هرکدام از واحدهای سنگی محاسبه شد (جدول ۲). با توجه به مقادیر پارامترهای کرنش در ایستگاه‌های مختلف نمونه‌برداری، نقشه‌های شدت کرنش و توزیع پارامتر لود به‌صورت منحنی‌های میزان برای بخشی از ناحیه مورد مطالعه که تمرکز نمونه‌برداری در آن مناسب است، رسم شدند.

در شیست‌ها و گنیس‌های پرکامبرین ناحیه ده زمان عدد K برابر با $2/35$ می‌باشد. مقدار K محاسبه شده در شیست‌ها و گنیس‌های ناحیه لاج برقی برای $1/41$ محاسبه شد. برای مرم‌های دولومیتی سازند سلطانیه و گارنت شیست‌های یخاب عدد K به ترتیب $0/78$ و $9/41$ محاسبه شد. همچنین مقدار کل عدد K برای منطقه $1/91$ به‌دست‌آمده است (جدول ۲).

بر اساس مقادیر به‌دست‌آمده برای عدد K بر پایه نمودار اصلاح شده فلین، بیضوی‌های کرنش در شیست‌ها و گنیس‌های پرکامبرین ناحیه ده زمان و شیست‌ها و گنیس‌های ناحیه لاج برقی در ناحیه کرنش محصورشدگی، مرم‌های دولومیتی سازند سلطانیه در ناحیه کرنش پهن‌شدگی، گارنت شیست‌های یخاب در ناحیه کرنش دراز شدگی و بیضوی کرنش برای کل محدوده مورد مطالعه در ناحیه کرنش محصورشدگی قرار می‌گیرد.

نقشه‌ی توزیع شدت کرنش (شکل ۶) نشان می‌دهد که

مقادیر D با نزدیک شدن به گسله‌های امتدادلغز افزایش یافته و این مناطق بیشینه‌ی شدت کرنش را نشان می‌دهند. در نقشه نمایش‌دهنده‌ی پارامتر لود به‌صورت خطوط منحنی (شکل ۷)، در شمال خاور و جنوب باختر پهنه مورد بررسی، بیضوی کرنش به‌صورت درازشدگی نمایان می‌شود و در ناحیه میانی و اطراف توده گرانیتوئیدی لاج برقی به‌صورت پهن‌شدگی می‌باشد.

نقشه مربوط به شکل بیضوی‌های کرنش در راستای صفحه‌ی xy (شکل ۸) نشان‌دهنده‌ی رابطه‌ی بیضوی کرنش با گسله‌های امتدادلغز شمال خاوری - جنوب باختری است به‌گونه‌ای که با نزدیک شدن به گسله‌ها بیضوی‌های کرنش فشرده‌تر می‌شوند.

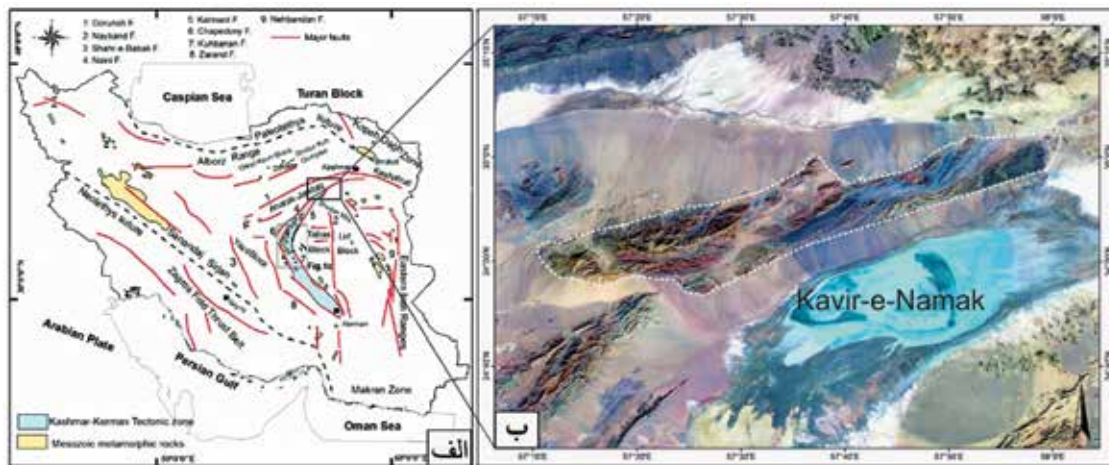
نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از تحلیل کمی کرنش و توزیع آن در ناحیه‌ی مورد بررسی را می‌توان به‌صورت زیر خلاصه کرد:

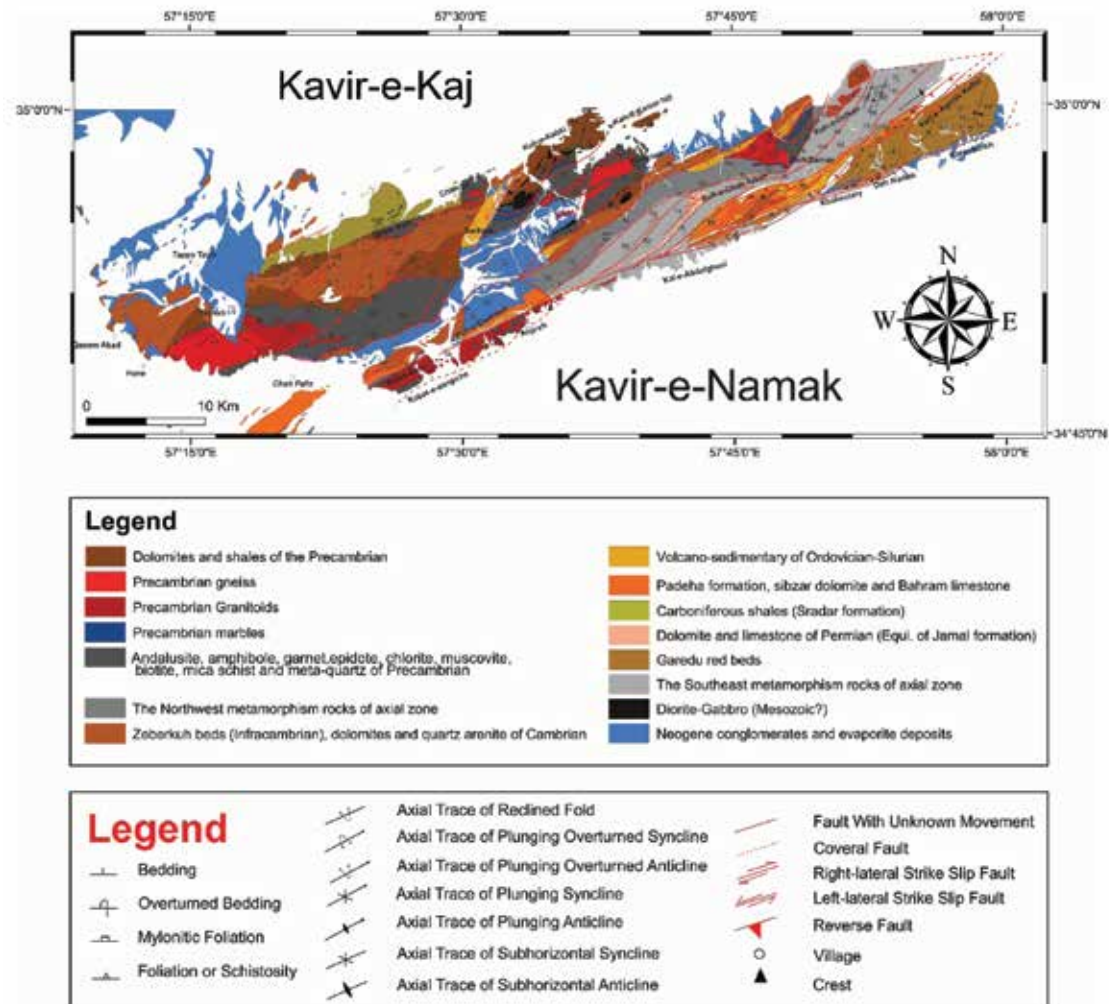
- مقادیر متفاوت پارامتر شکل بیضوی کرنش (K) نشان می‌دهد که واحدهای سنگی مختلف کرنش‌های متفاوتی را در جریان دگرریختی تحمل کرده‌اند. میانگین این پارامتر برای کل منطقه عدد $1/91$ می‌باشد.

- شیست‌ها و گنیس‌های پرکامبرین ناحیه ده زمان بیشترین دگرریختی را تحمل کرده‌اند و پارامتر شدت کرنش (D) در آنها $0/78$ است. این در حالی است که مرم‌های دولومیتی سازند سلطانیه دارای کمترین مقدار شدت کرنش هستند ($D = 0.18$).

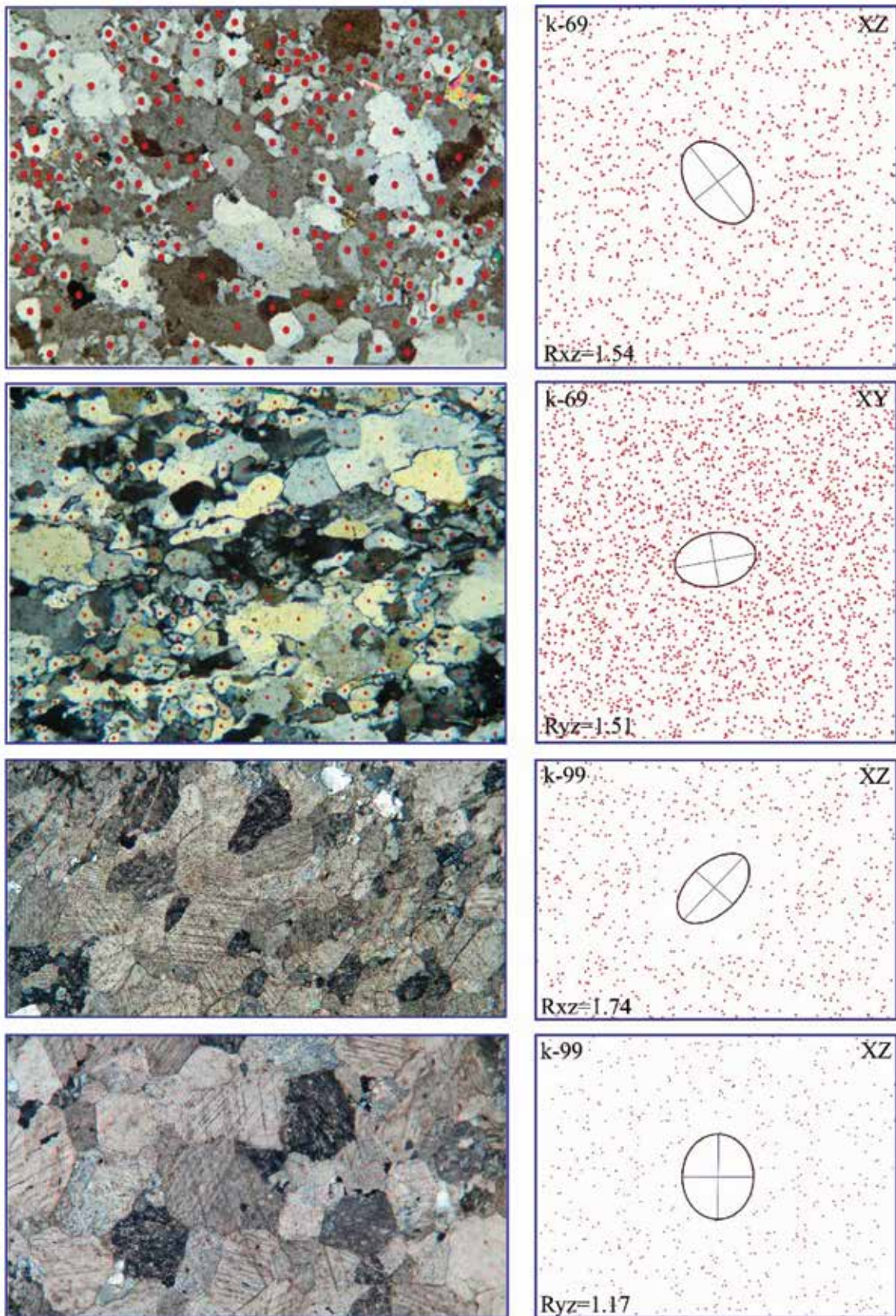
- با توجه به افزایش پارامتر D با نزدیک شدن به گسله‌های امتدادلغز و راندگی‌های موجود در ناحیه، می‌توان نتیجه گرفت که ایجاد دگرریختی و توزیع آن ارتباط تنگاتنگی با جنبش این گسله‌ها داشته است.



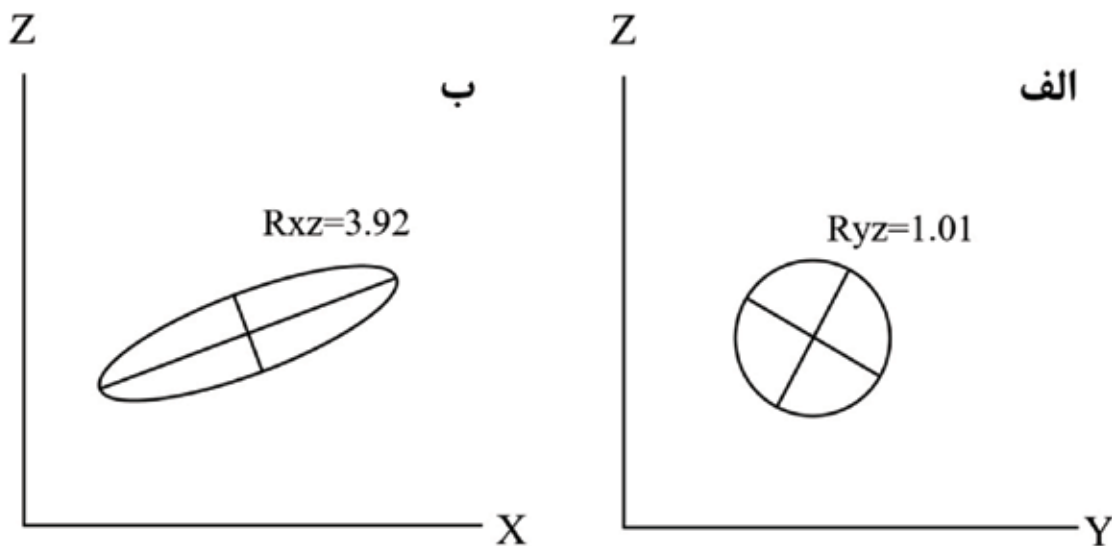
شکل ۱. الف) موقعیت زمین‌شناختی گستره مورد مطالعه در شمال باختر بلوک لوت و پایانه شمالی پهنه‌ی زمین‌ساختی کرمان - کاشمر. گستره مورد نظر با مستطیل سیاه رنگ نشان داده شده است (برگرفته از Masoodi et al., 2013). ب) تصویر ماهواره‌ای لندست ۸ از گستره مورد مطالعه



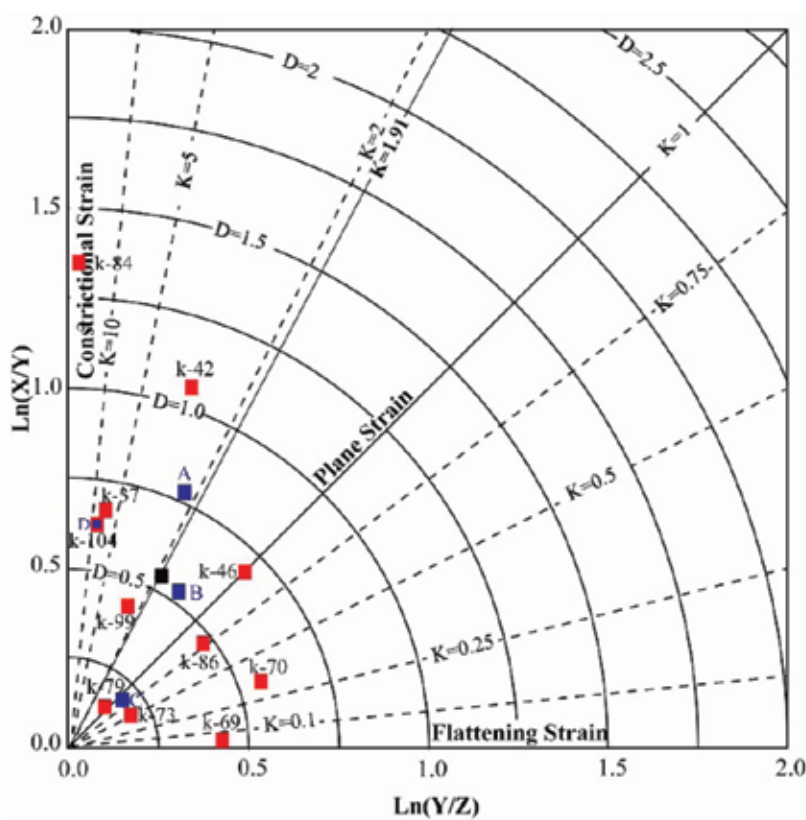
شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی و ساختاری گستره مورد مطالعه بر پایه‌ی (Nozaem et al., 2013)، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ قاسم‌آباد (سهندی و همکاران، ۱۳۸۹)، ازبک کوه (Ruttner et al., 1970) و بردسکن (شهرابی و همکاران، ۱۳۸۵) و برداشت‌های صحرایی و مطالعات دور سنجی



شکل ۳. نمایش نحوه تعیین بیضوی کرنش دوبعدی بر پایه‌ی بررسی مقاطع میکروسکوپی و استفاده از روش فرای. R_{XZ} : بیضوی کرنش در جهت موازی با خطوارگی را نشان می‌دهد. R_{YZ} : بیضوی کرنش در جهت عمود بر خطوارگی می‌باشد



شکل ۴. شکل‌های نمادین از موقعیت قرارگیری بیضوی‌های کرنش دوبعدی نسبت به محورهای اصلی کرنش، الف) بیضوی کرنش در سطح YZ دستگاه مختصات و عمود با خطوارگی، ب) بیضوی کرنش در سطح XZ دستگاه مختصات و موازی بر خطوارگی



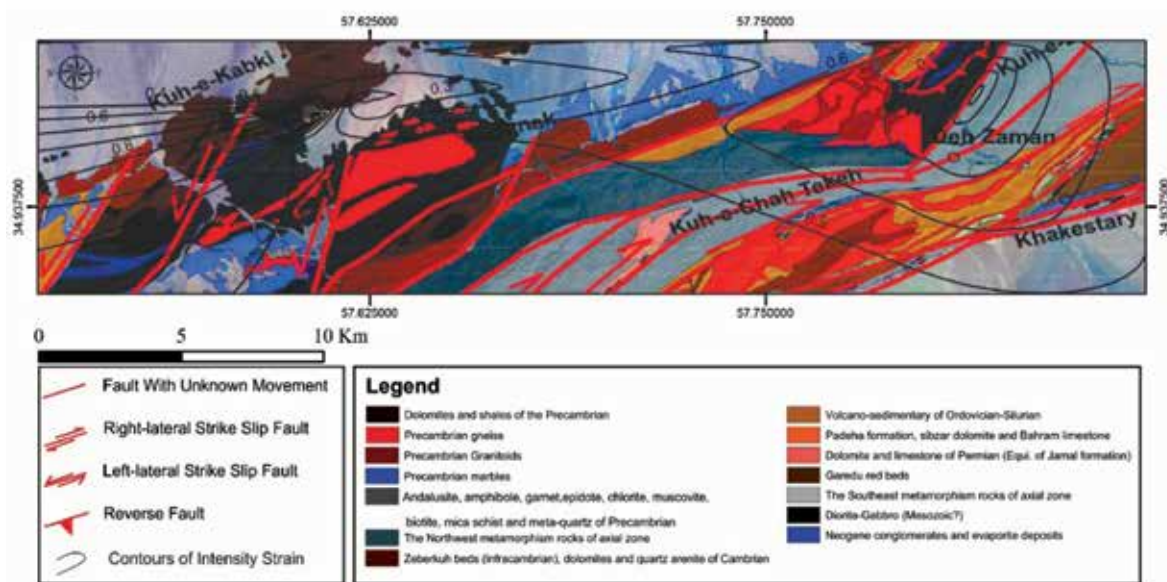
شکل ۵. نمودار فلین اصلاح شده و وضعیت کرنش و بیضوی‌های کرنش نقاط مختلف بر روی آن. شیست‌ها و گنیس‌های پرکامبرین ناحیه ده‌زمان (مربع آبی A)، شیست‌ها و گنیس‌های ناحیه لاج برقی (مربع آبی B) و مرمهرهای دولومیتی سازند سلطانیه (مربع آبی D) در ناحیه کرنش محصورشدگی و نشان‌دهنده تراکشن هستند. شیست‌های گارنت دار یخاب (مربع آبی C) در ناحیه کرنش پهن‌شدگی و نشان‌دهنده‌ی دگرریختی ترافشارش است. بیضوی‌های کرنش ایستگاه‌های مختلف شامل کرنش پهن‌شدگی تا کرنش دراز‌شدگی هستند ولی میانگین بیضوی کرنش برای کل محدوده (مربع سیاه رنگ) در ناحیه کرنش محصورشدگی و نشان‌دهنده‌ی دگرریختی تراکشن در منطقه است

جدول ۱. نسبت‌های کرنش دویبعدی و پارامترهای کرنش سه‌بعدی به‌دست‌آمده با استفاده از روش فرای و نمودار فرین برای نمونه‌های جهت‌دار ناحیه مورد مطالعه

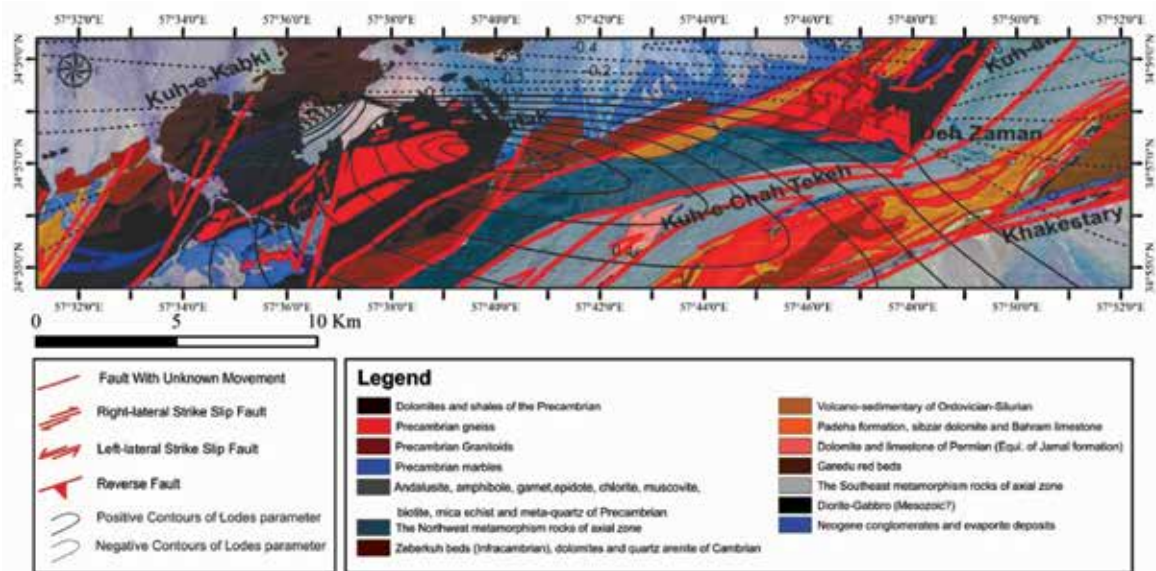
شماره نمونه	Rxy/a	Ryz/b	Rxz	Ln(Rxy)	Ln(Ryz)	K	D	V
k-37	۱/۹۴	۱/۱۱	۲/۱۵	۰/۶۶	۰/۱۰	۶/۳۵	۰/۶۷	-۰/۷۳
k-42	۲/۷۶	۱/۳۹	۳/۸۴	۱/۰۲	۰/۳۳	۳/۰۸	۱/۰۷	-۰/۵۱
k-46	۱/۶۳	۱/۶۳	۲/۶۶	۰/۴۹	۰/۴۹	۱	۰/۶۹	۰
k-69	۱/۰۲	۱/۵۱	۱/۵۴	۰/۰۲	۰/۴۱	۰/۰۵	۰/۴۱	۰/۹۱
k-70	۱/۲۱	۱/۷۱	۲/۰۷	۰/۱۹	۰/۵۴	۰/۳۶	۰/۵۷	۰/۴۸
k-73	۱/۱	۱/۱۹	۱/۳۱	۰/۱۰	۰/۱۷	۰/۵۵	۰/۲۰	۰/۲۹
k-79	۱/۱۳	۱/۱۱	۱/۲۵	۰/۱۲	۰/۱۰	۱/۱۷	۰/۱۶	-۰/۰۸
k-84	۳/۸۸	۱/۰۱	۳/۹۲	۱/۳۶	۰/۰۱	۱۳۶/۲۶	۱/۳۶	-۰/۹۹
k-86	۱/۳۵	۱/۴۴	۱/۹۴	۰/۳۰	۰/۳۶	۰/۸۲	۰/۴۷	۰/۰۹۷
k-99	۱/۵	۱/۱۷	۱/۷۵	۰/۴۱	۰/۱۶	۲/۵۸	۰/۴۳	-۰/۴۴
k-104	۱/۸۹	۱/۰۷	۲/۰۲	۰/۶۴	۰/۰۷	۹/۴۱	۰/۶۴	-۰/۸۱
total	۰/۴۸	۰/۲۵	۱/۵۰	۰/۹۳	۰/۷۲	۱/۹۱	۰/۵۴	-۰/۳۱

جدول ۲. پارامترهای کرنش سه‌بعدی برای واحدهای سنگی مختلف در ناحیه‌ی مورد مطالعه

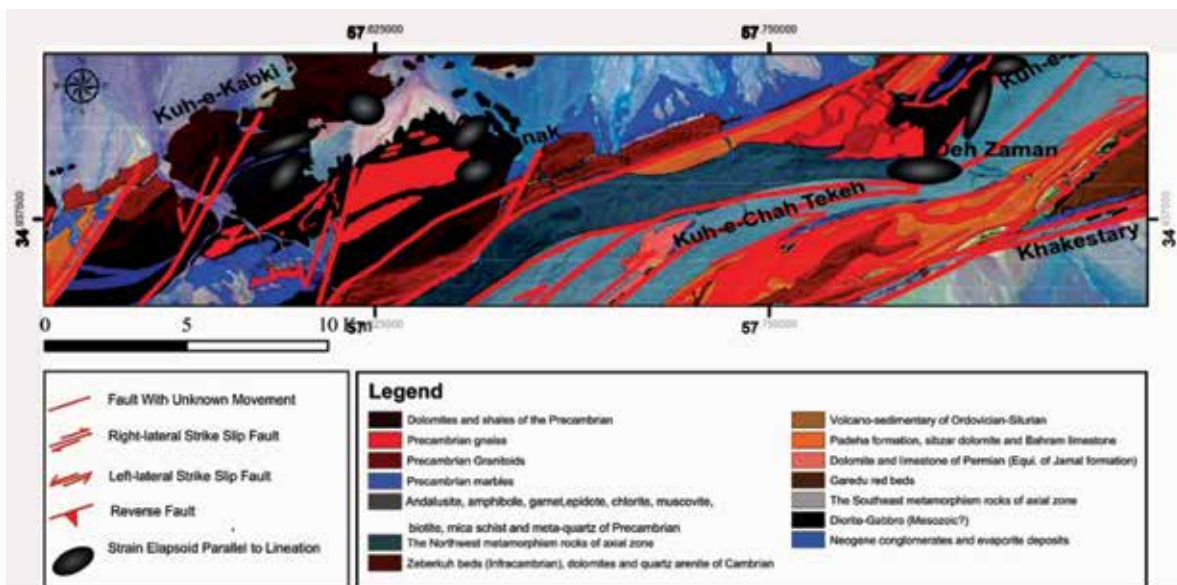
شماره	نام واحد زمین‌شناسی	Ln(Ryz)	Ln(Rxy)	K	D	V
A	شیست‌ها و گنیس‌های پرکامبرین ناحیه ده زمان	۰/۳۱	۰/۷۲	۲/۳۵	۰/۷۸	-۰/۴۰
B	شیست‌ها و گنیس‌های ناحیه لاخ برقشی	۰/۳۳	۰/۴۷	۱/۴۱	۰/۵۷	-۰/۱۷
C	مرمرهای دولومیتی سازند سلطانیه	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۷۸	۰/۱۸	۰/۱۲
D	شیست‌های گارنت دار یخاب	۰/۰۷	۰/۶۴	۹/۴۱	۰/۶۴	-۰/۸۱



شکل ۶. نقشه توزیع کرنش در سنگ‌های دگرگونی‌های ده‌زمان و لاخ برقشی. خطوط منحنی نشان‌دهنده شدت کرنش می‌باشد



شکل ۷. نقشه کانتوری بر اساس پارامتر لود در دگرگونی‌های ده‌زمان و لاخ برقی



شکل ۸. نقشه پراکندگی و شکل بیضی‌های کرنش در ناحیه ده‌زمان و لاخ برقی که در آن بیضی‌های موازی با خطوارگی در صفحه XZ نشان داده شده است

منابع

- رضانی، م. و قاسمی، م. ر.، ۱۳۹۱. بررسی ریزساختاری پنجره فرسایشی آق‌دریوند با بهره‌جویی از ویژگی‌های دگرریختی کانی کلسیت. فصلنامه علوم زمین، ۹۴، ۷۹-۸۶.
- سهندی، م. ر.، قاسمی، م. ر. و حسینی اختیارآبادی، م.، ۱۳۸۹. نقشه‌ی زمین‌شناسی قاسم‌آباد، مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- شهرابی، م.، حسینی، م. و شعبانی، ک.، ۱۳۸۵. نقشه‌ی زمین‌شناسی بردسکن، مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- نوزعی، م. ر.، ۱۳۹۱. تحلیل دگرریختی گستره کوه سرهنگی در شمال باختر بلوک لوت. رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۸۸.

- Dewey, J. F., Holdsworth, R. E., and Strachan, R. A., 1998. Transpression and transtension zones. Geological Society, London, Special Publications, 135(1), 1-14.
- Eftekharneshad, J., Nabavi J., Ruttner M.H., Valeh A., Alavi N., Hajian M. and Haghypour A., 1977. Geological map of Ferdows (1:250000). Geological Survey of Iran.
- Fossen, H., 2010. Structural Geology, 1st Edition. Cambridge University Press, 463.
- Hanna, S. S., and Fry, N., 1979. A comparison of methods of strain determination in rocks from southwest Dyfed (Pembrokeshire) and adjacent areas. Journal of Structural Geology, 1(2), 155-162.
- Hossack, J. R., 1968. Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (southern Norway). Tectonophysics, 5(4), 315-339.
- Jafari, S.M., Shemirani A. and Hamdi B., 2007. Microstatigraphy of the Late Ediacaran to Ordovician in NW Iran (Takab area). In: Vickers-Rich, P., Komarower, P. (Eds.), The Rise and Fall of the Ediacaran Biota, vol. 286, Geological Society, London, Special Publications, 433-437.
- Masoodi, M., Yassaghi, A., Sadat, M. A. A. N., Neubauer, F., Bernroider, M., Friedl, G., Genser, J. and Houshmandzadeh, A. 2013. Cimmerian evolution of the Central Iranian basement: evidence from metamorphic units of the Kashmar-Kerman Tectonic Zone. Tectonophysics, 588, 189-208.
- Nozaem, R., Mohajjel, M., Rossetti, F., Della Seta, M., Vignaroli, G., Yassaghi, A., Salvini, F. and Eliassi, M., 2013. Post-Neogene right-lateral strike-slip tectonics at the north-western edge of the Lut Block (Kuh-e-Sarhangi Fault), Central Iran. Tectonophysics, 589, 220-233.
- Ramezani, J. and Tucker, R., 2003. The Saghand Region, Central IRAN: U-Pb geochronology, petrogenesis and implication for Gondwana tectonics. American Journal of Science 303, 622-665.
- Ramsy, J. G. and Huber, M. I., 1983. The Techniques of Modern Structural Geology, Vol. 1. Strain Analysis. Academic Press, London, 307.
- Rossetti, F., Nozaem, R., Lucci, F., Vignaroli, G., Gerdes, A., Nasrabadi, M., and Theye, T. 2014. Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran-Cambrian) magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block). Journal of Asian Earth Sciences, 102, 24-44.
- Rowland, S. and Duebendorfer, E., 1994. Structural Analysis and Synthesis: A Laboratory Course in Structural Geology, 2nd Edition. Blackwell Publishing, 279.
- Ruttner, A., Nabavi, M.H. and Alavi M., 1970. Geological map of Ozbak Kuh Mountain (1/100,000). Geological Survey of Iran.
- Sahandi, M., Baumgartner, S. and Schmidt, K., 1983. Contributions to the stratigraphy and tectonics of the Zeber-Kuh Range (East Iran). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 168, 346-357.
- Stocklin, J., Ruttner A. and Nabavi M., 1964. New data on the Lower Paleozoic and Precambrian of North Iran. Geological Survey of Iran, Report 1, 29.
- Tikoff, B. and Peterson, K., 1998. Physical experiments of transpressional folding. Journal of Structural Geology, 20(6), 661-672.

تعیین ارتباط بین پارامترهای رسوب‌شناسی و مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای خطی شمال آهنگران، شرق ایران

بنیامین رضازاده بلگوری^(۱*)، آرش امینی^(۲)، غلامرضا میراب شبستری^(۳)

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه بیرجند

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه گلستان

۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۶/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۹/۱۴

چکیده

مطالعات میدانی و بررسی تصاویر ماهواره‌ای، وجود تپه‌های ماسه‌ای خطی را در شمال منطقه آهنگران شهرستان زیرکوه (استان خراسان جنوبی) واقع در شرق ایران اثبات کرد. در بررسی تپه‌های ماسه‌ای، مجموعاً تعداد ۲۱ تپه در پنج ایستگاه و در موقعیت‌های جغرافیایی مختلف بررسی شد. با توجه به مطالعات انجام شده بر روی پارامترهای رسوب‌شناسی، تپه‌های ماسه‌ای آهنگران از نظر مورفولوژی به دو نوع ساده و مرکب دسته‌بندی شد. همچنین نتایج به‌دست‌آمده از بررسی‌های رسوب‌شناسی، حاکی از رابطه معنادار بین پارامترهای رسوبی و مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای مورد مطالعه می‌باشد. به این معنی که در بخش‌های مرکزی و غربی ناحیه مورد مطالعه، با تغییر پارامترهای رسوبی، مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای نیز از نوع ساده به مرکب تغییر می‌کند. از دیگر خصوصیات تپه‌های خطی شرق ایران، الگوی ریزدانه برای خط الراس است که برای دونه‌های خطی ماسه‌ای مورد مطالعه معرفی شد. مقایسه پارامترهای رسوب‌شناسی محدوده پژوهشی با سایر نقاط دنیا مانند کالاهاری، نامیبیا، استرالیا و سینای مصر نشان می‌دهد که تپه‌های ماسه‌ای آهنگران با میانگین اندازه $2/340$ در محدوده اندازه دانه‌های سایر نقاط قرار دارد، اما در مقایسه با آنها جورشدگی پایین‌تری در حد $0/79$ نشان می‌دهد که این ویژگی تپه‌های خطی آهنگران را از سایر نقاط متمایز می‌سازد.

واژه‌های کلیدی: دونه‌های خطی، رسوب‌شناسی، مورفولوژی، آهنگران، شرق ایران.

مقدمه

مثل نامیبیا و استرالیا و صحرای سینای مصر طول این تپه‌ها تا ۳۰۰۰ متر نیز گزارش شده است (Folk, 1971; Tsoar, 1978; Lancaster, 1983). پیشروی این تپه‌ها می‌تواند هم در جهت طولی و هم عمودی همراه با اندکی مهاجرت جانبی، در نتیجه پاسخ به حمل رسوب از منشا رخ دهد (Tsoar et al., 2004). به‌علاوه تپه‌های خطی

تپه‌های خطی به‌صورت موازی در اثر جابه‌جایی ماسه‌ها توسط رژیم‌های بادی، در جهات مختلف شکل می‌گیرند (Bagnold, 1941; King, 1960). بزرگی طول تپه‌های خطی ممکن است از کمتر از ۶۰۰ متر تا ۳۰۰۰ متر نیز تغییر کند (رضازاده و همکاران، ۱۳۹۴، a). همچنین در کشورهای

* نویسنده مرتبط: benyaminrezazadeh@yahoo.com

به‌طور کلی در ایران پژوهش‌های انجام گرفته در رابطه با تحلیل پارامترهای رسوب‌شناسی و رابطه بین آن‌ها در تپه‌های ماسه‌ای ناچیز و اندک است. با توجه به موارد فوق هدف مقاله پیش رو، تجزیه و تحلیل پارامترهای رسوب‌شناسی از داده‌های جمع‌آوری شده و تعیین تأثیر آن در شکل‌گیری و توسعه تپه‌های ماسه‌ای در شرق ایران، شمال ناحیه‌ی آهنگران است. همچنین با بررسی رسوب‌شناسی و آنالیز اندازه دانه‌ها و ویژگی‌های بافتی رسوبات در منطقه‌ی مورد مطالعه، می‌توان نقش بادهای غالب منطقه بر روی شکل‌گیری آن‌ها را نیز تعیین کرد.

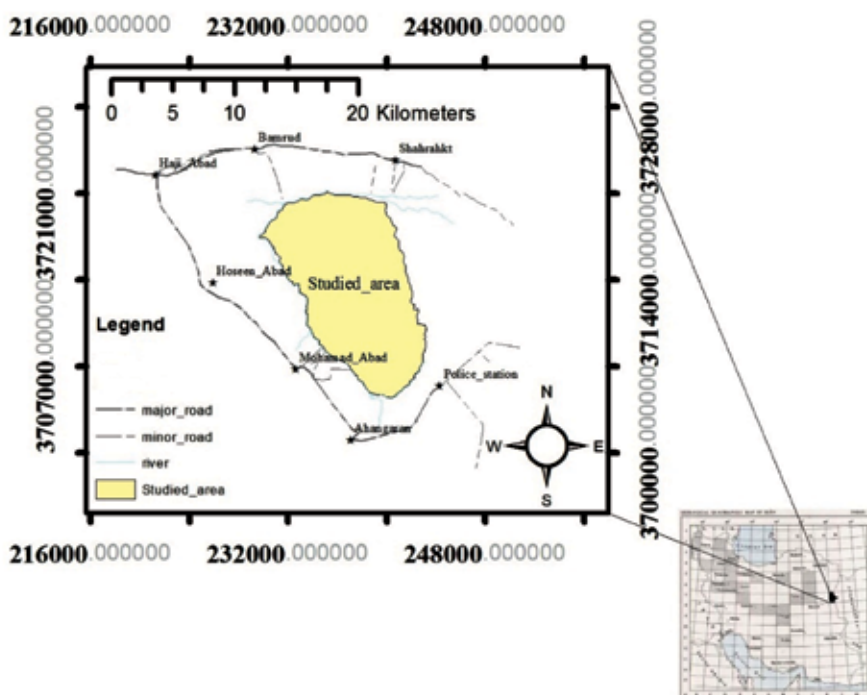
روش مطالعه

گستره بررسی شده در این پژوهش، تپه‌های ماسه‌ای شرق ایران، واقع در استان خراسان جنوبی، شهرستان زیرکوه و شمال آهنگران است (شکل ۱). بر اساس اطلاعات به‌دست‌آمده از ایستگاه هواشناسی حاجی‌آباد، اکثریت بادهای سالیانه در گستره‌ی مورد مطالعه از جهت شمال و شمال شرق و غرب می‌باشد. در این میان باد غالب گستره شمال شرقی است که ۲۰/۱ درصد از کل بادهای را شامل می‌شود. شکل ۲ گلباد گستره در ایستگاه حاجی‌آباد را نشان می‌دهد. اکثر بادهای گستره در ماه‌های خرداد، تیر و مرداد می‌وزند و به‌طور متوسط گستره در سایر فصول به‌خصوص در زمستان آرام‌تر است. جهت عمومی بادهای سالیانه و ماهیانه متغیر و در جهات مختلف می‌باشد، ولی اکثر آن‌ها در سه جهت غرب، شمال شرقی به جنوب غربی (باد ۱۲۰ روزه) و شرقی-غربی (سیاه باد) می‌باشند (شرکت آب منطقه‌ای خراسان جنوبی، ۱۳۸۹). جهت دسترسی به اهداف موردنظر در این مطالعه، پس از تعیین حدود منطقه پژوهش، با بازدیدهای میدانی در منطقه، نمونه‌برداری و اندازه‌گیری مولفه‌های مورفومتری تپه‌های ماسه‌ای مورد نظر انجام شد. بررسی‌های اولیه عکس‌های هوایی و در مرحله بعدی در مطالعه‌ی میدانی منطقه، وجود تپه‌های خطی در منطقه آهنگران را اثبات کرد (شکل A۳ تا D).

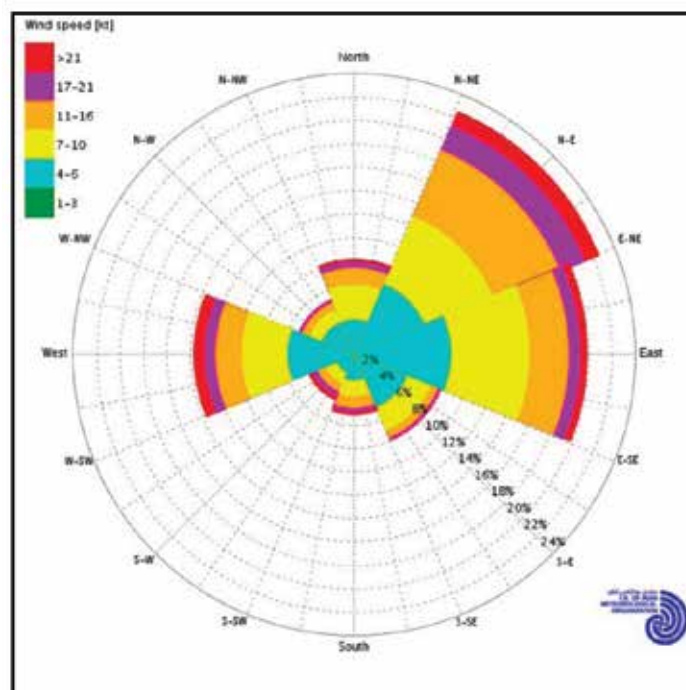
بر اساس اطلاعات تکمیلی به‌دست‌آمده از عکس‌های هوایی و مورفومتری صحرایی، پهنه‌ی ماسه‌ای به دو زون

در موقعیت‌هایی که رسوب به میزان نسبتاً زیاد در دسترس قرار بگیرد و جهت باد بایمدال باشد به وجود می‌آیند (Lancaster, 1983). دامنه تغییرات تپه‌های خطی زیاد است و ممکن است ارتفاع بین ۱۰ تا ۲۰ متر و فاصله بین ۱۰۰ متر تا ۱۵۰ متر در تغییر باشد (رضازاده و همکاران، ۱۳۹۴). تپه‌های خطی دارای ویژگی‌هایی از جمله: طول زیاد، روند مستقیم و بدون قطع‌شدگی، قرارگیری به موازات هم و با فواصل منظم و همچنین ارتفاع زیاد نسبت به تپه‌های اطراف می‌باشند (Lancaster, 1982).

توزیع اندازه دانه در رسوبات بادی اهمیت بالایی دارد، زیرا اندازه ذرات فرم و توسعه تپه‌های ماسه‌ای را کنترل می‌کند (Zhang and Dong, 2015). توزیع اندازه ذرات در رسوب به یک‌سری عوامل از قبیل سنگ‌منشا، فرآیندهای هوازدگی، سایش و جورشدگی انتخابی آن‌ها به هنگام حمل و نقل بستگی دارد (Snelder et al., 2011). تاکنون مطالعات زیادی بر روی توزیع اندازه ذرات در نقاط مختلف دنیا و بر روی انواع مختلفی از تپه‌های ماسه‌ای انجام گرفته که از این میان می‌توان به (Wang et al., 2003) و Lancaster 1986 که به مطالعه توزیع اندازه ذرات در تپه‌های خطی پرداختند اشاره کرد. همچنین (McLaren 1981) به بررسی و تفسیر اندازه ذرات پرداخت، که به نتایجی همچون ارتباط اندازه ذرات با فاصله از منشا دست یافت. (Thomas 1988) به مطالعه و آنالیز رسوبات تپه‌های خطی و ارتباط آن‌ها با تپه‌های صحرایی کالاهاری پرداخت و نتیجه گرفت رسوبات تپه‌های خطی کالاهاری دارای جورشدگی خوبی هستند. (Livingston et al., 1999) در بررسی تغییرات اندازه دانه در تپه‌های جنوب غرب کالاهاری، دریافتند تغییر دانه‌بندی رسوبات بر روی مورفولوژی تپه‌ها تأثیر گذار است. (Guo and Wu 2012) به بررسی الگوی مورفولوژی در تپه‌های خطی و سن تپه‌ها پرداختند که نتایج حاصل از این بررسی هیچ ارتباط محکمی بین سن رسوبات و الگوی مورفولوژی تپه‌ها را نشان نداد. (Goudie and Viles 2015) در مطالعه تپه‌های خطی کالاهاری، به تشریح بیشتر تپه‌های خطی نامبیا پرداخته و داده‌های به‌دست‌آمده از مطالعات قبلی در رابطه با این تپه‌ها را تکمیل کردند.



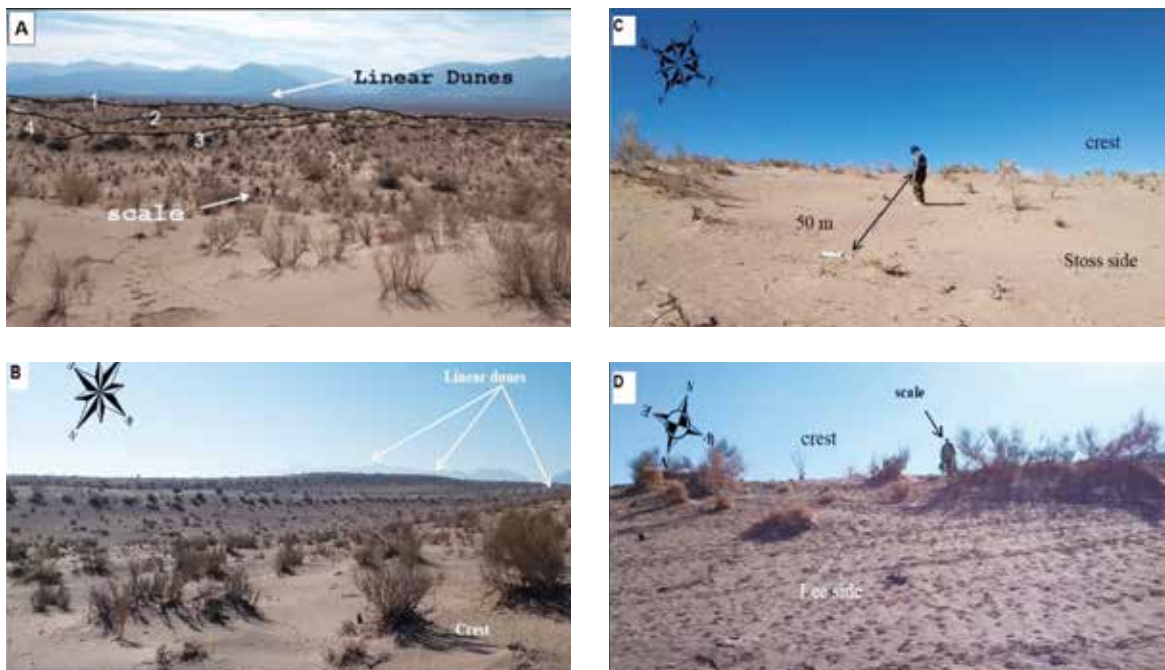
شکل ۱. موقعیت جغرافیایی گستره مورد پژوهش (رضازاده و همکاران، b، ۱۳۹۴)



شکل ۲. گلباد سالیانه ایستگاه هواشناسی حاجی‌آباد (۱۳۸۷-۱۳۹۲) اداره کل هواشناسی استان خراسان جنوبی، ۱۳۹۳

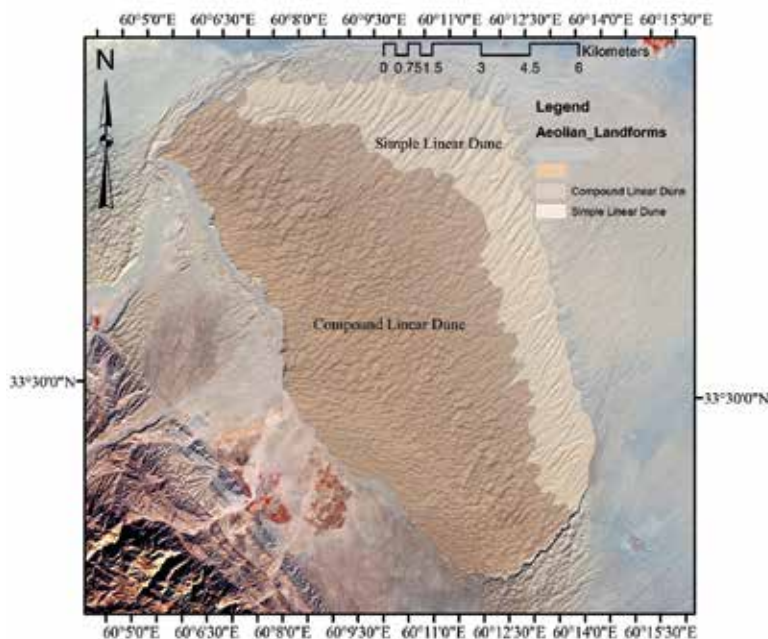
تپه‌های خطی ساده و مرکب قابل تفکیک است. نوع خطی آن در زون شرقی و بخش‌هایی از زون شمالی منطقه وجود دارد و نوع مرکب آن در زون مرکزی و غربی گسترش دارد. بررسی‌های مورفومتری انجام شده نشان داد، ارتفاع تپه‌های ماسه‌ای در زون شرقی و شمالی از پنج تا ۲۱ متر (شکل ۳-ب).

با میانگین ۱۱/۴ متر و طول آن‌ها از ۱/۵ کیلومتر تا سه کیلومتر در تغییر است. همچنین این تپه‌های ماسه‌ای به صورت موازی تا نیمه موازی نسبت به یکدیگر قرار دارند، که بر این اساس در نوع دونه‌های خطی ساده قرار می‌گیرند (شکل ۳-ب).



شکل ۳. A-D تپه‌های ماسه‌ای مطالعه شده در گستره پژوهشی

همان‌طور که بیان شد مورفولوژی بخش مرکزی و غرب گستره مورد مطالعه با اندکی تفاوت همراه است، یعنی دارای طول کمتری در مقایسه با بخش شرق و شمال شرقی گستره است. این ویژگی‌ها خاص تپه‌های خطی مرکب است و از دیگر خصوصیات این نوع تپه‌ها، ارتفاع کمتر و عدم موازی بودن آنها در مقایسه با تپه‌های ماسه‌ای خطی ساده می‌باشد (شکل ۴).

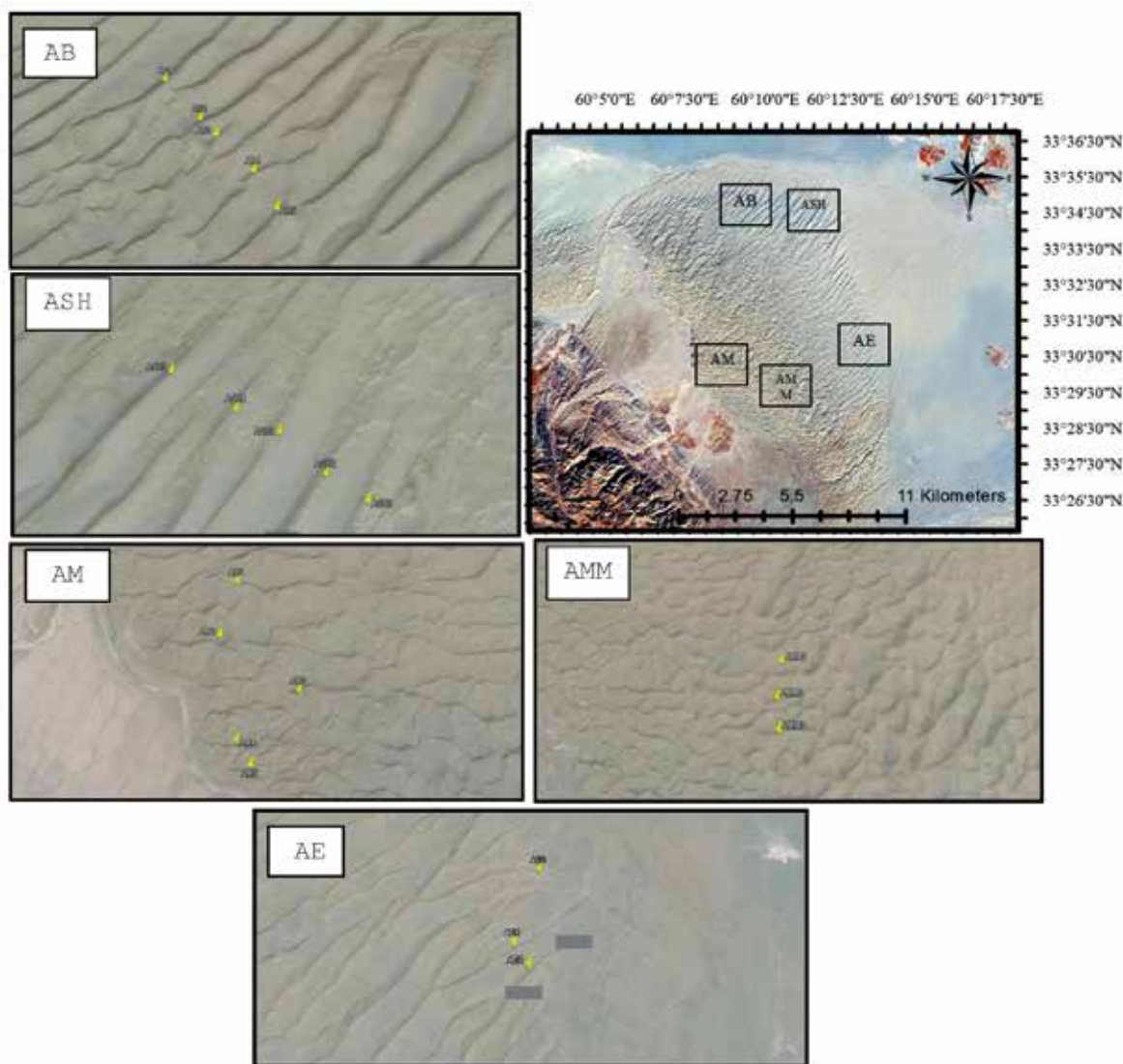


شکل ۴. جایگاه تپه‌های ماسه‌ای خطی ساده و مرکب نسبت به یکدیگر در گستره مورد مطالعه (رضازاده و همکاران، ۱۳۹۴ a)

از بخش‌های مختلف ۲۱ تپه‌ی ماسه‌ای، همانند یال رو به باد، باد پناه و راس آن‌ها در پنج ایستگاه مختلف به مقدار حدود یک کیلوگرم نمونه برداشت شد. به طوری که کل

جدول ۱. موقعیت و مساحت ایستگاه‌های انتخاب شده در گستره پژوهشی

موقعیت ایستگاه‌ها	تعداد نمونه هر ایستگاه	مساحت (کیلومتر مربع)
ایستگاه AM (N ۳۳° ۲۹' ۲۸/۳" و E ۶۰° ۰۸' ۳۷/۲")	۵	۷/۲
ایستگاه AE (N ۳۳° ۲۸' ۰۵/۸" و E ۶۰° ۱۱' ۳۸/۶")	۳	۵/۵
ایستگاه AB (N ۳۳° ۲۹' ۰/۰" و E ۶۰° ۱۳' ۴۸/۷")	۵	۶/۹
ایستگاه ASH (N ۳۳° ۳۴' ۲۹/۹" و E ۶۰° ۱۱' ۵۸/۵")	۵	۵/۷
ایستگاه AM (N ۳۳° ۳۴' ۴۱/۹" و E ۶۰° ۰۸' ۴۱/۰")	۳	۴/۳



شکل ۵. نمایش پنج ایستگاه و ۲۱ تپه انتخاب و نمونه‌برداری شده در عکس‌های هوایی Google Earth با بزرگنمایی و مرجع در گستره پژوهشی

در ادامه، مراحل آماده‌سازی نمونه‌ها از جمله حذف رطوبت اولیه انجام شد و نمونه‌ها به مقدار ۲۰۰ گرم و با دقت ۰/۰۱ درصد وزن شدند. نمونه‌های آماده شده با استفاده از روش غربال خشک و با فواصل ۰/۵ فی (از الک ۰/۵ فی تا ۴ فی) الک و درصد وزنی ذرات در اندازه ماسه و ماسه‌ریز محاسبه شد. سپس به کمک نرم‌افزار Excel نمودار تغییرات اندازه ذرات رسم و نامگذاری رسوبات با استفاده از روش فولک (Folk, 1980) انجام گرفت. پارامترهای اندازه ذرات (میانگین، جورشدگی، کج شدگی و کشیدگی) به روش ترسیمی جامع فولک (Folk, 1980) محاسبه شد (جدول ۲).

جدول ۲. پارامترهای رسوب‌شناسی محاسبه شده برای گستره پژوهشی

Sample	Mz(σ)	$\sigma(\phi)$	SKI(ϕ)	KG(σ)
AE1(lee /Crest /Stoss)	۲/۹/۱/۹/۲/۵	۰/۶۵/۰/۶۸/۱/۱۳	-۰/۰۷/۰/۳۹/-۰/۱۸	۱/۱۲/۱/۲۲/۱/۳۷
AE2(lee /Crest /Stoss)	۲/۶/۲/۲/۷	۰/۸۲/۰/۵۳/۰/۹۶	-۰/۰۲/۰/۲۸/-۰/۱۱	۰/۹۳/۱/۲۹/۱/۱۶
AE(lee /Crest /Stoss)	۲/۵/۲/۲/۶	۱/۱۷/۰/۵۲/۱/۲	-۰/۲۷/۰/۰۵/-۰/۴۵	۱/۲۶/۱/۳۶/۱/۲۶
AB1(lee /Crest /Stoss)	۲/۹/۱/۹/۲/۱	۱/۳/۰/۶/۰/۶	-۰/۴/۰/۱۳/۰/۲۶	۰/۸۸/۰/۸۹/۱/۲
AB2(lee /Crest /Stoss)	۲/۳/۲/۲/۵	۱/۴۵/۰/۵۶/۱/۱	۰/۳۸/۰/۳/-۰/۱۶	۰/۸۶/۱/۷/۱/۱
AB3(lee /Crest /Stoss)	۲/۷/۲/۱/۲/۴	۱/۲/۰/۸/۱/۳	-۰/۴۵/۰/۱۶/-۰/۶	۱/۲/۱/۲/۱/۰/۲
AB4(lee /Crest /Stoss)	۲/۶/۲/۲/۵	۱/۱/۰/۶/۰/۹	-۰/۳۷/۴/-۰/۱۱	۰/۸/۱/۵/۰/۹
AB5(lee /Crest /Stoss)	۲/۳/۲/۲/۱	۱/۰/۶/۱/۴۳	-۰/۱۶/۰/۴۵/۰/۳۲	۱/۱/۵/۰/۵۹
ASH1(lee /Crest /Stoss)	۲/۵/۲/۲/۲/۴	۰/۷۹/۰/۵/۰/۸۹	۰/۱۳/۰/۲۳/۰/۳۹	۱/۱/۱/۲/۱/۹
ASH2(lee /Crest /Stoss)	۱/۸/۲/۱/۲/۷	۱/۴/۰/۷/۱/۱	-۰/۱۱/-۰/۰۱/-۰/۳۳	۰/۵۳/۲/۳/۱/۱
AH3(lee /Crest /Stoss)	۲/۲/۴/۲/۴	۱/۵/۰/۸۵/۰/۷۴	۰/۴۲/۰/۲۵	۱/۷۲/۱/۲۵
AM1(lee /Crest /Stoss)	۲/۲/۴	۰/۵۳/۰/۸۹	۰/۲۸/۰/۲۶/۰/۳۲	۱/۱/۱/۲۲/۱/۱۳
AM2(lee /Crest /Stoss)	۲/۵/۲/۲/۲	۰/۷۹/۰/۵۲/۰/۷۲	۰/۳۴/۰/۳۱/۰/۵۲	۰/۷۹/۱/۷۲/۱/۵۷
AM3(lee /Crest /Stoss)	۲/۴/۲/۱/۲/۱	۰/۸۷/۰/۵۶/۰/۶۱	۰/۳۳/۰/۵۲/۰/۳۱	۱/۰/۳۴/۱/۲
AM4(lee /Crest /Stoss)	۲/۳/۲/۲/۲/۲	۰/۶۳/۰/۷۳/۰/۵۸	۰/۲۵/۰/۲	۱/۳۹/۱
AM5(lee /Crest /Stoss)	۲/۲/۱	۰/۴۷/۰/۵۸	۰/۱۱/۰/۴۴/-۰/۰۵	۱/۲/۱/۳۱/۱/۸
AMM1(lee /Crest /Stoss)	۲/۲/۲/۲/۲/۵	۰/۵۶/۰/۵۱/۰/۶۹	۰/۲۱/-۰/۳۳/۰/۱۵	۱/۶/۱/۶/۱/۶
AMM2(lee /Crest /Stoss)	۲/۸/۲/۴/۲/۶	۰/۵۲/۰/۳۳/۰/۳۵	۰/۳۳/۰/۰۸	۱/۵۲/۱/۳۹/۱/۱
AMM3(lee /Crest /Stoss)	۲/۷/۲/۳/۲/۴	۰/۵۸/۰/۵/۰/۷۹	۰/۳۲/۰/۱۱/-۰/۱۹	۱/۲/۱/۰/۷/۰/۹۱
ASH4(lee /Crest /Stoss)	۲/۴/۲/۲/۲/۳	۰/۶۸/۰/۵۶/۱/۲۵	-۰/۳۹/۰/۲/-۰/۴۷	۰/۵۳/۱/۰/۷/۰/۵۹
ASH5(lee /Crest /Stoss)	۲/۲/۲/۱/۲/۲	۰/۷۲/۰/۵۸/۱/۵۵	۰/۴۲/۰/۲۵	۱/۷۲/۱/۲۵

Mz(σ): میانگین اندازه ذرات برحسب فی / $\sigma(\phi)$: جورشدگی / SKI(ϕ): کج شدگی / KG(σ): کشیدگی

بحث

پارامترهای آماری

رسوبات ارتباط مستقیمی با فرآیندهای رسوبی، دینامیکی و منشأ اصلی رسوبات بادی دارد (Visher, 1969). البته تعیین منشأ رسوبات از روی اندازه دانه به تنهایی ممکن نبوده و به تغییرات آب و هوایی نیز وابسته است (Yang et al., 2007).

همچنین مطالعات بر روی جورشدگی، اهمیت آن را در تپه‌های ماسه‌ای در نقاط مختلف دنیا نشان می‌دهد. اما تاکنون توجهی به اهمیت مطالعه اندازه دانه و جورشدگی در

مقدار میانگین اندازه دانه، نشانگر حد متوسط اندازه ذرات در رسوب است. استفاده از میانگین اندازه دانه جهت شناسایی محیط‌های رسوبی مختلف از مدت‌ها پیش مورد توجه بوده است (Folk, 1980; Lancaster, 1981).

اندازه دانه رسوب می‌تواند اطلاعات مهمی درباره فرآیندها و محیط‌های رسوبی ارائه کند، زیرا اندازه دانه

ریز بوده و اختلاف معنادار و مشخصی بین یال هم جهت و خلاف جهت باد مشاهده نمی‌شود. اما متوسط میانگین ایستگاه‌های غرب (AM) $2/19 \theta$ ، شرق (AE) $2/38 \theta$ و مرکز (AMM) $2/4 \theta$ با یکدیگر متفاوت بوده و این روند کاهشی جزئی از دو ایستگاه شرق و غرب به طرف مرکز کاملاً مشهود است (جدول ۲).

این روند کاهشی در ارتباط با بادهای غالب منطقه (شکل ۲) می‌باشد، زیرا ذرات در ایستگاه مرکز منطقه (AMM) نسبت به ایستگاه‌های شرق و غرب (AE, AM) مسافت طولانی‌تری را در جهت وزش باد طی می‌کنند. در نتیجه متوسط اندازه ذرات در محدوده مرکزی به مقدار جزئی کاهش پیدا کرده است (شکل ۶). در واقع رسوبات دانه درشت‌تر و سنگین‌تر در همان محل باقی می‌ماند، اما رسوبات ریزتر می‌توانند تا مسافت‌های طولانی‌تر حمل شوند (Bingqi and Jingjie, 2013). اما با این وجود دو ایستگاه دیگر در شمال و شمال شرق (AB, ASH) این روند کاهشی جزئی را نشان نمی‌دهند.

جورشدگی^۱ تپه‌های ماسه‌ای

در محیط‌های بیابانی ویژگی‌های اندازه دانه و جورشدگی در انواع مختلف تپه‌ها، متفاوت با تپه‌های ساحلی بوده و اختلاف معنادار مهمی بین آنها وجود دارد. این تفاوت به معنی متفاوت بودن فرآیندهای جورشدگی در تپه‌های ماسه‌ای بادی است (Lancaster, 1986). برای مثال سه مدل مختلف از جورشدگی اندازه دانه در تپه‌های ماسه‌ای نقاط مختلف یافت می‌شود:

مدل اول: دانه‌ریز در قله^۲ راس تپه دانه ریزتر، جورشدگی بهتر و کج شدگی مثبت‌تری نسبت به یال‌های خود دارد (Bagnold, 1941; Folk, 1971; Lancaster, 1981; Watson, 1986; Livingstone, 1987; Wang, et al., 2003). شکل‌گیری این مدل در اثر حرکت آهسته دانه‌های درشت‌تر در جهت حمل ماسه به طرف بالای قله تپه رخ می‌دهد (Bingqi and Jingjie, 2013).

تپه‌های خطی آهنگران نشده است. لذا در این بخش سعی شده تا با بررسی جورشدگی نقاط مختلف تپه نسبت به هم و در نهایت مقایسه آن با سایر نقاط، الگوی جامع برای تپه‌های خطی آهنگران ارائه شد.

در واقع جورشدگی دانه‌های ماسه در رسوبات بادی معمولاً توسط چهار فاکتور مهم در محیط رسوب‌گذاری کنترل می‌شوند (Le Roux and Rojas, 2007): اول آنکه معمولاً ذراتی بین $0/25$ میلی‌متر تا $0/125$ میلی‌متر و یا $2/0 \theta$ تا $3/0 \theta$ برای حمل انتخاب می‌شوند. دوم تاثیر گرانش بر روی حمل ماسه در خلاف جهت شیب (سقوط و ریزش دانه‌ها در سطح شیب‌دار) می‌باشد. سومین عامل تغییر الگوی استرس برشی است که باعث افزایش و تراکم خطوط فشار بر روی تپه‌های ماسه‌ای می‌شود. چهارمین فاکتور توزیع اندازه دانه در ناحیه منشا است که در ارتباط با فرایندهای زمین‌شناسی می‌باشد.

عوامل ذکر شده معمولاً به صورت توأم با یکدیگر عمل کرده و انواع متفاوتی از اندازه دانه و جورشدگی را در سطح تپه‌ها به وجود می‌آورد (Bingqi and Jingjie, 2013). بر این اساس عوامل زیادی از جمله تامین رسوب از ناحیه منشا که در ارتباط با فرایندهای بادی و زمین‌شناسی می‌باشد، در تعیین الگوی جورشدگی تپه‌های خطی آهنگران موثر بوده است.

سایر مطالعات گذشته نشان می‌دهد، هرچه مسافت حمل افزایش پیدا کند، میانگین اندازه ذرات ریزتر و جورشدگی بهتر خواهد شد (Lancaster, 1986; Mischke, 2005; Qian, et al., 2011). البته این منطق برای تمام نقاط در جهان صادق نمی‌باشد (Zhu, et al., 2014).

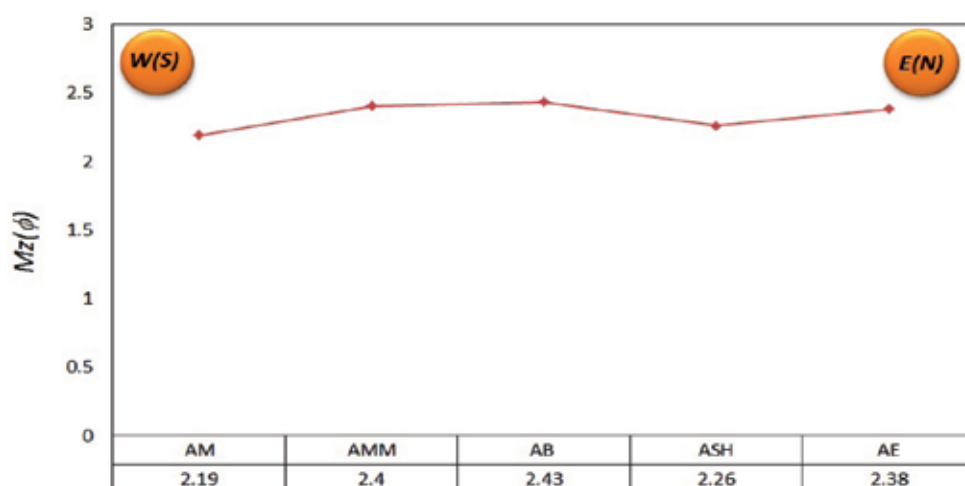
نتیجه‌گیری

میانگین اندازه دانه

در منطقه مورد مطالعه مقدار میانگین اندازه‌ی دانه برای ایستگاه‌ها از $2/19 \theta$ تا $2/43 \theta$ در تغییر می‌باشد. با توجه به اینکه متوسط میانگین اندازه دانه‌ها در تپه‌های بادی در یال سمت باد $2/44 \theta$ و در یال پشت به باد $2/40 \theta$ است، می‌توان گفت دانه‌ها از نظر اندازه در محدوده ماسه

1. Sorting

2. Finer crest



شکل ۶. تغییرات متوسط میانگین اندازه ذرات در شمال آهنگران

برای نمونه در ایستگاه AB در شمال منطقه آهنگران در هر پنج تپه نمونه‌برداری شده، مقدار جورشدگی در راس تپه^۳ نسبت به یال‌های خود مقدار بالاتری داشته است. به عبارتی دیگر مقدار جورشدگی کیفی در قله تپه‌ها نسبت به یال‌ها بهتر بوده و از جورشدگی خوب تا جورشدگی متوسط در تغییر است. بررسی‌ها نشان داد این روند جورشدگی برای تمام ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده (جز چند تپه) صادق است (شکل ۷-A تا E). با این نتایج بیشتر تپه‌ها از نوع دانه‌ریز در قله بوده و الگوی تپه‌های خطی منطقه از نوع اول محسوب می‌شوند.

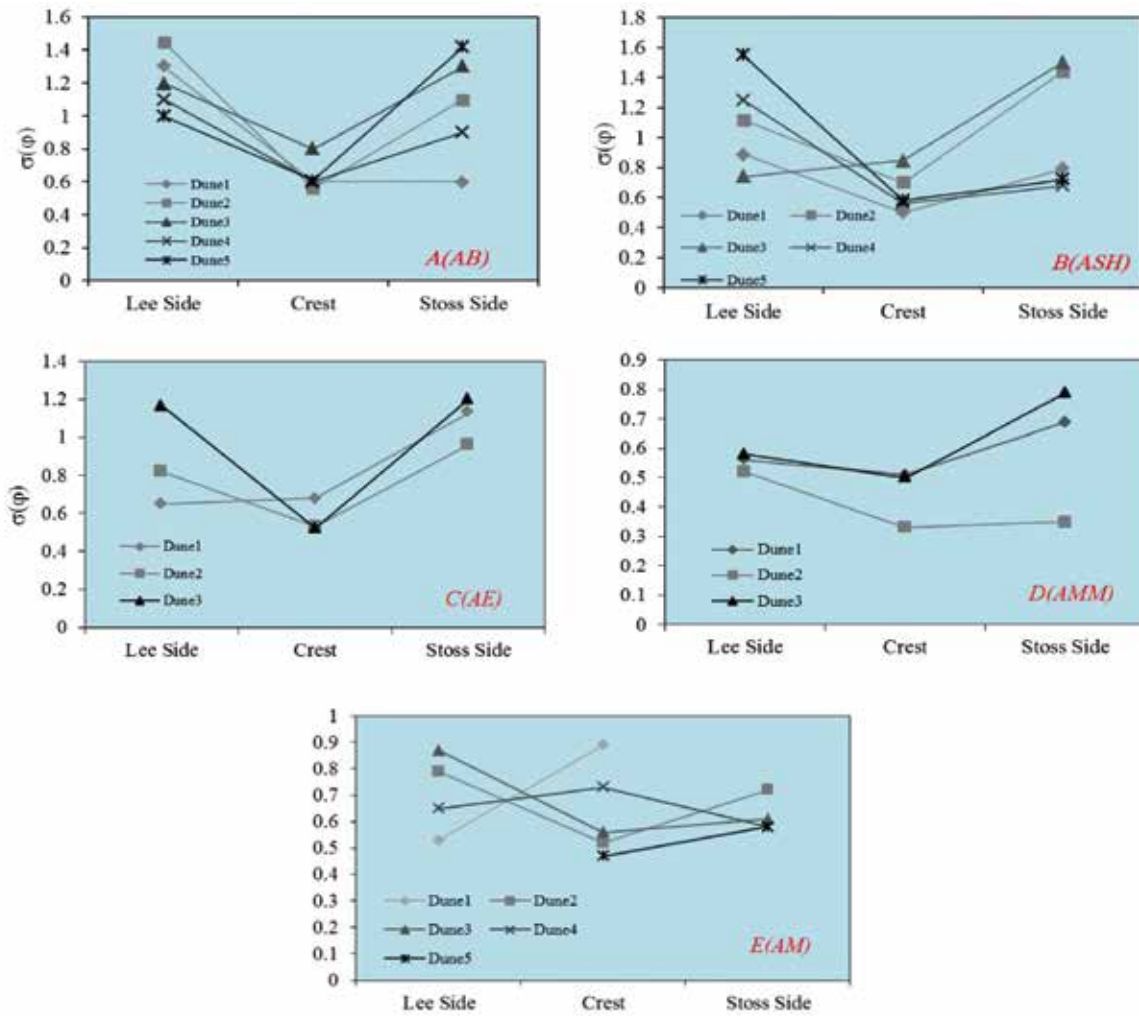
مقدار جورشدگی مستقل از یال‌ها، به روش فولک (Folk, 1980) از ۰/۵۳ فی خوب جورشده تا ۰/۹۶ فی بد یا ضعیف جورشده برای هر پنج ایستگاه محاسبه شد (جدول ۲). با توجه به نمودار جورشدگی تپه‌های بادی (شکل ۸)، جورشدگی در بخش شرقی گستره (هر سه ایستگاه)، از ضعیف تا متوسط است و بخش غرب گستره (دو ایستگاه)، جورشدگی از متوسط خوب تا خوب جورشده در تغییر است.

مدل دوم: دانه‌درشت در قله^۱ رأس تپه‌ها دارای دانه‌های درشت‌تر ولی جورشدگی بهتر نسبت به یال‌ها است. این مدل در تپه‌های خطی و طولی Simpson توسط Ghoshal et al., (2011) و Wason (1983) بررسی شده است. همچنین از مثال‌های این مدل می‌توان به بخش‌هایی از جنوب غرب کالاهاری اشاره کرد (Lancaster, 1986; Livingstone et al., 1999). توسعه و شکل‌گیری این نوع تپه‌ها در نتیجه انتخاب دانه‌های با حمل آسان‌تر به وجود می‌آید (Folk, 1971).

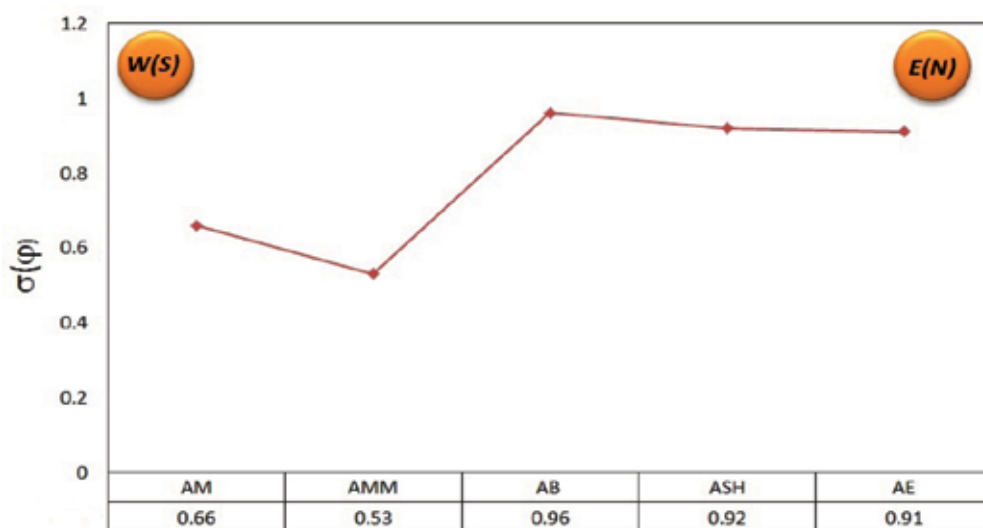
مدل سوم: بدون تفاوت اندازه دانه در قسمت‌های مختلف تپه^۲. در الگوی سوم، هیچ تفاوتی در اندازه دانه بین نقاط مختلف تپه دیده نمی‌شود (Lancaster, 1986). این مدل در تپه‌های صحرای سینای مصر (Nickling, 1983) و همچنین برای بخشی از جنوب غرب کالاهاری نیز گزارش شده است (Mckee and Tibbitts, 1964).

بر مبنای مطالعات انجام شده، ارتباط بین راس تپه‌ها و یال‌های با سطح شیب‌دار، چندان پیچیده نیست (Thomas, 1997). به عبارتی ساده‌تر در حالت معمول، تپه‌های ماسه‌ای مقدار جورشدگی خوب در راس و دانه‌های درشت‌تر در جهت شیب به سمت پایین خواهند داشت (Sneh and Weissbrod, 1983; Wang et al., 2003).

1. Coarser crest
2. No difference pattern
3. Crest



شکل ۷. انحراف معیار در نقاط مختلف ۲۱ تپه نمونه برداری شده

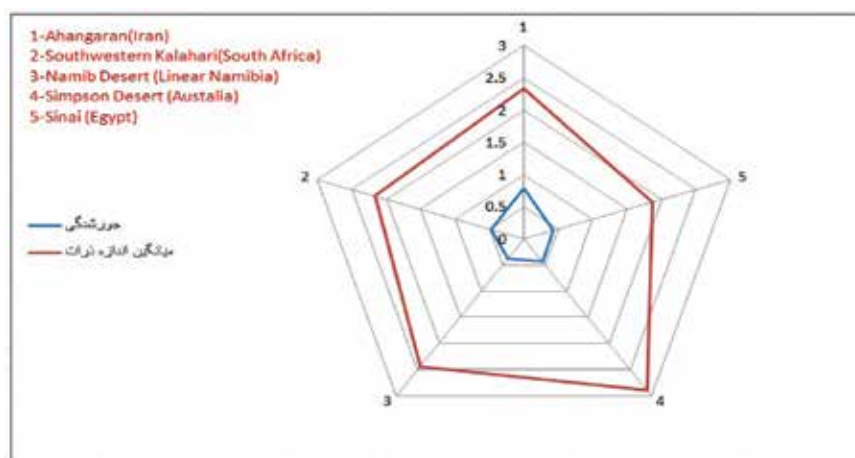


شکل ۸. انحراف معیار در پنج ایستگاه مورد مطالعه در گستره پژوهشی

بررسی تغییرات جورشدگی و میانگین اندازه ذرات در نقاط مختلف و مقایسه آن با آهنگران

در شکل ۹، مقایسه برآیند میانگین اندازه ذرات و جورشدگی تپه‌های ماسه‌ای خطی آهنگران با کالاهاری، استرالیا، صحرای سینای مصر و نواحی دیگر نشان داده شده است. در این مقایسه، میانگین اندازه دانه‌های تپه‌های ماسه‌ای آهنگران در محدوده سایر نقاط قرار داشته (۲/۳۴)، اما در بررسی جورشدگی یا انحراف معیار نسبت به آنها بسیار ضعیف‌تر بوده (۰/۷۹) و این ویژگی شاخص تپه‌های خطی آهنگران می‌باشد.

بر اساس نمودارهای فوق می‌توان گفت ماسه‌های ریز جورشدگی بهتری نسبت به ماسه‌های درشت نشان می‌دهند (شکل ۸). با این بررسی‌ها می‌توان دریافت جورشدگی زون شرقی (شمال) نسبت به غرب ضعیف‌تر می‌باشد که دلیل اصلی آن انتخاب ذرات کوچکتر برای حمل در جهت بادهای غالب بر منطقه می‌باشد.



شکل ۹. دیاگرام عنکبوتی مقایسه برآیند میانگین و جورشدگی تپه‌های ماسه‌ای خطی آهنگران با سایر مناطق دنیا

1) The southwestern Kalarahi (South Africa) (Lancaster, 1986), 2) The Namib Desert linear, Namibia (Lancaster, 1981), 3) The Simpson Desert (Australia) (Folk, 1971), 4) The Sinai Desert (Egypt) (Tsoar, 1978)

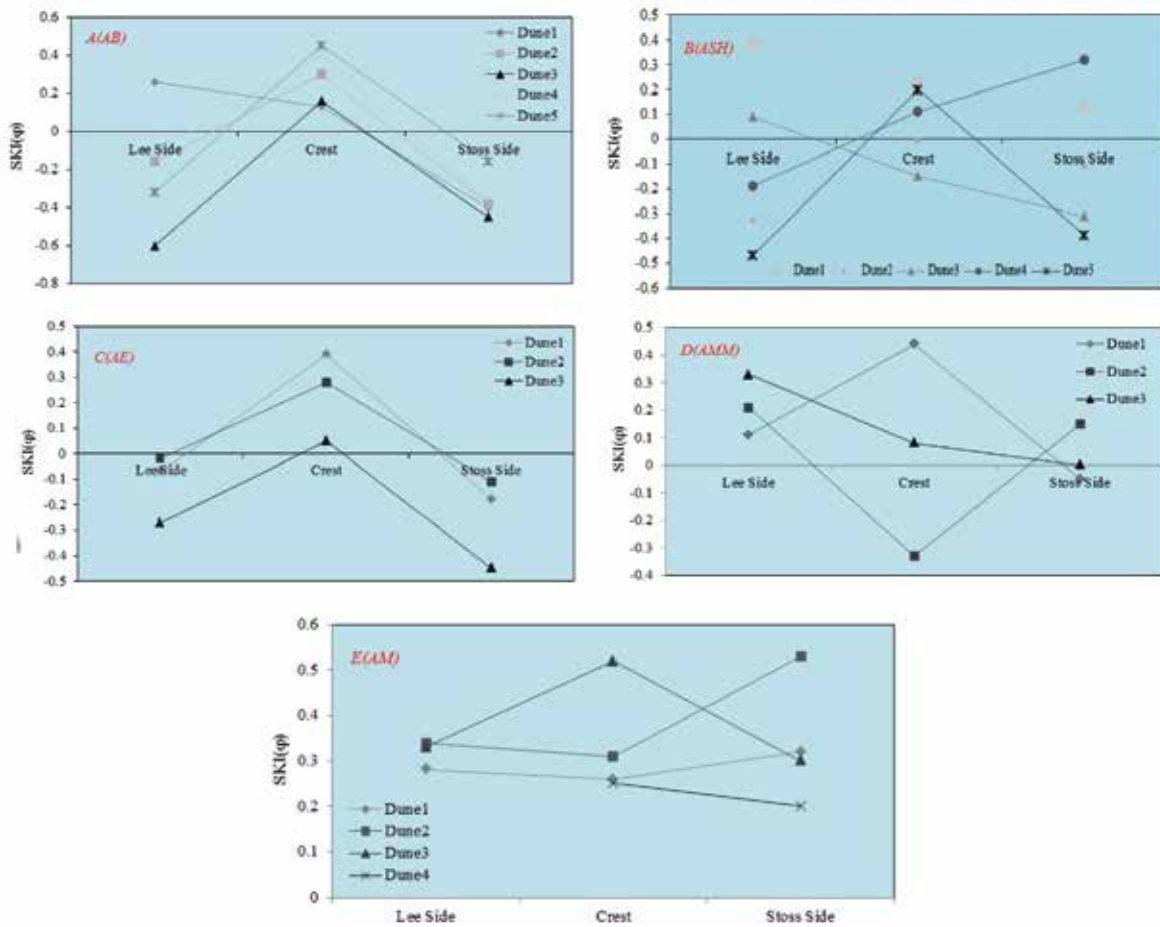
کج شدگی

غالب منطقه تغییر می‌کند (شکل ۱۱). این تغییر ارتباط نزدیکی با جورشدگی بهتر دانه‌های ماسه‌ای به طرف غرب دارد.

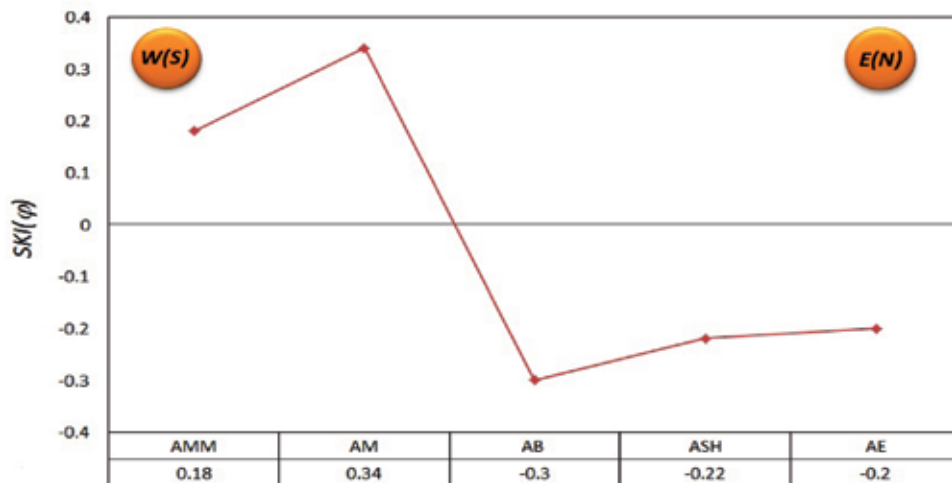
کشیدگی

میزان کشیدگی نیز به روش فولک (Folk, 1980)، محاسبه و مقادیر آن در جدول ۲ ارائه شده است. متوسط کشیدگی در یال‌های هم‌جهت باد در زون شرقی-شمالی و زون غربی به ترتیب ۰/۹۴ و ۱/۲۲ می‌باشد. همچنین معدل کشیدگی در یال‌های خلاف جهت باد به همان ترتیب بالا ۱/۱۰ و ۱/۳۶ محاسبه شد. این نتایج نشان می‌دهد اختلاف معناداری بین یال‌های هم‌جهت و خلاف جهت باد وجود ندارد. اما تفاوت کشیدگی بین زون شرقی و غربی منطقه مشهود است که دلیل اصلی آن را می‌توان به بادهای غالب بر منطقه نسبت داد (شکل ۱۲).

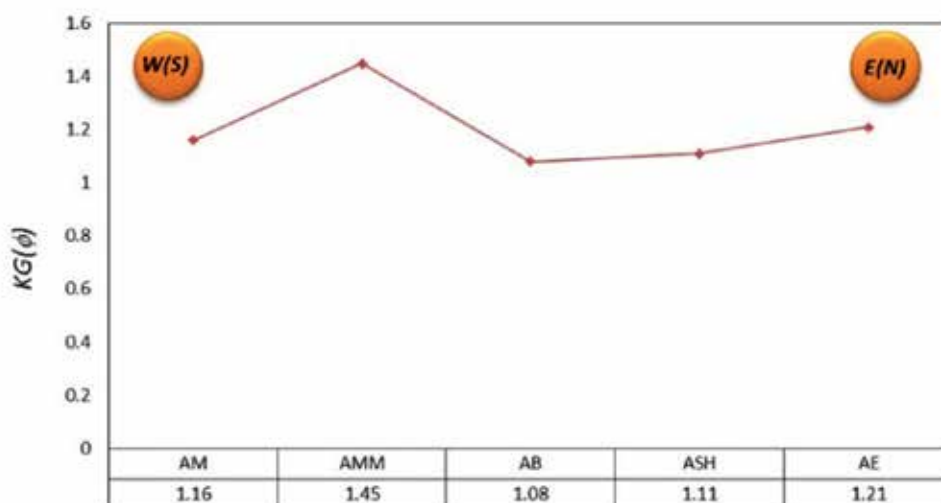
این پارامتر نیز بر اساس تقسیم‌بندی جامع فولک (Folk, 1980)، محاسبه و در جدول ۲ ارائه گردیده است. کج شدگی نمونه‌های تپه‌های بادی زون شرقی-شمالی، در یال‌های هم‌جهت باد ۰/۲۴- به سمت دانه‌درشت و ۰/۲۶+ به سمت دانه‌ریز در زون غربی تعیین شده است. همچنین این مقدار در مورد یال‌های خلاف جهت باد به ترتیب ۰/۲۷- و ۰/۲۱+ محاسبه شد. در نتیجه اختلاف معناداری بین یال‌های هم‌جهت و خلاف جهت باد مشاهده نمی‌شود. اما اختلاف کج‌شدگی بین یال‌ها و راس تپه کاملاً مشهود است که پیش‌تر در بخش جورشدگی به دلیل آن اشاره شد (شکل ۱۰- A تا E). همچنین اختلاف کج‌شدگی زون شرقی-شمالی (AE, AB, ASH) با زون غربی (AM, AMM) محسوس بوده و این مقدار از شرق به غرب و در جهت وزش بادهای



شکل ۱۰. میزان پارامتر کج شدگی در بال‌های رو به باد، باد پناه و راس در ۲۱ تپه انتخابی



شکل ۱۱. تغییرات میزان پارامتر کج شدگی در زون‌ها مختلف گستره مورد مطالعه



شکل ۱۲. تغییرات میزان کشیدگی در ایستگاه‌های پنج‌گانه گستره مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

آهنگران عمدتاً از نوع اول یا قله ریزدانه می‌باشد. علاوه بر این بر اساس اطلاعات به‌دست‌آمده، منحنی کشیدگی زون شرقی-شمالی مزوکورتیک به‌طور متوسط کشیده و منحنی زون غربی لپتوکورتیک کشیده می‌باشند. بر این اساس جورشدگی زون غربی به‌مراتب بهتر از جورشدگی زون شرقی گستره مورد مطالعه است. در نهایت می‌توان نتیجه گرفت که تغییر مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای آهنگران در ارتباط با تغییر پارامترهای رسوبی می‌باشد. یعنی تغییر مورفولوژی در گرو تغییر پارامترهای رسوبی است.

منابع

- اداره کل هواشناسی خراسان جنوبی، ۱۳۹۳. داده‌های هواشناسی ایستگاه حاجی‌آباد از سال‌های ۱۳۸۷-۱۳۹۲.
- رضازاده، ب.، میراب شبستری، غ. م. و امینی، آ.، ۱۳۹۴ a. نخستین گزارش از تپه‌های ماسه‌ای شرق ایران شمال آهنگران نوزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی، تهران.
- رضازاده، ب.، میراب شبستری، غ. م. و امینی، آ.، ۱۹۳۴b. مقایسه تطبیقی تپه‌های ماسه‌ای شمال آهنگران شرق ایران با کالاهاری نامیبیا. اولین همایش کواترنری، اصفهان.
- شرکت آب منطقه‌ای خراسان جنوبی، ۱۳۸۹. گزارش

بر اساس نتایج به‌دست‌آمده صحرایی و عکس‌های هوایی فرم تپه‌های آهنگران، عمدتاً از نوع خطی بوده و این تپه‌های خطی در گستره مورد مطالعه دارای دو تقسیم‌بندی، تپه‌های خطی ساده و تپه‌های خطی مرکب می‌باشند. بر مبنای این مطالعات، مورفولوژی تپه‌های خطی ساده فقط در بخش شمال، شمال شرق و شرق گستره گسترش داشته و مورفولوژی تپه‌ها در بخش مرکز و غرب از فرم مرکب است. بررسی پارامترهای رسوب‌شناسی در پنج ایستگاه از گستره مورد مطالعه نشان می‌دهد که ذرات ماسه از نظر جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی در زون شمال شرق و شرق نسبت به زون مرکزی و غربی روندی متفاوت دارند. به‌عبارتی دیگر پارامترهای رسوب‌شناسی ارتباط معناداری با مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای مورد مطالعه دارند. به این معنی که با تغییر جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی، مورفولوژی تپه‌ها نیز تغییر می‌کند، این تغییر فرم تپه‌ها از نوع ساده به مرکب از شرق و شمال به طرف مرکز و غرب گستره می‌باشد. همچنین نتایج، حاکی از عدم رابطه بین اندازه دانه‌ها، جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی بین یال‌های هم‌جهت و خلاف جهت باد می‌باشد. ولی این تفاوت‌ها در یال‌ها با راس تپه در تمامی ایستگاه‌ها کاملاً مشخص است. با این بررسی‌ها می‌توان گفت الگوی جورشدگی تپه‌های خطی

مطالعات تفصیلی حوزه آهنگران شهرستان قاین. دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۲۶۱.

- Bagnold, R.A., 1941. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen and Co., London, 421.

- Bingqi, Z. and Jingjie, Y., 2013. Aeolian Sorting processes in the Ejina desert basin China and their response to depositional environment. *Aeolian Research*, 111-120.

- Folk, R.L., 1971. Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia. geomorphology and grain size relationships. *Sedimentology*, 16, 5-54.

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

- Ghoshal, K., Purkait, B. and Mazumder, B.S., 2011. Size distributions in suspension over sand- pebble mixture: an experimental approach. *Sedimentary Geology*, 241, 3-12.

- Goudie, A., and Viles, H., 2015. Linear Dunes of the Kalahar. *Landscapes and Landforms of Namibia*, 5, 137-141.

- King, D., 1960. The sand ridge deserts of South Australia and related aeolian landforms of the Quaternary arid cycles. *Transactions of the Royal Society of South Australia*, 83, 99-108.

- Lancaster, N., 1981. Grain size characteristics of Namib Desert linear dunes. *Sedimentology*, 28, 115-122.

- Lancaster, N., 1982. Linear dunes. *Program Physics Geography*, 6, 476-504.

- Lancaster, N., 1983. Linear dunes of the Namib sand sea. *Zeitschrift fuer Geomorphologie Supplement band*, 45, 27-49.

- Lancaster, N., 1986. Grain-size characteristics of linear dunes in the southwestern Kalahari. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56 (3), 395-400.

- Le Roux, J.P. and Rojas, E.M., 2007. Sediment transport patterns determined from grain size parameters: overview and state of the art. *Sedimentary Geology*, 202, 473-488.

- Livingstone, I., 1987. Grain-size variation on a 'complex' linear dune in the Namib Desert. *Geological Society of London Special Publication*, 35, 281-291.

- Livingstone, I., Bullard, J.E., Wiggs, G.F.S. and Thomas, D.S.G., 1999. Grain-size variation on dunes in the southwest Kalahari, Southern Africa. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 546-552.

- Mckee, E.D. and Tibbitts, G.C., 1964. Primary structures of a sief dune and associated deposits in Libya. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 5-17.

- McLaren, P., 1981. An interpretation of trends in grain size measures. *Journal of Sedimentary Research*, 51, 611-624.

- Mischke, S., 2005. New evidence for origin of Badain Jaran Desert of inner Mongolia from granulometry and thermoluminescence dating. *Palaeogeography*, 7 (1), 79-97.

- Nickling, W.G., 1983. Grain-size characteristics of sediment transported during dust storms. *Journal of Sedimentary Research*, 53, 1011-1024.

- Qian, G.Q., Dong, Z.B., Luo, W.Y., Zhang, Z.C., Xiao, S.C. and Zhao, A.G., 2011. Grain size characteristics and spatial variation of surface sediment in the Badain Jaran desert. *Desert Research*, 31 (6), 1357-1364.

- Sneh, A. and Weissbrod, T., 1983. Size-frequency distribution on longitudinal dune ripple flank sands compared to that of slipface sands of various dune types. *Sedimentology*, 30, 717-726.

- Snelder, T.H., Lamouroux, N., and Pella, H., 2011. Empirical modeling of large scale pat-

- terns in river bed surface grain size. *Geomorphology*, 127, 189-197.
- Thomas, D.S.G., 1988. Analysis of linear dune sediment-form relationships in the Kalahari Dune Desert. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13, 545-553.
 - Thomas, D.S.G., 1997. Sand seas and aeolian bedforms. In: Thomas, D.S.G. (Ed.), *Arid Zone Geomorphology. Process Form and Change in Drylands*. Wiley, Chichester, UK, 373-412.
 - Tsoar, H., 1978. The dynamics of longitudinal dunes. Final Technical Report. US Army, European Research, Office, 171.
 - Tsoar, H., Blumberg, D.G. and Stoler, Y., 2004. Elongation and migration of sand dunes. *Geomorphology*, 57 (3-4), 293-302.
 - Visher, G.S., 1969. Grain-size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 1074-1106.
 - Wang, X.M., Dong, Z.B., Zhang, J.W., Qu, J.J. and Zhao, A.G., 2003. Grain size characteristics of dune sand in the central Taklimakan Sand Sea. *Sedimentary Geology*, 16, 1-14.
 - Wasson, R.J., 1983. Dune sediment types, sand colour, sediment provenance and hydrology in the Strzelecki-Simpson Desert, Australia. In: Brookfield, M.E., Ahlbrandt, T.S. (Eds.), *Eolian Sediments and Processes*. Elsevier, Amsterdam, 165-196.
 - Watson, A., 1986. Grain-size variations on a longitudinal dune and a barchan dune. *Sedimentary Geology*, 46, 49-66.
 - Wu, J. and Guo, F., 2012. Geomorphological patterns in a linear dune field and ages of the linear dunes in the northern Kumtagh Desert, northwest China. *Springer-Verlag*, 9, 2450-2457.
 - Yang, X., Zhu, B. and White, P.D., 2007. Provenance of aeolian sediment in the Taklimakan Desert of western China, inferred from REE and major-elemental data. *Quaternary International*, 175, 71-85.
 - Zhang, Z. and Dong, Z., 2015. Grain size characteristics in the Hexi Corridor Desert. *Aeolian Research*, 18, 55-67.
 - Zhu, B.Q., Yu, J.J., Rioual, P. and Ren, X.Z., 2014. Particle size variation of aeolian dune deposits in the lower reaches of the Heihe River basin. *China Sedimentary Geology*, 301, 54-69.

تعیین فعالیت منطقه نبود گسیختگی گسل رودبار، مبتنی بر شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی رودخانه سفیدرود، استان گیلان

شجاع انصاری^(۱)

۱. دکترای زمین‌شناسی (تکتونیک)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، اداره کل زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی گیلان

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۴/۰۲

تاریخ پذیرش: ۹۵/۱۰/۱۲

چکیده

در این پژوهش شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی بخشی از طول رودخانه سفیدرود جهت تعیین فعالیت منطقه نبود گسیختگی گسل رودبار که دربرگیرنده منطقه شدید لرزه‌ای ناشی از وقوع زمین‌لرزه ۱۳۶۹ رودبار می‌باشد، مورد بررسی قرار گرفته است. از مدل ارتفاعی رقومی^۱ با دقت تفکیک مکانی ۳۰ متر برای استخراج داده‌های ارتفاعی و همچنین ۱۵ کیلومتر از طول رودخانه سفیدرود که به فواصل ۱۰۰ متری تقسیم‌بندی شده‌اند جهت محاسبه شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی استفاده شده است. این شاخص‌ها شامل انحنای رودخانه، گرادیان طولی رودخانه و نیمرخ طولی رودخانه می‌باشند. انحنای رودخانه در منطقه‌ای که روند گسل رودبار عرض رودخانه را قطع می‌کند به میزان ۱-۱/۵ می‌باشد که نسبت به بخش‌های دیگر رودخانه حالت کاهشی دارد و می‌تواند نشان‌دهنده بالآمدگی و در نتیجه وجود فعالیت‌های زمین‌ساختی باشد. شاخص گرادیان طولی رودخانه در منطقه یاد شده به میزان >3000 می‌باشد که این افزایش قابل توجه می‌تواند بیانگر وجود عوامل زمین‌ساختی و سنگ‌شناختی باشد. از مقدار بالای گرادیان طولی رودخانه جهت تعیین مناطق دارای پتانسیل زمین‌لغزش در مسیر رودخانه سفیدرود نیز استفاده شده است. نیمرخ طولی رودخانه سفیدرود در منطقه یاد شده، حالت تحدب از خود به نمایش می‌گذارد که از تلفیق آن با مقادیر بالای گرادیان طولی رودخانه، می‌توان به وجود عوامل زمین‌ساختی موثر در آن پی برد. مقایسه نتایج حاصل از شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی با بررسی‌های لرزه زمین‌ساختی نظیر تغییرات تنش حاصل از وقوع زمین‌لرزه سال ۱۳۶۹ رودبار، که این منطقه را جزء مناطق تحت تنش بالا در نظر گرفته است، نشان می‌دهد که منطقه مورد بررسی علیرغم نبود گسیختگی سطحی، دارای فعالیت زیاد زمین‌ساختی بوده و پایش منطقه یاد شده از منظر پیشگیری خطرات لرزه‌ای حائز اهمیت می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: البرز غربی، رودخانه سفیدرود، ریخت زمین‌ساخت، گسل رودبار، نبود گسیختگی.

مقدمه

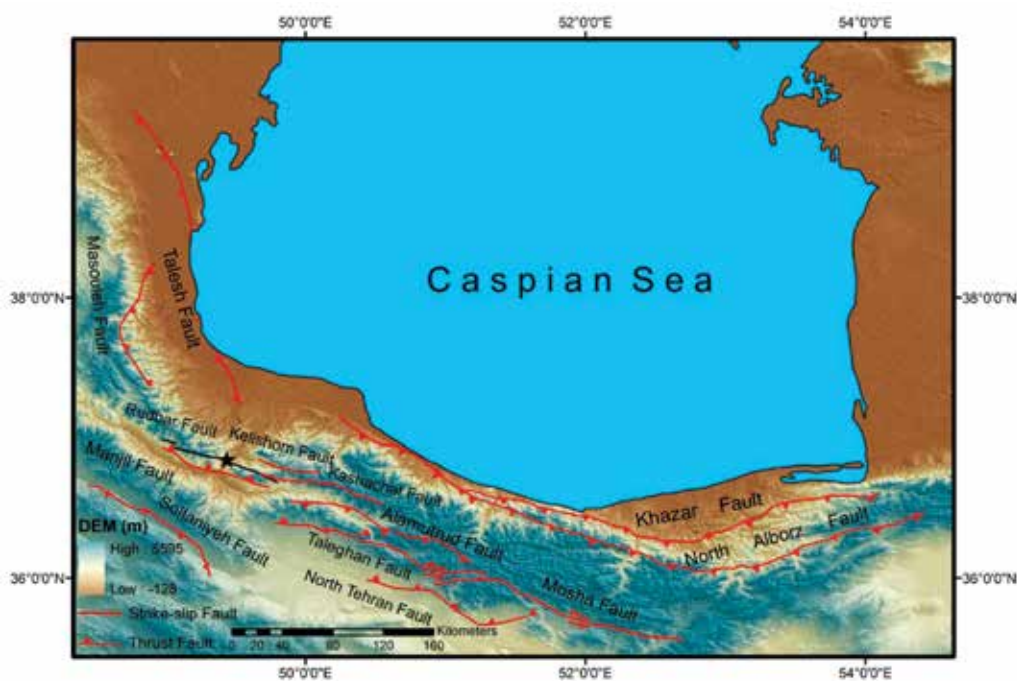
البرز، رشته کوه چین‌راندگی کمانی شکل می‌باشد که توسط گسل‌های راندگی اصلی در شمال و جنوب محدود شده است. گسل‌هایی که در بخش شمالی قرار دارند دارای شیب به سمت جنوب هستند و بیانگر زیر راندگی حوضه کاسپین جنوبی می‌باشند و گسل‌های جنوبی دارای شیب به سمت شمال می‌باشند. هر دو نوع این گسل‌ها

1. Digital elevation model

* نویسنده مرتبط: shojaansari@yahoo.com

کل کمر بند 2 ± 4 میلی متر می باشد (Allen et al., 2006). گسل عامل زمین لرزه ۳۱ خرداد سال ۱۳۶۹ رودبار (که به نام گسل رودبار نیز شناخته می شود)، دارای سازوکار امتداد لغز چپگرد است و از سه قطعه اصلی تشکیل شده است (شکل ۲). این قطعات با نام های بکلر، کبته و زردگلی با روند WNW-ESE می باشند و به صورت الگوی پلکانی به سمت راست^۱ بر روی صفحات تقریباً قائم با شیب بسیار زیاد به سمت SSW در نظر گرفته می شوند (Berberian and Walker, 2010).

در کوتاه شدگی بین ایران مرکزی و اوراسیا مشارکت دارند (Allen et al., 2004; Radjaee et al., 2010). به طور کلی روند چین های اصلی، راندگی ها و گسل های امتداد لغز چپگرد در طول کمر بند (شکل ۱) از امتداد ENE در شرق به امتداد WNW در غرب تغییر می کنند (Berberian, 1997; Jackson et al., 2002; Allen et al., 2003). بررسی داده های GPS استاتیک نشان می دهد که کوتاه شدگی شمالی- جنوبی در البرز به میزان 2 ± 8 میلی متر در سال است (Vernant et al., 2004) و نرخ برش امتداد لغز چپگرد در

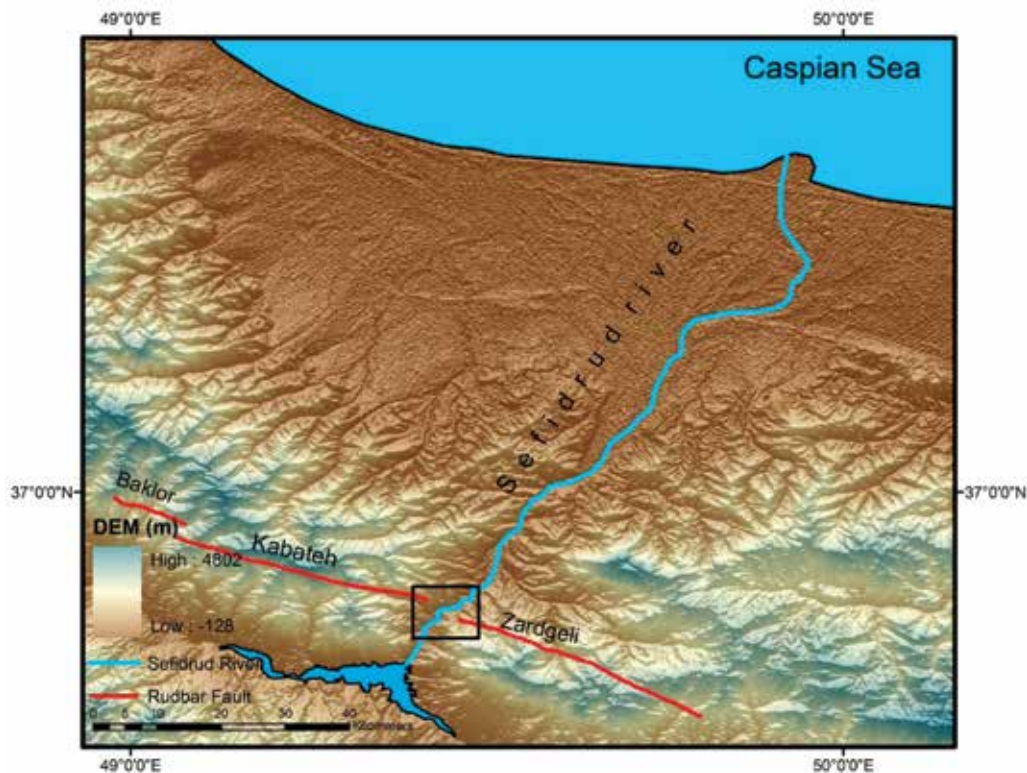


شکل ۱. موقعیت گسل های معکوس و امتداد لغز در رشته کوه البرز. گسل رودبار در البرز غربی واقع شده که با رنگ سیاه از دیگر گسل ها قابل تشخیص می باشد. ستاره موقعیت منطقه نبود گسیختگی گسل رودبار را نشان می دهد

رودخانه سفیدرود، تنها رودخانه ای است که رشته کوه البرز را از جنوب آن تا دریای کاسپین در شمال قطع می کند. این رودخانه همچنین از دره عمیق رودبار و از مرکز منطقه کانون سطحی زمین لرزه سال ۱۳۶۹ می گذرد. رودخانه سفیدرود از سرازیر شدن رودخانه های قزل اوزن با روند شمال غرب- جنوب شرق و شاهرود با روند شرق- شمال شرقی تا غرب- جنوب غربی که در ناحیه منجیل به یکدیگر می پیوندند، تامین آب می شود

یکی از نکات قابل توجه در مورد این زمین لرزه آن است که بستر رودخانه سفیدرود و پادگانه های بین رودبار و منجیل و همچنین جاده منجیل-رشت توسط ادامه عملکرد به سمت شرق قطعه گسلی کبته و ادامه عملکرد به سمت غرب قطعه گسلی زردگلی، قطع نشده اند (Berberian et al., 1992). هیچ دگرشکلی سطحی در طی زمین لرزه اصلی یا پس لرزه ها در دره سفیدرود مشاهده نشده است. این دره یک ناپیوستگی مهم را در گسل رودبار ایجاد کرده است (Berberian and Walker, 2010).

1. Right-stepping



شکل ۲. قطعات گسل رودبار شامل بکلر، کبته و زردگی می‌باشند که روند کلی آنها تقریباً عمود بر محور رودخانه سفیدرود است. موقعیت منطقه مورد مطالعه با مربع سیاه رنگ مشخص شده است

زمین ریختی نشانگرهایی هستند که می‌توانند پاسخ اشکال زمین به فعالیت‌های دگرشکلی اخیر را شناسایی کنند و در واقع ابزارهایی هستند که برای تشخیص مناطقی که توسط گسل‌های فعال دگرشکل شده‌اند، مورد استفاده قرار می‌گیرند (Pedrea et al., 2009).

روش مطالعه

برای محاسبه شاخص‌های ریخت زمین ساختی از مدل ارتفاعی رقومی با دقت تفکیک مکانی ۳۰ متر برای استخراج داده‌های ارتفاعی استفاده شده است. همچنین ۱۵ کیلومتر از طول رودخانه سفیدرود (که از نقشه زمین‌شناسی رودبار ۱/۲۵۰۰۰ رودبار استخراج شده) و تقریباً عمود بر روند گسل رودبار (در منطقه نبود گسیختگی) می‌باشد با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS به فواصل ۱۰۰ متری تقسیم‌بندی شده و بر اساس روابط موجود، شاخص‌های کمی ریخت زمین ساختی محاسبه می‌شوند. نتایج به دست آمده را می‌توان با تغییرات تنش کولمب زمین لرزه سال ۱۳۶۹ رودبار در منطقه

(Berberian and Walker, 2010) و پس از سد منجیل با طول ۱۱۱ کیلومتر در مسیر جنوب به شمال به دریای کاسپین می‌ریزد (فرهنگ جغرافیای رودهای کشور، ۱۳۸۲). قابل به ذکر است که بزرگترین بخش پریپیچ‌وخم^۱ رودخانه سفیدرود در منطقه شدید لرزه‌ای زمین لرزه ۱۳۶۹ رودبار قرار می‌گیرد (Berberian et al., 1992).

گسل رودبار قبل از زمین لرزه سال ۱۳۶۹ شناخته شده نبود. یکی از عجیب‌ترین جنبه‌های این زمین لرزه، برونزد کم گسل از لحاظ زمین ریخت‌شناسی می‌باشد. این گسل ممکن است به اندازه کافی حرکت نداشته تا بتواند اثر شدیدی بر روی زمین ریخت‌شناسی توده‌های سنگی بگذارد (Berberian and Walker, 2010). در حقیقت در منطقه رودبار اشکال جوان زمین ریخت‌شناسی را نمی‌توان از روی عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای شناسایی کرد (Berberian et al., 1992). بنابراین وجود نشانگرهای زمین ریخت‌شناسی می‌تواند در برآورد پتانسیل لرزه‌ای این منطقه و مناطق مشابه مفید باشد. شاخص‌های

1. Meander

Pinter, 1996; Holbrook and Schumm, 1999; Bridge, 2005; Zamolyi et al., 2010). اگر یک گسل معکوس از عرض یک رودخانه پریپیچ و خم عبور کند و در حالتی که جهت شیب آن همسو با رودخانه باشد، انحناى رودخانه و احتمالاً الگوی رودخانه را به گونه‌ای دیگر تغییر می‌دهد و عکس نتایج فوق به دست خواهد آمد (Petrovski and Timar, 2010).

انحنای رودخانه را می‌توان از روی رابطه زیر به دست آورد:

$$S = \frac{A}{D} \quad (1)$$

که A طول مسیر تعیین شده در راستای رودخانه است و D بیانگر فاصله اقلیدسی بین دو نقطه انتهایی مسیر تعیین شده می‌باشد (Timar, 2003; Petrovski and Timar, 2010; Zamolyi et al., 2010). هر چه مقادیر عددی به دست آمده از این شاخص بیشتر باشد، بیانگر نزدیک شدن رودخانه به حالت تعادل و توقف فعالیت‌های زمین ساختی در منطقه است و هر چه میزان آن کمتر باشد، نشان دهنده افزایش فعالیت زمین ساختی در منطقه می‌باشد (جعفر بی گلو و همکاران، ۱۳۹۱).

۲- گرادیان طولی رودخانه

شاخص گرادیان طولی رودخانه (SL) یکی از پارامترهای زمین ریختی کمی می‌باشد که می‌تواند به عنوان ابزاری مفید در شناسایی جابجایی‌های زمین ساختی استفاده شود (Troiani and Della Seta, 2008). شاخص SL برای مطالعه نیمرخ‌های طولی آبراهه انتخاب می‌شود، این شاخص به شدت به تغییرات در گرادیان رودخانه حساس است و برای مشخص کردن ناهنجاری گرادیان در راستای رودخانه به کار برده می‌شود. SL معمولاً بیانگر اختلاف در مقاومت واحدهای سنگ شناختی در برابر فرسایش و همچنین فرآیندهای زیرسطحی، نظیر گسل‌های فعال می‌باشد (Troiani et al., 2014). در حوضه‌های کوچک‌تر، اثرات سنگ شناختی بر روی مقادیر

مورد مطالعه مقایسه کرد. پس از وقوع یک زمین لرزه بزرگ، تنش ناشی از زمین لرزه ساختارهای پیرامون خود نظیر گسل‌ها را تحت تاثیر قرار می‌دهد. بدین صورت که مقادیر مثبت تنش کولمب منجر به افزایش فعالیت و تحریک گسل‌ها برای گسیخته شدن می‌شود و مقادیر منفی آن موجب کاهش فعالیت شده و مانع از گسیختگی در گسل‌ها می‌شود (انصاری، ۱۳۹۳).

شاخص‌های ریخت زمین ساختی

در این پژوهش از سه شاخص ریخت زمین ساختی کمی رودخانه‌ها در منطقه رودبار استفاده شده است که عبارتند از: انحناى رودخانه^۱، گرادیان طولی رودخانه^۲ و نیمرخ طولی رودخانه^۳.

۱- انحناى رودخانه

هرگونه دگرشکلی زمین ساختی، شیب دره رودخانه را تغییر می‌دهد و منجر به تغییر انحناى رودخانه جهت حفظ تعادل شیب کانال می‌شود. این اثر به عنوان ابزاری برای شناسایی نواحی زمین ساخت فعال مورد استفاده قرار می‌گیرد (Keller and Pinter, 1996). به طور کلی بین پارامترهای کمی رودخانه‌های پریپیچ و خم و زمین ساخت یک رابطه وجود دارد. اگر جابجایی ناشی از گسل دارای مولفه عمودی باشد، رودخانه‌هایی که بر روی گسل‌ها جریان دارند می‌توانند در صورت فعال بودن گسل، برای شناسایی مورد استفاده قرار گیرند (Burbank and Anderson, 2000; Petrovski and Timar 2010). تحقیقات مختلفی در مورد اثر حرکت عمودی پوسته بر الگوی کانال انجام گرفته است (برای مثال Ouchi, 1985; Jorgensen, 1990; Holbrook and Schumm, 1999). به عنوان مثال، یک گسل نرمال در عرض رودخانه را به گونه‌ای می‌توان در نظر گرفت که اگر جهت شیب آن همسو با پایین دست رودخانه باشد در این صورت در پایین دست رود که شیب کمتری وجود دارد، عملکرد گسل منجر به افزایش انحنا رودخانه شده در حالی که در بالادست رود با شیب بیشتر منجر به انحنا کمتر و مسیر حرکت مستقیم الگوی کانال و در نتیجه منجر به حفر کانال می‌شود (Ouchi, 1985; Keller and

1. Sinuosity
2. Stream-length gradient
3. River long profile

مورد بررسی قرار گیرند. به طور کلی مقادیر زیاد SL به همراه تحذب با طول موج کوچک در نیمرخ طولی آبراهه‌ها می‌تواند بیانگر عملکرد زمین‌ساخت در مسیر تعیین شده باشد (Troiani and Della Seta, 2008).

بحث

با توجه به عدم گسیختگی فاصله بین قطعات گسلی زردگلی و کبته که به عنوان سدا^۱ اصلی در طی زمین‌لرزه سال ۱۳۶۹ رودبار عمل کرده (Berberian and Walker, 2010) و همچنین افزایش قابل توجه تغییرات تنش کولمب (شکل ۳) ناشی از وقوع زمین‌لرزه سال ۱۳۶۹ رودبار (انصاری، ۱۳۹۳) در منطقه یاد شده که می‌تواند بیانگر فعالیت زیاد و آمادگی این بخش از گسل رودبار برای گسیخته شدن در آینده باشد، استفاده از شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی رودخانه سفیدرود می‌تواند فعالیت زمین‌ساختی منطقه ذکر شده را از دیدگاه خطر وقوع زمین‌لرزه مورد بررسی قرار دهد.

برای برآورد شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی، حدود ۱۵ کیلومتر از طول رودخانه سفیدرود که از منطقه نبود گسیختگی عبور می‌کند برای محاسبه در نظر گرفته شده است. همچنین از مدل ارتفاعی رقومی با دقت تفکیک مکانی ۳۰ متر برای استخراج داده‌های ارتفاعی جهت محاسبه شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی استفاده شده است. برای محاسبه انحنا^۱ رودخانه (SI)، که با استفاده از نسبت طول کانال به کوتاه‌ترین مسیر واقع در دو انتهای کانال به دست می‌آید، در ابتدا با توجه به دقت تفکیک مکانی مدل ارتفاعی رقومی، طول مسیر انتخابی رودخانه سفیدرود با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS به فواصل ۱۰۰ متری تقسیم‌بندی شده و سپس بر اساس رابطه (۱) انحنا^۱ رودخانه محاسبه شده است (شکل ۴). یافته‌های به دست آمده در این تحقیق بر اساس روش (Zamolyi et al., 2010) طبقه‌بندی شده است. طبقه‌بندی نشان می‌دهد در مناطقی که روند گسل رودبار طول مسیر انتخابی سفیدرود را قطع می‌کند، مقدار انحنا^۱ رودخانه کاهش یافته و نزدیک به یک می‌باشد که بر اساس یافته‌های (Keller and Pinter, 1985) و (Ouchi, 1985) و (Keller and Pinter, 1996) و جعفر بیگلو و همکاران (۱۳۹۱) می‌تواند بیانگر

SL را نمی‌توان از اثرات زمین‌ساختی متمایز کرد. در این صورت ترکیب شاخص‌های نیمرخ طولی رودخانه و گرادیان طولی می‌توانند مفید باشد. شاخص SL ابزار ارزشمندی برای شناسایی بالآمدگی محلی و همچنین آغاز پاسخ‌های محلی به فرآیندهای ناحیه‌ای است که اغلب با استفاده از دیگر روش‌های ریخت زمین‌ساختی غیرقابل شناسایی می‌باشد. دیدگاه زمین‌ریخت‌شناسی کمی بر اساس شاخص گرادیان طولی به همراه نیمرخ طولی برای متمایز نمودن اثرات سنگ‌شناختی از اثرات نو زمین‌ساختی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Troiani and Della Seta, 2008).

شاخص گرادیان را می‌توان از روی نقشه‌های توپوگرافی، عکس‌های هوایی یا پیمایش صحرایی اندازه‌گیری کرد (Hack, 1973). بنابراین رابطه زیر را می‌توان برای شاخص گرادیان طولی (SL) در نظر گرفت:

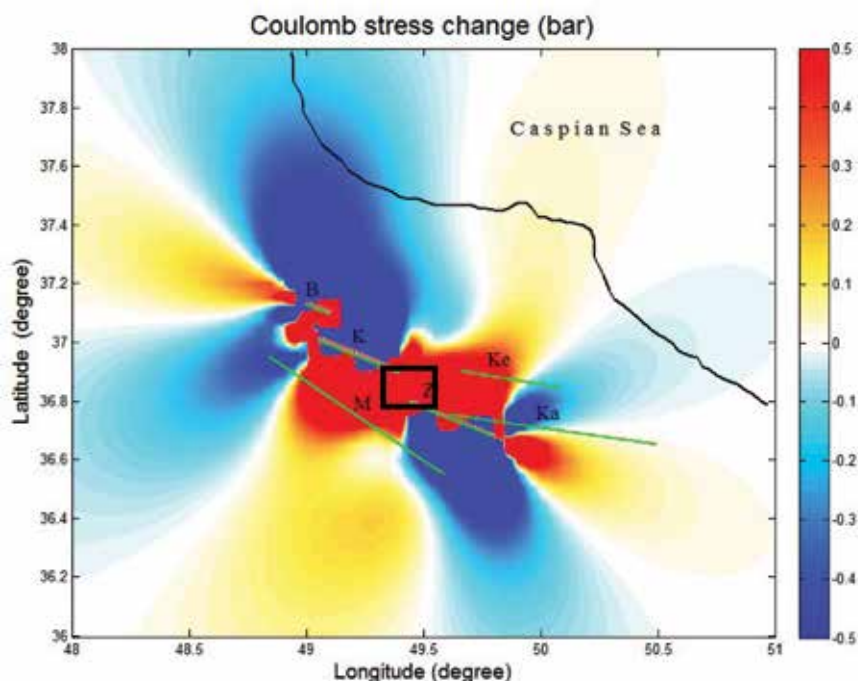
$$SL = \frac{\Delta H \times L}{\Delta L} \quad (2)$$

کمیت L نشان‌دهنده طول آبراهه اندازه‌گیری شده از بالادست رود تا فاصله میانی مسیر انتخابی می‌باشد. در این رابطه $\frac{L}{\Delta L}$ یک نسبت بدون بعد می‌باشد. ΔH اختلاف ارتفاع بین انتهای مسیرهای انتخاب شده بوده و ΔL طول هر مسیر انتخابی می‌باشد. مسیر انتخاب شده می‌بایست به اندازه‌ای باشد تا تغییرات در شیب را نمایان کند (Hack, 1973).

۳- نیمرخ طولی رودخانه

مقاطع طولی رودخانه ابزار قدرتمندی برای شناسایی آشفتگی‌های کم در مسیر جریان رودخانه می‌باشند (Keller and Pinter, 1996). برای رسم نیمرخ طولی رودخانه از مدل ارتفاعی رقومی استفاده می‌شود. اگر نیمرخ به دست آمده تحذب داشته باشد بیانگر فعالیت‌های نو زمین‌ساخت و بالآمدگی در منطقه مورد بررسی خواهد بود (جعفر بیگلو و همکاران، ۱۳۹۱). انحراف نیمرخ‌های طولی آبراهه‌ها به شکل تقعر رو به بالا، ممکن است بیانگر حالت عدم تعادل کانال در اثر عوامل زمین‌ساختی، اقلیمی یا آشفتگی نوع سنگ باشد. بخش‌های محدب نیمرخ‌های طولی می‌توانند برای آشفتگی‌های زمین‌ساختی در مقیاس‌های مختلف از ساختارهای ناحیه‌ای تا محلی

1. Barrier



شکل ۳. تغییرات تنش کولمب ناشی از زمین‌لرزه ۱۳۶۹ رودبار. B، K و Z به ترتیب بیانگر قطعات گسلی بکلر، کبته و زرد گلی بوده که تشکیل‌دهنده گسل رودبار می‌باشند. مناطقی که تغییرات تنش کولمب در آنها مثبت بوده با رنگ قرمز و مناطقی که تغییرات تنش منفی می‌باشد با رنگ آبی مشخص شده‌اند. مربع سیاه رنگ موقعیت منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد که در پهنه افزایش تنش کولمب قرار می‌گیرد (انصاری، ۱۳۹۳)

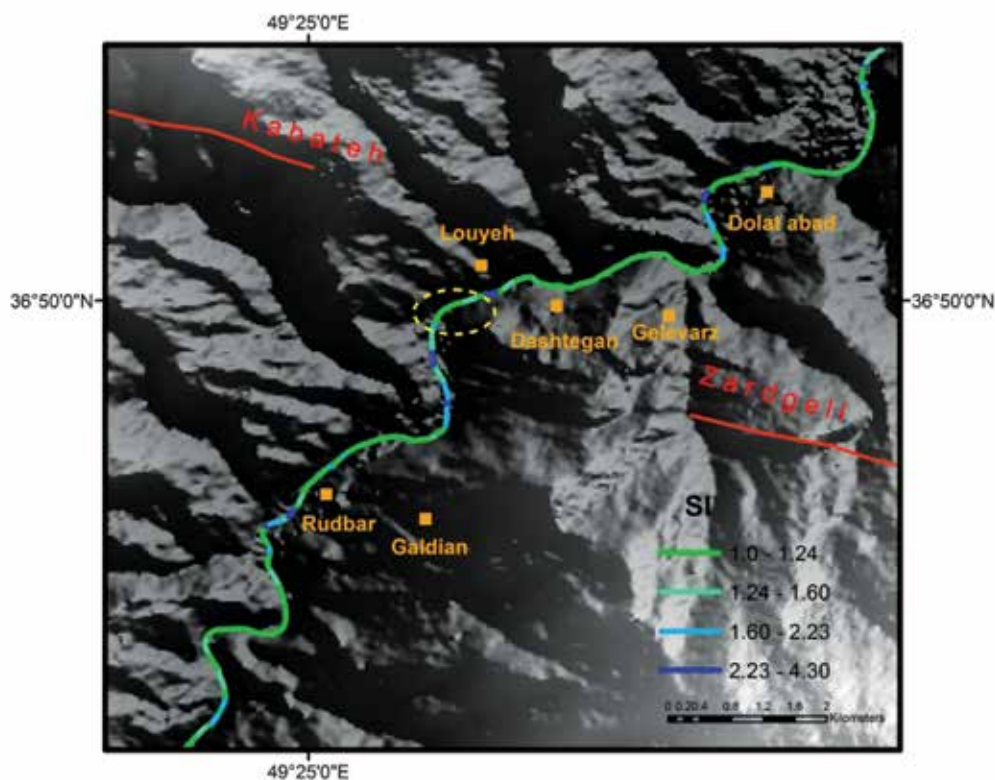
همچنین از نرم‌افزار Arc GIS استفاده شده است. مقادیر محاسبه شده گرادیان طولی رودخانه سفیدرود بر اساس روش (El Hamdouni et al. (2008) طبقه‌بندی شده است (شکل ۵). این طبقه‌بندی در راستای گسل رودبار در منطقه مورد بررسی که از رودخانه سفیدرود عبور می‌کند، افزایش مقدار SL به میزان > 3000 را در مقایسه با کاهش این مقدار در نواحی پیرامون نشان می‌دهد. از آنجایی که مقادیر زیاد SL هم می‌تواند ناشی از عوامل زمین‌ساختی باشد و هم مقاومت واحدهای سنگ‌شناختی در برابر فرسایش را نشان می‌دهد بنابراین طبق یافته‌های (Troiani and Della Seta, 2008)، برای اثبات وجود عوامل زمین‌ساختی نیاز به داشتن نیمرخ طولی رودخانه می‌باشد که در ادامه مورد بررسی قرار می‌گیرد. در نواحی جنوبی رودبار مقادیر زیاد SL را می‌توان ناشی از تغییر واحدهای سنگ‌شناسی در آن منطقه دانست.

(Troiani et al. (2014) و (El Hamdouni et al. (2010)

پیشنهاد می‌کنند که بین زمین‌لغزش‌ها و مقادیر شاخص گرادیان طولی آبراهه یک رابطه مستقیم وجود دارد. با

وجود بالآمدگی و به‌طور کلی ناشی از عوامل زمین‌ساختی باشد. این یافته‌ها با نتایج (Keller and Pinter (1996) منطبق می‌باشد. آنها معتقدند رودخانه در پهنه‌ای که فرض می‌شود دچار فرورفتگی شده است دارای انحنای زیاد بوده و در پهنه بالآمدگی کاهش انحنای آن را تجربه کرده است. سنگ‌شناسی این منطقه با استفاده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ رودبار (ندیم، ۱۳۹۳) مورد بررسی قرار گرفته است و نشان می‌دهد که در منطقه‌ای که روند گسل رودبار رودخانه سفیدرود را قطع کرده و انحنای رودخانه کاهش یافته است از لحاظ سنگ‌شناختی شامل لایه‌های توف برشی و گدازه‌های آندزیتی می‌باشد. شایان ذکر است که مناطق قبل و بعد از این منطقه که مقدار انحنای رودخانه افزایش پیدا کرده است نیز از توف برشی و گدازه آندزیتی تشکیل شده‌اند. بنابراین می‌توان این کاهش انحنای رودخانه بین دو منطقه افزایشی را بیانگر بالآمدگی یا به عبارت دیگر ناشی از وجود فعالیت‌های زمین‌ساختی دانست.

برای محاسبه گرادیان طولی رودخانه (SL) نیز از فواصل ۱۰۰ متری طول مسیر انتخاب شده از رودخانه سفیدرود و



شکل ۴. طبقه‌بندی انحنای رودخانه برای فواصل ۱۰۰ متر. بیضی خط‌چین، منطقه کاهش انحنای رودخانه را در مسیر رودخانه سفیدرود در راستای گسل رودبار نشان می‌دهد

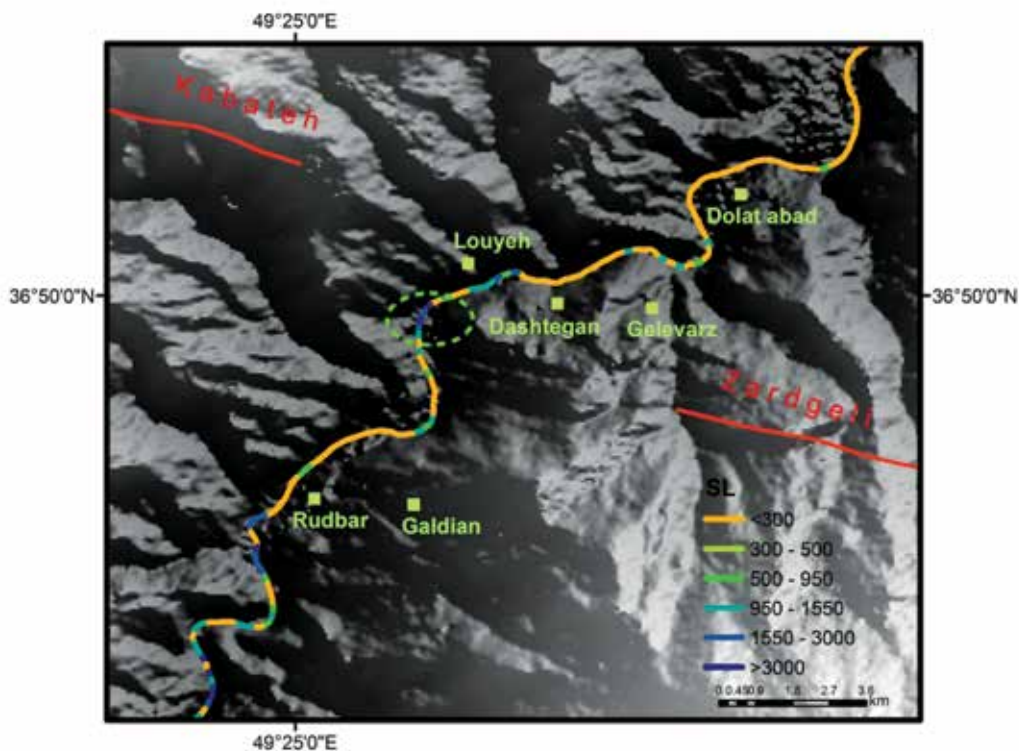
می‌تواند نشان‌دهنده بالآمدگی زمین‌ساختی باشد. در منطقه یاد شده شاخص SL دارای افزایش می‌باشد که در این صورت با مقایسه آن در مسیر تعیین شده با تحدب ایجاد شده در نیمرخ طولی رودخانه می‌توان نتیجه گرفت که در اثر عملکرد عوامل زمین‌ساختی چنین حالتی به وجود آمده است. نتایج به‌دست‌آمده با یافته‌های (Troiani and Della Seta, 2008) منطبق می‌باشد که بر روی رودخانه تارگوگوا میزان SL را با نیمرخ طولی رودخانه مقایسه نموده است.

نتیجه‌گیری

با توجه به شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی محاسبه شده در این پژوهش که شامل انحنای رودخانه، گرادیان طولی رودخانه و نیمرخ طولی رودخانه می‌باشند و ارتباط آنها به یکدیگر می‌توان تحلیل جامع‌تری از وضعیت زمین‌ساخت فعال در منطقه رودبار که دربرگیرنده نبود گسیختگی گسل عامل زمین‌لرزه ۱۳۶۹ رودبار می‌باشد،

افزایش مقدار SL، احتمال وقوع زمین‌لغزش‌ها افزایش می‌یابد. این حالت ممکن است ناشی از حفر رودخانه در اثر عوامل زمین‌ساختی باشد که موجب تشکیل شیب‌های تند در آبراهه شده و مستعد وقوع زمین‌لغزش خواهد بود. در این پژوهش مناطق با مقادیر زیاد SL با نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ تطبیق داده و مشخص شد که مناطقی نظیر گلورز، دشتگان، لویه، پیرامون دولت‌آباد، شمال گلدیان و جنوب شرق رودبار (شکل ۵) که در نقشه زمین‌شناسی این منطقه، زمین‌لغزش را تجربه کرده یا مستعد زمین‌لغزش می‌باشند، دارای مقادیر زیاد SL هستند. به‌عبارت‌دیگر می‌توان گفت که شاخص SL ابزاری کاربردی از دیدگاه زمین‌ساخت فعال می‌باشد که می‌تواند به‌عنوان نشانگر مناطق دارای زمین‌لغزش در مسیر رودخانه‌ها مورد استفاده قرار گیرد. با بررسی نیمرخ طولی به‌دست‌آمده از داده‌های ارتفاعی با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر در طول مسیر انتخابی رودخانه سفیدرود (شکل ۶) می‌توان دریافت که در منطقه نبود گسیختگی گسل رودبار، تحدب قابل شناسایی بوده که

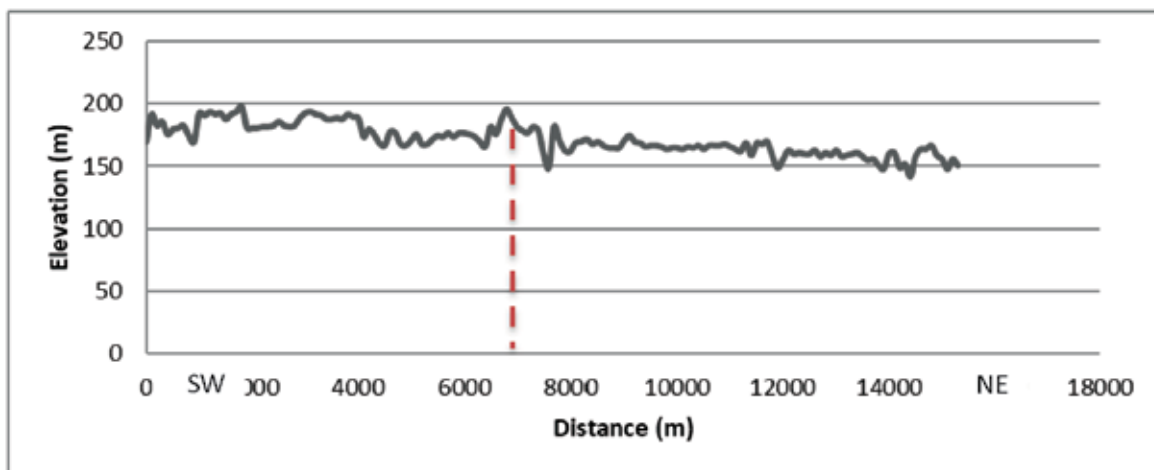
1. Tarugo river



شکل ۵. طبقه‌بندی گرادیان طولی رودخانه سفیدرود برای فواصل ۱۰۰ متر. بیضی خط‌چین، منطقه افزایش گرادیان طولی را در مسیر رودخانه سفیدرود در راستای گسل رودبار نشان می‌دهد

نشان می‌دهد، می‌توان دریافت که این محدوده از نظر زمین‌ساختی فعال است و تایید کننده محاسبات مربوط به تغییرات تنش کولمب ناشی از وقوع زمین‌لرزه سال ۱۳۶۹ رودبار می‌باشد که تنش زیاد یا به عبارت دیگر فعالیت زمین‌ساختی زیادی را برای این منطقه برآورد کرده است.

انجام داد. بر این اساس، به علت کاهش انحنای رودخانه سفیدرود که نشان‌دهنده فعالیت‌های زمین‌ساختی می‌باشد و همچنین افزایش چشمگیر میزان گرادیان طولی رودخانه در محدوده یاد شده که می‌تواند بیانگر فعالیت‌های زمین‌ساختی و سنگ‌شناختی باشد و در نهایت بر اساس نیمرخ طولی رودخانه سفیدرود که تحذب را در منطقه موردنظر



شکل ۶. نیمرخ طولی مسیر انتخابی رودخانه سفیدرود در منطقه مورد مطالعه. موقعیت روند گسل رودبار با خط‌چین نشان داده شده است

Preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, 1726-1755.

- Berberian, M. and Walker, R., 2010. The Rudbar Mw 7.3 earthquake of 1990 June 20; seismotectonics, coseismic and geomorphic displacements, and historic earthquakes of the western 'High-Alborz', Iran. *Geophysical Journal International*, 182, 1577-1602.

- Bridge, J.S., 2005. *Rivers and Floodplains-Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Oxford, UK: Blackwell Publication, 419.

- Burbank, D.W. and Anderson, R.S., 2000. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell, Malden, 288.

- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J. and Keller, E., 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 96 (1-2), 150-173.

- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Jiménez-Perálvarez, J.D. and Chacón, J., 2010. Correlations analysis between landslides and stream length-gradient (SL) index in the southern slopes of Sierra Nevada (Granada, Spain). Taylor and Francis Group, London, 141-149.

- Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *United States Geological Survey Journal Research*, 1, 421-429.

- Holbrook, J. and Schumm, S.A., 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*, 305, 287-306.

- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International*, 148, 214-245.

منابع

- انصاری، ش.، ۱۳۹۳. تغییرات تنش کولمب زمین لرزه ۱۹۹۰ رودبار. رساله دکترا. دانشگاه شیراز. ۱۶۳.

- جعفر بی گلو، م.، زمانزاده، م.، یمانی، م. و عمادالدین، س.، ۱۳۹۱. شواهد ژئومورفولوژیک تغییرات سطح اساس دریای خزر طی کواترنر پسین در محدوده رودخانه گرگانرود. مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۴۴، ۳۳-۵۰.

- فرهنگ جغرافیایی رودهای کشور، ۱۳۸۲. جلد دوم، انتشارات سازمان جغرافیایی وزارت دفاع و پشتیبانی نیروهای مسلح.

- ندیم، ه.، ۱۳۹۳. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ رودبار. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25, 659-672.

- Allen, M.B., Blanc, E.J., Walker, R., Jackson J., Talebian, M. and Ghassemi, MR., 2006. Contrasting styles of convergence in the Arabia-Eurasia collision: Why escape tectonics does not occur in Iran. *Special Publication, Geological Society of America*, 409, 579-589.

- Allen, M.B., Jackson, J. and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23, 1-16.

- Berberian, M., 1997. Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. In: Giardini, D., Balassanian, S. (Eds.), *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*, NATO ASI Series, vol. 2. Kluwer Academic Press, The Netherlands. *Environment*, 28, 233-311.

- Berberian, M., Qorashi, M., Jackson, JA., Priestley, K. and Wallace, T., 1992. The Rudbar-Tarom earthquake of June 20, 1990 in NW Persia:

- Jorgensen, D.W., 1990. Adjustment of Alluvial River Morphology and Process to Localized Active Tectonics. Ph.D. thesis. Colorado State University, Fort Collins, CO, USA, 240.
- Keller, E.A. and Pinter, N., 1996. Active Tectonics. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J.: Prentice Hall, 362.
- Ouchi, S., 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. Geological Society of American Bulletin, 96, 504-515.
- Pedrera, A., Pérez-Peña, J.V., Galindo-Zaldívar, J., Azañón, J. M. and Azor, A., 2009. Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). Geomorphology, 105(3-4), 218-231.
- Petrovski, J. and G., Timar. 2010. Channel sinuosity of the Körös River system, Hungary/Romania, as possible indicator of the neotectonic activity. Geomorphology, 122, 223-230.
- Radjaee, A., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K. and Hatzfeld, D., 2010. Variation of Moho depth in the central part of the Alborz Mountains, northern Iran. Geophysical Journal International, 181, 173-184.
- Timar, G., 2003. Controls on channel sinuosity changes: a case study of the Tisza River, the Great Hungarian Plain. Quaternary Science Reviews, 22, 2199-2207.
- Troiani, F. and Della Seta, M., 2008. The use of the stream length-gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: a case study from central Italy. Geomorphology, 102, 159-168.
- Troiani, F., Galve, J., Piacintini, D., Della Seta, M. and Guerrero, J., 2014. Spatial analysis of stream length-gradient (SL) index for detecting hillslope processes: A case of the Gállego River headwaters (Central Pyrenees, Spain). Geomorphology, 214, 183-197.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tvakoli, F. and Chéry, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophysical Journal International, 157, 381-398.
- Zamolyi, A., Székely, B., Draganits, E. and Timar, G., 2010. Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain. Geomorphology, 122, 231-243.

بررسی وضعیت آلودگی منابع آب و منطقه‌بندی آلودگی حوضه آبریز ساروق (استان آذربایجان غربی)

راحله هاتفی^(۱)، علی‌اکبر شهسواری^(۲)، کمال خدایی^(۲)، فرهاد اسدیان^(۱)

۱. عضو هیات علمی، گروه زمین‌شناسی محیطی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی
۲. استادیار پژوهشی، گروه زمین‌شناسی محیطی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

تاریخ دریافت: ۹۵/۱۲/۲۴

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۲/۳۰

چکیده

عنصر آرسنیک جزء فلزات سنگین و سمی با خطرات زیست‌محیطی و بهداشتی است. هدف از این مطالعه بررسی و پایش غلظت این عنصر در منابع آبی حوضه آبریز ساروق، میزان آلودگی منابع آبی و تهیه نقشه پهنه‌بندی این عنصر در منابع آبی است. در این راستا ۴۵ نمونه از چاه، چشمه و آب سطحی در دو مرحله (مرحله اول نمونه فیلتر شده و در مرحله دوم نمونه کل) برداشت شد. موقعیت نقاط نمونه‌برداری از منابع آبی براساس قضاوت کارشناسی و تصادفی تعیین شد. آنیون‌ها به روش کروماتوگرافی گازی و فلزات به روش ICP-MS آنالیز شدند. نتایج کلی مبین آلودگی آب به عنصر آرسنیک در بعضی نواحی است. بررسی غلظت، منشا و نقشه منطقه‌بندی آرسنیک در آب نشان می‌دهد که آلودگی به آرسنیک هم منشا بشرزاد و هم منشا زمین‌زاد دارد. اغلب منشا زمین‌زادی آن در شمال شرق و شرق محدوده بر روی زون‌های دگرسانی واقع است و ناشی از ولکانیک‌های کواترنری است که منشا چشمه‌های آبگرم محدوده هستند. در شمال محدوده در پایین دست معادن، منشا آنتروپوژنیک اهمیت بیشتری دارد ولی به‌طور کلی علت عمده آلودگی فعالیت‌های معدنکاری است. انتقال و نهشت مجدد آرسنیک در محدوده مطالعاتی توسط واکنش‌های انحلال- نهشت و جذب- دفع متاثر از شرایط pH و Eh کنترل می‌شود و حمل و انتقال آن در محدوده توسط اکسی‌هیدروکسیدهای این عنصر است. به‌طور کلی کل محدوده به‌جز نواحی شمالی و شمال شرقی از نظر اندیس‌های آلودگی، آلودگی کمی دارد که با تدابیر صحیح مشکلی وجود نخواهد داشت.

واژه‌های کلیدی: آرسنیک، منطقه‌بندی، زمین‌زاد، بشرزاد، ساروق.

مقدمه

(Gao, 2014). چهار فرم اکسایشی آن شامل (V) As، (III) As، (۰) As و (III-) As است. سمیت آرسنیک به شکل آلی و غیرآلی و حالت اکسیداسیونی آن بستگی دارد. شکل‌های آلی سمیت بسیار کمتری از شکل‌های غیرآلی دارند به‌طوری‌که سمیت (III) As هفتاد برابر بیشتر از فرم‌های آلی

آرسنیک یک شبه فلز گروه VA جدول تناوبی و بیستمین عنصر فراوان در پوسته زمین است و به میزان ۴/۸ mg/Kg است که غالباً به‌صورت عنصر کمیاب وجود دارد ولی به‌طور گسترده در محیط زیست توزیع شده است (Rudnick and

* نویسنده مرتبط: rahele.hatefi@gmail.com

آبخوان بستگی دارد (Ungureanu et al., 2015). تحت شرایط طبیعی بیشترین غلظت‌های آرسنیک یافت شده در آب زیرزمینی ناشی از برهم‌کنش سنگ-آب و شرایط فیزیکی و ژئوشیمیایی موثر در تحرک و تجمع As است (Smedley and Kinniburgh, 2002).

کانسار آرسنیک - طلای زرشوران، کانسار طلای آغ دره و پتانسیل آنتیموان (معدن متروکه) آغ دره بالا در حوضه آبریز ساروق (جنوب شرقی استان آذربایجان غربی) واقع می‌باشند. با توجه به شیب توپوگرافی، رواناب محدوده‌های معدنی زرشوران (طلا) و آغ دره (طلا و انتیموان) عمدتاً از طریق آبراهه و رودخانه وارد رودخانه دونگه (زرشوران) و ساروق می‌شود. همچنین معدن سنگ آهن قینرجه در این محدوده واقع شده است. علاوه بر کانسارهای فلزی، چندین معدن روباز سنگ ساختمانی شامل مرمریت، گرانیت و تراورتن نیز از جمله طومار کندی، گنبد، حصار، آقابیگ افشار، رضاخان، بدرلو و ... در این منطقه واقع شده‌اند و از آنها بهره‌برداری می‌شود. کانی‌سازی طلا در کانسارهای زرشوران و آغ دره دلالت بر تیپ مشابه کارلین دارند (کریمی، ۱۳۷۲). این نوع کانی‌سازی‌ها همراه کانی‌سازی سولفیدی عناصر Hg, Sb, As و عناصر همراه (Zn, Pb, Cd, Tl) می‌باشند لذا به لحاظ زیست‌محیطی دارای پتانسیل بسیار بالایی در جهت آلوده ساختن محیط‌زیست اعم از محیط‌های جامد (رسوبات آبراهه‌ای و خاک) و آبی (آب و رسوبات بستر رودخانه) هستند. رودخانه ساروق یکی از شاخه‌های مهم رودخانه زربنه رود است که از کوه‌های خاوری و جنوبی شهر تکاب سرچشمه می‌گیرد و از شعب تامین آب سد شهید کاظمی بوکان به شمار می‌رود. رودخانه زربنه رود میان‌دوآب از منابع تغذیه‌ای دریاچه ارومیه است و سد شهید کاظمی بوکان از منابع تامین آب شهر تبریز محسوب می‌شود.

هدف از این مطالعه، بررسی توزیع و پایش غلظت آرسنیک در منابع آبی حوضه آبریز ساروق در راستای تعیین وضعیت آلودگی و تهیه نقشه پهنه‌بندی این عنصر در منابع آبی محدوده مطالعاتی است که با برداشت نمونه‌های آب، سنجش غلظت به روش ICP-MS و نرم‌افزار Arc GIS انجام شده است.

و ۱۰ برابر بیشتر از As (V) است (Ben Issa et al., 2011; Larrios et al., 2012). شکل‌های غالب آن در محیط‌زیست As (V) و As(III) غیرآلی هستند. آرسنیک و ترکیبات غیرآلی آن به‌عنوان سرطان‌زا برای انسان (گروه ۱) طبقه بندی شده‌اند (IARC, 2012). مطالعات اپیدمیولوژیک نشان می‌دهند که مسمومیت مزمن آرسنیک می‌تواند به مشکلات بهداشتی جدی از جمله سرطان، ملانوسیز، هایپر کراتوسیز (سفت شدگی پوست)، مشکلات ریوی، بلک فوت، قانقاریا، دیابت، هایپرنتشن و بیماری قلبی اسکمیک منجر شود (Morales et al., 2000; Rahman, 2002).

آرسنیک می‌تواند در اثر فرایندهای طبیعی زمین‌زاد و فعالیت‌های بشرزاد به محیط خشکی و آبی وارد شود (Matschullat, 2000). منسایهای بشرزادی آرسنیک شامل فرآوری کانی، صنعت شیشه، حفاظت چوب، تولید و کاربرد آفت‌کش، نشت از لندفیل و تولید و فرآوری زغال‌سنگ/ نفت باشد (Ayres and Ayres, 1999). حدود ۲۴۵ کانی آرسنیک‌دار در طبیعت وجود دارند که آرسنیک را در طی فرایندهای هوازدگی رها می‌کنند (National Research Council, 1997). بعلاوه آرسنیک مرتبط با بسیاری از کانی‌های سولفیدی مخصوصاً پیریت و کانه‌زایی طلا است (Nordstrom, 2002). به‌علاوه بسیاری از سولفیدها بخصوص پیریت دارای مقادیر قابل توجهی آرسنیک (بالغ بر ۰/۵ درصد) در محلول جامد هستند (National Research Council, 1997).

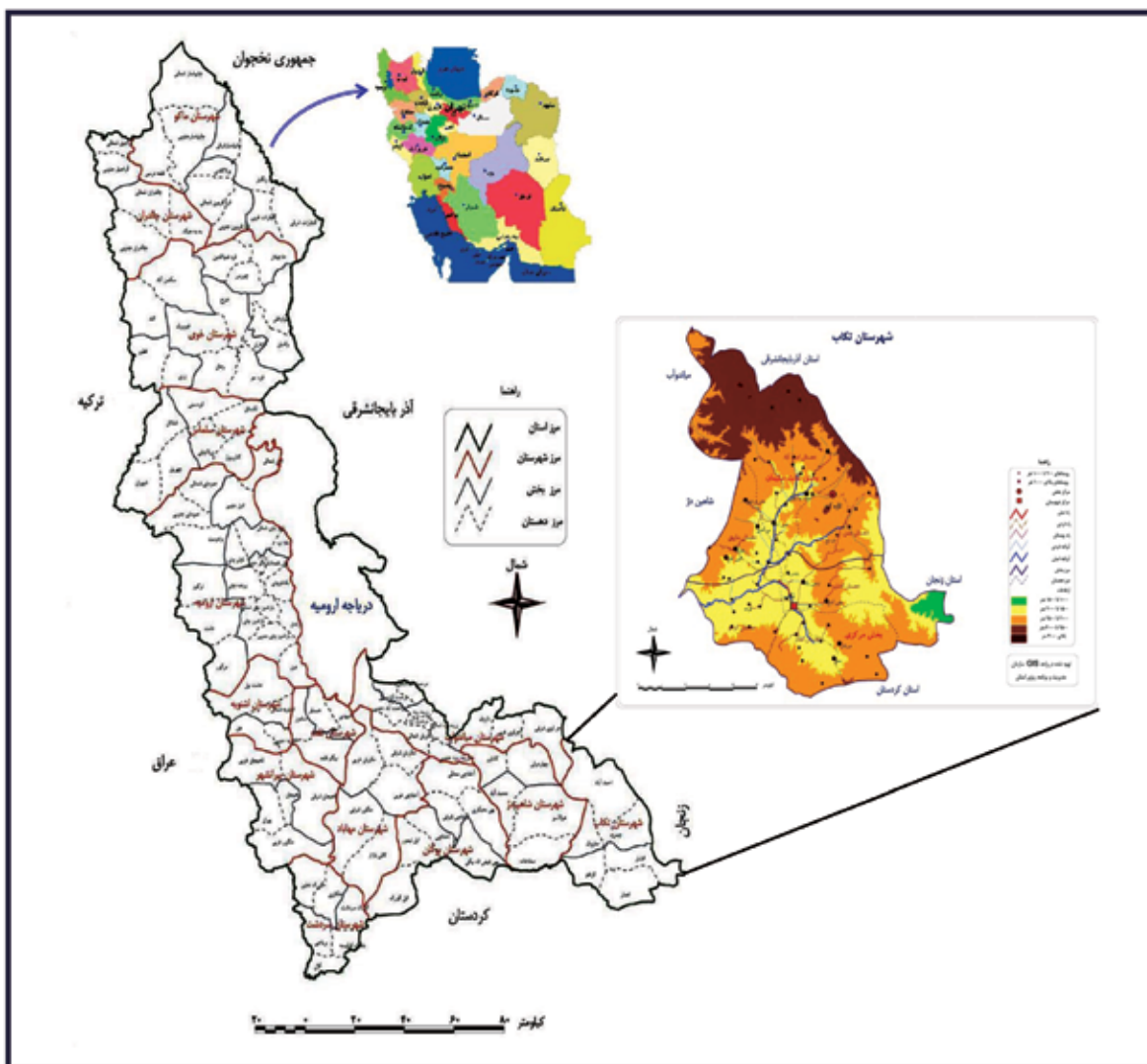
بزرگترین خطر در معرض قرارگیری آرسنیک مربوط به آب آشامیدنی است (WHO, 2011) که بسته به دسترسی و شرایط محلی، آب شرب می‌تواند از آب سطحی، آب زیرزمینی یا آب باران تهیه شود. بازه گسترده‌ای از غلظت‌های آرسنیک در آب زیرزمینی از ۵۰۰۰ $\mu\text{g/l}$ - ۰/۵ گزارش شده است (Smedley and Kinniburgh, 2002). استاندارد آرسنیک در آب شرب توسط EPA (2006) و WHO (2017)، ۱۰ ppb تعیین شده است. رخداد و منشأ آرسنیک در آب زیرزمینی به فاکتورهای مختلفی مانند جذب-واجذب، رسوب-انحلال، اکسایش-کاهش، تبادل یونی، اندازه ذرات رسوبات، مقدار ماده آلی، فعالیت زیستی و خصوصیات

مواد و روش‌ها

محدوده مطالعاتی

هزار متر مکعب در سال در کیلومتر مربع می‌باشد. متوسط ضریب ذخیره و متوسط ضخامت اشباع در این دشت به ترتیب سه درصد و ۲۵ متر می‌باشد (مهندسی مشاور فرسپند آب، ۱۳۸۸). محدوده مطالعاتی از نظر آب و هوایی جزء مناطق کوهستانی و نیمه‌خشک محسوب می‌شود. میانگین مقدار بارندگی سالیانه منطقه مطالعاتی (طی سال‌های ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۴) ۳۴۰ میلی‌متر است (www.irimo.ir). چندین رودخانه دائمی (از جمله زره‌سوران، آغ‌دره، دونگه، قره‌قیه و شفا) در منطقه وجود دارند که از ارتفاعات شمال و جنوب محدوده منشا می‌گیرند و پس از به هم پیوست رودخانه اصلی ساروق چای را تشکیل می‌دهند.

محدوده مطالعاتی، حوضه آبریز ساروق است که بخش عمده آن در شهرستان تکاب و بخش‌های کوچکی در شاهین‌دژ و بیجار (جنوب شرقی استان آذربایجان غربی) بین طول‌های جغرافیایی ۴۰° تا ۴۶°، ۲۵° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۱۴° تا ۳۶° شمالی واقع شده است (شکل ۱). در محدوده تکاب به سبب کوهستانی بودن منطقه و عدم گسترش رسوبات آبرفتی، آبخوان آبرفتی دارای گسترش قابل توجهی نمی‌باشد. وسعت آبخوان آبرفتی در این دشت ۲۵ کیلومتر مربع می‌باشد. توان آبدهی آبخوان آبرفتی دشت تکاب ۱۵۹/۷



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی محدوده مطالعاتی و راه‌های دسترسی (سازمان مدیریت و برنامه‌ریزی استان آذربایجان غربی، ۱۳۸۷)

زمین شناسی

بر اساس تقسیم بندی زمین شناسی ساختمانی که توسط اشتوکلین (Stocklin, 1968) ارائه شده است، منطقه مورد مطالعه در زون سنندج- سیرجان قرار دارد. این زون جزء ناآرام ترین و فعال ترین زون های ساختمانی ایران است و تا سنوزوئیک فازهای دگرگونی و ماگماتیسیم مهمی را پشت سر گذاشته است.

چهارگوش تکاب به دلیل معادن فعال آن و ویژگی های بارز زمین شناسی اعم از ماگماتیسیم، دگرگونی، چینه شناسی و کانی سازی به ویژه در برهه زمانی نئوژن به عنوان یک منطقه فلزایی مهم مطرح است. بخش میانی این چهارگوش در الیگوسن پسین تا آغاز کواترنر، دچار فعالیت ماگمایی بسیار شدیدی بوده و آثار آن به صورت سنگ های گوناگون آتشفشانی، از ریولیت تا بازالت و توف های وابسته و توده های نفوذی کوچک در تغییر است (شکل ۲). این فعالیت ماگمایی، تکاپوی گرمایی شدیدی را به دنبال داشته است که آثار آن هنوز پایان نیافته و به صورت چشمه های آبگرم تا جوشان و چشمه های تراورتن ساز دیده می شود. مطالعات انجام گرفته پیشین، دال بر آن است که تشکیل کانسارهای زرشوران (طلا، آرسنیک)، آی قلعه سی (سرب و روی)، آق دره (طلا، آنتیموان)، مغالو (آنتیموان)، عرب شاه (آهن) و بایچه باغ (مس) به محلول های گرمایی با دمای مختلف وابسته است.

نمونه برداری و آنالیز

نمونه برداری در دو مرحله خرداد و شهریور ماه ۱۳۹۵ به دو صورت نمونه فیلتر شده و نمونه کل انجام شده است. موقعیت نقاط نمونه برداری بر اساس قضاوت کارشناسی طوری انتخاب شده است که محدوده را به طور کامل پوشش دهد. در جهت انجام این پژوهش، بازدیدهای میدانی از مناطق تحت بررسی انجام شده است و تعداد ۴۵ نمونه از چاه و چشمه از محدوده مطالعاتی برداشت شده است. موقعیت نقاط نمونه برداری در شکل ۳ نشان داده شده است. پارامترهای pH، Eh، EC و T توسط دستگاه مولتی پارامتر قابل حمل در محل اندازه گیری شده اند. کاتیون های

اصلی و عناصر جزئی به روش ICP-MS و آنیون های اصلی به روش کروماتوگرافی در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی آنالیز شده اند. این نمونه ها پس از برداشت توسط اسید نیتریک مرک (pH=2) اسیدی شده اند. برای جمع آوری نمونه ها، از بطری های پلی اتیلن ۲۵۰cc استفاده شده است. بطری ها دو تا سه بار توسط آب چشمه، چاه یا رودخانه آبکشی (شسته) شده و سپس نمونه برداری انجام شده است. در هر محل دو بطری نمونه برداشت شده که یک نمونه جهت آنالیز کاتیون ها اسیدی شده است و نمونه دوم برای آنالیز آنیون ها، اسیدی نشده است.

بررسی نوع و کیفیت آب

برای تشخیص انواع آب از نمودار پایپر استفاده شد. طبق این نمودار، آب ها به چهار نوع اصلی آب با سختی دائم، سختی موقت، شورابه و کربنات قلیایی تقسیم می شوند. همچنین از نمودار شورلر برای تعیین کیفیت آب برای مصارف آشامیدنی استفاده شده است. برای تعیین وجود یا نبود آلودگی از استانداردهای ملی و بین المللی موجود استفاده شده است. در این مطالعه از استانداردهای WHO و EPA استفاده شده است.

روش های ارزیابی آلودگی

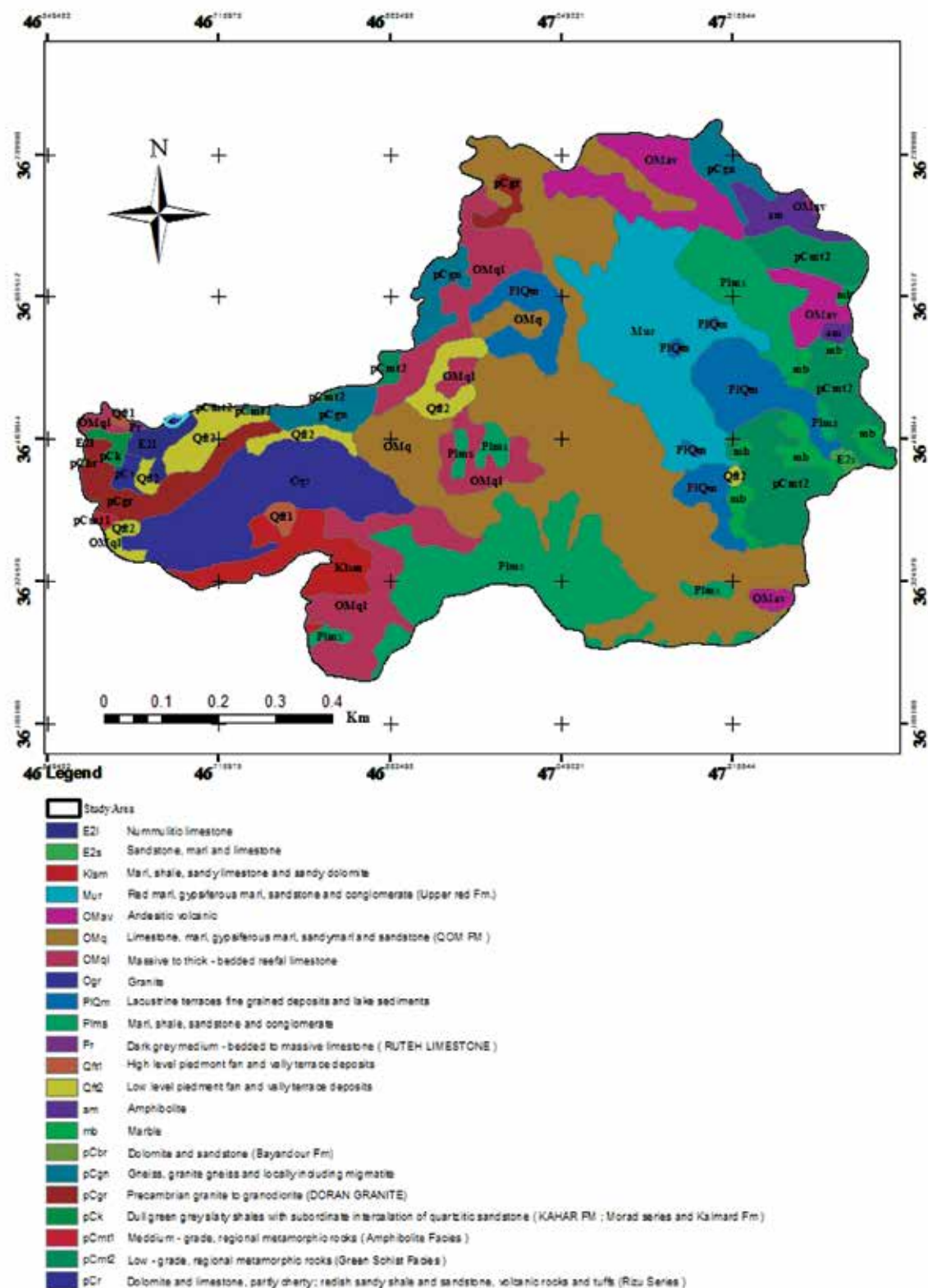
جهت ارزیابی کیفیت آب از اندیس ارزیابی فلزات سنگین^۱ (HEI) و شاخص آلودگی فلزات سنگین^۲ (HPI) و درجه آلودگی (Cd) استفاده شد. HPI کیفیت کلی هر نمونه آب را نسبت به فلزات سنگین نشان می دهد و با استفاده از رابطه زیر، برگرفته از (Edet and Offiong (2002)، محاسبه می شود:

$$HPI = \frac{\sum W_i Q_i}{\sum W_i}$$

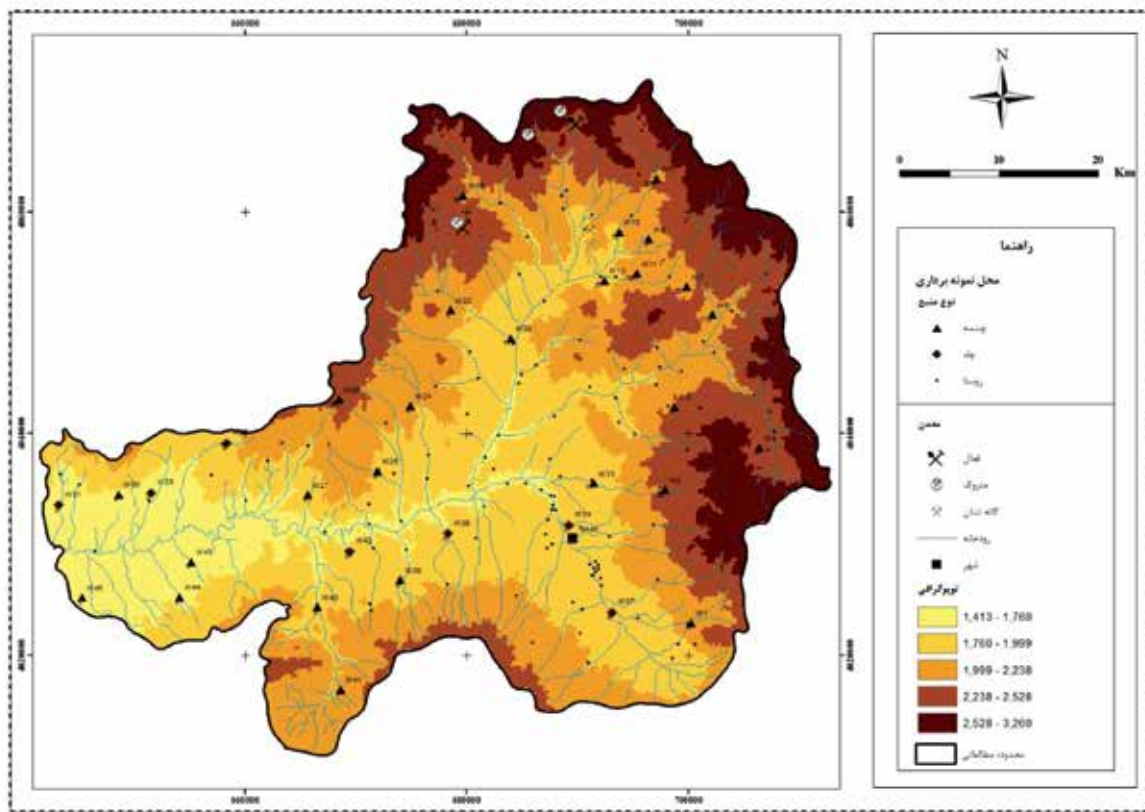
در این معادله W_i نسبت وزنی i امین مؤلفه می باشد که از طریق معکوس استاندارد محاسبه می شود ($W_i = 1/S_i$) (Mohan et al., 1996) و Q_i نرخ کیفی i امین مؤلفه است که از معادله زیر قابل محاسبه است. در این معادله M_i غلظت i امین مؤلفه، S_i مقدار استاندارد i امین مؤلفه و I_i مقدار ایده آل پارامتر مورد نظر است. علامت (-)

1. Heavy Metal Evaluation Index

2. Heavy Metal Pollution Index



شكل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده مطالعاتی (فنودی، ۱۳۷۷؛ خلقي خسرقی، ۱۳۷۳؛ باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۴؛ خلقي خسرقی، ۱۳۷۸)



شکل ۳. موقعیت نقاط نمونه برداری، مسیر رودخانه، معادن و توپوگرافی

Hmac بیشترین غلظت مجاز (MAC) برای یک عنصر فلزی در حالت استاندارد و i شماره عنصر می باشد. حد بحرانی HEI عبارت است از کم ($HEI < 10$)، متوسط ($HEI = 10-20$) و بالا ($HEI > 20$) (Parsanna et al., 2012).

درجه آلودگی (Cd) اثرات ترکیبی چندین پارامتر کیفی مضر در آب آشامیدنی را خلاصه می کند و از رابطه زیر محاسبه می شود (Backman et al., 1997):

$$C_d = \sum_{i=1}^n C_{fi}$$

که

$$C_{fi} = \frac{C_{Ai}}{C_{Ni}} - 1$$

C_{fi} ، C_{Ai} و C_{Ni} فاکتور آلودگی، مقادیر متغیر و حداکثر غلظت مجاز عنصر، یعنی MAC هستند. کیفیت آب براساس C_d به سه گروه شامل کم ($C_d < 1$)، متوسط ($C_d = 1-3$) و زیاد ($C_d > 3$) تقسیم می شود (Edet and Offiong, 2002).

نشان دهنده اختلاف عددی دو مقدار است که از این علامت جبری چشم پوشی می شود (Ameh and Akpah, 2011).

$$Q_i = \sum_{i=1}^n \frac{|M_i (-) I_i|}{S_i - I_i} \times 100$$

حد بحرانی HPI، ۱۰۰ است و اگر HPI بیشتر از ۱۰۰ باشد، آب به فلزات سنگین آلوده است؛ در صورتی که اگر HPI = ۱۰۰ باشد، آب در آستانه خطر آلودگی به فلزات سنگین قرار دارد و اگر HPI کمتر از ۱۰۰ باشد، آب فاقد آلودگی به فلزات سنگین است (Prasad and Bose, 2001).

اندیس ارزیابی آلودگی فلزات سنگین (HEI) که برای درک بهتر آلودگی استفاده شده، کیفیت کلی آب را نسبت به فلزات سنگین نشان می دهد و از رابطه زیر محاسبه می شود (Edet and Offiong, 2002):

$$HEI = \sum_{i=1}^n \frac{H_c}{H_{mac}}$$

در این رابطه H_c غلظت هر یک از عناصر در محلول،

بحث

همبستگی بالای بین کاتیون Ca^{2+} با آنیون های HCO_3^-

آهکی با میان لایه های ژیبس باشد. همبستگی بالای آنیون SO_4^{2-} با کاتیون های Ca^{2+} و Na^+ و همبستگی بالای کاتیون K^+ با آنیون های $HCO_3^- + CO_3^{2-}$ ، Cl^- نیز می تواند به دلیل وجود لایه های گچ دار در بین بعضی از سنگ های موجود (عمدتاً مارن) باشد. بنابراین این مسئله با زمین شناسی محدوده که غالباً سنگ آهک و مارن است، مطابقت دارد.

خلاصه آماری نتایج آنالیز آنیون ها و کاتیون های اصلی و فلزات سنگین در جداول ۱ و ۲ ارائه شده است. در این نمونه ها Ca کاتیون غالب و $HCO_3^- + CO_3^{2-}$ آنیون عمده را تشکیل می دهند. بررسی ضریب همبستگی (جدول ۳) نشان می دهد که همبستگی مثبت بالای ۰/۵ بین $Ca-Mg$ ، $Ca-Alkalinity$ ، $Na-K$ ، $K-Cl$ ، $Mg-SO_4$ ، $Mg-Alkalinity$ ، $Na-Cl$ ، $Na-SO_4$ ، $Na-HCO_3$ ، $Cl-Alkalinity$ وجود دارد.

جدول ۱. خلاصه آماری نتایج آنالیز آنیون ها و کاتیون های اصلی (mg/l)

	Ca	K	Mg	Na	Cl	SO4	Alkanity
Min	23.00	0.30	3.20	1.00	0.00	0.00	25.00
Mean	110.08	8.40	31.52	28.53	60.56	84.72	291.10
Max	601.00	99.80	110.40	401.20	840.00	485.00	1715.00
Std. Deviation	87.82	19.63	25.47	60.27	128.75	100.42	279.33

جدول ۲. خلاصه آماری نتایج آنالیز فلزات سنگین در نمونه های محدوده مطالعاتی (ppb)

	Al	As	Fe	Mn	Pb	Sb	Si	Zn
Min	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.00	0.00
Mean	350.22	72.16	97.73	89.27	18.60	1.22	9.38	54.80
Max	3719.00	1484.00	806.00	1255.00	67.00	55.00	19.00	2284.00
Std. Deviation	757.15	228.54	178.96	270.88	22.08	8.20	3.11	339.91

جدول ۳. ماتریس همبستگی یون های اصلی در منابع آبی محدوده مطالعاتی

	Ca	K	Mg	Na	Cl	SO4	Alkalinity
Ca	1						
K	0.398	1					
Mg	0.649	0.436	1				
Na	0.462	0.518	0.76	1			
Cl	0.493	0.517	0.654	0.94	1		
SO ₄	0.495	0.208	0.794	0.503	0.397	1	
Alkalinity	0.806	0.464	0.749	0.801	0.759	0.447	1

سختی کل و آلکالینیتی، از نوع سختی موقت است (جدول ۴) چون غنی از Ca ، Mg و $HCO_3^- + CO_3^{2-}$ است.

بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی کاتیون ها و آنیون های اصلی نمونه های آب محدوده مورد مطالعاتی مشخص شده است که آب در منطقه از نوع سخت است و براساس رابطه

جدول ۴. رابطه سختی کل و آلکالینیتی جهت تعیین نوع سختی

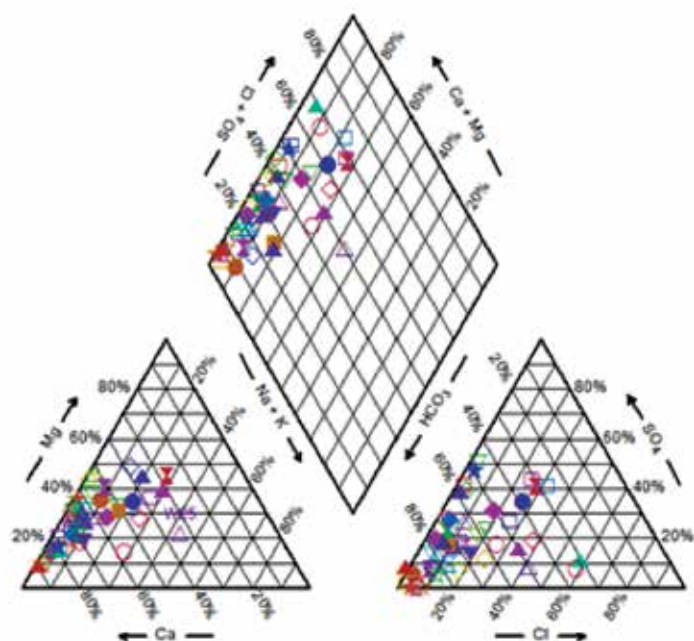
ID	Total Alkalinity	TH	ID	Total Alkalinity	TH	ID	Total Alkalinity	TH
W1	۲۳۵	۷۴۷/۷۹۲	W16	۳۵۰	۵۰۲/۵۵	W31	۲۸۰	۳۱۶/۷۴۸
W2	۲۹۰	۴۵۳/۲۹۲	W17	۳۵۰	۵۷۱/۱۶	W32	۲۸۵	۳۷۹/۲۲۸
W3	۳۷۵	۲۹۸/۲۷۲	W18	۱۳۹۰	۱۹۲/۵	W33	۳۵۰	۵۷۶/۹۴۴
W4	۴۰۰	۳۷۶/۰۰۸	W19	۳۷۰	۴۴۲/۶۷	W34	۳۱۵	۴۶۸/۷۶
W5	۸۵	۱۳۸/۴۷۶	W20	۴۲۰	۶۴۵/۸۸	W35	۱۷۵	۲۰۲/۹۸۸
W6	۲۶۵	۲۵۸/۱۱۲	W21	۱۹۰	۳۶۴/۴۸	W36	۱۷۵	۲۴۴/۴۸۸
W7	۲۰۰	۲۹۰/۷۴۴	W22	۲۵	۱۷۰/۷۶	W37	۲۳۵	۶۴۸/۴۹۶
W8	۱۵۵	۲۹۰/۶۱۲	W23	۱۷۵	۱۵۶/۳	W38	۱۴۵	۲۸۰/۴۶
W9	۱۳۰	۱۹۹/۷۸۸	W24	۲۴۵	۳۸۹/۴	W39	۲۲۵	۳۲۶/۷۶۴
W10	۱۴۰	۲۸۲/۰۱۶	W25	۱۷۱۵	۱۲۰۶/۱	W40	۲۵۰	۳۴۸/۰۸۴
W11	۹۰	۱۵۴/۶۳۶	W26	۲۳۰	۳۱۱/۳۹	W41	۲۳۵	۲۸۸/۲۳۶
W12	۱۵۰	۱۷۹/۰۰۸	W27	۱۲۰	۱۳۵/۶۸	W42	۴۸۰	۷۳۲/۳۴۸
W13	۶۵	۷۴/۸۰۴	W28	۳۷۰	۴۳۵/۷۲	W43	۳۰۰	۶۵۰/۹۷۶
W14	۱۵۰	۱۶۷/۱۹۲	W29	۱۹۵	۲۳۲/۱۴	W44	۲۷۰	۶۶۷/۱۴۴
W15	۲۶۵	۴۲۲/۶۹۲	W30	۳۲۵	۴۱۸/۱	W45	۳۲۵	۳۷۷/۶۷۶

محدوده، نمونه‌های آب از نظر شرب براساس کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی در نمودار شولر، در محدوده خوب و قابل قبولی هستند. در شمال تنها در پایین دست معدنکاری، کیفیت آب از نظر شرب کاهش می‌یابد و حتی به حد غیرقابل شرب می‌رسد. در جنوب شرقی و جنوب محدوده به دلیل وجود تراورتن‌ها و سازندهای مارنی و شیلی، یون‌های اصلی افزایش نشان می‌دهند و کیفیت آب را تا میزان نامناسب کاهش می‌دهند.

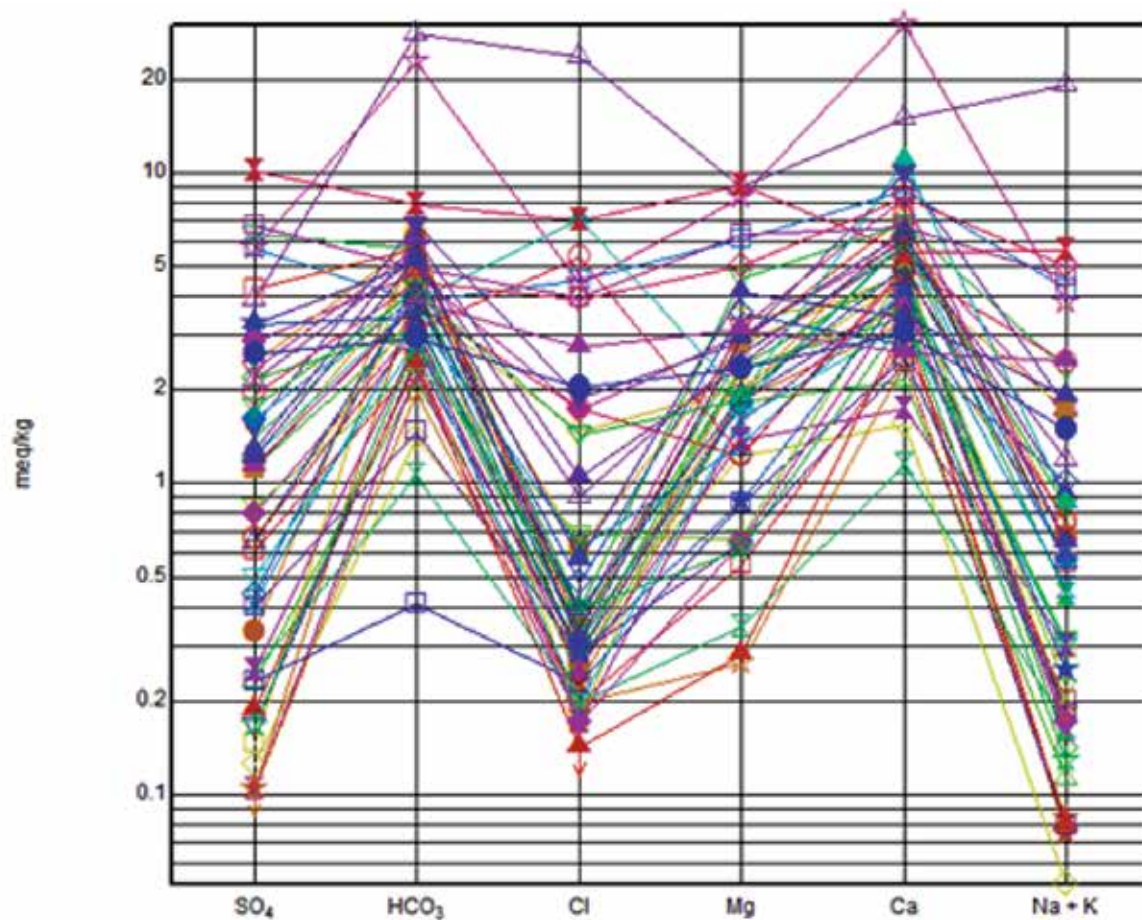
EC و TDS در نمونه‌های آب، مبین میزان یون‌ها و مواد محلول هستند و با یکدیگر رابطه مستقیمی نشان می‌دهند. به عبارت دیگر بخشی از مواد جامد محلول (TDS) در آب را کاتیون‌های فلزی و شبه فلزات با قابلیت هدایت الکتریکی (EC) بالا تشکیل می‌دهند. در محدوده مطالعاتی نیز با دور شدن از ارتفاعات و به سمت مرکز محدوده، میزان این دو پارامتر افزایش می‌یابد. یعنی نمونه‌های آب مناطق شمالی و شرقی (مناطق تغذیه) دارای مقادیر TDS و EC پایین‌تری در مقایسه با نمونه‌های آب مناطق جنوبی (عمدتاً تراورتن و سنگ آهک) و خروجی حوضه (غرب و جنوب غرب) هستند.

نتایج تجزیه شیمیایی کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی نمونه‌های مختلف آب محدوده مورد مطالعه در نمودار پایپر پیاده شد (شکل ۳). رخساره (نوع) اغلب نمونه‌های محدوده در نمودار پایپر از نوع کلسیم-کربناتی و به مقدار کمتری از نوع منیزیم-کربناتی است و تعدادی نیز در محدوده آمیخته قرار می‌گیرند که رخساره آمیخته کاتیون- آنیونی دارند. Modabberi (2004) معتقد است که دلیل آن، تشابه شیمیایی آب‌های پایین دست و آب‌های مناطق بالادست می‌باشد.

براساس نمودار شولر، آب‌های منطقه از نظر آشامیدن در محدوده خوب تا غیرقابل شرب (W18 و W25) قرار می‌گیرند ولی اغلب قابل شرب هستند و کیفیت خوبی از این حیث دارند (شکل ۴) که البته با توجه به بالا بودن غلظت عناصر سمناک As و Sb در بعضی نواحی، نباید جهت آشامیدن و آبیاری استفاده شوند. بر اساس مقادیر مجاز اشاره شده در استانداردهای بین‌المللی، غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی و مقادیر پارامترهای فیزیکوشیمیایی (به غیر از سختی کل) نمونه‌های آب چشمه‌ها و آب‌های آشامیدنی روستاهای محدوده مورد مطالعه در دامنه مقادیر مجاز تعیین شده قرار دارند (جدول ۵). به عبارت دیگر در شرق



شکل ۳. موقعیت نمونه‌های محدوده مطالعاتی بر روی نمودار پاپیر



شکل ۴. موقعیت نمونه‌های محدوده مطالعاتی بر روی نمودار شولر

جدول ۵. حدود مجاز پارامترهای فیزیکوشیمیایی در نمونه‌های آب (WHO, 2008) و مقایسه با نمونه‌های محدود مطالعاتی

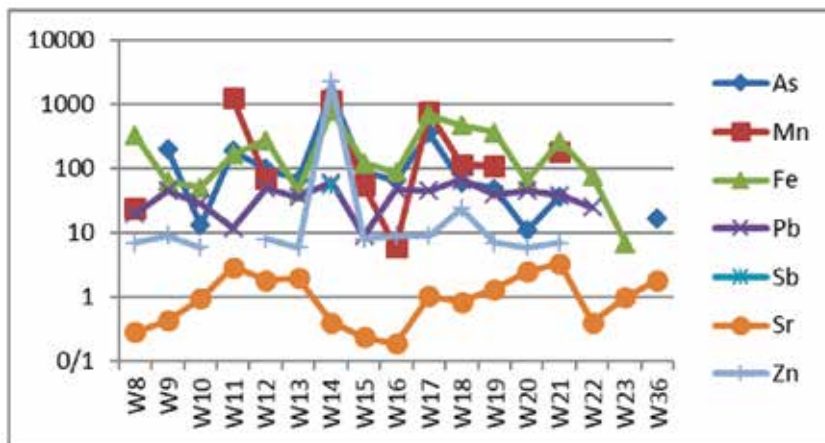
Chemical Parameters	WHO(1993)		Numbers of samples exceeding allowable limits	Percentage of samples exceeding allowable limits	Appropriate-Inappropriate effects
	Appropriate limits	Maximum allowable limits			
pH	6.5-8.5	9.2	-	-	-
TDS	500	1500	-	-	Gastrointestinal irritation
Ca ²⁺	75	200	4	8	-
Mg ²⁺	50	150	-	-	-
K ⁺	-	12	6	12	Bitter taste
Na ⁺	-	200	1	2	-
Cl ⁻	200	600	1	2	Salty taste
SO ₄ ²⁻	200	400	1	2	Laxative effective

آزاد می‌شود و به آب وارد می‌شود ولی در شرایط کاهشی، آزاد شدن As به داخل محلول، بیش از Sb خواهد بود (Casiot et al., 2007). با توجه به این که آب رودخانه ساروق (بخصوص شاخه‌های شمالی یعنی زره شوران و آغ دره) اندکی کاهیده است، غلظت As در مقایسه با غلظت Sb بیشتر می‌باشد. سایر عناصر کمتر از استاندارد هستند و نگرانی در خصوص آلاینده‌های آنها در محدوده مطالعاتی وجود ندارد. تغییرات غلظت عناصر Zn, Sr, Mn, Fe, Sb, As و Pb در نمونه‌های آب در محدوده مورد مطالعه (شکل ۵)، برای نمونه‌هایی که غلظت عنصری بالاتر از حد تشخیص دستگاه داشته‌اند، آورده شده است.

برای تعیین وجود یا نبود آلودگی نسبت به فلزات (ارائه شده در جدول ۲) نیز از استانداردهای ملی و بین‌المللی موجود استفاده می‌شود. در این مطالعه استانداردهای WHO و EPA استفاده شده و وضعیت موجود در محدوده با این استانداردها مقایسه شده است (جدول ۶). نتایج نشان می‌دهند که در برخی بخش‌های محدوده، تنها عنصر سمی آرسنیک بالاتر از حد استانداردهای WHO و EPA است. همچنین آنتیموان، تنها در دو نمونه آب رودخانه به میزان شش و ۵۵ ppb تشخیص داده شده است و در سایر نمونه‌ها کمتر از حد تشخیص دستگاه است. در شرایط اکسیدان، Sb در مقایسه با As در مقادیر بیشتری

جدول ۶. غلظت عناصر شیمیایی در آب و استانداردهای WHO (2008) و EPA (2006). غلظت‌های WHO و EPA برحسب ppm است

Element	WHO		EPA Standards		Study Area (ppb)
	Maximum values of typical concentration	Maximum acceptable levels	MCLG	MCL	
Ag	0.005	0.005	SDWR:0.1		<1
Al	0.6	0.2	SDWR:0.05-0.20		<5-3719
AS	0.002	0.01	0	0.01	<5-1484
Ba	0.2	0.7	2	2	0.01-0.94
Be	0.012	0.004	0.004	0.004	<1
B	1	0.5	-	-	<0.1-4.26
Cd	0.1	0.003	0.005	0.005	<1
Cr	0.084	0.05	0.1	0.1	<5
Cu	10	2	1.3	-	<5
Fe	10	0.3	SDWR:0.3		<5-806
Hg	0.055	0.001	0.002	0.002	<1
Mn	9.6	0.5	SDWR:0.05		<5-1255
Mo	0.27	0.07	-	-	<5
Ni	1	0.02	-	-	<5-42
Pb	0.05	0.01	0	15	<5-61
Sb	0.045	0.005	0.006	0.006	<10-55
Se	0.16	0.01	0.05	0.05	<5
Zn	1.1	3	SDWR:5		<5-2282

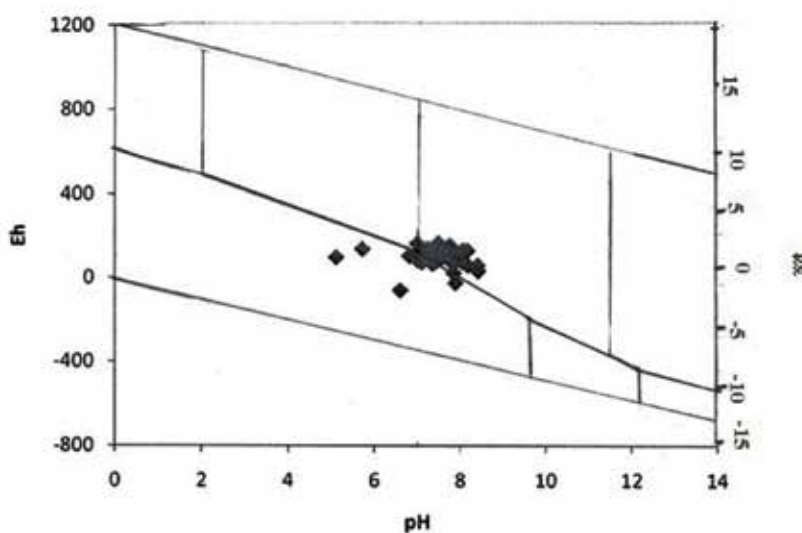


شکل ۵. تغییرات غلظت عناصر As، Sb، Fe، Mn، Sr، Zn و Pb در نمونه‌های آب کل نمونه‌برداری در محدوده مورد مطالعه

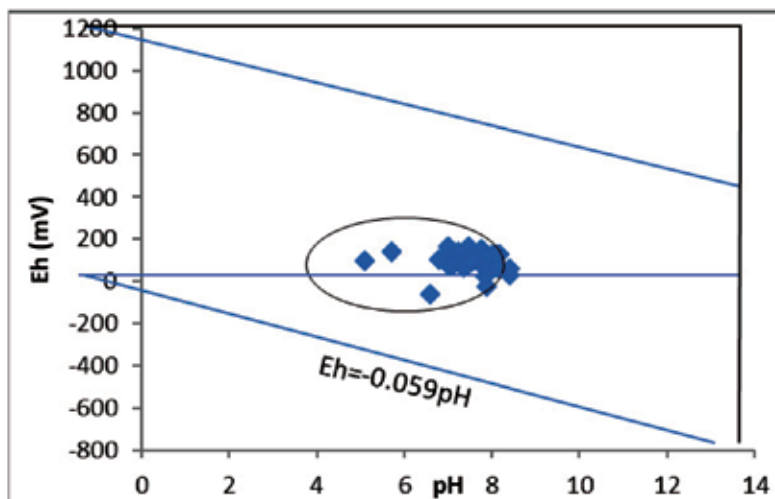
عموماً به شکل آرسنات (As^{5+}) وجود دارد. آرسنات در محیط‌های اکسیدان با pH کمتر از ۹/۲ اغلب به صورت گونه $HAsO_4^{2-}$ حضور دارد و در محیط کاهیده با pH کمتر از ۹/۲ اغلب به صورت گونه $H_3AsO_3^0$ وجود دارد (Yan et al., 2000). در آب رودخانه‌های محدوده مورد مطالعه، گونه غالب H_3AsO_3 تعیین شده است. دلیل غالب بودن آرسنات در آب زیرزمینی، وجود سازند سخت و عمق کم آب است که سبب ایجاد شرایط اکسیدان می‌شود و حتی در صورتی که آرسنیت وجود داشته باشد اکسایش یافته و به آرسنات تبدیل می‌شود.

نتایج نشان می‌دهند که مقادیر Eh از ۶۰- (ایستگاه W11) تا ۴۷۲ (ایستگاه W29) میلی‌ولت متغیر است که به نظر می‌رسد ماکزیمم مقدار، جزء داده‌های پرت است به این علت که فاصله زیادی از سایر نمونه‌ها دارد. به همین دلیل این مقدار حذف شد و نمونه بعدی با مقدار Eh ۱۶۸ (ایستگاه W3) به‌عنوان ماکزیمم مورد توجه قرار گرفت. بازه مقادیر Eh به‌طور طبیعی بین ۸۰۰- تا ۱۲۰۰ میلی‌ولت است که مقادیر Eh منطقه مطالعاتی در محدوده اطراف Eh صفر قرار می‌گیرد (شکل ۶).

در شکل ۷، نمودار Eh-pH نمونه‌های آب فیلتر نشده نشان می‌دهد که آرسنیک در منابع محدوده مورد مطالعه،



شکل ۶. ارتباط گونه آرسنیک با pH و Eh نمونه‌های آب محدوده مطالعاتی



شکل ۷. موقعیت نمونه‌های آب محدوده مطالعاتی بر روی نمودار Eh-pH (برگرفته از Krauskopf and Bird, 1995)

فیلتر نشده (غلظت کل) با نمونه‌های فیلتر شده (غلظت در فاز حل شده) مشخص می‌شود که در بخش‌های بالادست رودخانه ساروق یعنی شاخه‌های زره‌شوران و آغ دره، فاز حل شده کمتر است و بیشتر As به صورت فاز کلوئید یا ذره‌ای حمل می‌شود، ولی در بخش‌های شرقی و همچنین به سمت غرب و خروجی، درصد As حمل شده در فاز محلول افزایش می‌یابد.

با توجه به نقشه منطقه بندی As رسم شده برای نمونه‌های آب فیلتر نشده (شکل ۱۰) مشخص می‌شود که: بالاترین غلظت عنصر As در نمونه‌های آب فیلتر نشده به مقدار ۲۶۸ ppb مربوط به نمونه W۷ یعنی تخت سلیمان است. این چشمه در منطقه ژئوترمال و چشمه‌های آبگرم قرار گرفته است. البته لازم به ذکر است که تمامی چشمه‌های نمونه برداری شده در شرق تا شمال محدوده، آلوده به آرسنیک هستند و با توجه به اینکه تعدادی مصارف آشامیدنی دارند و یا چشمه‌های آبگرم هستند که جهت استحمام استفاده می‌شوند، می‌توانند مشکل‌زا باشند. از طرف دیگر آرسنیک در نمونه‌های جنوب و غرب که غالباً در آهک‌ها، گرانیت دوران و شیل واقع شده‌اند، کمتر از حد تشخیص دستگاه است.

بنابراین این نقشه مبین آلودگی آب زیرزمینی در مناطق ولکانوژنیک کواترنری است و به نظر می‌رسد که آلودگی به آرسنیک در آب زیرزمینی بیشتر وابسته به زمین شناسی است

در این تحقیق، با توجه به کمتر بودن Sb و Hg از حد تشخیص دستگاه، تعیین گونه برای این عناصر امکان پذیر نیست، ولی گونه آنتیموان در نمونه‌های پایین دست معادن توسط Modabberly (2004) و رحیم سوری (۱۳۹۰)، $Sb(OH)_3$ تعیین شده است که دارای Sb^{3+} است و گونه سمی تر آن است.

نتایج محاسبات اندیس آلودگی آب به فلزات سنگین در جدول ۷ و شکل ۸ ارائه شده است. اندیس آلودگی فلزات سنگین (HPI) از ۰/۲-۷۲/۶٪ با میانگین ۲۹٪ تغییر می‌کند که نشان می‌دهد به طور کلی آب زیرزمینی در محدوده مطالعاتی، به فلزات سنگین آلوده نمی‌باشد.

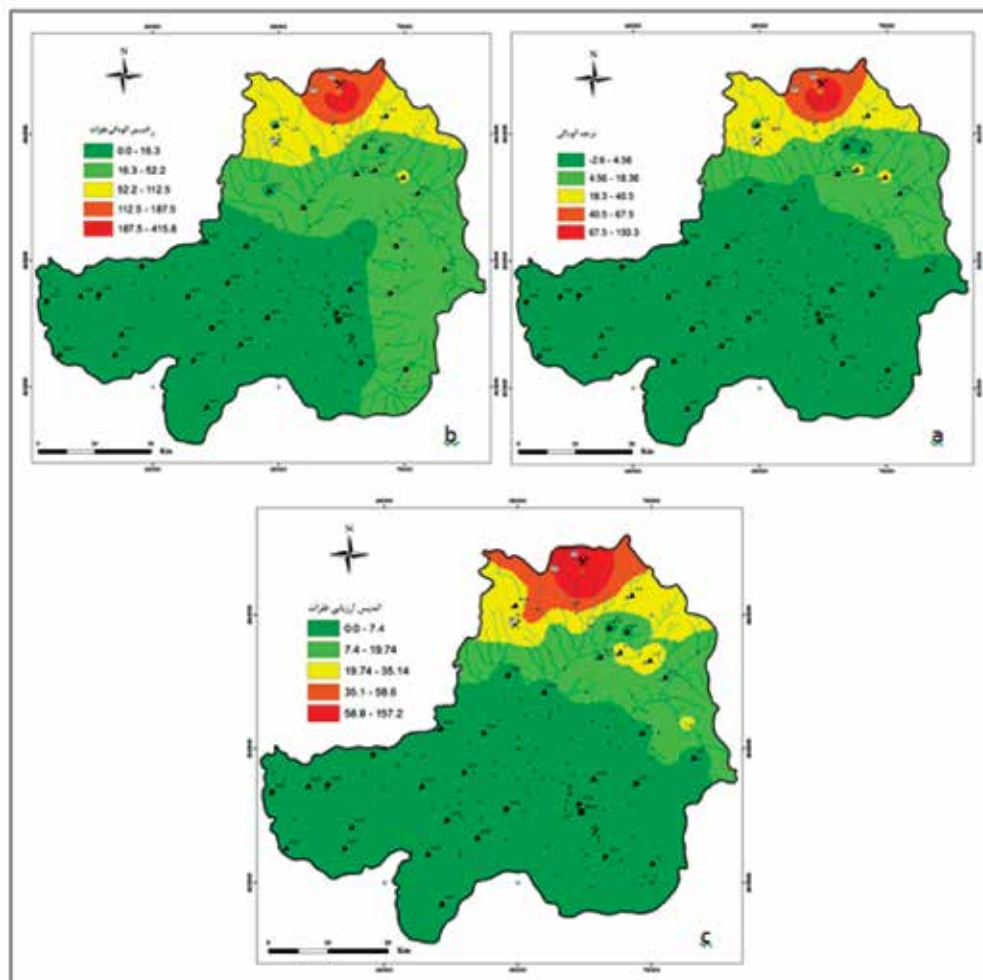
در محدوده مطالعاتی مقدار HEI از ۰/۱-۱۶۹٪ با میانگین ۱۱ متغیر است. از این مقدار، ۷۵/۵٪ دارای HEI کمتر از ۱۰، ۶/۷٪ دارای HEI ۲۰-۱۰ و ۱۷/۸٪ دارای HEI بیشتر از ۲۰ است. بنابراین اغلب نمونه‌ها در محدوده آلودگی کم واقع هستند.

درجه آلودگی نمونه‌ها نشان می‌دهد که ۶۲/۲٪ نمونه‌ها Cd کمتر از یک دارند که در گروه با آلودگی کم واقع می‌شوند. ۶/۷٪ از این نظر آلودگی متوسط دارند و ۲۶/۷٪ بسیار آلوده هستند.

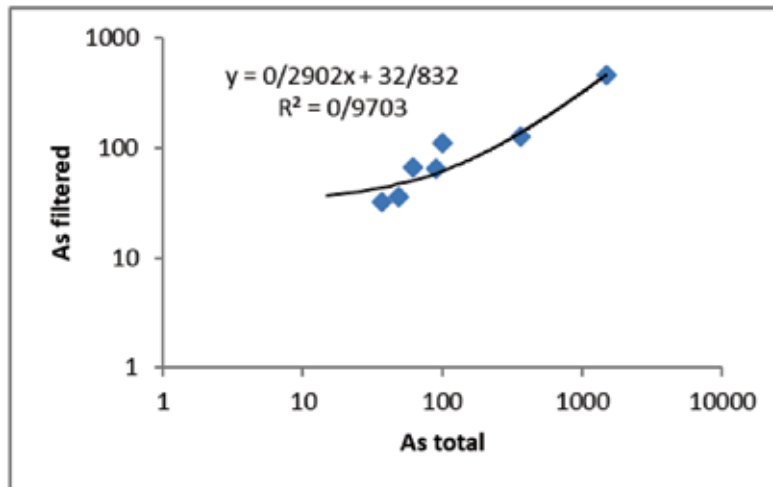
تغییرات غلظت کل (t) و غلظت فاز حل شده (f) عنصر As نمونه‌های آب از رودخانه محدوده مورد مطالعه در شکل ۹ ارائه شده است. با مقایسه غلظت عنصر As در نمونه‌های

جدول ۷. اندیس‌های آلودگی آب در محدوده مطالعاتی

ID	HPI	HEI	Cd	ID	HPI	HEI	Cd	ID	HPI	HEI	Cd
W1	۴۰/۷۵	۵/۳۱	-۰/۶۹	W9	۷۲/۶۳	۳۱/۷۵	۲۵/۷۵	W17	۱۱۲/۹	۴۸/۳۷	۴۱/۳۷
W2	۳۳/۳۵	۶/۵۳	۰/۵۳	W10	۲۵/۲۶	۳/۵	-۲/۵	W18	۴۹/۳۷	۱۴/۳۶	۸/۳۶
W3	۴۲/۵۳	۵/۰۸	-۰/۹۲	W11	۴۲/۲۶	۲۹/۰۵	۲۳/۰۵	W19	۲۵/۸۷	۹/۵	۳/۵
W4	۳۳/۳۱	۲۱/۴۴	۱۴/۴۴	W12	۴۵/۴۷	۱۴/۴۱	۸/۴۱	W20	۳۷/۵۸	۵	۰
W5	۳۹/۸۸	۶/۲۸	۱/۲۸	W13	۲۵/۴۷	۹/۳۵	۳/۳۵	W21	۲۷/۴۲	۷/۸۸	۱/۸۸
W6	۱۹/۲	۱۲/۱	۶/۱	W14	۴۵/۰۶	۱۶۹/۴	۱۶۲/۴	W22	۱۴/۱۲	۵/۲۸	۲/۲۸
W7	۵۸/۴۶	۲۸/۰۸	۲۱/۰۸	W15	۲۲/۹۴	۲۰/۶۳	۱۴/۶۳	W23	۱/۸۴	۰/۳۶	-۲/۶۴
W8	۹/۶۸	۳/۷۹	-۲/۲۱	W16	۴۶/۶۶	۲۲/۴۵	۱۶/۴۵	W24	۱/۱۷	۰/۰۳	-۱/۹۷
ID	HPI	HEI	Cd	ID	HPI	HEI	Cd	ID	HPI	HEI	Cd
W25	۰/۸	۰/۲	-۰/۸	W33	۹/۹۷	۱/۱۱	-۰/۸۹	W41	۰/۲	۰/۰۱	-۱
W26	۲/۶۹	۶/۰۶	۳/۰۶	W34	۰	۰	۰	W42	۱/۱	۰/۱۱	-۱/۸۹
W27	۰/۹۷	۰/۰۲	-۰/۹۸	W35	۰/۲	۰/۰۱	-۰/۹۹	W43	۰/۲۸	۰/۷۲	-۰/۲۸
W28	۰	۰	۰	W36	۹/۳۱	۱/۸۷	-۱/۱۳	W44	۰/۲	۰/۰۱	-۰/۹۹
W29	۱/۱۶	۰/۰۳	-۱/۹۷	W37	۱۱/۷۶	۲/۸۸	-۰/۱۲	W45	۰	۰	۰
W30	۰/۹۴	۰/۸۵	-۲/۱۵	W38	۰/۲	۰/۰۱	-۰/۹۹				
W31	۰	۰	۰	W39	۰	۰	۰				
W32	۰	۰	۰	W40	۰/۲	۰/۰۱	-۰/۹۹				

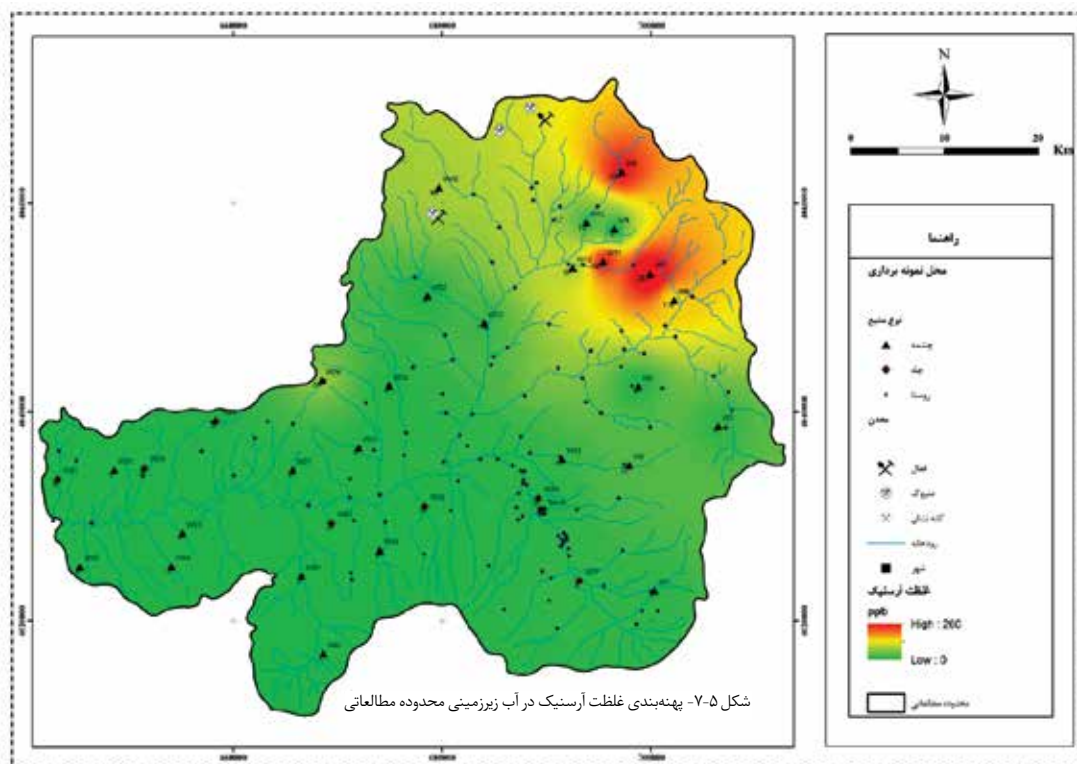


شكل ۸. نقشه منطقه‌بندی شاخص‌های آلودگی فلزات در محدوده مطالعاتی. (a) درجه آلودگی (Cd)، (b) اندیس آلودگی فلزات (HPI)، (c) اندیس ارزیابی فلزات (HEI)

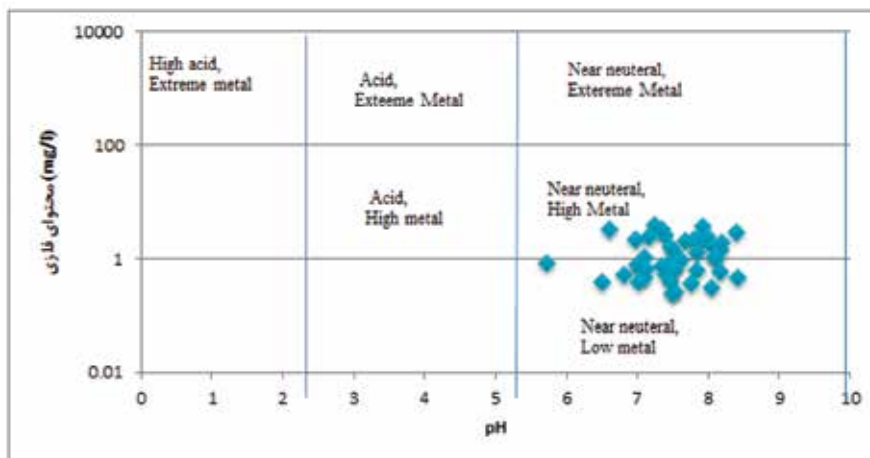


شکل ۹. رابطه بین غلظت کل و غلظت فاز حل شده As در نمونه‌های آب رودخانه ساروق

و عامل زمین زاد تعیین‌کننده‌تر است. البته رحیم سوری (۱۳۹۰) بیان کرده است در چشمه‌هایی که در مجاورت کپه‌های باطله هستند، عامل بشرزاد می‌تواند موثرتر باشد. با استفاده از نمودار (Ficklin et al., 1992) که بر اساس میزان pH و محتوای فلزی آب طراحی شده است، مشخص شد که نمونه‌های آب برداشت شده در محدوده‌های تقریباً خنثی با محتوای فلزی بالا و پایین قرار دارند (شکل ۱۱). این شکل نشان می‌دهد که نمونه‌های آب متأثر از مناطق معدنی و کانی سازی شده و نیز مناطق دگرسانی و دارای آب گرم (غرب، شمال غرب و شمال محدوده) به دلیل داشتن محتوای فلزی بالاتر، دارای کیفیت پایین‌تری در مقایسه با نمونه‌های آب خارج از این مناطق هستند که بخش وسیعی از حوضه آبریز را شامل می‌شود.



شکل ۱۰. نقشه پهنه‌بندی غلظت آرسنیک در آب زیرزمینی محدوده مطالعاتی



شکل ۱۱. نمودار pH و محتوای فلزی آب (Ficklin et al., 1992)

با توجه به نتایج محاسبه ضرایب همبستگی بین تعدادی از عناصر موجود در نمونه‌های آب (جدول ۸) می‌توان متوجه همبستگی مثبت بالایی بین As-Pb، As-Mn، As-Fe، Mn-Zn، Mn-Pb، Fe-Zn، Fe-Pb، Fe-Mn، As-Zn و Pb-Zn شد. همبستگی بالای As با عناصر Fe و Mn می‌تواند بدان معنا باشد که فازهای اکسی هیدروکسیدهای آهن و اکسیدهای منگنز به‌عنوان فازهای حامل در انتقال این عناصر به محیط پایین دست نقش دارند.

جدول ۸. ماتریس همبستگی عناصر منتخب در نمونه‌های آب محدوده مطالعاتی

	As	Fe	Mn	Pb	Sb	Sr	Zn
As	۱						
Fe	۰/۶۶۴	۱					
Mn	۰/۶۴۹	۰/۷۹۲	۱				
Pb	۰/۶۵۲	۰/۸۳۲	۰/۵۱۸	۱			
Sb	۰/۲۷۲	۰/۲۶۴	۰/۳۱۳	۰/۲۵۱	۱		
Sr	۰/۰۳۷-	۰/۲۳۵-	۰/۰۰۹-	۰/۲۱۱-	۰/۱۳۴-	۱	
Zn	۰/۶۳۴	۰/۷۷۱	۰/۵۲۴	۰/۹۱۱	۰/۲۸۱	۰/۳۰۹-	۱

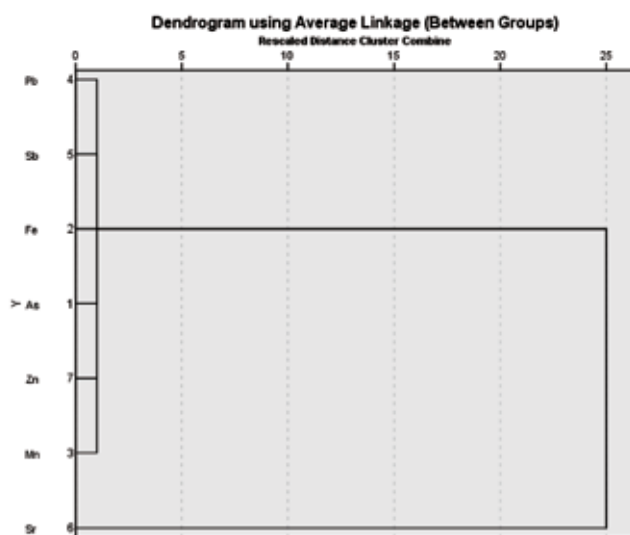
بررسی منشا، حاکی از دو منشا بشرزادی و زمین‌زادی است که منشا زمین‌زادی در شمال شرق و شرق محدوده برونزد یافته است و ناشی از زون‌های دگرسانی و ولکانیک‌های کواترنری است. در شمال محدوده، منشا آنتروپوژنیک به علت وجود معادن طلای زره شوران و آغ دره اهمیت بالاتری دارد. به‌طور کلی علت عمده آلودگی به آرسنیک در محدوده مطالعاتی، فعالیت‌های معدنکاری است. واکنش‌های انحلال-نهیشت و جذب-دفع، انتقال و نهیشت مجدد آرسنیک را در محدوده مطالعاتی کنترل می‌کنند و عامل اصلی انتقال این عنصر، فازهای اکسی هیدروکسیدهای آن است.

به‌طور کلی نقشه‌های پهنه‌بندی عناصر آرسنیک و

تحلیل خوشه‌های نمونه‌های آب منطقه در شکل ۱۲، مورد بررسی قرار گرفت. خوشه‌بندی در نمودار درختی R-mode (بررسی پارامترهای مختلف موجود در نمونه) می‌تواند مبین شباهت در منشأ، فعالیت شیمیایی و رفتار مشابه پارامترها باشد. نمودار درختی تحلیل خوشه‌های داده‌های آب محدوده مطالعاتی نشان داد که عناصر As، Sb، Fe و Mn در یک خوشه قرار گرفته‌اند که خود می‌تواند شاهدهی بر انتقال As توسط اکسی هیدروکسیدهای آهن و اکسیدهای منگنز باشد.

نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعه صورت گرفته می‌توان بیان کرد که آب در بعضی از بخش‌های منطقه به عنصر آرسنیک آلوده است.



شکل ۱۲. دندروگرام تحلیل خوشه‌ای عناصر منتخب در نمونه‌های آب محدوده مطالعاتی

کانی‌شناسی و نحوه تشکیل کانسار طلا و آرسنیک زرشوران تکاب. پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت‌معلم تهران.

- مهندسین مشاور فرسپندآب، ۱۳۸۸. به هنگام سازی بیلان محدوده‌های مطالعاتی حوضه آبریز دریاچه ارومیه.

- Ameh, E. G. and Akpah, F. A., 2011.

Heavy metal pollution indexing and multivariate statistical evaluation of hydrogeochemistry of River PovPov in Itakpe Iron-Ore mining area, Kogi State, Nigeria. *Advances in Applied Science Research*. 2(1), 33-46.

- Ayres, R.U. and Ayres, L.W., 1998. *Accounting for Resources 2: The Life Cycles of Materials*. Edward Elgar Publishing Inc., Cheltenham, UK, 380.

- Backman, B., Bodis, D., Lahermo, P., Rapant, S. and Tarvainen, T., 1997. Application of a groundwater contamination index in Finland and Slovakia. *Environmental Geology*, 36, 55-64.

- Ben Issa, N., Rajakovic-Ognjanovic, V.N., Marinkovic, A.D., Rajakovic, L.V., 2011. Separation and determination of arsenic species in water by selective exchange and hybrid resins. 706 (1), 191-198.

- Casiot, C., Ujevic, M., Munoz, M., Sei-

انتیموان، مبین آلودگی کم کل محدوده به‌جز نواحی شمالی و شمال شرقی هستند که بایستی تدابیر لازم در خصوص عدم مصرف منابع آلوده، اجرای روش‌های تصفیه و پاکسازی بخصوص در پساب معادن و بهینه‌سازی معادن متروکه در راستای حفظ سلامت جامعه و دستیابی به توسعه پایدار در نظر گرفته شود.

منابع

- باباخانی، ع. و قلمقاش، ج.، ۱۳۷۴. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- خلقی خسرقی، م. ج.، ۱۳۷۳. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهین دژ، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- خلقی خسرقی، م. ج.، ۱۳۷۸. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ایران خواه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- رحیم سوری، ی.، ۱۳۹۰. اثرات زیست‌محیطی معدن طلای آغ دره. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه خوارزمی.

- سازمان مدیریت و برنامه‌ریزی استان آذربایجان غربی، واحد GIS، ۱۳۸۷. تهیه نقشه‌های رقومی و توصیفی به منظور ایجاد پایگاه داده‌های مکانی.

- فنودی، م.، ۱۳۷۷. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تکاب، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- کریمی، م.، ۱۳۷۲. مطالعه سنگ‌شناسی،

- del, J. L. and Elbaz-Poulichet, F., 2007. Antimony and arsenic mobility in a creek draining an antimony mine abandoned 85 years ago (upper Orb basin, France). *Applied Geochemistry*, 22, 788-798.
- Edet, A.E. and Offiong, O.E., 2002. Evaluation of water quality pollution indices for heavy metal contamination monitoring. A study case from Akpabuyo-Odukpani area, Lower Cross River Basin (southeastern Nigeria). *Geomicrobiology Journal*, 57, 295-304.
 - Ficklin, W. H., Plume, G. S., Smith, K. S. and McHugh, J. B., 1992. Geochemical classification of mine drainages and natural drainages in mineralized areas. In: Kharaka YK, Maest AS, (eds.), *Water-rock interaction*. Balkema, Rotterdam, 7, 381-384.
 - Krauskopf, K. and Bird, D., 1995. *Introduction to Geochemistry*. 3rd ed. McGraw Hill, 647
 - Larios, R., Fernandez-Martinez, R., Le-Hecho, I. and Rucandio, I., 2012. A methodological approach to evaluate arsenic speciation and bioaccumulation in different plant species from two highly polluted mining areas. *Science of the Total Environment*, 414, 600-607.
 - Matschullat, J., 2000. Arsenic in the geosphere—a review. *Science of the Total Environment*, 249(1-3), 297-312.
 - Modabberi, S., 2004. Environmental geochemistry and trace element anomaly in the Takab area, and their impact on the Zarrineh roud reservoir dam, with special reference to Zarshuran deposit. Ph.D thesis (Unpublished), Shiraz University-Iran, 200 p.
 - Mohan, S. V., Nithila, P. and Reddy, S. J., 1996. Estimation of heavy metal in drinking water and development of heavy metal pollution index. *Journal of Environmental Science and Health, Part A*, 31, 283-289.
 - Morales, K.H., Ryan, L., Kuo, T.L., Wu, M.M. and Chen, C.J., 2000. Risk of internal cancers from arsenic in drinking water. *Environmental Health Perspectives*, 108, 655-661.
 - National Research Council, 1977. *Arsenic: Medical and Biological Effects of Environmental Pollutants*, National Academy of Sciences, Washington, DC.
 - Nordstrom, D.K., 2002. Worldwide occurrences of arsenic in ground water. *Science*, 296, 2143-2145.
 - Prasad, B. and Bose, J. M., 2001. Evaluation of the heavy metal pollution index for surface and spring water near a limestone mining area of the lower Himalayas. *Environmental Geology*, 41, 183-188.
 - Prasanna, M. V., Praveena, S. M., Chidambaram, S., Nagarajan, R. and Elayaraja, A., 2012. Evaluation of water quality pollution indices for heavy metal contamination monitoring: a case study from Curtin Lake, Miri City, East Malaysia. *Environmental Earth Sciences*, 67, 1987-2001.
 - Rahman, M., 2002. Arsenic and contamination of drinking-water in Bangladesh: a public-health perspective. *Journal of Health Population Nutrition*, 20, 193-197.
 - Rudnick, R.L. and Gao, S., 2014. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *the Crust*, v. 4. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-51. *Treatise of Geochemistry*, H.D. Holland and K.K. Turekian (eds.).
 - Smedley, P. L. and Kinniburgh, D. G., 2002. A review of the source, behavior and distribution of arsenic in natural waters. *Applied Geochemistry*, 17, 517-568.
 - Stocklin J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists*, 52, 1229-125.

- U.S. Environmental Protection Agency, 2006. Drinking Water Standards and Health Advisories. EPA 822-R-06-013, Washington, DC, 18.
- Ungureanu, G., Santos, S., Boaventura, R. and Botelho, C., 2015. Arsenic and antimony in water and wastewater: Overview of removal techniques with special reference to latest advances in adsorption. *Journal of Environmental Management*, 151, 326-342.
- WHO, 2008. Guidelines for Drinking-water Quality. Third edition, Addenda.
- WHO, 2011. Guidelines for Drinking-water Quality, fourth edition, Geneva.
- www.irimo.ir
- Yaghubpur, A. and Karimi, M., 1998. Gold and Arsenic mineralization associated with sedimentary rocks of Zarshuran mine, north of Takab, Iran. Paper presented at the International Congress of the Geological Society of Greece, 87-94.
- Yan, X-P., Kerrich, R., and Hendry, M.J., 2000. Distribution of arsenic (III), arsenic (V) and total inorganic arsenic in pore waters from a thick till and clay-rich aquitard sequential, Saskatchewan, Canada. *Geochimical Cosmochimical Acta*, 62(15), 2637-2648.

Microfacies and sedimentary environment of the Maastrichtian deposits in Jorbat Stratigraphic section, west of Kopet Dagh

Ezampanah, Y.¹, Sadeghi, A.², Adabi, M.H.² and Jamali, A.M.³

1. Ph.D. student of Paleontology, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2. Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

3. Ph.D. of Paleontology National Iranian Oil Company, Exploration Directorate, Tehran, Iran

Received: 10 September 2016

Accepted: 4 December 2016

Abstract

To determine microfacies and depositional subenvironments of the Maastrichtian deposits in the western part of the Kopet-Dagh Basin, one stratigraphic section, has been selected and analysed. In this section which is located 9.5 kms N-NW of Jorbat, Maastrichtian deposits are composed of two formations including Kalat (282 m thickness) and Chakhmaghlo (77 m thickness). The Kalat Formation consists of bioclastic and sandy limestone and the Chakhmaghlo Formation is composed of shale, marl, limestone and argillaceous limestone. Based on field observations and also petrographic studies, the lower boundary of the Kalat Formation with the Abderaz Formation is disconformable. The lower boundary of the Chakhmaghlo Formation with the Kalat Formation is gradual and conformable, while its upper contact with the Paleocene Pesteligh Formation is disconformable. Petrographic studies in Maastrichtian deposits led to recognition of 16 microfacies. These microfacies deposited in 5 facies belts including tidal flat, lagoon, shoal, reef and fore reef subenvironments in a carbonate platform.

Keywords: Microfacies, Depositional environments, Maastrichtian, Kalat Formation, Chakhmaghlo Formation, Western Kopet-Dagh.

Effects of the inclination of parallel no flow boundaries on the time-drawdown curves around a pumping well in a confined bounded aquifer

Nadri, A.¹, Ghanavati S.² and Kalantari. N.³

1. Assistant Professor of Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz

2. Master of Science in Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz

3. Professor of Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz

Received: 10 September 2016

Accepted: 4 December 2016

Abstract

The image well theory was used in the study of no flow boundaries effects on the drawdown around pumping wells. Most studies are concentrated on the vertical no flow boundaries, while, in some cases these boundaries are not vertical and have inclinations. To the best of the authors knowledge, the problem of the inclined no flow boundaries has not been studied yet. The effects of the parallel no flow boundaries inclination on the drawdown around pumping wells in bounded aquifers is studied here. The time-drawdown data for vertical boundaries have used the numerical simulation and also the image well theory. The effects of inclination of the boundaries were only considered using the numerical simulation. The results of numerical simulations and image well theory for vertical no flow boundaries were matched completely. The computed drawdown for observation well in the models with inclined and vertical no flow boundaries used to compute the difference between them. The difference between these cases depends on the distance between the boundaries (width of the aquifer) and the inclination value. The results showed that in large widths and low inclinations, the computed drawdown in aquifers with vertical boundaries are almost similar with the computed drawdown in aquifers with inclined boundaries and the differences can be neglected. In the other words, the difference between the vertical and inclined cases in smaller widths is so high that even in the low inclinations, the differences can't be neglected. It can be concluded that the image well theory as we know, cannot be used in inclined no flow boundaries.

Keywords: No flow boundaries, Time-Drawdown data, Confined aquifers, Numerical simulation, Image wells.

Biostratigraphy and paleoecology of the e Member of the Qom Formation based on Ostracoda at Cheshmeh Boroun section, West of Qom

Daneshian, J.¹ and Goodarzi, M.²

1. Associate Professor, Department of Geology, Earth Sciences Faculty, Kharazmi University, Tehran.

2. Msc. Department of Geology, Earth Sciences Faculty, Kharazmi University, Tehran.

Received: 24 February 2016

Accepted: 16 July 2016

Abstract

The aim of this study is determining systematics and identification of ostracods genera and species of the e Member of the Qom Formation at the studied section (Cheshmeh Boroun) for biostratigraphy and age determination, and palaeoecological investigations considering the abundance and diversity changes of ostracods based on the collected data.

The abundance and diversity of the ostracods taxa such as *Paracypris*, *Aurila*, *Ruggieria*, *Loxochoncha*, *Krithe*, *Xestoleberis*, *Cytherella* mostly suggest a marine environment with normal salinity and warm climate from ecological point of view. However, the increase and decrease of these taxa in the studied section indicate the diversity and abundance changes is related to environmental changes. In fact, this shows the instability of the environmental conditions which seems to be affected by the changes of food and oxygen values, and water turbulence. Based on ostracods assemblages, an Early Miocene age (Aquitanian- Burdigalian) is exclusively suggested for the e Member of the Qom Formation at Cheshmeh Boroun stratigraphic section.

Keywords: Ostracoda, Biostratigraphy, Palaeoecology, Qom Formation, West of Qom.

Finite strain analysis of deformed rocks from Ghasem Abad area, Northwest of Lut block

Rahimi Dehghan, F.¹, Sheikholeslami, M. R.², Taheri, J.³ and Ghassemi, M. R.⁴

1. MSc. Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran

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

3. PhD., Geological Survey of Iran, northeast branch

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

Received: 9 July 2016

Accepted: 26 October 2016

Abstract

Deformed rocks of the Ghasem Abad area are situated in the north-eastern part of the Kashmar-Kerman structural zone in the north-western part of the Lut block. In this study, the finite strain analysis was considered based on microstructural analysis of the different types of deformed rocks. The Fry method was used to determine 2D analysis of strain ellipsoid and the results were subjected to 3D strain analysis using Flinn diagram. The mean value of ellipticity (K) is about 1.91 located in the constriction field of the Flinn diagram showing strain intensity (D) of about 0.54. The intensity of the strain is increased so that the maximum intensities are distributed along strike slip faults of the area. The constriction and flattening ellipticity of the strain are remarked respectively from the northeast-southwest parts and middle part of the study area. The major axis of the strain ellipsoids in xy plane are sub-parallel to the NE-SW strike slip faults and were stretched by approaching to the main faults.

Keywords: Ghasem Abad, Kashmar-Kerman structural zone, Microstructural analysis, Finite strain.

Determination of relationship between sedimentological parameters and morphology of linear sand dunes in north of Ahangaran, east of Iran

Rezazadeh Balgori, B.¹, Amini, A.² and Mirab Shabestari, G.R.³

1. MSc. of Sedimentology and Sedimentary Petrology, Faculty of Sciences, Department of Geology, University of Birjand, Iran

2. Assistant Professor, Faculty of Sciences, Department of Geology, Golestan University, Gorgan, Iran

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

Received: 10 September 2016

Accepted: 4 December 2016

Abstract

Field studies and satellite images confirmed the existence of linear sand dunes in the north of Ahangaran region, located in Zirkouh (southern Khorasan province), east of Iran. In evaluation of sand dunes, totally 21 sand dunes from 5 stations in different geographical locations were studied. The obtained sedimentological evidence revealed that Ahangaran sand dunes can be classified into two simple and composite groups morphologically. Results of sedimentological analysis also indicated a positive correlation between particle size and morphology of dunes; i.e. with changes in sedimentological parameters, the morphology of sand dunes grades from simple to composite forms in central and western part of the studied area. The fine-grained pattern of crest is another characteristic which were introduced for the studied linear sand dunes. The comparison of the sedimentological parameters of these sand dunes with the other places of the world such as Kalahari, Namibia, Australia and Egyptian Sinai indicate that the Ahangaran sand dunes with an average of 2.34ϕ in grain size is similar to the other regions, but have lower sorting in the range of 0.79 which is more outstanding than the other parts of the world.

Keywords: Linear dunes, Sedimentology, Morphology, Ahangaran, East of Iran.

Assessment of the activity in the gap zone of the Rudbar Fault, based on the morphotectonic indices of the Sefidrud River, Gilan Province

Ansari, Sh.¹

1. Geological survey of Iran, Gilan branch, Rasht, Iran

Received: 23 April 2016

Accepted: 1 January 2017

Abstract

In this study the morphotectonic indices for a specified length of the Sefidrud River, which is located in the meizoseismal area of the 1990 Rudbar earthquake, have been investigated to constrain the activity of a gap between the Rudbar Fault segments. The Digital Elevation Model (DEM) with 30 m resolution was used to obtain the elevation data. Fifteen km of the Sefidrud River also was divided into 100 -meter segments to calculate the morphotectonic indices. The morphotectonic indices include the sinuosity (SI), stream-length gradient (SL) and river long profile. The sinuosity in this region, where the trend of the Rudbar fault cut across the river, is approximately 1-1.5 and has a lower value relative to the other segments of the river. This indicates that the uplift possibly affected this region and then indicates the high tectonic activity. The stream-length gradient in the target region is approximately >3000 and has a higher value in the region which may be related to the lithological and active tectonic effects. The high value of SL can be used for determining the regions with high potential for the landslides along the strike of the Sefidrud River. The Sefidrud long profile, in aforementioned area, has a bulge or convexity. Such convexity together with the high value of stream-length gradient can indicate that the tectonic activities are significant in this region. By comparing the morphotectonic analysis with the seismotectonic studies such as the Coulomb stress changes due to the 1990 Rudbar earthquake, in which the high stress zones were detected in this region, it can be cluded that the studied region has high tectonic activities and consequently its monitoring to prevent the seismic hazard is essential.

Keywords: Western Alborz, Sefidrud river, Rudbar fault, Morphotectonics, Fault gap.

Investigation of Pollution of Water Resources and Pollution Zoning in the Saroq Watershed (West Azerbaijan Province)

Hatefi, R.¹, Shahsavari, A.A.², Khodaei, K.² and Asadian F.¹

1. MSc., Researcher in Department of Environmental Geology, Research Institute of Applied Science, ACECR

2. Assistant Professor, Researcher in Department of Environmental Geology, Research Institute of Applied Science, ACECR

Received: 14 March 2017

Accepted: 20 May 2017

Abstract

Arsenic is a toxic element with environmental and health risks. The aim of this study is to investigate and monitor arsenic concentration level of pollution and its concentration zoning in the water resources of Saroq watershed. In this study, 45 samples from wells, springs and river were collected in two stages (filtered samples in the first step and bulk samples in the second step). The position of sampling points was determined based on expert judgment and random method. Anions were analyzed by gas chromatography and metals were analyzed by ICP-MS. The overall results indicated that water was polluted by arsenic in some areas. Evaluation of the origin and zoning maps of arsenic in water revealed that the source of pollution is both anthropogenic and geogenic resources. Most of the geogenic sources are located in the north-east and east of the area on the alteration zones and is resulted from Quaternary volcanic rocks forming source of the hot springs in the study area. Mining activities are the most important cause of pollution in the downstream area of the mines in the north of area, thus, it can be said that anthropogenic origin is a major cause of pollution. Transferring and re-deposition of arsenic in the study area is controlled by the solution- deposition and absorb- disposal reactions, which is controlled by Eh and pH. Transporting and re-deposition of arsenic is done by oxy-hydroxides of this element. In general, except for the northern and north-western parts, in most parts of the studied area, the level of pollution is not that much high so by considering appropriate management there will not be much pollution problem in the area.

Keywords: Arsenic, Zoning, Geogenic, Anthropogenic, Saroq.



Vol. 11, No. 44, Winter 2018

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

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

Editor in Chief:

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

Assistant Editor:

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

Editorial Board:

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

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

Alavipanah, S.K., Professor - Tehran University

Fatemi Aghda, S.M., Associate Professor - Tarbiat Moallem University

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

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

Ghazban, F., Associate Professor - Tehran University

Mirzaei, S., Professor - Academic Center for Education, Culture and Research

Moore, F., Professor - Shiraz University

Mousavi Harami, R., Professor - Mashhad University

Raeisi, E., Professor - Shiraz University

Rezaee, M.R., Associate Professor - Tehran University

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

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

Executive board:

Khodaei, K. and Esmaili, E.

Editors:

Atresaei, P.

Designer:

Ansari, A.

Published: Winter 2018

Address:

Shahid Beheshti University, Evin, Tehran, Iran

P.O.Box.

196151171

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

E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com

Website: www.rias.ac.ir

Website Journal: journal.rias.ac.ir

This journal is indexed in the following sites:

<http://www.isc.gov.ir>

<http://www.srlst.com>

<http://www.sid.ir>

<http://www.magiran.com>

ریزرخساره‌ها و محیط‌های رسوبی نهشته‌های مایستریشتین در برش چینه‌شناسی جربت، غرب کپه داغ

یداله عظام پناه^(۱)، عباس صادقی^(۲)، محمدحسین آدابی^(۳) و امیرمحمد جمالی^(۳)

۱. دانشجوی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی

۲. استاد گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی

۳. دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۶/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۹/۱۴

چکیده

جهت تعیین ریزرخساره‌ها و محیط‌های رسوبی نهشته‌های مایستریشتین در بخش غربی حوضه کپه داغ، یک برش چینه‌شناسی در فاصله ۹/۵ کیلومتری شمال-شمال غرب جربت انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت. در این برش نهشته‌های مایستریشتین شامل سازندهای کلات (به ضخامت ۲۸۲ متر) و چخماقلو (به ضخامت ۷۷ متر) است. سازند کلات از سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری و سازند چخماقلو از شیل، مارن، سنگ‌آهک و آهک‌رسی تشکیل شده است. براساس شواهد صحرایی و همچنین مطالعات فسیل‌شناسی، مرز زیرین سازند کلات دربرش مزبور با سازند آب‌دراز به صورت ناپیوستگی فرسایشی می‌باشد. مرز زیرین سازند چخماقلو با سازند کلات از نوع هم‌شیب و تدریجی و مرز بالایی آن با نهشته‌های پالئوسن سازند پسته لبق به صورت ناپیوستگی از نوع پیوسته نما است. مطالعات پتروگرافی نهشته‌های مایستریشتین موجب شناسایی ۱۶ ریزرخساره شد. این ریزرخساره‌ها در پنج کمربند رخساره‌ای پهنه جرز و مدی، لاگون، پشته‌های ماسه‌ای، ریف و جلوی ریف در یک پلاتفرم کربناته نهشته شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: ریزرخساره‌ها، محیط‌های رسوبی، مایستریشتین، سازند کلات، سازند چخماقلو، کپه داغ غربی.

مقدمه

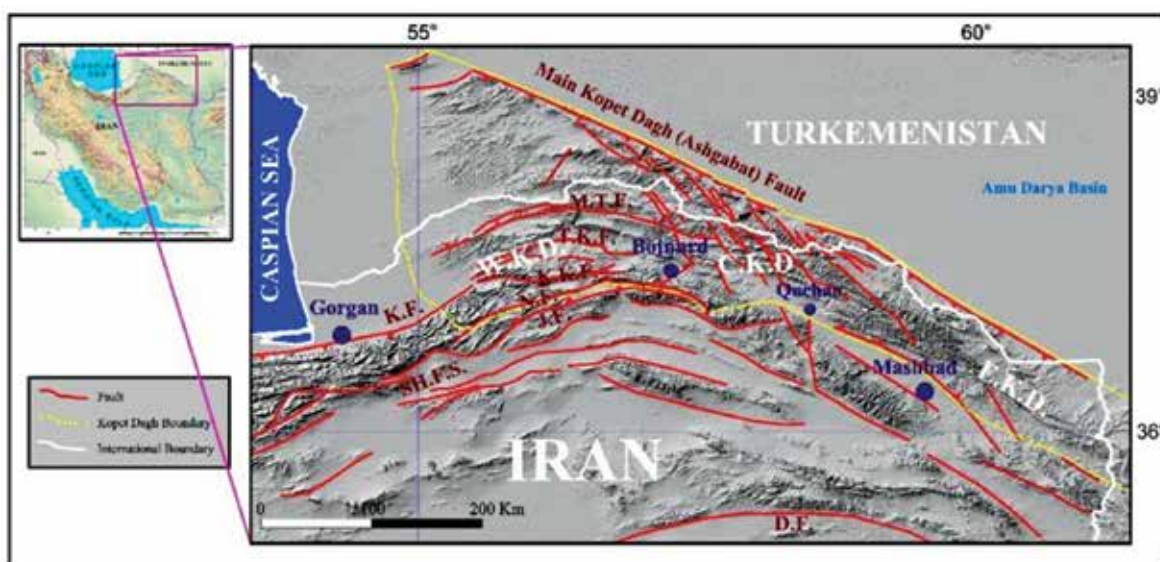
ابرقاره اوراسیا و گندوانا، از ویژگی‌های مهم این ناحیه به شمار می‌آید. حوضه کپه‌داغ پس از کوهزایی سیمیرین پیشین و بسته شدن پالئوتتیس در شمال شرقی ایران تشکیل شده است (Berberian and King, 1981; Ruttner, 1993). به عقیده هولینگ ورث و همکاران (Hollingsworth et al., 2006) حوضه کپه داغ از لحاظ ساختاری به سه بخش

پهنه رسوبی- ساختاری کپه‌داغ در شمال شرق ایران واقع شده است. این پهنه بخش‌هایی از ترکمنستان و شمال افغانستان را نیز در برمی‌گیرد (شکل ۱). اکتشاف میدان‌های گازی در هر سه کشور واقع در این حوضه و موقعیت و جایگاه زمین‌ساختی آن در فصل مشترک دو

* نویسنده مرتبط: ezampanah@gmail.com

پژوهش نهشته‌های مایستریشتین بخش جنوبی کپه‌داغ غربی شامل سازندهای کلات و چخماقلو در برش چینه‌شناسی جربت در شمال کوه ازون مطالعه شده است. تاکنون مطالعات زیادی بر روی سازند کلات انجام شده است (موسوی حرمی و همکاران، ۱۳۸۸؛ Notghi و Mahboubi et al., 2006; Moghaddam et al., 2013; Moheghy et al., 2013; Hadavi and Notghi Moghaddam, 2014)، اما بخش بزرگ مطالعات پیشین بر روی بخش شرقی حوضه متمرکز بوده است.

شرقی، مرکزی و غربی تقسیم می‌شود. ناحیه کپه‌داغ غربی از حوالی شهر بجنورد تا ابتدای دشت گرگان، یعنی شهر گنبد گسترش دارد. روند این ناحیه تقریباً شرقی-غربی می‌باشد و عرض حوضه کپه‌داغ در این بخش بیشتر شده است. این بخش تحت تأثیر تحولات پالئوتتیس، نئوتتیس و بازشدگی دریای خزر جنوبی بوده است (Hollingsworth et al., 2006). واحدهای سنگ‌چینه‌ای کرتاسه کپه‌داغ شامل سازندهای شوربچه/زرد، تیرگان، سرچشمه، سنگانه، آیتامیر، آبدراز، آبتلخ، نیزار، کلات و واحد غیررسمی نفته است. در این



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و ساختاری حوضه رسوبی کپه‌داغ (برگرفته از جمالی، ۱۳۹۰)، W.K.D.: Western Kopet-Dagh; C.K.D.: Central Kopet-Dagh; E.K.D.: Eastern Kopet-Dagh; M.T.F.: Maraveh Tappeh Fault; T.K.F.: Takal Kuh Fault; K.K.F.: Kurkhud Fault.; N.F.: Nabia Fault; K.F.: Khazar Fault; SH. F. S.: Shahrud Fault System

روش مطالعه

در این پژوهش از ۱۲۰ نمونه برداشت شده از سازندهای کلات و چخماقلو تعداد ۱۳۰ مقطع نازک در آزمایشگاه شرکت ملی نفت ایران تهیه شد. نام‌گذاری رخساره‌ها بر پایه دانه‌ام (Dunham, 1962)، امبری و کلوان (Embry and Klovan, 1971) و فولک (Folk, 1974) و تعیین محیط‌های رسوبی براساس مدل فلوگل (Flügel, 2010) انجام شده است. از تلفیق مطالعات میکروسکوپی و شواهد روی زمین مانند بافت، رنگ، ساختار رسوبی و الگوهای

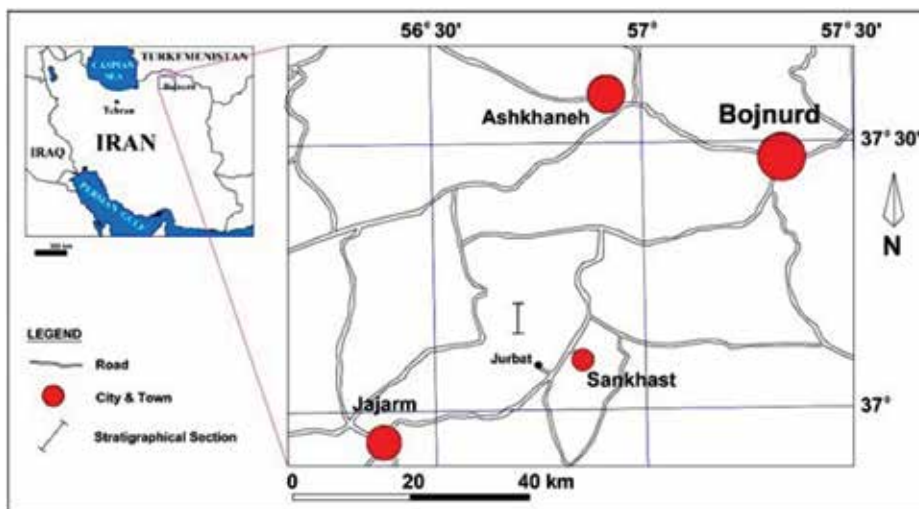
در این تحقیق به منظور تکمیل زنجیره مطالعاتی این سازند، یک برش چینه‌شناسی در غرب حوضه انتخاب و مطالعه شده است. در این پژوهش تغییرات رخساره‌ای و تعیین محیط‌های رسوبی سازند کلات در برش چینه‌شناسی جربت مورد بررسی قرار گرفته است. این برش در ۲۱/۵ کیلومتری شمال غرب شهر سنخواست و ۹/۵ کیلومتری شمال غرب جربت برداشت شده است. قاعده برش مورد مطالعه دارای مختصات $37^{\circ} 09' 52''$ عرض شمالی و $56^{\circ} 43' 26''$ طول شرقی است (شکل ۲).

مورد مطالعه پس از رسوب‌گذاری سازند شوربچه و بعد از یک وقفه رسوبی بلند مدت، دریا پیشروی کرده و نهشته‌های سازند آبدراز نهشته شده است. سازند آبدراز در این ناحیه از سنگ‌آهک‌های سفید تا خاکستری روشن تشکیل شده است. بعد از رسوب‌گذاری این سازند دریا پسروی کرده و مانند بیشتر بخش‌های کپه داغ غربی سازندهای آبتلخ و نیزار را در این ناحیه رسوب‌گذاری نکرده است. پس از رسوب‌گذاری سنگ‌آهک‌های مربوط به نواحی ژرف سازند آبدراز، دریا عقب‌نشینی کرده و مجدداً و پس از یک وقفه رسوبی، دریای کم‌عمقی منطقه را پوشانده و سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری و سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای سازند کلات نهشته می‌شوند. این سازند برخلاف دیگر رسوبات کرتاسه، در نواحی جنوبی کپه‌داغ گسترش و ستبرای بیشتری دارد. سازند کلات در برش الگو در تنگ نیزار از پنج بخش تشکیل شده و ضخامت آن ۲۷۷ متر است و از سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری، سنگ‌آهک ماسه‌ای و شیل، همراه با مقدار کمی ماسه‌سنگ تشکیل شده است (افشارحرب، ۱۳۷۳).

لایه‌بندی، تشخیص شرایط حاکم بر محیط رسوبی صورت گرفت. در این روش پس از نام‌گذاری سنگ‌ها بر پایه ویژگی‌هایی مانند بافت و فابریک رسوبی، توالی رسوبی به تعدادی رخساره که در زمان رسوب‌گذاری در کنار یکدیگر نهشته شده‌اند، دسته‌بندی می‌شوند، سپس تغییرات عمودی آنها در ستون رخساره‌ای و تغییرات جانبی آنها در مدل رسوبی نمایش داده می‌شود.

چینه‌شناسی نهشته‌های مورد مطالعه

در زمان کرتاسه پیشین ستبرای رسوبات در کپه‌داغ غربی بیشتر از کپه‌داغ شرقی بوده است، اما ستبرای رسوبات کرتاسه بالایی در کپه‌داغ شرقی بیشتر است (افشارحرب، ۱۳۷۳). به طوری که سازند نیزار در کپه‌داغ غربی گسترش ندارد و سازند آبتلخ نیز دارای گسترش بسیار محدودی است. همچنین در نواحی جنوبی کپه‌داغ غربی نبوده‌های رسوبی طولانی مدت مشاهده می‌شود. در این نواحی سازند آبدراز به صورت ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازندهای شوربچه/زرد، تیرگان و گاه سرچشمه قرار می‌گیرد. در ناحیه



شکل ۲. موقعیت جغرافیایی برش چینه‌شناسی جربت در کپه داغ غربی

ضخیم تا بسیار ضخیم لایه نخودی، خاکستری رنگ و گاه صورتی می‌باشد. سازند کلات در بخش‌های بالایی حاوی لایه‌های سنگ‌آهکی نخودی رنگ پرفسیل از جمله دوکفه‌ای و کرینوئید است (شکل ۷).

سازند کلات در بخش غرب کپه داغ بر روی دامنه شمالی

سازند کلات در برش مورد مطالعه ۲۸۲ متر ضخامت دارد و مرز زیرین آن با سازند آبدراز ناپیوسته است و مرز بالایی آن با سازند چخماقلو پیوسته و تدریجی می‌باشد (شکل ۳). لیتولوژی غالب این سازند شامل تناوبی از سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری و سنگ‌آهک‌های رودیست‌دار

هم‌ارز سازند غیررسمی نفته در شرق کپه داغ می‌باشد. سازند غیررسمی نفته که در شرق کپه‌داغ و در ناودیس کلات واقع شده با سستبرایی در حدود ۶۰ متر از شیل‌های خاکستری رنگ با تعداد کمی میان لایه از سنگ‌آهک ماسه‌ای تشکیل شده است (Bozorgnia and Narani, 1965). این سازند با سن مایستریشتین گسترش بسیار محدودی در حوضه کپه‌داغ دارد.

سازند چخماقلو در این برش از پایین به بالا از هشت متر مارن خاکستری رنگ، ۳۲ متر تناوب سنگ‌آهک‌های نازک تا متوسط لایه و مارن، ۲۰ متر سنگ‌آهک متوسط تا ضخیم لایه و در نهایت ۱۷ متر سنگ‌آهک رسی تشکیل شده است. در اغلب نقاط حوضه کپه‌داغ در اواخر کرتاسه پسین-ابتدای پالتوسن، در اثر فاز تکتونیکی لارامید، دریا پسروی کرده و نهشته‌های قاره‌ای سازند پسته‌لیق شامل شیل قهوه‌ای مایل به قرمز، رس سنگ، ماسه‌سنگ و کنگلومرا نهشته شده است (افشار حرب، ۱۳۷۳).

بلوک تکل کوه از ۳۰ متر سنگ‌آهک بایوکلستی و سنگ‌آهک ماسه‌ای بایوکلستی نخودی رنگ که در بخش‌های راسی به ماسه‌سنگ آهکی سفید مایل به زرد تغییر رخساره می‌دهد، تشکیل شده است. در برش آرموتلی سازند کلات ۱۵۰ متر ستبراً دارد و به‌طور عمده دارای لیتولوژی سنگ‌آهک و سنگ‌آهک دولومیتی می‌باشد. بر روی بلوک آیتامیر که در شمال بلوک تکل کوه قرار دارد، سازند کلات ۱۶ متر ضخامت دارد و شامل تناوبی از سنگ‌آهک خاکستری روشن متوسط تا ضخیم لایه و سنگ‌آهک سیلتی خاکستری رنگ حاوی فسیل‌های خارپوست فراوان می‌باشد (افشار حرب، ۱۳۷۳). در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ سنخواست که توسط سهیلی و سهندی (Soheili and Sahandi, 1999) تهیه شده است، در بالای سازند کلات یک واحد غیررسمی سنگ چینه‌ای به نام سازند چخماقلو معرفی شده است. این سازند در ناودیس چخماقلو به‌صورت هم‌شیب بر روی نهشته‌های سازند کلات قرار دارد و از مارن با میان لایه‌هایی از سنگ‌آهک سفید تا خاکستری رنگ تشکیل شده است. به عقیده آنها این سازند،



شکل ۳. توالی سازندهای آبدراز، کلات، چخماقلو و نهشته‌های معادل پسته لیق در برش چینه‌شناسی شمال جربت، نگاه به سمت شرق

A1- مادستون آهکی (Lime Mudstone)

این رخساره کربناته فاقد و یا دارای مقادیر اندکی (کمتر از دو درصد) آلوم اسکلتی شامل استراکد و قطعات حمل شده دوکفه‌ای‌ها است (شکل ۴- الف). در برخی از مقاطع بیش از ۱۰ درصد دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت دیده می‌شود که نام رخساره را به مادستون سیلتی تغییر می‌دهد. ویژگی بافتی، فابریک گل پشتیبان به همراه نبود آلومک و همچنین جایگاه چینه‌شناسی و توالی این رخساره با پتروفاسیس رس سنگ قهوه‌ای رنگ پهنه جزر مدی نشان‌دهنده تهنشست آن در پهنه جزر و مدی با چرخش محدود آب و فقدان شرایط مناسب برای زیست موجودات بوده است

رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی

بررسی میکروسکوپی نهشته‌های مایستریشتین (سازندهای کلات و چخماقلو) در برش چینه‌شناسی جربت نشان می‌دهد که این رسوبات در پنج کمربند رخساره‌ای پهنه جزر و مدی (A)، لاگون (B)، پشته‌های ماسه‌ای (C)، ریف (D) و جلوی ریف (E) به شرح زیر رسوب‌گذاری کرده است.

کمربند رخساره‌ای A (پهنه جزر و مدی):

این کمربند رخساره‌ای دربرگیرنده رخساره A1 و پتروفاسیس A2 به شرح زیر است:

مشاهده شده است.

B2- میلیولید پکستون (Miliolid Packstone)

آلوکم اصلی در این رخساره میلیولیدها هستند که با فراوانی بالا در یک زمینه میکریستی به صورت متصل دیده می‌شوند. اجزای دیگر شامل فرامینیفراهای بنتیک با پوسته پورسولانوز و آگلوتینای دانه‌درشت، گاستروپود و قطعات دوکفه‌ای است (شکل ۴-ت). از آلوکم‌های غیر اسکلتی، از قطعات اینتراکلت با فراوانی پنج تا ده درصد می‌توان نام برد. میلیولیدها که در محیط‌های کم‌عمق با شوری متوسط تا زیاد قادر به زندگی هستند با فراوانی زیاد در این رخساره حضور دارند و نشانگر محیط‌های با شوری بالا و یوتروفیک می‌باشند (Geel, 2000; Zamagni et al., 2008). نوع آلوکم‌ها به‌ویژه فراوانی فرامینیفراهای با پوسته پورسولانوز موجود در این رخساره نشان‌دهنده رسوب‌گذاری آن در محیط تالاب است (Tucker and Wright, 1990; Geel, 2000). این رخساره در سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه کرم روشن بخش‌های بالایی سازند کلات و همچنین در سنگ‌آهک‌های رسی نازک لایه خاکستری روشن سازند چخماقلو شناسایی شده است.

B3- میلیولید وکستون (Miliolid Wackestone)

فراوان‌ترین آلوکم در این رخساره میلیولید می‌باشد که در زمینه میکریستی به صورت پراکنده و شناور قرار گرفته است. فرامینیفراهای بنتیک با پوسته پورسولانوز و گاه آگلوتینای دانه‌درشت به همراه مقدار اندکی استراکد، جلبک سبز و قطعات دوکفه‌ای از دیگر اجزای این ریزرخساره می‌باشند (شکل ۴-ث). در برخی از مقاطع مقدار کوارتز نیمه گرد شده تا نیمه زاویه‌دار در اندازه ماسه ریز تا متوسط دانه بیشتر از ۱۰ درصد می‌شود و نام رخساره به میلیولید وکستون ماسه‌ای تبدیل می‌شود. مهم‌ترین فرایند دیازنتیکی در این رخساره نفومورفیسیم است که باعث تبدیل زمینه میکریستی به میکرواسپار در برخی از بخش‌ها شده است. نوع آلوکم‌های تشکیل‌دهنده و فابریک گل پشتیبان این رخساره نشان‌گر ته‌نشست آن در محیط آرام و کم انرژی تالاب است (Tucker and Wright, 1990). این رخساره اغلب در

(Adabi and Asadi, 2008; Adabi et al., 2010; Wilmsen et al., 2010). این رخساره در سنگ‌آهک‌های متوسط لایه کرم رنگ سازند چخماقلو و همچنین در سنگ‌آهک‌های متوسط لایه کرم رنگ راس سازند کلات شناسایی شده است.

A2- پتروفاسیس رس سنگ (Claystone)

این پتروفاسیس از ذرات تخریبی بسیار ریزدانه در اندازه رس تشکیل شده است (شکل ۴-ب). در برخی نمونه‌ها، کوارتزهای زاویه‌دار تا نیمه‌زاویه‌دار در اندازه سیلت مشاهده می‌شود که نام سنگ را به رس سنگ سیلت‌دار تبدیل می‌کند. بافت تخریبی ریزدانه نشان‌دهنده رسوب‌گذاری این رخساره در محیط پهنه جزر و مدی است (Reading, 1996; Tucker, 2001). این رخساره در رس‌سنگ‌ها و شیل‌های رسی کرم رنگ سازند چخماقلو مشاهده شده است.

کمر بند رخساره‌ای B (لاگون)

این کمر بند رخساره‌ای دارای چهار رخساره B1 تا B4 به شرح زیر است:

B1- میلیولید پلوئید پکستون (Miliolid Peloid Packstone)

در این رخساره پلوئیدها که احتمالاً از میکریستی شدن جلبک‌های قرمز خرد شده ایجاد شده‌اند، فراوان‌ترین آلوکم محسوب می‌شوند. فرامینیفراهای بنتیک با پوسته پورسولانوز به‌ویژه میلیولید نیز در این رخساره به‌وفور مشاهده می‌شوند. این آلوکم‌ها به‌طور متصل در زمینه میکریستی قرار گرفته‌اند (شکل ۴-پ). همچنین در این ریزرخساره قطعات خرد شده رودیستی به همراه مقدار ناچیزی دوکفه‌ای، جلبک سبز و گاستروپود وجود دارند. بیشتر اجزای اسکلتی دارای یک قشر نازک میکریستی شده (کورتوئید) می‌باشند. فراوانی میلیولید و پلوئید و فابریک گل پشتیبان این رخساره نشان‌دهنده رسوب‌گذاری آن در محیط با شوری بالا و کم انرژی تالاب است (Tucker and Wright, 1990; Geel, 2000; Tomasovych, 2004; Adabi et al., 2015). این رخساره در سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه کرم رنگ راس سازند کلات و بخش میانی سازند چخماقلو

C2- بایوکلاست گربنستون دولومیتی شده (Dolomitized Bioclast Grainstone)

بایوکلاست‌ها که آلوکم اصلی این رخساره محسوب می‌شوند، شامل قطعات رودیست، اکینودرم، جلبک قرمز (شکل ۵-ب)، دوکف‌های، بریوزوئر و فرامینیفرهای با پوسته هیالین به‌ویژه سیدرولیتس هستند. ۲ تا ۵ درصد پلئوئید که احتمالاً از میکربیتی شدن جلبک‌ها حاصل شده‌اند، نیز در این رخساره مشاهده می‌شود. این آلوکم‌ها به‌صورت متصل در زمینه‌ای اسپارایتی قرار دارند. در برخی از مقاطع مقدار کرینوئید زیاد شده و نام رخساره به کرینوئید بایوکلاست گربنستون دولومیتی شده تبدیل می‌شود. افزون بر این مقدار ۲ تا ۵ درصد کوارتز نیمه گرد شده تا نیمه زاویه‌دار ریز تا متوسط دانه نیز مشاهده می‌شود. در این رخساره آلوکم‌ها به‌صورت نیمه گرد شده دیده می‌شوند. فرایند دولومیتی شدن در مقاطع مطالعه شده از کم تا زیاد در این رخساره در تغییر است. آلوکم‌های موجود در این رخساره که بیشتر از بایوکلاست‌های گرد شده حاصل از تخریب ریف تشکیل شده‌اند به همراه ویژگی بافتی دانه پش‌تیبیان آن حاکی از ته‌نشست در محل پشته‌های ماسه‌ای با انرژی بالا است (Flügel, 2010). این رخساره در سنگ‌آهک‌های ضخیم تا بسیار ضخیم لایه‌ صورتی رنگ بخش پایینی سازند کلات شناسایی شده است.

C3- رودیست بایوکلاست گربنستون (Rudist Bioclast Grainstone)

آلوکم اصلی تشکیل‌دهنده این رخساره بایوکلاست به‌ویژه خرده‌های ریز رودیست می‌باشد (شکل ۵-پ). بایوکلاست‌های فرعی این رخساره شامل فرامینیفرهای بنتیک با پوسته هیالین (سیدرولیتس)، بریوزوئر، اینوسراموس، کرینوئید و جلبک قرمز هستند که به‌صورت متصل در سیمان اسپارایتی قرار گرفته‌اند. در این رخساره مقدار کمی اینتراکلاست، پلئوئید و کوارتز ریزدانه نیمه گرد شده مشاهده می‌شود. بیشتر قطعات در این رخساره خردشده و گرد شده می‌باشند و گرد شدگی اجزا نشان از حمل توسط امواج با انرژی نسبتاً بالا است. همچنین در برخی از مقاطع مقادیر جلبک قرمز به حدی زیاد می‌شود

سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه خاکستری روشن تا سفید رنگ راس سازند کلات و به مقدار خیلی کمتر در لایه‌های آهکی رسی نازک لایه خاکستری روشن سازند چخماقلو مشاهده شده است.

B4- بایوکلاست وکستون (Bioclast Wackestone)

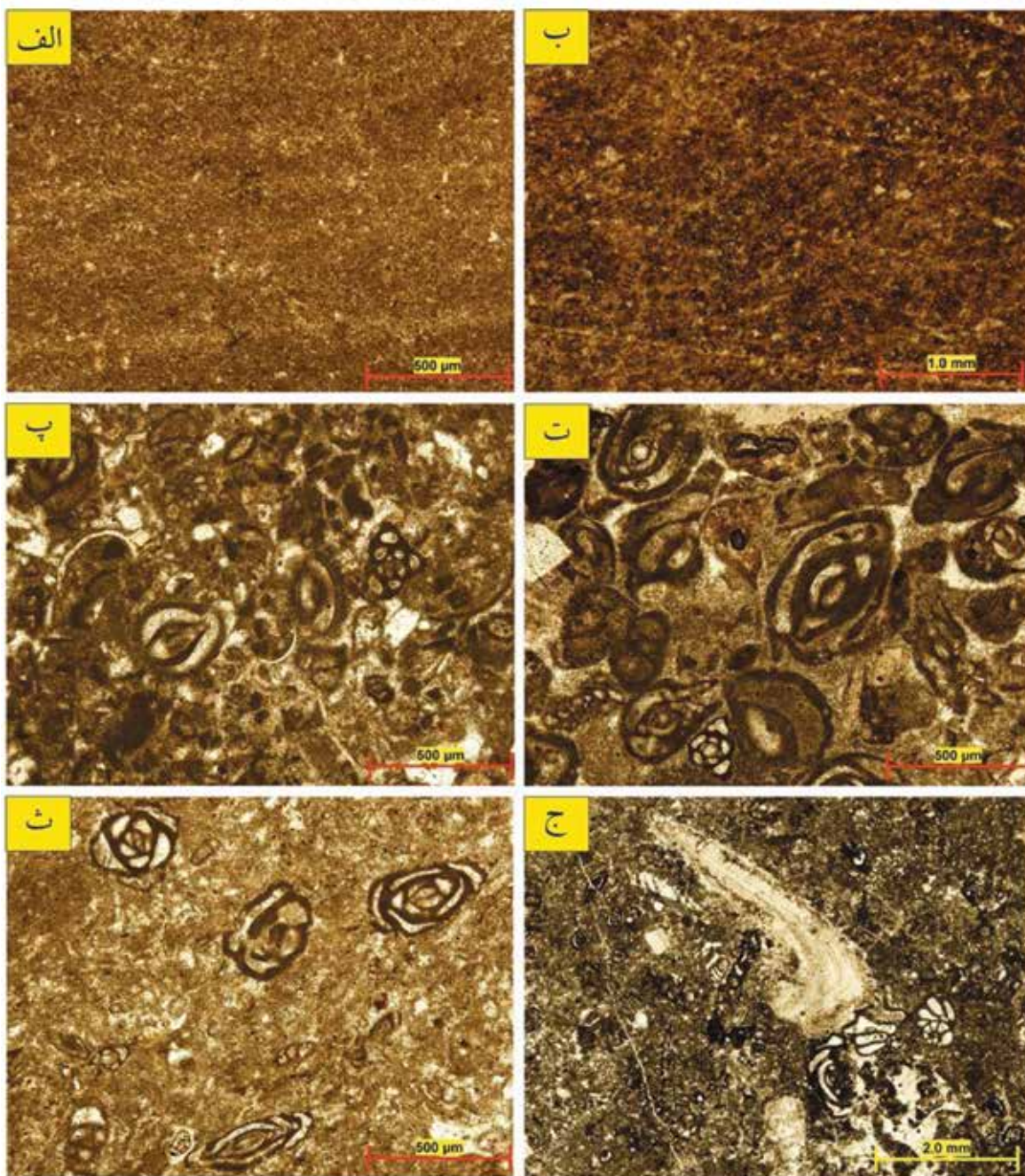
فراوان‌ترین آلوکم موجود در این رخساره بایوکلاست‌ها هستند که به ترتیب فراوانی شامل قطعات دوکف‌های، میلیولیدها، استراکد و به میزان کمتر خرده‌های رودیست حمل شده هستند (شکل ۴-ج). علاوه بر فرامینیفرهای بنتیک با پوسته پورسولانوز، درصد کمی فرامینیفرهای با پوسته آگلوتینه دانه‌درشت نیز وجود دارد. بافت و به‌ویژه نوع آلوکم‌های موجود در این رخساره نشان‌دهنده رسوب‌گذاری آن در محیط تالاب است (Tucker and Wright, 1990). این رخساره در سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه کرم رنگ هر دو سازند (بخش راس سازند کلات و بخش میانی سازند چخماقلو) شناسایی شده است.

کمر بند رخساره‌ای C (پشته‌های ماسه‌ای)

این کمر بند رخساره‌ای دارای چهار رخساره C1 تا C4 به شرح زیر است:

C1- بایوکلاست ائید گربنستون (Bioclast Ooid Grainstone)

آلوکم‌های اصلی تشکیل‌دهنده این رخساره به ترتیب ائید و بایوکلاست می‌باشد که به‌طور متصل در سیمانی اسپارایتی قرار گرفته‌اند (شکل ۵-الف). دانه‌های ائید از نوع سطحی بوده و هسته آنها از جنس کوارتز و یا بایوکلاست‌های خرد شده می‌باشد. از آلوکم‌های اسکلتی می‌توان از قطعات دوکف‌های، گاستروپود، میلیولید و مقدار اندکی استراکد نام برد. در این رخساره قطعات اینتراکلاست به مقدار کم نیز دیده می‌شود. آلوکم‌های موجود در این رخساره به همراه ویژگی بافتی دانه پش‌تیبیان آن بیانگر محیط رسوبی محل پشته‌های ماسه‌ای با انرژی بالا است (Flügel, 2010). این رخساره در مقایسه با دیگر رخساره‌های این کمر بند از فراوانی بسیار کمی برخوردار بوده و تنها در سنگ‌آهک‌های متوسط لایه خاکستری رنگ بخش پایینی سازند چخماقلو مشاهده شده است.



شکل ۴. ریزخساره‌های شناسایی شده در کمربندهای پهنه جزر و مدی و لاگون الف) مادستون آهکی، ب) رس سنگ، پ) میلیولید پلوئید پکستون، ت) میلیولید پکستون، ث) میلیولید وکستون و ج) بایوکلاست وکستون

رخساره که از فراوانی متوسط تا بالایی برخوردار می‌باشد، تنها در سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه صورتی تا کرم روشن در بخش‌های میانی سازند کلات مشاهده شده است.

C4- بریوزوئر جلبک قرمز رودیست گرینستون (Bryozoa Red algal Rudist Grainstone)

در این رخساره آلوکم‌های اصلی به ترتیب فراوانی شامل

که می‌توان رخساره را جلبک قرمز رودیست بایوکلاست گرینستون (Red Algal Rudist Bioclast Grainstone) نامید. فابریک دانه پشتیبان، نبود گل آهکی، جورشدگی و گرد شدگی بایوکلاست‌های حاصل از تخریب ریف در این رخساره نشانگر محیط رسوبی پشته‌های ماسه‌ای با انرژی بالا است (Wilson, 1975; Flügel, 2010). این

از دو میلی‌متر به صورت فشرده در یک سیمان اسپاریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۵-چ و ح). قطعات جلبک قرمز، بریوزوئر و کرینوئید نیز به مقدار کم در این رخساره مشاهده می‌شوند. گاه این قطعات دولومیتی شده‌اند. در برخی مقاطع مقدار بسیار کمی ماتریکس میکربیتی نیز در زمینه مشاهده می‌شود. تجمع قطعات بزرگ صدف رودیست‌ها و به میزان کم‌تر دیگر موجودات ریف ساز به همراه ویژگی‌های بافتی و دانه پشتیبان این رخساره حاکی از تنه‌نشست آن در محیط پهنه ریف با انرژی نسبتاً بالا است (Burchette, 1993; Flügel, 2010; Ghabeishavi et al., 2010). این رخساره از فراوانی نسبتاً بالایی برخوردار است و در سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه صورتی رنگ بخش میانی سازند کلات شناسایی شده است.

کمربند رخساره‌ای E (جلوی ریف)

این کمربند رخساره‌ای دارای ۴ رخساره E1 تا E4 به شرح زیر است:

E1- جلبک قرمز رودیست بایوکلاست رودستون (Red algal - Rudist Bioclast Rudstone)

در این رخساره اجزا بایوکلاستی به‌ویژه قطعات درشت رودیست و همچنین جلبک‌های قرمز فراوان‌ترین آلوکم را تشکیل می‌دهند (شکل ۶- الف و ب). از دیگر قطعات بایوکلاستی می‌توان از دوکفه‌ای‌ها با فراوانی نسبتاً بالا، بریوزوئر، جلبک‌های میکربیتی شده، کرینوئید، اینوسراموس، براکیوپود، فرامینیفر بنتیک و استراکد نام برد که به‌طور متصل در زمینه میکربیتی قرار دارند و در پاره‌ای از موارد دولومیتی شده‌اند. از آلوکم‌های غیر اسکلتی پلوئید به میزان پنج تا ۱۰ درصد وجود دارد. دانه‌های کوارتز ریز تا متوسط دانه نیمه گرد شده تا نیمه زاویه‌دار نیز وجود دارد. ویژگی‌های بافتی و نوع آلوکم‌های موجود در این رخساره نشانگر تنه‌نشست آن در محیط جلوی ریف می‌باشد (Flügel, 2010). این رخساره فراوان‌ترین رخساره شناسایی شده در سازند کلات می‌باشد و در سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه کرم روشن تا صورتی بخش‌های میانی و بالایی این سازند مشاهده شده است.

رودیست، جلبک قرمز و بریوزوئر می‌باشد که به‌طور متصل در سیمانی اسپاریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۵- ت). عناصر اسکلتی فرعی شامل قطعات خرد شده کرینوئید، قطعات دوکفه‌ای، فرامینیفرهای بنتیک با پوسته هیالین (همانند Rotalid and Gavelinopsis) می‌باشد. دانه‌های کوارتز متوسط دانه در حد ۲ تا ۵ درصد به صورت نیمه گرد شده به همراه مقادیری اینتراکلت در این رخساره وجود دارند. نوع آلوکم‌های موجود در این رخساره به‌ویژه فراوانی اسکلت موجودات ریف ساز مانند رودیست، جلبک قرمز، بریوزوئر و کرینوئید به همراه ویژگی بافتی دانه پشتیبان آن حاکی از محیط رسوبی پشته‌های ماسه‌ای با انرژی بالا است (Flügel, 2010). این رخساره از فراوانی متوسطی برخوردار است و در داخل سنگ‌آهک‌های ضخیم تا بسیار ضخیم لایه به رنگ کرم روشن تا صورتی در بخش‌های پایین و راس سازند کلات شناسایی شده است.

کمربند رخساره‌ای D (ریف)

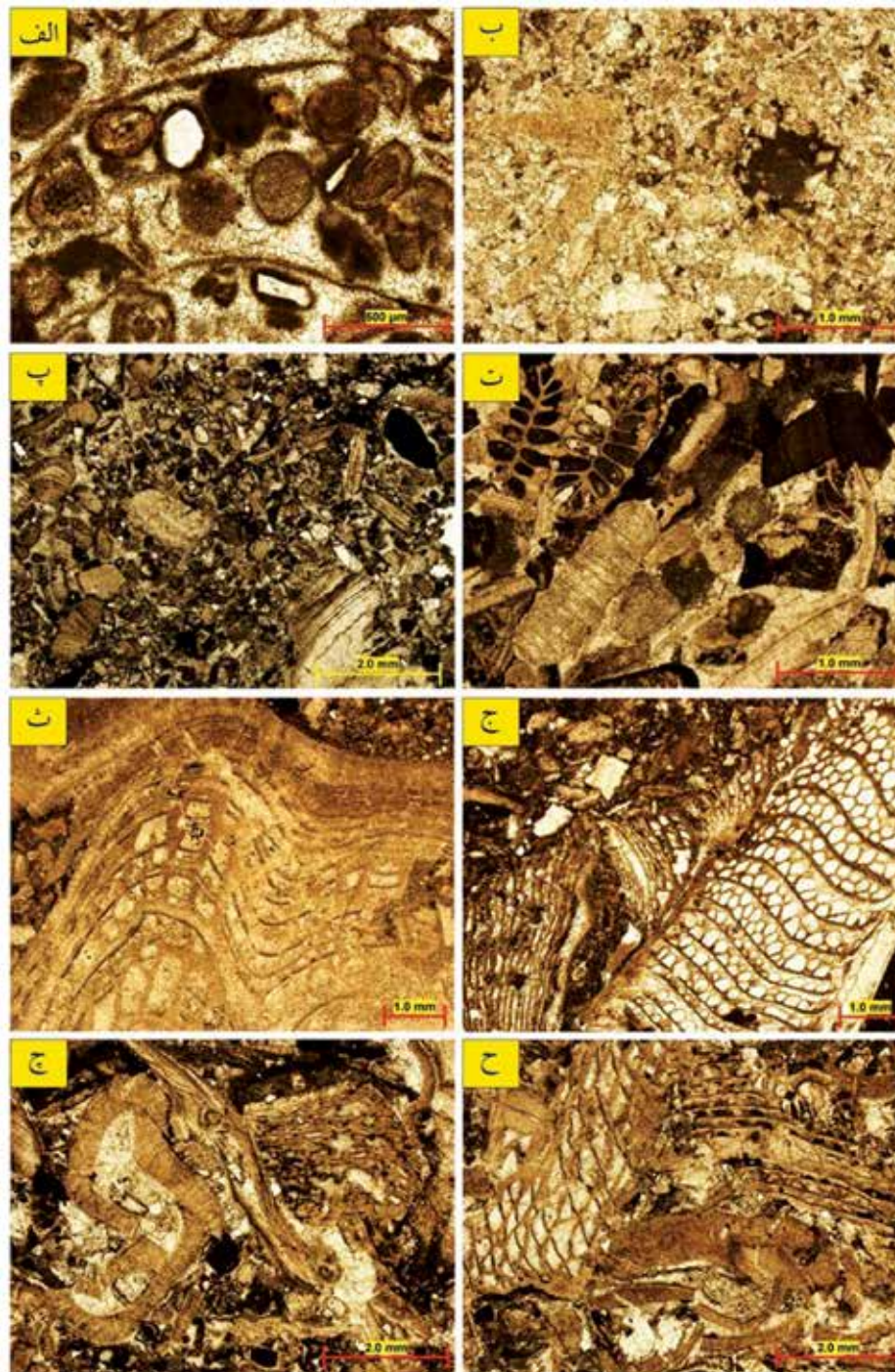
کمربند رخساره‌ای ریف شامل پهنه ریف و جبهه ریف دارای ۲ رخساره D1 و D2 به شرح زیر است:

D1- رودیست باندستون/بافلستون

چهارچوب اصلی این رخساره از اسکلت برجای رودیست‌ها تشکیل شده است (شکل ۵- ث و ج). از دیگر اجزای اسکلت ساز موجود بین آن‌ها می‌توان به جلبک قرمز، بریوزوئر و کرینوئید اشاره کرد. قطعات رودیستی در این میکروفاسیس دارای ساختمان میکروسکوپی مشبک هستند. بافلستون‌های رودیستی نشانگر تجمع بیوژنیکی درجا هستند (در محل رشد) که در محیط‌های کم‌عمق حاشیه پلاتفرم تشکیل شده‌اند. این ساختار ستون مانند در میان خود باعث به دام افتادن گل‌های آهکی شده است. پیکره سنگی پیوسته‌ای که از رشد رودیست‌ها به همراه دیگر موجودات برجا به وجود می‌آید، در محیط ریف با انرژی بالا تشکیل شده است (Flügel, 2010). این رخساره در سنگ‌آهک‌های ضخیم تا بسیار ضخیم لایه خاکستری و صورتی رنگ بخش میانی سازند کلات مشاهده شده است.

D2- رودیست رودستون (Rudist Rudstone)

در این رخساره قطعات بزرگ رودیست با اندازه‌ای بیشتر



شکل ۵. ریزخساره‌های شناسایی شده در پشته‌های ماسه‌ای و ریف الف: بایوکلاست ایید گرینستون، ب) بایوکلاست گرینستون دولومیتی شده، پ) رودیست بایوکلاست گرینستون، ت) بریوزوئر جلبک قرمز رودیست گرینستون، ث و ج) رودیست بافلستون چ و ح رودیست رودستون

آلومک‌ها اندازه‌ای بزرگتر از دو میلی‌متر دارند. در بین این اجزا قطعات دوکفه‌ای دارای فراوانی بالایی هستند. دیگر اجزای بایوکلاستی موجود شامل رودیست، بریوزوئر، جلبک قرمز و اکینوئید با فراوانی تقریباً مشابه می‌باشند. از اجزای

E2- بایوکلاست رودستون (Bioclast Rudstone) اصلی‌ترین و فراوان‌ترین آلومک در این رخساره اجزای بایوکلاستی می‌باشد که در زمینه‌ای میکریتی به‌طور متصل قرار گرفته‌اند (شکل ۶-پ و ت). بیش از ۱۰ درصد

همراه الیگوسترینید و استراکد هم به مقدار کم مشاهده می‌شود. از آلوکم‌های غیر اسکلتی ۱۰ تا ۱۵ درصد دانه‌های کوارتز در حد ماسه دانه‌ریز و یا سیلت دانه‌درشت نیمه گرد شده تا نیمه زاویه‌دار، که نام رخساره را به پلوئید بایوکلاست پکستون ماسه‌ای - سیلتی تغییر می‌دهد، به همراه پلوئیدها هستند. در برخی از موارد زمینه میکریتی در اثر نئومورفیزم افزایشی به میکرو اسپار تبدیل شده است. وجود آلوکم‌های بنتیک به همراه قطعات پلانکتونی نشان‌دهنده ته‌نشست آن در محیط جلوی ریف می‌باشد (Flügel, 2010). این رخساره که از فراوانی بالایی برخوردار می‌باشد تنها در داخل سنگ‌آهک‌های بسیار ضخیم لایه کرم روشن تا صورتی بخش پایین سازند کلات شناسایی شده است.

در شکل ۷ ستون چینه‌شناسی به همراه تغییرات رخساره‌ای و محیط رسوبی و در شکل ۸ مدل رسوبی و نحوه توزیع آلوکم‌های نهشته‌های مایستریشتین در برش چینه‌شناسی جربت آمده است.

بحث

نهشته‌های کرتاسه در حوضه کپه‌داغ ستمبرای بسیار زیادی دارند. در اواخر ژوراسیک یک فروافتادگی با روند تقریباً شرقی- غربی در این حوضه به وجود آمده و در تمام طول کرتاسه فعال بوده است (افشار حرب، ۱۳۷۳). بررسی تغییرات رخساره‌ای و ضخامت واحدهای سنگی مختلف، نشان‌دهنده نقش اساسی گسل‌های پی‌سنگی با روند تقریباً شرقی- غربی و گاه شمال شرقی- جنوب غربی در کنترل رسوب‌گذاری حوضه است. گسل‌های پی‌سنگی که در زمان رسوب‌گذاری فعال بودند، با ایجاد هوراست و گرابن موجب تغییرات رخساره‌ای و نبوده‌های رسوبی شده‌اند (افشار حرب، ۱۳۷۳). گسل‌های پی‌سنگی جاجرم، قلی و نابیا از گسل‌های مهم در جنوب این حوضه می‌باشند. عملکرد این گسل‌ها در تغییر ضخامت و نوع رخساره‌های سنگی به‌ویژه رسوبات کرتاسه بالایی نقش به‌سزایی داشته است (افشار حرب، ۱۳۷۳)، به‌طوری‌که نهشته‌های واقع در جنوب این گسل (بلوک‌های جاجرم- قلی- نابیا) تفاوت زیادی با شمال آن (بلوک‌های کورخود، تکل کوه و مراوه‌تپه) دارند. از نظر افشار حرب (۱۳۷۳) گسل پی‌سنگی جاجرم، مرز جنوبی

غیر اسکلتی در حد پنج درصد دانه کوارتز ریزدانه نیز در زمینه وجود دارند. فراوانی خرده‌های بایوکلاستی ریف ساز به همراه ویژگی بافتی نشان‌دهنده ته‌نشست این رخساره در محیط جلوی ریف می‌باشد (Flügel, 2010). این رخساره در سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه به رنگ کرم روشن بخش پایین سازند کلات و بخش راس سازند چخماقلو شناسایی شده است.

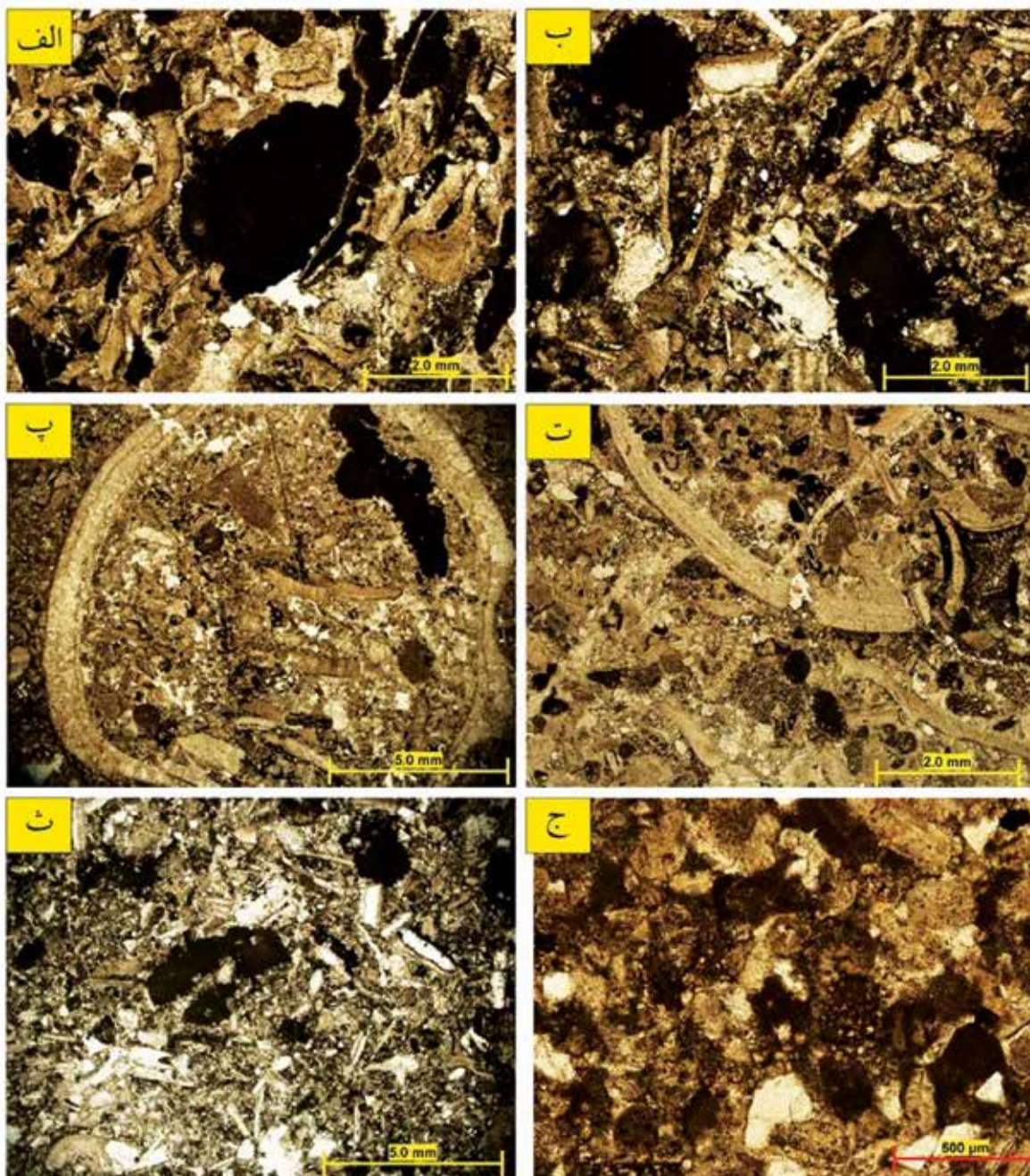
E3- جلبک قرمز رودیست پکستون (Red algal Rudist Packstone)

آلوکم‌های اصلی در این رخساره به ترتیب فراوانی شامل رودیست و جلبک قرمز است. آلوکم‌های اسکلتی دیگر فرامینیفراهای بنتیک با پوسته هیالین، قطعات کرینوئید، براکیوپود به همراه مقداری استراکد و الیگوسترینید می‌باشند که در زمینه گلی به‌طور متصل قرار دارند (شکل ۶-ث).

در برخی از مقاطع حدود ۱۰ تا ۱۲ درصد کوارتز ریز تا متوسط تا دانه، نیمه زاویه‌دار تا نیمه گرد شده در این رخساره مشاهده می‌شود که نام رخساره را به جلبک قرمز رودی است پکستون ماسه‌ای (Sandy Red algal Rudist Packstone) نوع آلوکم‌های موجود به‌ویژه وجود کرینوئید، جلبک قرمز، براکیوپود و خرده‌های فرامینیفراهای پلانکتونی به همراه دیگر ویژگی‌های بافتی این رخساره حاکی از ته‌نشست آن در محیط جلوی ریف می‌باشد (Flügel, 2010). این رخساره در مقایسه با دیگر رخساره این کمربند کمیاب می‌باشد و در سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه به رنگ کرم روشن تا صورتی در بخش پایینی سازند کلات مشاهده شده است.

E4- پلوئید بایوکلاست پکستون (Peloid Bioclast Packstone)

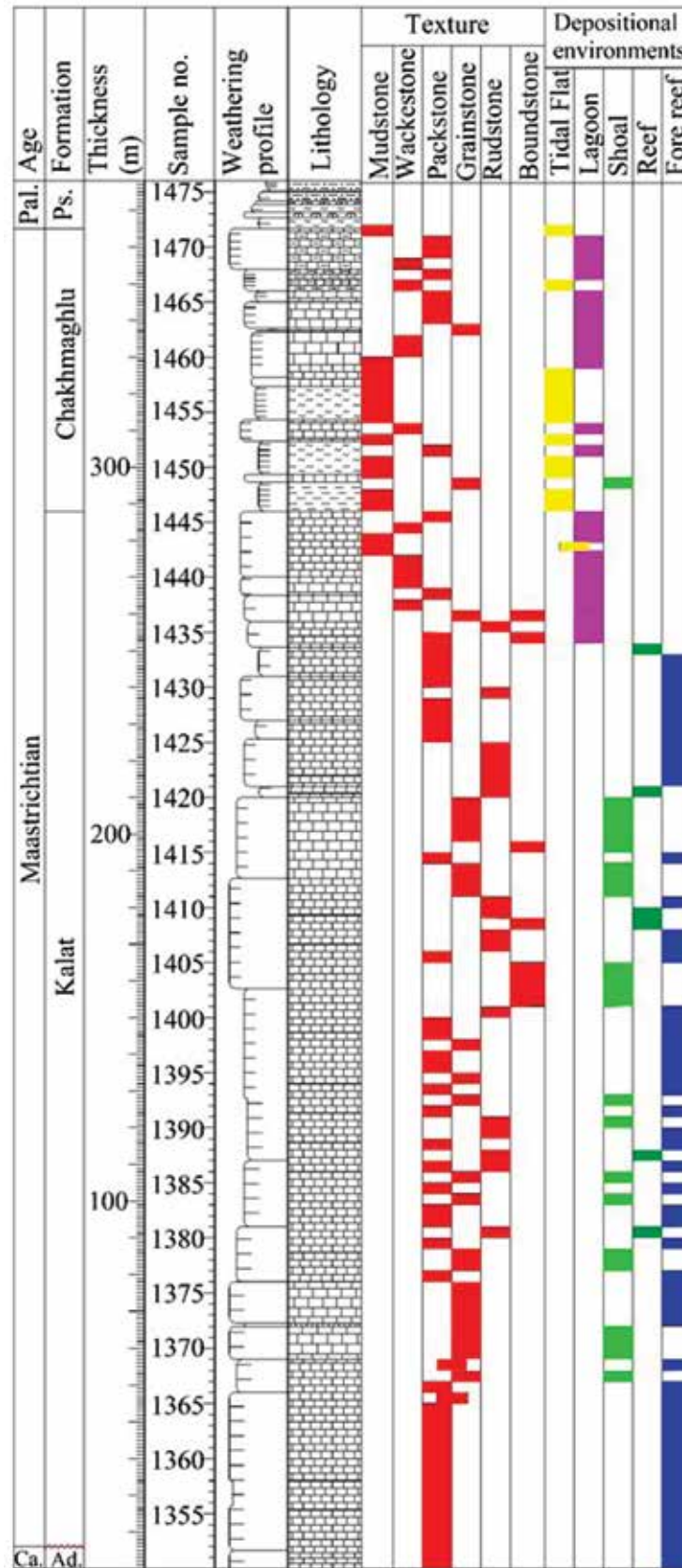
در این رخساره دانه پشتیبان آلوکم‌ها عمدتاً از میکروباپوکلاست‌های خرد شده که شامل دوکفه‌ای‌ها، فرامینیفراهای بنتیک با پوسته هیالین، اکینودرم‌ها، رودیست، بریوزوئر، جلبک قرمز و براکیوپود می‌باشد، تشکیل شده است (شکل ۶-ج). در برخی از مقاطع آشفتگی زیستی دیده می‌شود. فرامینیفراهای بنتیک مانند تکستولاریا و گاولینلا، قطعات خرد شده فرامینیفراهای پلانکتونی به



شکل ۶. ریزخساره‌های شناسایی شده در کمر بند جلوی ریف الف و ب) جلبک قرمز رودیست بایوکلاست رودستون، پ و ت) بایوکلاست رودستون، ث) جلبک قرمز رودیست پکستون، ج) پلوئید بایوکلاست پکستون

نواحی جنوبی کپه‌داغ بوده است. مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که در غرب حوضه کپه‌داغ در زمان رسوب‌گذاری سازند کلات، حرکت بلوک‌ها تغییر یافته و حرکت معکوس داشته و این سازند در بلوک‌های جنوبی نسبت به بلوک‌های شمالی گسترش قابل ملاحظه‌ای دارد (افشار حرب، ۱۳۷۳). در زمان مایستریشتین دریای کم‌عمقی ناحیه مزبور را

بلوک نابیا- جاجرم را در زمان کرتاسه و همچنین بلوک قلی- جاجرم را در زمان ترشیری تشکیل می‌داده است. در زمان کرتاسه، رسوب‌گذاری در نواحی شمالی حوضه کپه‌داغ تداوم بیشتری نسبت به نواحی جنوبی که در آن زمان حاشیه حوضه را تشکیل می‌داده، داشته است، به همین دلیل ضخامت رسوبات کرتاسه در نواحی شمالی بیشتر از



شکل ۷. ستون چین‌شناسی برش جربت به همراه تغییرات رخساره‌ای و محیط رسوبی سازندهای کلات و چخماقلو، (Ca: Campanian, Ad: Abderaz, Pal: Paleocene and Ps: Pesteligh)

درشت تا ریزدانه تبدیل می‌شده‌اند، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که انرژی محیط نقش مهمی در تکامل ساختاری و پیکربندی آن‌ها ایفا نموده است (وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۹۲). مطالعه ریز رخساره‌های رودیستی بیانگر این مطلب است که برخی از تاکسون‌های رودیست‌ها توانایی زندگی در محیط‌های بین‌کشنی را داشته (Skelton, 1991)، اما بیشتر گونه‌ها، زندگی در بخش‌های مختلف محیط ساب‌تایدال را ترجیح می‌دادند (Sanders and Pons, 1999). محیط‌های ساب‌تایدال حاوی رودیست‌ها که توسط تجمعات با تنوع بالا از جلبک‌های سبز و روزنبران کفزی مشخص می‌شوند به دو بخش کم‌ژرفا و ژرف‌تر یا دریای باز قابل تقسیم‌بندی هستند (Carannante et al., 2000). در محیط‌های ساب‌تایدال کم‌ژرفا، روزنبران کفزی همراه با رودیست‌ها بیشتر شامل میلیولیدها است (وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۹۲)، در حالی که در محیط‌های ساب‌تایدال با شوری نرمال می‌توان همراه با رودیست‌ها، تنوع بالایی از روزنبران کفزی، مرجان‌ها، شکم‌پایان و جلبک‌های سبز و همچنین به مقدار کمتر کلسیسفرها و روزنبران پلانکتونی را مشاهده کرد که به خوبی بیانگر شرایط دریایی با میزان نور خوب و محتوای اکسیژن و شوری عادی است (Carannante et al., 2000). بر طبق مطالعات آدابی و همکاران (Adabi et al., 2006) بایوسترم‌های رودیستی در شرق حوضه کپه‌داغ در آب‌های گرم و نسبتاً شور تشکیل شده‌اند. بخش قابل توجهی از سازند کلات در برش چینه‌شناسی جربت از ماسه‌های بایوکلاستی حاوی رودیست تشکیل شده است. خرده‌های رودیستی تحت تاثیر عملکرد امواج همراه با دیگر سازندگان ریفی از جمله بریوزوئر، جلبک قرمز و کرینوئید به صورت ماسه‌های بایوکلاستی در بخش کم‌عمق حوضه و به ویژه در حاشیه شلف تجمع حاصل نموده‌اند. در کمربند رخساره‌ای جلوی ریفی قطعات درشت حاصل از تخریب ریف‌ها به همراه دیگر موجودات مربوط به نواحی با شوری نرمال دریایی به ویژه جلبک‌های قرمز، بریوزوئر، کرینوئید و براکیوپود و همچنین مقادیر بسیار ناچیزی فرامینیفر بنتیک

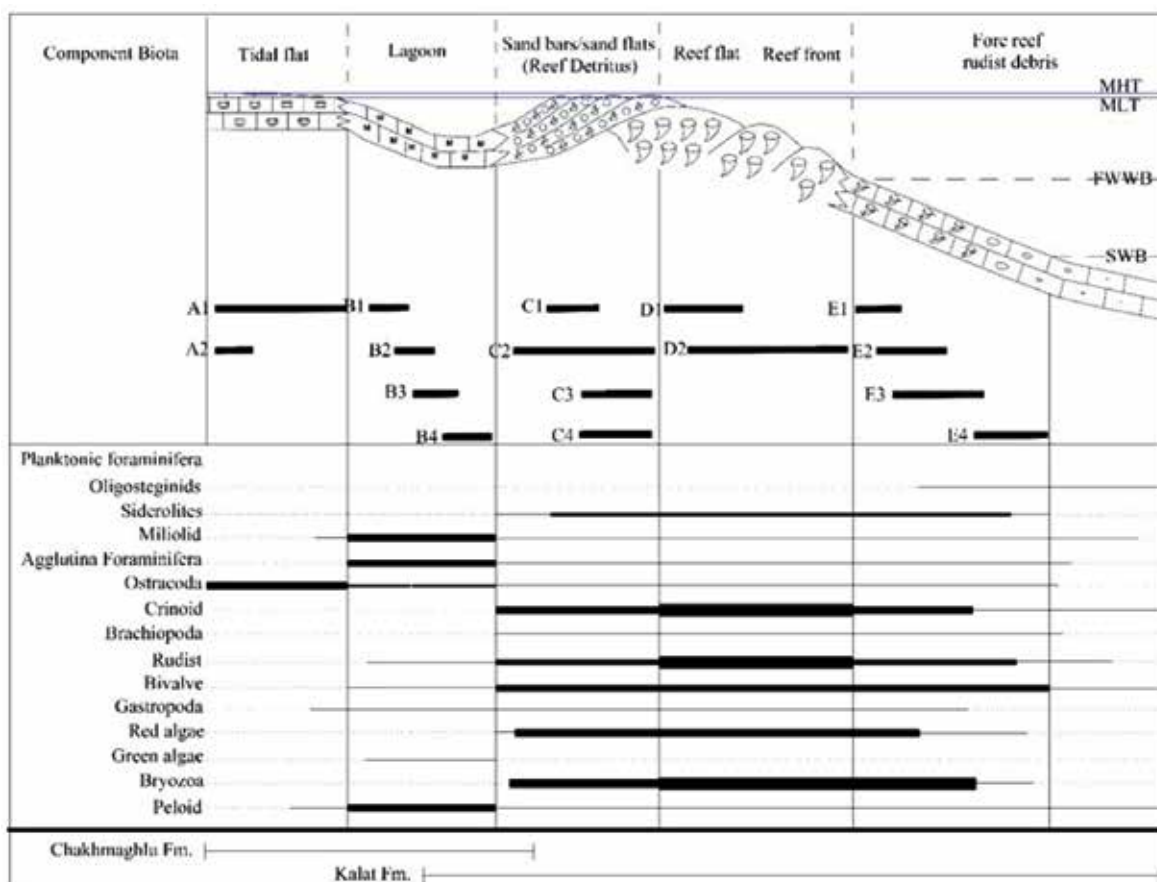
در برمی‌گیرد و سازند کلات رسوب‌گذاری می‌کند. سازند کلات در این ناحیه از سنگ‌آهک‌های زیست‌آوری ماسه‌ای تشکیل شده است. در این سازند، خرده‌ها و گاه صدف‌های برجای رودیستی به وفور مشاهده می‌شود. رودیست‌ها از دوکفه‌ای‌های چسبیده به بستر بوده و جز راسته Hippuritoida هستند. این موجودات ریف‌ساز از انتهای ژوراسیک ظاهر شده و یکی از سازندگان اصلی ریف‌ها در دوره کرتاسه محسوب می‌شوند (Ross and Skelton, 1993). در ابتدای مایستریشتین این موجودات به حداکثر شکوفایی و گسترش خود رسیده و در انتهای کرتاسه منقرض شدند. با توجه به این که رودیست‌ها از ذرات معلق موجود در آب به ویژه فیتوپلانکتون‌ها تغذیه می‌کردند، بنابراین مشخصه محیط‌های یوتروفیک هستند (Riding, 1995; Gili et al., 2002). یکی از معیارهای کنترل‌کننده ساختارهای ریفی، وجود یک شلف لبه‌دار است، جایی که ساختارهای ریفی در یک کمربند باریک در حاشیه حوضه گسترش دارند (Sadooni, 2005). بیشترین گسترش و فراوانی مربوط به هر دو گروه رودیست‌ها یعنی Radiolitidae و Caprinidae در شلف بیرونی و میانی است (وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۹۲). اسکلت این موجودات در حاشیه‌های شلف، توده‌های عظیمی از ماسه‌های بایوکلاستی رودیستی را ایجاد می‌کند. بر اساس مطالعات انجام شده توسط Ruberti and Toscano (2002) دو اجتماع مهم رودیستی معرفی شده است. در حالت اول تجمع صدف به صورت اولیه است. در این حالت تجمع صدف‌ها به صورت درجا و در محل زندگی و رشد موجود باقیمانده است. در حالت دوم تجمع صدف‌های رودیستی به صورت هیدرولیک^۲ است. این نوع تجمع، تحت تاثیر فرآیندهای هیدرولیکی و به صورت خرده‌های رودی است حمل شده، در بالای قاعده سطح اثر امواج در مواقع طوفانی مشخص می‌شوند.

حمل مجدد بایوسترم‌ها توسط امواج طوفانی به همراه فرسایش زیستی موجب تشکیل این‌گونه سنگ‌آهک‌های رودیستی بایوکلاستی شده است. رودیست‌ها نیز در رسوباتی که از تخریب پیکره خود آنها ایجاد شده نیز رشد می‌کردند و به طور جانبی به لایه‌های دارای کلاست‌های رودیستی

1. Primary shell concentrations
2. Hydraulic Shell Concentrations

در برش چینه‌شناسی چربت ریز رخساره‌های مربوط به کمربند رخساره‌ای ریفی که به صورت برج در حاشیه شلف تشکیل شده‌اند دارای گسترش کمتری هستند. این ریز رخساره به صورت باندستون/بافلستون رودیستی مشاهده می‌شود. در این کمربند رخساره‌ای خرد شدن رودیست‌ها و دیگر عناصر سازنده ریف در یک محیط پراثری موجب تشکیل زیر رخساره رودیست رادستون (با سیمان اسپاریتی) شده است.

با پوسته هیالین، الیگوستژینید و فرامینیفرهای پلانکتونی دیده می‌شود. رخساره غالب این کمربند رخساره‌ای رادستون حاوی خرده‌های رودیستی می‌باشد. این رخساره‌ها به سمت نواحی عمیق‌تر دانه ریزتر شده و به رخساره‌های پکستونی دارای رودیست و در نواحی عمیق‌تر پکستون‌های دارای بایوکلاست‌های بسیار ریز (میکرو بایوکلاست) تبدیل می‌شود. در این مناطق میزان الیگوستژینید و فرامینیفرهای پلانکتونی افزایش می‌یابد (شکل ۸).



شکل ۸. بازسازی محیط رسوبی و نحوه توزیع عناصر اسکلتی و غیر اسکلتی نهشته‌های مایستریشتین در برش چینه‌شناسی چربت

جلیک قرمز، خارپوست و فرامینیفرهای بنتیک می‌باشند که اکثراً گرد شده تا بسیار گرد شده هستند. گاه بایوکلاست‌ها در محیط‌های پشت سد دارای قشر نازک میکربیتی (کورتونید) هستند.

کمربند رخساره‌ای تالاب در این برش با فراوانی فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز به‌ویژه میلیولیدها مشخص می‌شود. در این کمربند رخساره‌ای میزان خرده‌های

بخش زیادی از توده‌های عظیم بایوکلاستی حاصل از تخریب ریف‌ها به صورت ماسه‌های بایوکلاستی در نواحی سدی حاشیه شلف تجمع حاصل می‌نمایند. ریز رخساره‌های مربوط به نواحی سدی از قطعات گرد شده با جورشدگی خوب تا بسیار خوب تشکیل شده‌اند. این بایوکلاست‌ها در یک زمینه اسپاریتی به صورت رخساره گرینستونی مشاهده می‌شوند. افزون بر رودیست‌ها، اجزای اسکلتی دیگر شامل

منابع

- افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی ایران، زمین‌شناسی کپه داغ، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین زمین‌شناسی ایران، ۲۷۵.
- وزیري مقدم، ح.، صفری، ا.، شهریارى گرائی، س.، خزاعی، ا. ر.، و طاهری، ع.، ۱۳۹۲. زیست‌چینه‌نگاری و بوم‌شناسی دیرینه‌نهشته‌های مایستریشتین (سازندهای تاربور و گورپی) در ناحیه گرد بیشه (جنوب بروجن). مجله علوم زمین، ۸۷، ۱۴۳-۱۶۲.
- جمالی، ا. م.، ۱۳۹۰. بایوستراتیکرافی و لیتوستراتیکرافی نهشته‌های کرتاسه زیرین در شرق کپه‌داغ. دانشگاه شهید بهشتی، پایان‌نامه دکتري، ۴۴۸.
- موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا. و کریمیان طرقله، ا.، ۱۳۸۸. تاریخچه رسوب‌گذاری و چینه‌نگاری سکانسی سازند کلات در غرب کپه داغ و مقایسه آن با بخش مرکزی حوضه فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۹، ۶۷-۸۷.
- Adabi, M.H., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A. and Shemirani, A., 2006. Petrography, elemental and isotopic variation of rudist biostrome of Maastrichtian platform in East Kopet Dag Basin, NE Iran. *Journal of Geological Society of Iran*, 1, 1-10.
- Adabi, M.H. and Asadi Mehmandosti E., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W.Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33, 267-277.
- Adabi, M.H., Salehi, M.A. and Ghabeishavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), southwest Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 148-160.
- Adabi, M.H., Kakemem, M., Sadeghi, A., 2015. Sedimentary facies, depositional environment, and sequence stratigraphy of Oligocene-Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran). *Carbonates*

رودیست کمتر می‌شود و فرامینیفرهای با پوسته اگلوتینه (به‌ویژه اگلوتینای دانه‌درشت)، گاستروپود، استراکد، پلوئید و مقدار ناچیزی جلبک سبز نیز در این کمربند مشاهده می‌شود. به سمت نواحی کم‌عمق‌تر یعنی محیط‌های پهنة جزر و مدی از میزان بایوکلاست‌ها به‌شدت کاسته شده و اغلب بایوکلاست‌ها خرد شده و حمل شده می‌باشند. از فراوان‌ترین عناصر اسکلتی در این کمربند رخساره‌ای، استراکدها هستند. این رخساره‌ها به‌صورت بین لایه‌ای با شیل‌های رسی و کلی ستون‌ها مشاهده می‌شوند.

نتیجه‌گیری

سازند کربناته کلات در برش چینه‌شناسی جربت مانند دیگر بخش‌های جنوبی کپه داغ غربی و برخلاف بخش شمالی این ناحیه، از ضخامت زیادی برخوردار است و عمدتاً از سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری و ریفی رودیستی تشکیل شده است. در این برش چینه‌شناسی بر روی سازند کلات یک واحد غیررسی سنگ چینه‌ای به نام سازند چخماقلو با سن مایستریشتین پسین که دارای لیتولوژی کربناته و آواری است و هم‌ارز سازند غیررسی نفته در شرق کپه داغ می‌باشد، قرار دارد. مطالعات پتروگرافی توالی این دو سازند منجر به شناسایی ۱۶ ریز رخساره شامل دو ریز رخساره مربوط به کمربند رخساره‌ای پهنة جزر و مدی، چهار ریز رخساره مربوط به کمربند لاگون، چهار ریز رخساره مربوط به پیشته‌های ماسه‌ای، دو ریز رخساره مربوط به کمربند ریفی و چهار ریز رخساره مربوط به کمربند جلوی ریف شده است. این رسوبات در یک پلاتفرم کربناته که به‌شدت تحت تاثیر عوامل زمین‌ساختی بوده، نهشته شده‌اند. مقایسه سازند کلات در برش جربت با نهشته‌های مشابه در بلوک‌های هم‌جوار بیانگر آن است که ایجاد توپوگرافی متفاوت در اثر عملکرد گسل‌های پی‌سنگی، عامل اصلی تغییر ضخامت و همچنین تغییرات شدید رخساره‌ای به‌ویژه در راستای جنوب-شمال می‌باشد.

قدردانی

از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران و مدیریت پژوهش و فناوری به جهت حمایت و فراهم نمودن بسترهای لازم جهت همکاری در انجام این کار تحقیقاتی تشکر می‌شود.

- Evaporites 31, 1, 22.
- Berberian, M. and King G.C.P., 1981. Towards a paleogeographic and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal Earth Science*, 18, 210-265.
 - Bozorgnia, H. and Narani, H., 1965. Geology of east Kopet-Dagh (National Iranian Oil Company), unpublished report-Gr 278.
 - Burchette, T., P., 1993. Mishrif Formation (Cenomanian-Turonian), Southern Arabian Gulf: Carbonate Platform Growth along a Cratonic Basin Margin. *American Association of Petroleum Geologists*, 56, 156-200.
 - Carannante, G., Ruberti, D. and Sirna, M., 2000. Upper Cretaceous ramp limestones from the Sorrento Peninsula (Southern Apennines, Italy): micro- and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 132, 89-123.
 - Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Memoir American Association of Petroleum Geologists* 1, 108-121.
 - Embry, A.F. and Klovan, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19, 730-781.
 - Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis Interpretation and Application*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, Berlin, 976 .
 - Gili, E., Masse, J. P. and Skelton, P. W., 1995. Rudists as gregarious sediment dwellers, not reef-builders, on Cretaceous carbonate platforms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 118, 245-267.
 - Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas, Hemphill Publishing Company, 182.
 - Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., and Taati, F., 2010. Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37, 275-285.
 - Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 211-238.
 - Hadavi, F. and Notghi Moghaddam, M., 2014. Nannostratigraphy, nannofossil events, and paleoclimate fluctuations in the lower boundary of Kalat formation in East Kopet Dagh (NE Iran). *Arabian Journal of Geosciences*, 7, 1501-1515.
 - Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M. and Bolourchi, M., 2006. Strike slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopet-Dagh mountains, NE Iran. *Geophysical Journal International*, 166, 1161-1177.
 - Mahboubi, A., Moussavi Harami, R., Mansouri-Daneshvar, P., Nadjafi, M. and 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.
 - Moheghy, M.A., Hadavi, F. and Rahimi, B., 2013. Investigation of the boundary between Abderaz and Kalat formations based on calcareous nannofossils in West Kopet-Dagh (NE IRAN). *Open Journal of Geology*, 3, 178-186.
 - Notghi Moghaddam, M., Hadavi, F., Moheghy, M.A., 2013. Nannostratigraphy and paleoenvironmental study of the lower boundary of the Kalat Formation in East and West of Kopet-Dagh, Northeast Iran. *Geopersia* 3, 99-116.
 - Reading, H. G., 1996. *Sedimentary Environment and Facies*. Blackwell Science Publication, 615 .

- Riding, R., 2002. Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth-Science Reviews*, 58, 163-231.
- Ross, D. J. and Skelton, P.W., 1993. Rudist formation of the Cretaceous: a Paleoenvironmental, Sedimentological and Stratigraphical review In: Wright V.P., *Sedimentology Review: Blackwell Sc. Pub. Oxford*, 1, 73-91.
- Ruttner, A.W., 1993. Southern borderland of Triassic Laurasia in north-east Iran. *Geologische Rundschau*, 82, 110-120.
- Ruberti, D. and Toscano, F. 2002. Microstratigraphy and Taphonomy of Rudist Shell Concentrations in Upper Cretaceous Limestones, Cilento Area (Southern Italy). *Geobios*, 24, 228-240.
- Sadooni, F.N., 2005. The nature and origin of Upper Cretaceous basin-margin rudist buildups of the Mesopotamian Basin, southern Iraq, with consideration of possible hydrocarbon stratigraphic entrapment. *Cretaceous Research*, 26, 213-224.
- Sanders, D. and Pons, J. M., 1999. Rudist formations in mixed siliciclastic-carbonate depositional environments, Upper Cretaceous, Austria: stratigraphy, sedimentology and models of development. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 148, 249-284.
- Skelton, P. W., 1991. Morphogenetic versus environmental cues for adaptive radiations. In: N., Schmidt-Kittler and K., Vogel (Editors), *Constructional Morphology and Evolution*. Springer, Berlin, 375-388.
- Soheili, M. and Sahandi, M.R., 1999. Geological map of Sankhvast (1/100000). Geological Survey of Iran.
- Tomašových, A., 2004. Microfacies and depositional environment of an Upper Triassic intra-platform carbonate basin: the Fatric Unit of the West Carpathians (Slovakia). *Facies*, 50, 77-105.
- Tucker, M.E. and Wright, V. P., 1990. *Carbonate Sedimentology: Cambridge, Blackwell Science*, 482.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*, 3rd edition, Oxford: Blackwell Science, 262.
- Wilmsen, M., Fürsich, F., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. and Zamani-Pedram, M., 2010. Facies analysis of alarge-scale Jurassic shelf-lagoon:the Kamar-e-Mehdi Formation of east-central Iran. *Facies*, 56, 59-87.
- Wilson, J. L., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, Berlin, 471.
- Zamagni, J., Mutti, M., and Košir, A., 2008. Evolution of shallow benthic communities during the Late Paleocene-earliest Eocene transition in the Northern Tethys (SW Slovenia). *Facies*, 54, 25-43.

تاثیر شیب مرزهای نفوذناپذیر در منحنی افت-زمان در اطراف یک چاه پمپاژ در آبخوان‌های محبوس

آرش ندری^(۱*)، ستاره قنواتی^(۲)، نصرالله کلانتری^(۳)

۱. استادیار و عضو هیئت علمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید چمران اهواز

۲. کارشناس ارشد هیدروژئولوژی دانشگاه شهید چمران اهواز

۳. استاد و عضو هیئت علمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید چمران اهواز

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۶/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۹/۱۴

چکیده

بررسی تاثیر مرزهای نفوذناپذیر بر جریان به چاه‌های نزدیک به آن با استفاده از تئوری چاه‌های مجازی انجام می‌گیرد. در مواردی که مرزهای نفوذناپذیر مطالعه شده‌اند، این مرزها به صورت عمودی در نظر گرفته شده‌اند در حالی که در بسیاری موارد عمودی نبوده و شیب‌دار هستند. در این مطالعه هدف بر آن است که تاثیر شیب مرزهای نفوذناپذیر بر جریان به چاه در یک آبخوان محبوس بررسی شود. در این مطالعه شبیه‌سازی عددی و نیز محاسبات افت با استفاده از روش چاه‌های مجازی برای مرزهای عمودی انجام شده و سپس شبیه‌سازی جریان برای مرزهای شیب‌دار انجام شد. مدل مفهومی مورد نظر شامل یک آبخوان محبوس است که توسط دو مرز نفوذناپذیر محصور شده است و یک چاه با دبی ثابت در آن پمپاژ می‌شود. فاصله بین مرزها در فاصله‌ای از ۴۰۰ تا ۱۰۰۰۰ متر قرار گرفته است. شبیه‌سازی نشان داد که در صورتی که مرزهای نفوذناپذیر و محدودکننده عمودی باشند تطابق بسیار عالی بین نتایج شبیه‌سازی عددی از یک طرف و استفاده از رابطه تاپس و تئوری چاه‌های مجازی از طرف دیگر وجود دارد. منحنی‌های افت زمان برای مرزهای نفوذناپذیر شیب‌دار تفاوت قابل توجهی در زوایای مختلف و نیز عرض‌های مختلف (۱۰۰۰۰ تا ۴۰۰ متر) با نتایج حاصل از مرزهای عمودی نشان دادند. نتایج نشان داد اگر فاصله مرزهای نفوذناپذیر زیاد باشد و مرزهای نفوذناپذیر دارای زوایای کمتر از ۳۰ درجه باشند، تفاوت‌ها به حدی است که تقریب استفاده از روش چاه‌های مجازی می‌تواند قابل قبول باشد. اما هنگامی که فاصله بین مرزها کمتر باشد حتی در زوایای کم نیز تفاوت قابل ملاحظه‌ای در مقادیر افت-زمان مرزهای شیب‌دار با نتایج روش چاه‌های مجازی وجود دارد.

واژه‌های کلیدی: مرزهای نفوذناپذیر، داده‌های افت-زمان، آبخوان محبوس، شبیه‌سازی عددی، چاه‌های مجازی.

مقدمه

مرزهای نفوذناپذیر در آبخوان‌ها، مرزهایی هستند که از طریق آن‌ها جریانی به درون یا بیرون از آبخوان وجود ندارد. این مرزها به خاطر حضور سازندهای نفوذناپذیر و نیز لایه‌های محدودکننده آبخوان و نیز گسل‌های ناتراوا به وجود می‌آیند. مطالعات ارزشمندی پیرامون تاثیر مرزهای نفوذناپذیر بر هیدرولیک جریان به چاه‌ها انجام شده است. استفاده از چاه‌های مجازی برای حل معادلات جریان و محاسبه افت در

* نویسنده مرتبط: a.nadri@scu.ac.ir

(Kuo et al., 1994) مطالعه شده است. چان (Chan, 1976) حل تحلیلی برای معادلات جریان در آبخوان‌های محدود از چهار طرف را ارائه کرده و با روش چاه‌های مجازی مقایسه کردند و نتیجه‌گیری کردند که از روش چاه‌های مجازی قدرتمندتر است.

در تمام مواردی که مرزهای محدود کننده آبخوان مورد مطالعه قرار گرفته‌اند، این مرزها به صورت عمودی در نظر گرفته شده‌اند. در حالی که در بسیاری موارد این مرزها عمودی نبوده و شیب‌دار هستند، به خصوص هنگامی که یک آبخوان به سازندهای زمین‌شناسی نفوذناپذیر در حاشیه دشت‌ها برخورد می‌کند. در این موارد سازند نفوذپذیر دارای شیبی گاه ملایم و گاه تند است. از طرف دیگر در بیشتر مواردی که یک آبخوان بین دو مرز نفوذناپذیر قرار دارد (آبخوان‌های تشکیل شده در سازندهای نفوذپذیر واقع در یال‌های تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها) مرزهای محصورکننده شیب‌دار بوده و قائم نیستند (شکل ۱). در تمام منابع موجود که استفاده از چاه‌های مجازی را پیشنهاد کرده‌اند مرزهای نفوذناپذیر ترسیم شده شیب‌دارند، ولی شیب این مرزها در این مقالات مورد توجه قرار نگرفته است. اگر یک چاه که بین دو مرز نفوذناپذیر قرار دارد پمپاژ شود، برای در نظر گرفتن تاثیر مرزها و استفاده از چاه‌های مجازی لازم است چاه‌های مجازی از هر طرف تا بی‌نهایت گسترش داشته باشند. چرا که هر چاه مجازی برای یک مرز، بایستی برای مرز دوم نیز بکار گرفته شود. این موضوع منتهی به لزوم استفاده از تعداد بی‌نهایت چاه مجازی خواهد شد. در شرایط عملی این تعداد بایستی محدود شوند.

در این مطالعه هدف بر آن است که تاثیر شیب مرزهای نفوذناپذیر بر جریان به چاه در یک آبخوان محبوس بررسی شود. مدل مفهومی مورد نظر شامل یک آبخوان محبوس است که توسط دو مرز نفوذناپذیر محدود شده است و یک چاه با دبی ثابت در آن پمپاژ می‌شود. تغییرات افت زمان در اطراف این چاه در حالتی که مرزهای نفوذناپذیر عمودی باشند (زاویه آلفا ۹۰ درجه باشد، شکل ۳) با استفاده از رابطه Theis (1935) و نیز افزودن چاه‌های مجازی پمپاژ در هر دو طرف مرز به راحتی قابل انجام است (Todd and Mays, 2005).

اطراف یک چاه که در نزدیکی یک مرز نفوذناپذیر پمپاژ می‌شود برای اولین بار توسط فورشه‌ایمر (Forchheimer, 1886) انجام گرفت (Davis and Dewiest, 1966). استفاده از روش چاه‌های مجازی از آن پس به طور گسترده‌ای برای حل مسائل جریان به چاه در نزدیکی مرزهای نفوذناپذیر به کار رفته است (Muskat, 1937; Deitz, 1943; Stallman, 1952; Stallman, 1963; Rubin and Dagan, 1989; Moulder, 1963; Chan, 1976; Hantush, 1959; Ferris et al., 1962; Vandenberg, 1976; Vandenberg, 1977; Kruseman and de Ridder, 1990; Lang, 1963; Chen et al., 2009). این مطالعات عمدتاً بر بررسی تاثیر این مرزها بر جریان در چاه‌های نزدیک به آن و استفاده از تئوری چاه‌های مجازی متمرکز بودند. معادلات به دست آمده تاثیر این مرزها را در افت اضافه ایجاد شده در چاه محاسبه می‌کنند. براساس این روش، تاثیر یک مرز نفوذناپذیر (مثل گسل نفوذناپذیر، سازندهای ناتراوا و ...) با استفاده از یک چاه مجازی که درست به اندازه چاه واقعی و در سمت دیگر از مرز فاصله دارد شبیه‌سازی می‌شود. هنگامی که در یک زمان خاص مخروط افت چاه واقعی به مرز نفوذناپذیر می‌رسد مخروط افت چاه مجازی نیز در سمت مخالف به مرز رسیده است و از این زمان به بعد مقدار افت در هر نقطه در اطراف چاه واقعی حاصل جمع افت ایجاد شده توسط چاه واقعی بعلاوه افت ایجاد شده توسط چاه مجازی است.

در سال‌های اخیر مسئله مرزهای جریان و استفاده از چاه‌های مجازی جهت مطالعات مختلف موضوع مقالات متعددی بوده است. برخی از این مطالعات، تاثیر مرزها بر جریان به چاه در مطالعه زون گیرش چاه‌ها را مطالعه کرده‌اند؛ Samani and Zarei-Doudeji, 2012; Zarei-Doudeji and Samani, 2014) (Kompani-zare et al., 2004). جریان به چاه‌های افقی در آبخوان‌های محبوس و آزاد با در نظر گرفتن دو مرز اطراف چاه به عنوان مرزهای نفوذناپذیر توسط کمپانی-زارع و همکاران (Kompani-Zare et al., 2004)، کمپانی-زارع و ژان (Kompani-Zare and Zhan, 2005) و یا مرز با باز ثابت (Intaraprasong and Zhan, 2007) و نیز جریان در آبخوان‌های محدود شده توسط کو و همکاران

می‌شود:

$$S_p = S_p + S_i \quad (1)$$

به طوری که S_p کل افت، S_p افت در چاه مشاهده‌ای ناشی از پمپاژ چاه پمپاژ و S_i افت ناشی از تخلیه چاه مجازی است. اضافه کردن چاه‌های مجازی تا جایی ادامه می‌یابد که اثر اضافه کردن آن‌ها تاثیری ناچیزی بر مجموع اثرهایی که چاه‌های مجازی دارند داشته باشد (Todd and Mays, 2005).

روش مطالعه

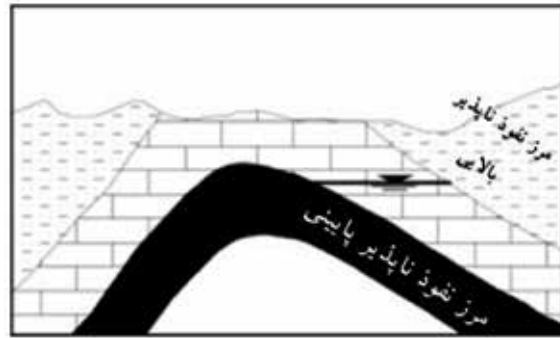
مرور مطالعات گذشته نشان می‌دهد، حالتی که در آن مرزهای نفوذناپذیر عمودی نباشند، تاکنون مورد توجه قرار نگرفته و بررسی نشده است. به همین دلیل برای بررسی تفاوت رفتار یک آبخوان محدود به دو مرز نفوذناپذیر، در طی پمپاژ یک چاه، در حالتی که مرزها شیب‌دار و یا عمودی باشند مدل‌های مفهومی متعددی دارای دو مرز نفوذناپذیر (با فواصل متفاوت و نیز شیب‌های متفاوت) تهیه گردید و منحنی‌های افت زمان بدون بعد برای آنها تهیه شد. میزان افت و زمان بدون بعد با استفاده از روابط ۲ و ۳ مورد محاسبه قرار گرفت. مقدار افت s که در رابطه ۲ برای محاسبه افت بدون بعد معین شده است افت به دست آمده از نتایج حل عددی می‌باشد، و همچنین t در این رابطه، زمان‌های مورد استفاده در شبیه‌سازی با واحد روز می‌باشد. سایر ضرایب هیدرودینامیکی مورد استفاده مقادیر استفاده شده در مدل‌سازی عددی هستند. حالتی که مرزها عمودی بودند نیز به روش عددی و توسط کد MODFLOW (Harbaugh, 2005) و هم توسط معادله تاپس (Theis, 1935) و روش چاه‌های مجازی شبیه‌سازی شدند. سپس حالت‌های شیب‌دار به روش عددی و توسط کد MODFLOW 2005 برای شیب‌های مختلف و هندسه‌های مختلف (جدول ۱) شبیه‌سازی شد و مقدار افت در اطراف چاه پمپاژ و نیز زمان، به صورت بدون بعد درآمدند و با نتایج عددی و تحلیلی حالت‌های دارای مرزهای نفوذناپذیر عمودی مقایسه شدند.

در این شرایط افت مشاهده شده در نقاط بین این دو مرز در هر زمان t حاصل جمع افت‌های تمام این چاه‌ها در زمان t است. تمام عرض‌های مورد بررسی (۱۰۰۰ تا ۴۰۰ متر) دارای پیش فرض عمودی بودن مرز نفوذناپذیر هستند. روش دیگر محاسبه افت در نقاط اطراف چنین چاهی، شبیه‌سازی عددی جریان توسط مدل‌های عددی می‌باشد.

هنگامی که چاهی در نزدیکی مرزهای یک آبخوان پمپاژ می‌شود، فرض نامحدود بودن گسترش جانبی اطراف چاه، اعتباری ندارد. جهت ارزیابی مسئله جریان در چنین موردهایی، از اصل برهم‌نهی برای محاسبه افت در یک چاه مشاهده‌ای که در فاصله r از چاه پمپاژ قرار دارد استفاده می‌شود. با استفاده از چاه‌های مجازی و افزودن افت ناشی از هر چاه مجازی، یک آبخوان با گسترش جانبی محدود را می‌توان به آبخوانی نامحدود تبدیل کرد. این چاه مجازی باید به صورت عمود بر مرز نفوذناپذیر قرار داده شود و فاصله‌اش با این مرز، برابر با فاصله چاه واقعی از مرز باشد. بدین ترتیب تاثیر یک مرز نفوذناپذیر شبیه‌سازی خواهد شد.

مخروط افت واقعی مشاهده شده در اثر پمپاژ چاه در نزدیکی مرزهای نفوذناپذیر حاصل مجموع مخروط افت ایجاد شده توسط چاه واقعی و مخروط افت ایجاد شده توسط چاه مجازی است (Ferris et al., 1962). در ابتدای پمپاژ و زمانی که مخروط افت اطراف چاه پمپاژ به مرز نفوذناپذیر نرسیده است تمام افت ایجاد شده در نقاط اطراف چاه تنها ناشی از اثر پمپاژ چاه واقعی است. با ادامه پمپاژ، مخروط افت به مرز نفوذناپذیر خواهد رسید و از این لحظه به بعد مقدار افت در هر نقطه در اطراف چاه پمپاژ، متاثر از مرز نفوذناپذیر خواهد بود. هنگامی که این اثر توسط چاه مجازی شبیه‌سازی می‌شود مقدار افت، در هر زمانی بعد از برخورد مخروط افت چاه واقعی با مرز، برابر با جمع جبری افت‌های حاصل از چاه واقعی و چاه مجازی در محل مورد نظر است. زمانی که اثر مرز نفوذناپذیر به چاه واقعی برسد، نرخ زمانی افت، افزایش خواهد یافت. بنابراین کل افت در هر نقطه در اطراف چاه واقعی با استفاده از رابطه (۱) محاسبه

افت حاصل از پمپاژ چاه، در نقطه‌ای مشاهده‌ای که در فاصله ۱۰ متری شمال چاه پمپاژ قرار دارد شبیه‌سازی شد. مرز سمت راست در تمام مدل‌های مفهومی در فاصله ۳۶۵ متری از چاه پمپاژ در نظر گرفته شد، اما مرز سمت چپ در فواصلی از ۳۵ متر تا ۹۶۳۵ متر از چاه پمپاژ، به ترتیب در مدل‌های با فاصله بین مرزهای ۴۰۰ تا ۱۰۰۰۰ متر در نظر گرفته شد (شکل ۲ و جدول ۱). مقادیر ضرایب هیدرودینامیکی برای تمام مدل‌ها عبارت از هدایت هیدرولیکی $8/64$ متر بر روز، ضریب ذخیره 0.02 و ضخامت آبخوان ۲۰۰ متر می‌باشد. مقادیر این ضرایب طوری در نظر گرفته شد که با مقادیر معمول در شرایط طبیعی تطابق بیشتری داشته باشد. فاصله مرزهای شمالی و جنوبی در تمام مدل‌ها ثابت و ۲۱۰۰۰ متر می‌باشد. محاسبات افت در این سیستم برای مدت ۱۰۰ روز از شروع پمپاژ با دبی ۴۵۰۰ مترمکعب در روز به دو صورت زیر انجام شد.



شکل ۱. نمایش شماتیک دو مرز نفوذناپذیر شیب‌دار در اطراف یک آبخوان محبوس

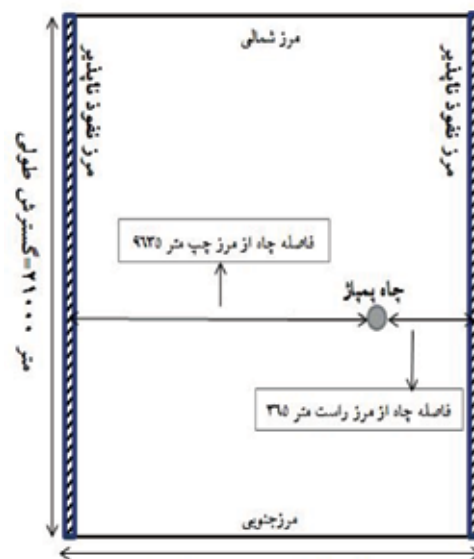
در این مطالعه شبیه‌سازی داده‌های افت زمان در اطراف یک چاه پمپاژ در یک آبخوان محبوس که بین دو مرز نفوذناپذیر محدود شده است انجام می‌شود. در ابتدا محاسبات برای مرزهای نفوذناپذیر عمودی انجام می‌شود. برای این حالت شش مدل مفهومی مختلف در نظر گرفته شد. در هر حالت

جدول ۱. مدل‌های مفهومی مورد استفاده

شماره مدل	ابعاد مورد استفاده (متر)			
	فاصله چاه از مرز چپ (b)	فاصله چاه از مرز راست (a)	فاصله بین مرزهای نفوذناپذیر (W)	گسترش طولی آبخوان (L)
۱	۹۶۳۵	۳۶۵	۱۰۰۰	۲۱۰۰
۲	۴۶۳۵	۳۶۵	۵۰۰	۲۱۰۰
۳	۸۳۵	۳۶۵	۱۲۰	۲۱۰۰
۴	۶۳۵	۳۶۵	۱۰۰	۲۱۰۰
۵	۴۳۵	۳۶۵	۸۰	۲۱۰۰
۶	۳۵	۳۶۵	۴۰	۲۱۰۰

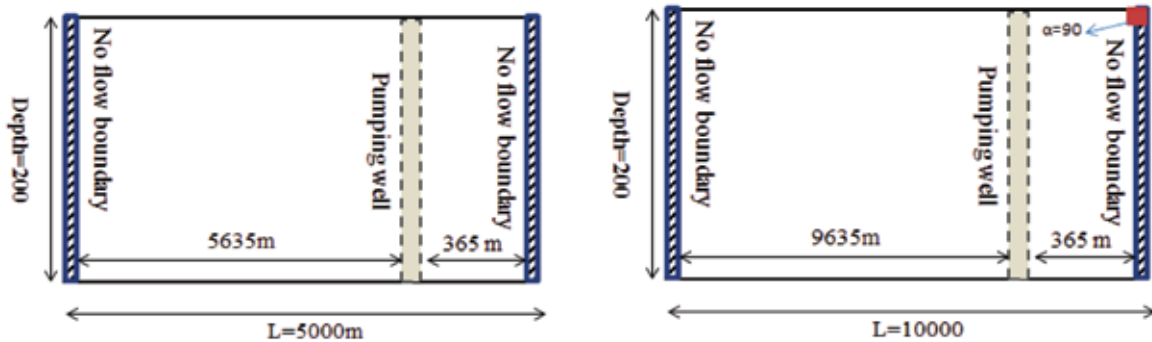
در روش اول با استفاده از رابطه تائیس (Theis, 1935) و تئوری چاه‌های مجازی منحنی‌های بدون بعد زمان و افت برای هر کدام از حالت‌ها محاسبه شد. همچنان که بحث شد بنابر تئوری چاه‌های مجازی برای دو مرز موازی نفوذناپذیر، (Moulder, 1963; Ferris et al., 1962; Kasenow, 1997) تعداد بی‌نهایت حلقه چاه مجازی در اطراف یک آبخوان در نظر گرفته می‌شود. رابطه بین فاصله چاه‌های مجازی در سمت راست و چپ به ترتیب در شکل ۴ نشان داده شده است.

چاه‌های مجازی سمت راست و چپ در این مطالعه از ۱ تا n عددگذاری شدند. روش کار به این صورت است که برای هر زمان t از شروع پمپاژ، مقدار افت ناشی از چاه پمپاژ



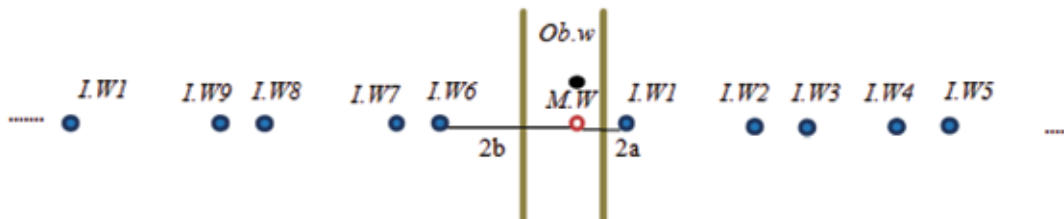
شکل ۲. مدل مفهومی برای مدل ۱۰۰۰۰ متر

در نقطه مشاهده‌ای محاسبه گردید. سپس برای هر کدام از چاه‌های مجازی در سمت راست و چپ از شماره ۱ تا n نیز مقدار افت ایجاد شده در محل نقطه مشاهده‌ای در زمان t محاسبه شد.



شکل ۳. نمایش شماتیک مقطع عمودی برای عرض‌های ۵۰۰۰ و ۱۰۰۰۰ متر

۴ نحوه قرار گرفتن چاه‌های مجازی نسبت به چاه اصلی را نشان می‌دهد: هر زمان، به اندازه کمتر یا مساوی یک میلی‌متر باشد. شکل



شکل ۴. نمایش چاه‌های مجازی در اطراف مرزهای نفوذناپذیر (I.W: چاه مجازی، Ob.W: چاه مشاهده‌ای، M.W: چاه اصلی)

قرار گرفته بعد از سلول چاه می‌باشد. به این ترتیب شبکه‌ای به اندازه کافی ریز در اطراف چاه طراحی شد تا خطای گردشگری ناشی از حل عددی به حداقل برسد و تقریب‌های مورد نظر در حل عددی معادلات دیفرانسیل در نظر گرفته شده در شبکه‌های بسیار ریز برقرار باشند. سپس چاه برای مدت ۱۰۰ روز با دبی ۴۵۰۰ مترمکعب بر روز پمپاژ شد. در مرحله بعد در هر یک از مدل‌های ۱ تا ۶ مقدار افت ایجاد شده در نقطه مشاهده‌ای به فاصله ۱۰ متر در شمال چاه پمپاژ، پس از اجرای مدل‌ها، از فایل‌های خروجی استخراج شدند. مقادیر افت محاسبه شده و نیز زمان پمپاژ در چاه، از طریق روابط ۵ و ۶ (رابطه تاپس) محاسبه و برای مقایسه مناسب‌تر از طریق روابط ۲ و ۳ بدون بعد (Reilly, 2004) شدند.

در روش دوم با استفاده از مدل عددی Modflow 2005 و رابط گرافیکی Visual Modflow هر یک از حالت‌های شش‌گانه جدول ۱ شبیه‌سازی شدند. جهت طراحی شبکه‌بندی مدل‌ها از روش ارائه شده توسط (Barrash and Dougherty, 1997) استفاده شد. در این روش طول و عرض سلولی که چاه پمپاژ در آن قرار دارد برابر با قطر چاه در نظر گرفته شده و مقدار Δx و Δy در نخستین سلول‌های چسبیده به چاه برابر با کسر کوچکی از قطر چاه (۰/۱ قطر چاه) در نظر گرفته شده و مقدار Δx و Δy سلول‌های بعدی بر اساس رابطه ۴ (Barrash and Dougherty, 1997) با نرخ مشخصی افزایش می‌یابند، که در این رابطه α فاکتور افزایشی برای ابعاد سلول‌ها، r فاصله شعاعی از یک گره و i شماره ستون‌های

تا این مرحله محاسبات برای مرزهای نفوذناپذیر عمودی انجام گرفت. در تمام مقالات موجود پیرامون مرزهای نفوذناپذیر و تأثیر آن‌ها، گرچه مرزهای نفوذناپذیر شیب‌دار ترسیم شده‌اند ولی پیرامون شیب لایه‌ها و تأثیر آنها بحث نشده است. این در حالی است که مرزهای نفوذناپذیر ترسیم شده در شکل‌های این مقالات برای استخراج معادلات، به صورت دیواره‌های عمودی هستند. لذا به نظر می‌رسد تمام مطالعات پیشین با فرض عمود بودن این مرزها انجام شده است. این موضوع در ادامه بررسی خواهد شد.

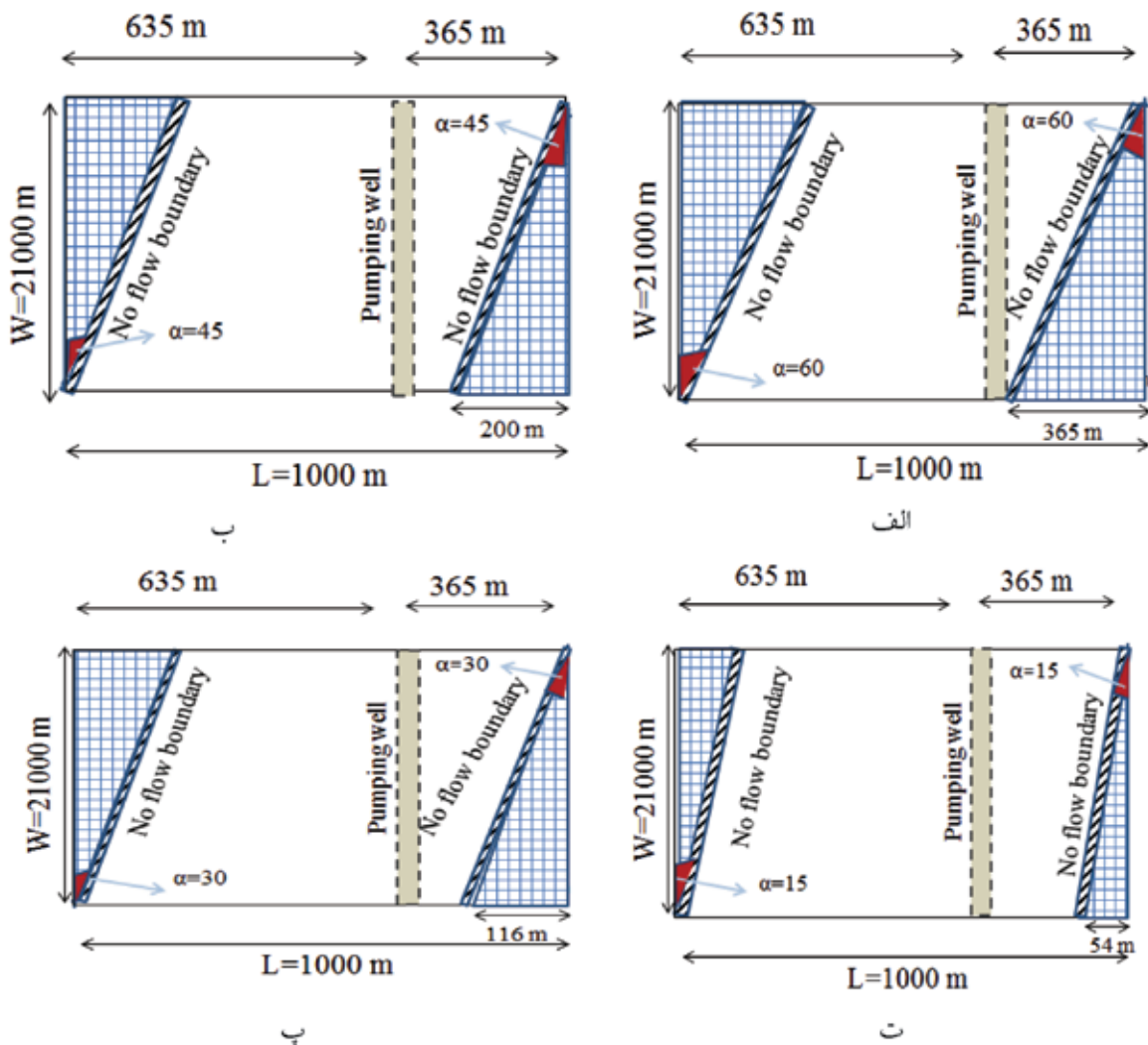
$$S_D = \frac{S \times 4 \times T}{Q} \quad (2)$$

$$T_D = \frac{4 \times T \times t}{r^2 S} \quad (3)$$

$$\alpha = \frac{r_i + 1}{r_i} \quad (4)$$

$$S = \frac{Q \times W_u}{4} \quad (5)$$

$$U = \frac{r^2 S}{4} \quad (6)$$



شکل ۵. نمایش شماتیک لایه‌های شیب‌دار در مقطع عمودی الف) ۶۰، ب) ۴۵، پ) ۳۰، ت) ۱۵ درجه

در مرحله بعد جهت بررسی تأثیر شیب مرزهای نفوذناپذیر بر شکل منحنی‌های افت زمان، در هر کدام از حالت‌های شش‌گانه، مرزهای نفوذناپذیر به صورت شیب‌دار با شیب‌های

۶۰ و ۴۵ و ۳۰ و ۱۵ به طوری در نظر گرفته شدند که شیب هر دو مرز در هر حالت یکسان باشد. در شکل ۵، لایه‌های شیب‌دار با شیب‌های مختلف برای عرض ۱۰۰۰ متر نمایش داده شده است.

شده توسط مدل با مقدار افت محاسبه شده توسط رابطه تائیس و تئوری چاه‌های مجازی یکسان می‌باشد. تفاوت اندک بین مقادیر محاسبه شده توسط مدل‌ها و روش چاه‌های مجازی با استفاده از رابطه زیر محاسبه شد.

$$\text{Difference (\%)} = \left| \frac{h_0 - h_t}{h_0 + h_t} \right| \times 100 \quad (7)$$

که در این رابطه h_0 مقدار افت محاسبه شده توسط روش چاه‌های مجازی در زمان t و h_t نیز افت محاسبه شده توسط مدل عددی برای همان زمان است. این تفاوت به صورت درصد نشان داده شده است.

مقدار تفاوت محاسبه شده برای هر شش حالت از زمان شروع شبیه‌سازی تا انتهای روز ۱۰۰ بین یک تا سه درصد متغیر است که ناشی از خطای گرد شدن است. چنین نتیجه‌ای قابل پیش‌بینی است و مدل‌های عددی استفاده شده برای شبیه‌سازی جریان در آبخوان‌های محبوس (Barrash and Dougherty, 1997) چنین شرایطی را نشان می‌دهند. مقادیر افت زمان بدون بعد محاسبه شده (هم مقادیر محاسبه شده توسط روش چاه‌های مجازی و هم نتایج شبیه‌سازی با مدل عددی) با تابع چاه تائیس $W(u)$ مقایسه شدند. مقادیر افت زمان بدون بعد در زمان‌های ابتدائی پمپاژ با مقادیر تابع تائیس برابر است. در این زمان مخروط افت اطراف چاه واقعی هنوز به مرز سمت راست (که به چاه نزدیک‌تر است) نرسیده است. در این حالت رفتار چاه در آبخوان دقیقاً شبیه چاهی است که در یک آبخوان محبوس نامحدود در حال پمپاژ است. زمان رسیدن مخروط افت به مرز سمت راست ۰/۰۴۲ روز (۶۰ دقیقه) است (جدول ۲). بعد از برخورد مخروط افت با این مرز نرخ افزایش افت بدون بعد در سیستم مورد نظر بیشتر از نرخ افزایش تابع تائیس است و روند افزایش سریع‌تری نسبت به منحنی تائیس دارد.

از طرف دیگر نرخ افزایش افت در هر مدل نیز متفاوت است به طوری که هر چه فاصله مرزها از هم کمتر باشد نرخ افزایش افت نیز بیشتر است و منحنی‌های افت زمان با گذشت زمان، تفاوت بیشتری با منحنی تائیس پیدا می‌کنند. در تمام حالت‌های شبیه‌سازی شده، تفاوت بین تابع تائیس

در هر یک از این حالت‌ها نیز افت در اطراف چاه پمپاژ به مدت ۱۰۰ روز توسط کد عددی Modflow 2005 شبیه‌سازی شد. منحنی‌های افت- زمان برای نقطه مشاهده‌ای در فاصله ۱۰ متری شمال چاه پمپاژ استخراج شده و سپس با استفاده از روابط ۲ و ۳ بدون بعد شدند. نمای ریزتر شبکه در اطراف چاه پمپاژ در شکل ۶ نشان داده شده است.

بحث

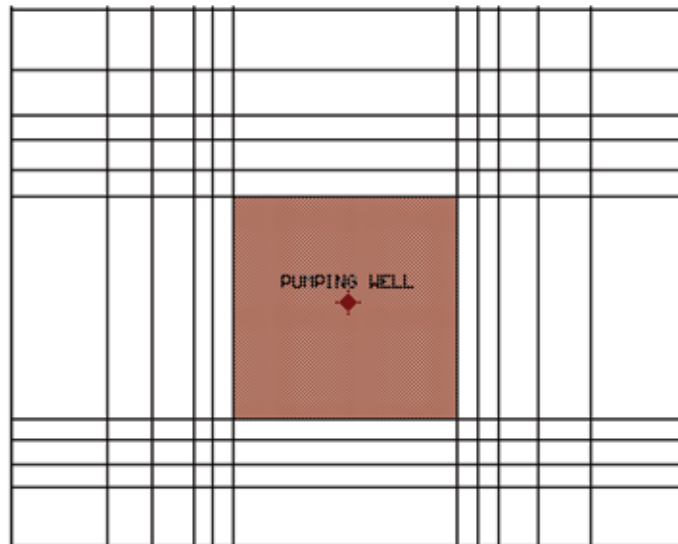
در ابتدا مدل‌های هر شش حالت با مرزهای عمودی اجرا شدند. در این مدل‌ها مرزهای نفوذناپذیر چپ و راست کاملاً به صورت عمودی در مدل عددی گنجانده شدند. جریان در هر آبخوان با یک چاه پمپاژ با دبی ثابت ۴۵۰۰ مترمکعب بر روز شبیه‌سازی شد. مقادیر افت- زمان از زمان صفر تا ۱۰۰ روز محاسبه شده و برای نقطه مشاهده‌ای ۱ استخراج شدند اما از آنجا که در همه مدل‌ها تا روز دهم از شروع پمپاژ، مخروط افت به مرزهای شمالی و جنوبی رسیده بود فقط داده‌های افت زمان تا روز دهم مورد بررسی قرار گرفتند، زیرا تا روز دهم داده‌های مقادیر افت روند یکسانی را نشان می‌دهند (شکل ۷). مقادیر محاسبه شده عددی توسط روابط ۲ و ۳ بدون بعد شدند (شکل ۸). سپس در هر یک از این مدل‌ها محاسبات افت ناشی از پمپاژ چاه با دبی ثابت در نقطه مشاهده‌ای با استفاده از رابطه تائیس و چاه‌های مجازی انجام شد (شکل ۷).

نتایج نشان می‌دهد که تعداد چاه‌های مجازی در نظر گرفته شده و مورد نیاز با کاهش فاصله بین دو مرز افزایش می‌یابد (جدول ۲). بدین ترتیب در روز دهم شبیه‌سازی، در بیشترین فاصله مطالعه شده بین دو مرز (۱۰۰۰ متر) تعداد کل دو چاه مجازی (یک عدد در سمت راست و یک عدد در سمت چپ) و در کمترین فاصله بین دو مرز نفوذناپذیر (۴۰ متر) تعداد کل ۴۸ عدد چاه مجازی (در سمت چپ ۲۳ عدد و در سمت راست ۲۳ عدد) جهت محاسبه افت استفاده شدند. مقادیر افت و زمان به دست آمده از این محاسبات نیز به صورت بدون بعد درآمدند (شکل ۸). در شکل‌ها به همراه این دو دسته منحنی، منحنی تپ تائیس نیز ترسیم شده است.

نتایج نشان داد که در تمام حالت‌ها مقدار افت محاسبه

مجازی مورد نیاز جهت اعمال مرزها بیشتر می‌شوند. بدین ترتیب دیده می‌شود که با کاهش عرض آبخوان تعداد چاه‌های مجازی موردنیاز برای شبیه‌سازی اثر مرزها افزایش می‌یابد (جدول ۲) و چاه‌های فواصل دورتر تأثیر خود را بیشتر نشان می‌دهند. محاسبات افت در چاه‌های مجازی تا جایی ادامه می‌یابد که اثرهای اضافه کردن چاه‌های جدید تأثیری ناچیزی بر افت محاسبه شده در نقطه مشاهده‌ای داشته باشد.

و مقدار افت بدون بعد با گذشت زمان بیشتر می‌شود. با گذشت بیشتر زمان، مخروط افت گسترش بیشتری پیدا می‌کند و به مرز نفوذناپذیر سمت چپ می‌رسد. از این لحظه به بعد هر دو مرز نفوذناپذیر، جریان در آبخوان را تحت تأثیر قرار می‌دهند و چاه‌های مجازی بیشتری جهت اعمال تأثیر مرزها بایستی در نظر گرفته شوند. با گذشت زمان و گسترش بیشتر مخروط افت در هر حالت، به تدریج تعداد چاه‌های



شکل ۶. نمای بزرگتر شبکه جریان در اطراف چاه پمپاژ

مجازی قابل شبیه‌سازی است. موضوع مهم دیگر این است که در شرایطی که مرزهای محدودکننده آبخوان عمودی نبوده و زاویه‌دار باشند، در این صورت منحنی‌های افت-زمان در اطراف چاه‌های پمپاژ به چه صورت خواهد بود. لذا در قسمت بعد تأثیر شیب مرزهای نفوذناپذیر بر منحنی‌های بدون بعد افت-زمان در اطراف چاه پمپاژ بررسی شد. برای بررسی تأثیر شیب مرزهای نفوذناپذیر برای منحنی افت زمان هر یک از مدل‌های عددی شش گانه، به صورت مجزا برای چهار حالت با مرزهای نفوذناپذیر شیب‌دار تغییر داده شدند. در هر مدل زاویه شیب‌های ۶۰، ۳۰، ۴۵ و ۱۵ درجه برای مرزهای نفوذناپذیر چنان در نظر گرفته شدند که مثلاً در مورد زاویه شیب ۱۵ درجه، هم‌مرز سمت چپ و هم‌مرز سمت راست دارای شیب ۱۵ درجه هستند. با این وصف تعداد کل ۲۴ مدل جدید ایجاد شد. هر کدام از این مدل‌ها سپس همانند حالت بدون شیب (حالت ۹۰ درجه)

برخورد مخروط افت با مرز دوم (مرز سمت چپ) در عرض‌های متفاوت تأثیرات متفاوتی دارد. در عرض‌های زیاد (مدل‌های با عرض ۵۰۰۰ و ۱۰۰۰۰ متر در اینجا)، برخورد با مرز دوم افزایش قابل ملاحظه‌ای در شیب منحنی افت-زمان بدون بعد ایجاد نمی‌کند و منحنی‌ها با شیب ملایمی افزایش می‌یابند (شکل‌های ۷ و ۸). اما در مورد عرض‌های کم‌تر، برخورد با مرز نفوذناپذیر دوم باعث می‌شود که نرخ افزایش افت به مقدار قابل توجهی افزایش یابد. این موضوع باعث می‌شود که شکل منحنی‌ها در عرض‌های کم کاملاً با منحنی افت زمان مرسوم متفاوت باشد و افزایش افت بیشتری داشته باشند. بدین ترتیب نتایج شبیه‌سازی عددی و استفاده از روش چاه‌های مجازی نشان داد که در یک آبخوان محبوس و محدود به مرزهای عمودی، منحنی‌های افت-زمان در اطراف چاه پمپاژ دقیقاً با رابطه تاپس و استفاده از چاه‌های

برای مدت زمان صفر تا صد روز با دبی ثابت ۴۵۰۰ مترمکعب برروز پمپاژ شدند و مقادیر افت-زمان برای نقطه مشاهده‌ای، از خروجی‌های مدل عددی استخراج شد و بعد از بدون بعد شدن توسط روابط ۲ و ۳ در کنار منحنی‌های افت-زمان مربوط به حالت بدون شیب رسم شدند (شکل ۹).

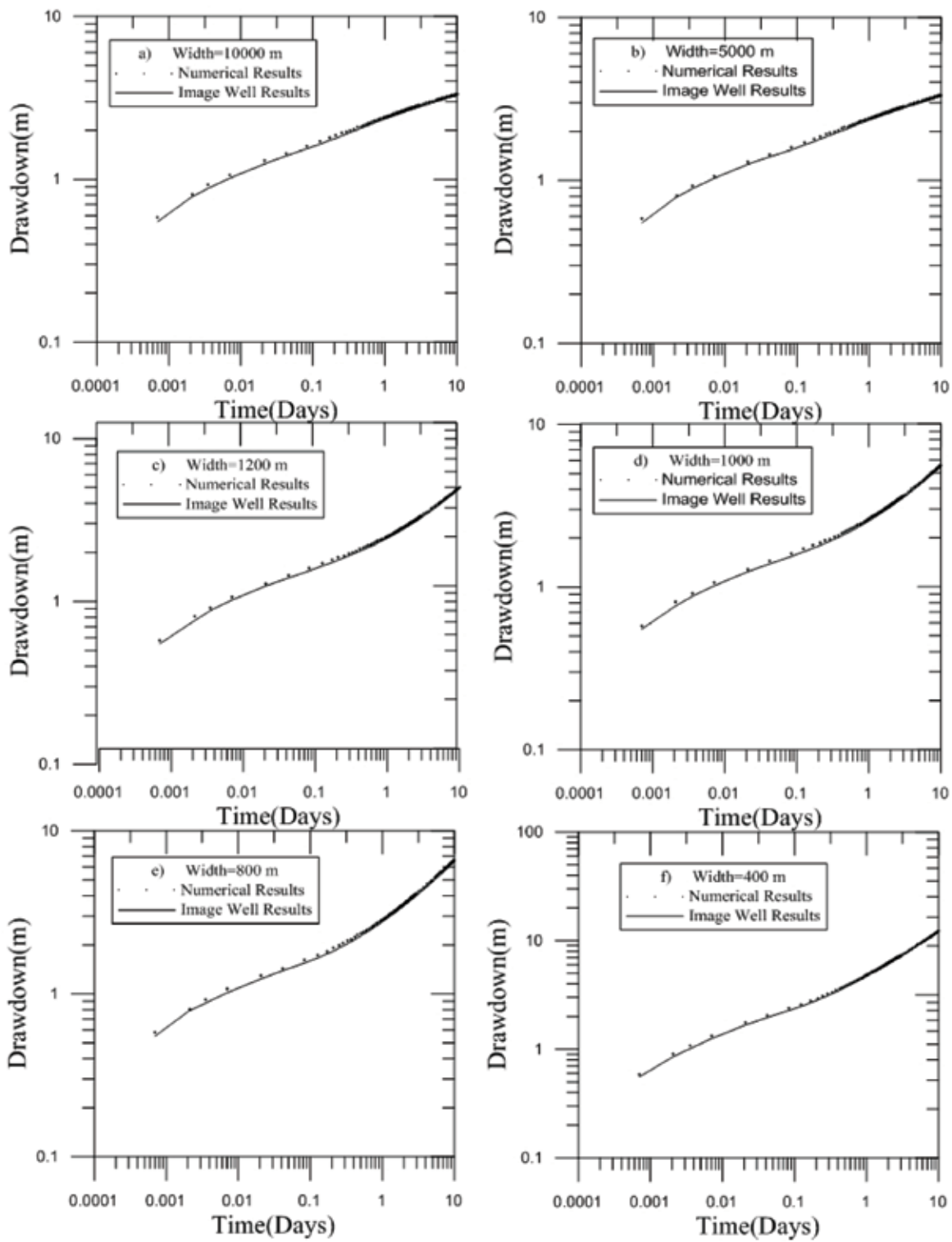
جدول ۲. تعداد چاه‌های مجازی مورد استفاده در زمان رسیدن مخروط افت به مرزهای شمالی جنوبی

مدل	زمان رسیدن به مرز شمالی (روز)	زمان رسیدن به مرز جنوبی (روز)	زمان رسیدن به مرز چپ (روز)	زمان رسیدن به مرز راست (روز)	تعداد چاه‌های مجازی مورد استفاده (حلقه)
مدل شماره ۱	۱۰/۵	۱۰/۵	۹/۵	۰/۰۴۲	۲
مدل شماره ۲	۱۰/۵	۱۰/۵	۲/۲۵	۰/۰۴۲	۱۰
مدل شماره ۳	۷/۷۵	۷/۷۵	۰/۰۸۳	۰/۰۴۲	۱۶
مدل شماره ۴	۷/۷۵	۷/۷۵	۰/۰۴۲	۰/۰۴۲	۲۲
مدل شماره ۵	۷/۲۵	۷/۲۵	۰/۰۲۱	۰/۰۴۲	۲۴
مدل شماره ۶	۶/۵	۶/۵	۰/۰۰۰۷	۰/۰۴۲	۴۶

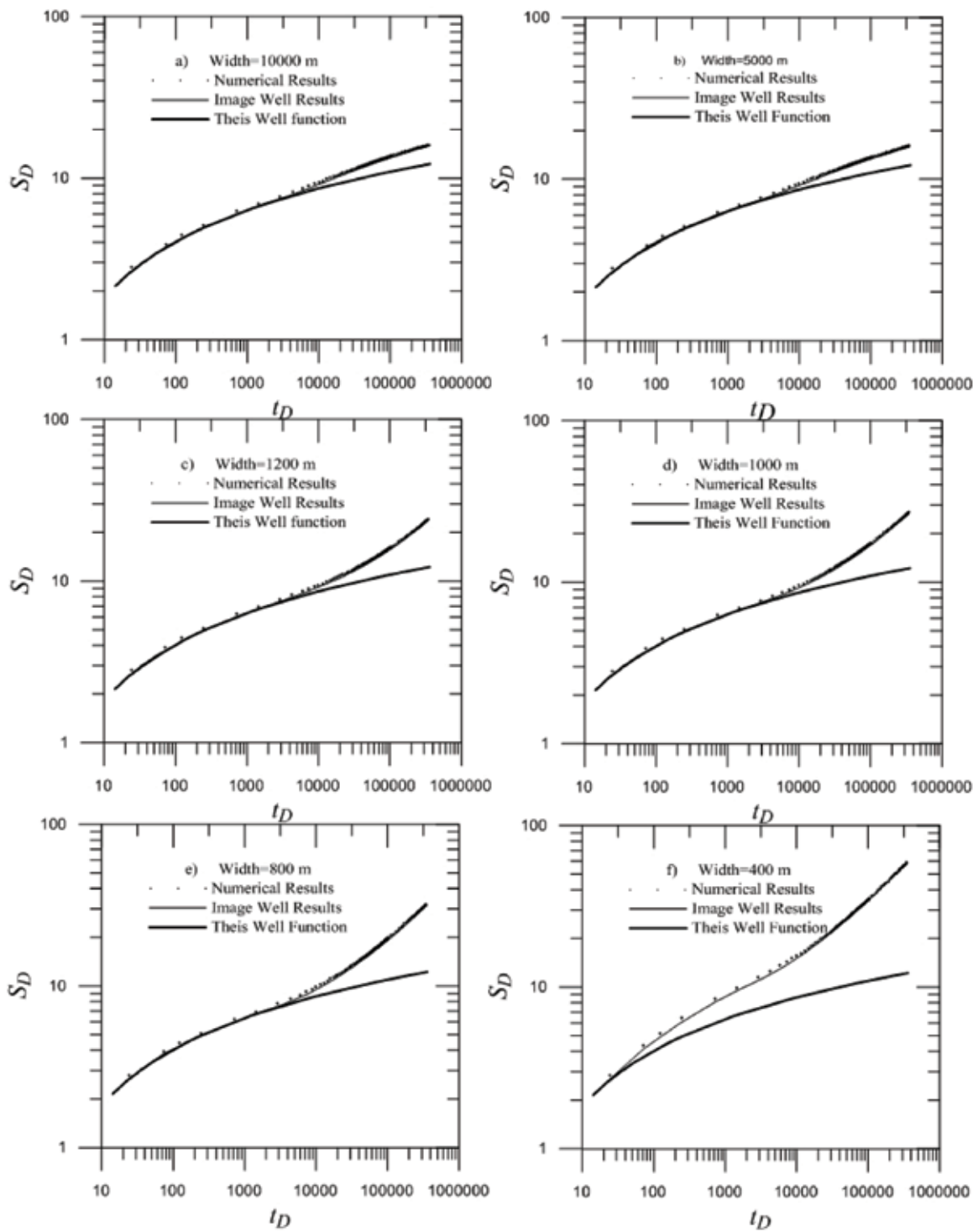
تمام مدل‌ها نشان می‌دهد. نمودارهای شکل ۱۰ به‌خوبی اختلاف بین مقادیر افت-زمان بدون بعد را در زوایای مختلف نشان می‌دهد. بررسی منحنی‌ها (شکل‌های ۹ و ۱۰) نشان می‌دهد که بعد از شروع پمپاژ منحنی افت-زمان آبخوان دارای مرزهای شیب‌دار، منطبق بر نمودار تاپس است که بعد از رسیدن مخروط افت به مرز سمت راست، منحنی افت زمان شروع به فاصله گرفتن از منحنی تاپس کرده و از آن بیشتر می‌شود.

هرچه فاصله بین این دو مرز کمتر باشد منحنی افت-زمان سیستم، زودتر شروع به جدا شدن می‌کند. سپس این منحنی با همان نرخ افزایش می‌یابد تا مخروط افت به مرز سمت چپ برسد در این حالت افزایش نرخ دومی در داده‌های شبیه‌سازی به وجود می‌آید و بعد از آن نیز با همان روند ادامه می‌یابد. لازم به ذکر است که شیب منحنی‌های مختلف بعد از هر افزایش ثابت و برابر می‌باشند. مقدار تفاوت حالت مرزهای عمودی با مرزهای شیب‌دار در ابتدای پمپاژ بسیار کم و در حد کمتر از یک درصد است. با افزایش زمان پمپاژ، مقدار تفاوت افزایش پیدا می‌کند و در روز ۱۰ به مقدار حداکثر خود در بیشتر مدل‌ها می‌رسد. از طرف دیگر در عرض‌های ۸۰۰ و ۴۰۰ متر، با افزایش زاویه مرزهای نفوذناپذیر، مقدار تفاوت نیز افزایش می‌یابد.

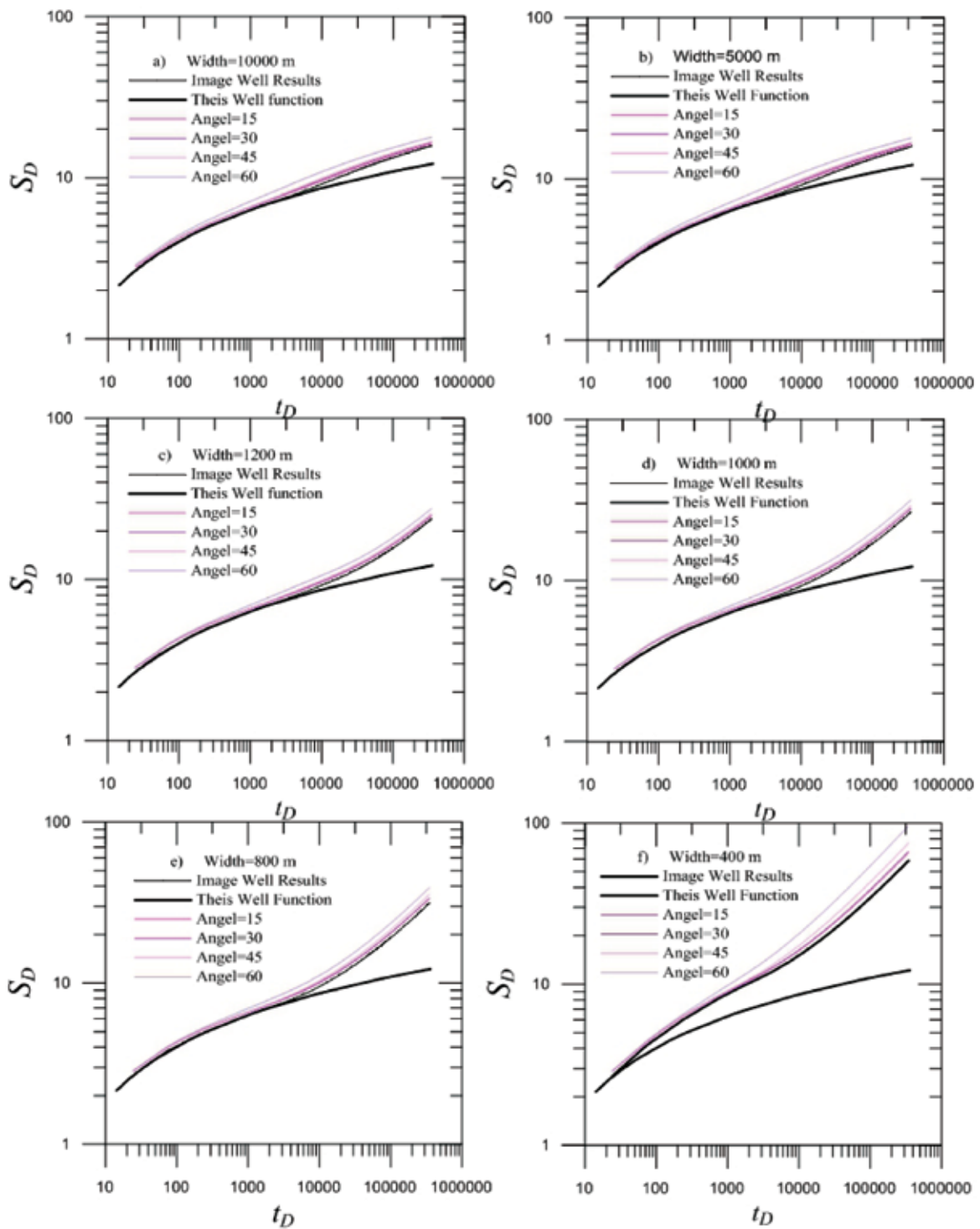
جهت تعیین تاثیر مقدار شیب مرزها بر منحنی افت-زمان بدون بعد، بایستی منحنی حالت‌های شیب‌دار با منحنی‌های مربوط به حالت بدون شیب مقایسه شوند. از آنجاکه منحنی‌های مربوط به مدل‌های بدون شیب، هم توسط مدل عددی و هم توسط روش چاه‌های مجازی محاسبه شدند و عملاً با هم برابر بودند لذا کافی است یکی از آنها جهت مقایسه مورد استفاده قرار گیرد. در اینجا منحنی محاسبه شده توسط چاه‌های مجازی برای مدل‌های عمودی مورد استفاده قرار گرفت (منحنی‌های Image Well Result در شکل ۸). جهت مقایسه بین نتایج مدل‌های عمودی و مدل‌های شیب‌دار، در نمودارهای مربوط به هر عرض مشخص، در کنار منحنی‌های افت-زمان بدون بعد برای شیب‌های مختلف، علاوه بر منحنی تاپس (منحنی‌های Theis Well Function در شکل ۸) منحنی مربوط به حالت مرزهای عمودی (منحنی‌های Image Well Result در شکل ۸) نیز ترسیم شد. از آنجاکه در مقیاس لگاریتمی مورد استفاده در شکل‌ها، اختلاف نمودارها به‌صورت دیداری، چندان مشخص نیست مقدار تفاوت بین هر مدل زاویه‌دار با محاسبات چاه‌های مجازی (منحنی‌های Image Well Result در شکل ۷) با استفاده از رابطه ۷ محاسبه شد (شکل ۱۰). این نمودار مقدار تفاوت را از شروع شبیه‌سازی تا روز ۱۰ (معادل با مقدار $t_D = 345600$) برای



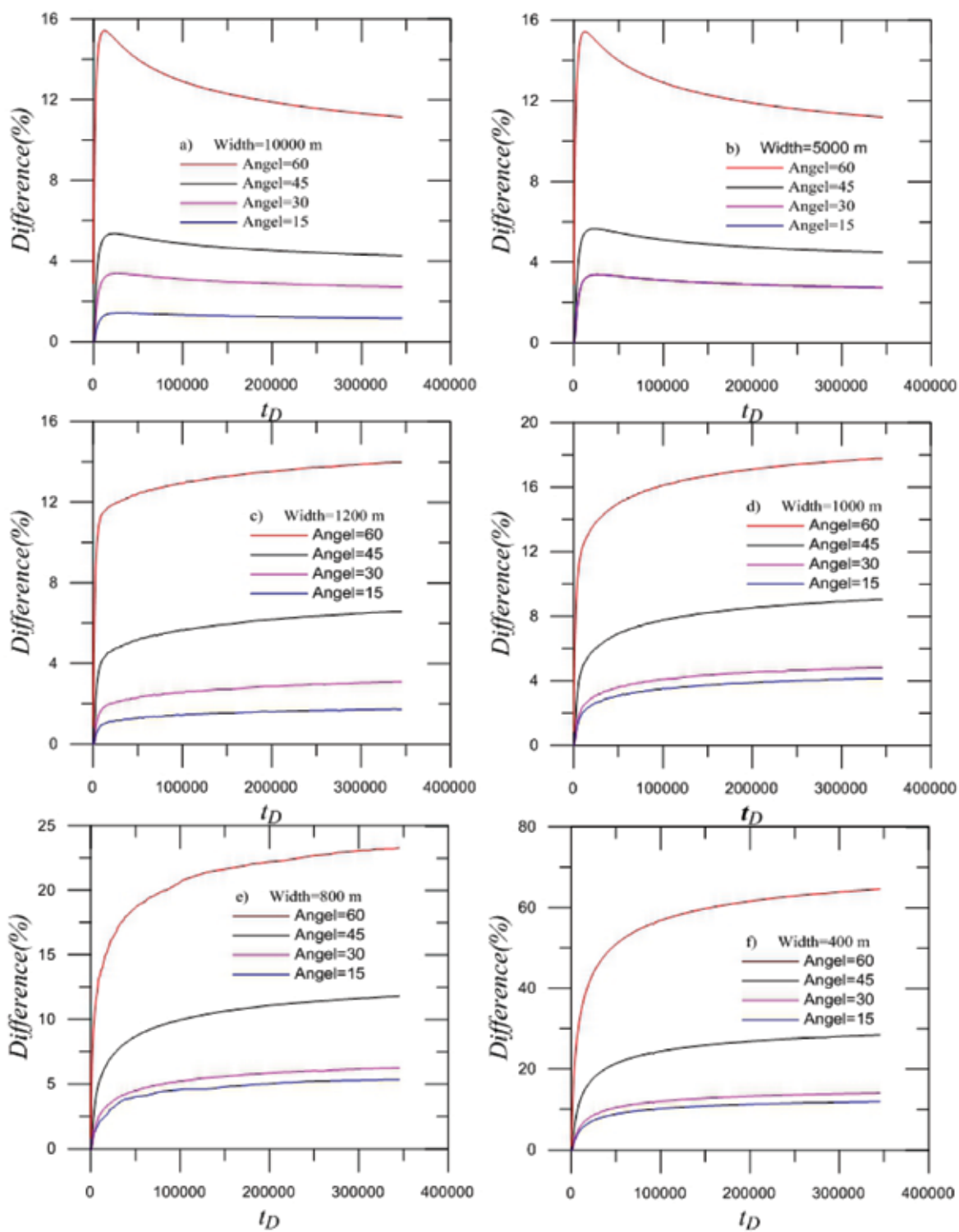
شکل ۷. منحنی‌های افت-زمان محاسبه شده به روش چاه‌های مجازی و شبیه‌سازی عددی مدل ۹۰ درجه



شکل ۸. مقایسه منحنی‌های بدون بعد افت زمان برای روش چاه‌های مجازی، مدل ۹۰ درجه عددی با منحنی تائیس



شکل ۹. مقایسه منحنی‌های بدون افت زمان برای روش چاه‌های مجازی، منحنی تاپس و حالت‌های شیب‌دار



شکل ۱۰. درصد تفاوت بین مقادیر افت در مرزهای عمودی با مدل‌های دارای مرز شیب‌دار در شیب‌های مختلف

تئوری چاه‌های مجازی از طرف دیگر وجود دارد. تفاوت اندک (حداکثر سه درصد) بین نتایج، ناشی از خطای گردش‌دگی می‌باشد.

منحنی‌های افت-زمان برای مرزهای نفوذناپذیر شیب‌دار با استفاده از شبیه‌سازی عددی محاسبه شدند. این منحنی‌ها تفاوت قابل توجهی در زوایای مختلف و نیز عرض‌های مختلف با نتایج حاصل از مرزهای عمودی نشان دادند. اگر فاصله مرزهای نفوذناپذیر زیاد باشد (در این مطالعه مساوی یا بیشتر از ۵۰۰۰ متر) و مرزهای نفوذناپذیر دارای زوایای کمتر از ۳۰ درجه باشند تفاوت‌ها به حدی است که تقریب استفاده از روش چاه‌های مجازی می‌تواند قابل قبول باشد اما هنگامی که فاصله بین مرزها کمتر باشد حتی در زوایای کم نیز تفاوت قابل ملاحظه‌ای در مقادیر افت-زمان آبخوان‌های دارای مرزهای شیب‌دار با نتایج روش چاه‌های مجازی وجود دارد و استفاده از روش چاه‌های مجازی در این شرایط خطای قابل توجهی خواهد داشت.

در مدل دارای عرض ۱۰۰۰۰ متر در ابتدای پمپاژ مقدار تفاوت در حد هفت درصد برای زاویه ۶۰ درجه و نیم درصد برای زاویه ۱۵ درجه است ولی با افزایش زمان پمپاژ به ۱۰ روز، تفاوت به ترتیب به ۱/۵ و ۱۵ درصد می‌رسد. در مدل ۴۰۰ متر تفاوت در ابتدای پمپاژ برای مدل ۱۵ و ۶۰ درجه به ترتیب صفر و ۸/۱ درصد هستند و در روز ۱۰ این مقادیر به ترتیب ۱۱/۵ درصد و ۴۴/۵ درصد می‌باشند. همچنان که دیده می‌شود بیشترین مقدار تفاوت مربوط به مدلی است که کمترین عرض (۴۰۰ متر) و بیشترین زاویه (۶۰ درجه) را دارد. در این مدل باگذشت زمان مقدار تفاوت به ۷۰ درصد می‌رسد که تفاوت قابل توجهی است. لذا می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد در شرایطی که مرزهای نفوذناپذیر شیب‌دار باشند عرض آبخوان نسبت عکس با میزان تفاوت دارد. این تفاوت در عرض‌های کمتر، تشدید می‌شود. بنابراین اگر عرض آبخوان (فاصله بین مرزهای نفوذناپذیر) کمتر از ۵۰۰۰ متر باشد، در صورتی که مرزهای عمودی دارای زاویه‌ای نسبت به حالت عمود باشند مقادیر افت-زمان در این آبخوان‌ها تفاوت مشخصی با مقادیر محاسباتی مربوط به مرزهای عمودی و تئوری چاه‌های مجازی خواهند داشت.

در بیشتر مدل‌ها دیده می‌شود که در عرض ۱۲۰۰، ۱۰۰۰، ۸۰۰ و ۴۰۰ متر، تفاوت بین منحنی‌های افت-زمان بدون بعد در زوایای ۱۵ و ۳۰ درجه کم است. مقدار تفاوت‌ها برای این دو زاویه، اختلاف زیادی با هم ندارند. در عرض‌های زیاد (۱۰۰۰۰ و ۵۰۰۰ متر) تفاوت‌ها برای این دو زاویه چنان است که شاید استفاده از چاه‌های مجازی بدون در نظر گرفتن شیب مرزهای نفوذناپذیر تقریب قابل قبولی از مقدار واقعی باشد. اما در شرایطی که فاصله بین دو مرز کاهش می‌یابد مقدار تفاوت به حدی است که استفاده از فرض مرزهای عمودی و نیز استفاده از تئوری چاه‌های مجازی خطای مشخصی را ایجاد خواهد کرد. در زاویه ۳۰ درجه مقدار تفاوت زیاد شده و در زاویه ۶۰ درجه تفاوت به مقدار قابل توجهی زیاد می‌شود. این وضعیت در تمام مدل‌های شش گانه دیده می‌شود. بنابراین اگر عرض آبخوان (فاصله بین مرزهای نفوذناپذیر) کمتر از ۵۰۰۰ متر باشد، در صورتی که مرزهای عمودی دارای زاویه‌ای نسبت به حالت عمود باشند مقادیر افت-زمان در این آبخوان‌ها تفاوت مشخصی با مقادیر محاسباتی مربوط به مرزهای عمودی و تئوری چاه‌های مجازی خواهند داشت.

بنابراین در شرایطی که مرزهای عمودی نفوذناپذیر دارای زاویه کمی نسبت به حالت عمود باشند (زاویه کمتر از ۳۰ درجه) در حالتی که فاصله دو مرز نفوذناپذیر زیاد باشد با تقریبی مناسب می‌توان از روش چاه‌های مجازی و مرزهای عمودی استفاده نمود. در غیر این صورت تفاوت و خطای مشخصی وجود خواهد داشت. لذا هرچه زاویه مرز نفوذناپذیر با خط عمود بیشتر شود میزان تفاوت بین نمودارهای افت-زمان در زوایای مختلف با مقدار مربوط به مرزهای عمودی بیشتر می‌شود.

نتیجه‌گیری

شبیه‌سازی عددی منحنی‌های افت-زمان در نتیجه پمپاژ یک چاه در آبخوان‌های محبوس و محدود به دو مرز نفوذناپذیر نشان داد که در صورتی که مرزهای نفوذناپذیر و محدودکننده عمودی باشند تطابق بسیار عالی بین نتایج شبیه‌سازی عددی از یک طرف و استفاده از رابطه تاپس و

- Barrash, W. and Dougherty, M. E., 1997. Modeling Axially Symmetric and Nonsymmetric Flow to a Well with MODFLOW, and Application to Goddard2 Well Test, Boise, Idaho. *Ground Water*, 35, 602-611.
- Chan Y. K., 1976. Improved image-well technique for aquifer analysis. *Journal of Hydrology*, 29 (1), 149-164.
- Chen, Y., Yeh, H., and Yang, S., 2009. Analytical Solutions for Constant-Flux and Constant-Head Tests at a Finite-Diameter Well in a Wedge-Shaped Aquifer. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133 (4), 333-337.
- Davis, S. and Dewiest R., 1966. *Hydrogeology*. John Wiley and Sons. New York 463.
- Dietz, D., 1943. De Toepassing van Invloedsfuncties bij het Berekenen van de Verlagering van het Grondwater ten Gevolge van Wateronttrekking. *Water*, 27 (6), 51-57.
- Ferris, J. G., Knowles, D. B., Brown, R. H. and Stallman, R. W., 1962. Theory of aquifer tests. *Water-Supply Paper 1536-E*. US Geological Survey. United States Government Printing Office, Washington.
- Forchheimer, P., 1886. Ueber die ergiebigkeit von brunnen-anlagen und sickerschlitzen. *Zeitschr des Architekten-und Ingenieur-Vereines*, 32, 539-563.
- Hantush, M. S., 1959. Analysis of data from pumping wells near a river. *Journal of Geophysical Research*, 64(11), 1921-1932.
- Harbaugh A. W., 2005. MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model- the Ground-Water Flow Process. *U.S. Geological Survey Techniques and Methods* 6-A16
- Intaraprasong T. and Zhan H. B., 2007. Capture zone between two streams. *Journal of Hydrology*, 338 (3-4), 297-307.
- Kasenow, M., 1997. *Ground-water Hydrology and Well Hydraulics*. Water Resources Publications, LLC, Highlands Ranch, Colorado , 831.
- Kompani-Zare M. and Zhan H. B., 2005. Steady flow to a horizontal drain in an unconfined aquifer with variable thickness. *Journal of Hydrology*, 327 (1-2) 174-185.
- Kompani-Zare M., Zhan H. B. and Samani N., 2004. Analytical study of capture zone of a horizontal well in a confined aquifer. *Journal of Hydrology*, 307 (1-4) 48-59.
- Kruseman, G. P. and de Ridder, N. A., 1990. *Analysis and Evaluation of Pumping Test Data (Second edition)*. Wageningen, the Netherlands: International Institute for Land Reclamation and Improvement. ISBN 90-70754-20-7.
- Kuo, M. C. T., Wang, W. L., Lin, D. S. and Chiang, C. J., 1994. An image-well method for predicting drawdown distribution in aquifers with irregularly shaped boundaries. *Ground Water*, 32 (5), 794-804.
- Lang, S., 1963. Drawdown patterns in aquifers having a straight-line boundary. *Shortcuts and Special Problems in Aquifer Tests*. US Geological Survey Water-Supply Paper: 56-68.
- Moulder, E., 1963. Locus circles as an aid in the location of a hydrogeologic boundary. *US Geological Survey Water-Supply Paper*, 110-112.
- Muskat, M., 1937. *The Flow of Homogeneous Fluids through Porous Media*. McGraw-Hill Book Company, Incorporated, 763.
- Reilly, T. E., 2004. A brief history of contributions to ground water hydrology by the US Geological Survey. *Ground water*, 42(4), 625-631.

- Rubin, Y. and Dagan G., 1989. Stochastic analysis of boundaries effects on head spatial variability in heterogeneous aquifers: 2, impervious boundary. *Water Resources Research*, 25(4), 707-712.
- Samani, N. and Zarei-Doudeji S., 2012. Capture zone of a multi-well system in confined and unconfined wedge-shaped aquifers. *Advances in Water Resources*, 39, 71-84.
- Stallman, R. W., 1952. Nonequilibrium type curves modified for two-well systems. US Geological Survey, open-file chart (Ground Water Notes No. 3), 51-55.
- Stallman, R. W., 1963. Type curves for the solution of single-boundary problems. *Bentall, Ray, Shortcuts and special problems in aquifer tests: US Geological Survey Water-Supply Paper: C45-C47*.
- Theis, C. V., 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Transactions of the American Geophysical Union* 16, 519-524.
- Todd, D. and Mays L., 2005. *Groundwater Hydrology*. Third edition, John Wiley and Sons, Inc, 652.
- Vandenberg, A., 1976. Tables and type curves for analysis of pump tests in leaky parallel-channel aquifers. *Technical Bulletin no 96, Inland waters Directorate, Water Resources Branch, Ottawa*.
- Vandenberg, A., 1977. Type curves for analysis of pump tests in leaky strip aquifers. *Journal of Hydrology*. 33(1), 15-26.
- Zarei-Doudeji, S. and Samani N., 2014. Capture zone of a multi-well system in bounded peninsula-shaped aquifers. *Journal of Contaminant Hydrology* 164, 114-124.

بیواستراتیگرافی و پالئواکولوژی عضو e سازند قم بر اساس استراکدها در برش چشمه برون، غرب قم

جهانبخش دانشیان^(۱)، مریم گودرزی^۲

۱. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

۲. کارشناس ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۲/۰۵

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۴/۲۶

چکیده

هدف از این مطالعه، سیستماتیک و شناسایی جنس‌ها و گونه‌های استراکدهای عضو e سازند قم در برش مورد مطالعه (چشمه برون)، به منظور بیواستراتیگرافی و تعیین سن نهشته‌ها و انجام مطالعات پالئواکولوژی با توجه به تغییرات فراوانی و تنوع استراکدها براساس داده‌های به‌دست‌آمده می‌باشد. فراوانی و تنوع جنس‌های برون نشان می‌دهد که اگرچه محیط از لحاظ ویژگی‌هایی نظیر درجه حرارت و شوری دارای نوسان است اما غالباً نشانگر یک دریای گرم با شوری نرمال است. افزایش و کاهش استراکدا در برش مورد بررسی، بیانگر تغییرات متناوب فراوانی و تنوع آن‌ها با تغییرات محیطی بوده و در واقع این امر نشان‌دهنده بی‌ثباتی شرایط محیطی در طول توالی مورد مطالعه می‌باشد. به نظر می‌رسد علت این بی‌ثباتی احتمالاً به واسطه تغییرات مربوط به میزان مواد غذایی، اکسیژن و آشفتنگی آب می‌باشد. همچنین بر اساس مجموع استراکدهای بررسی شده، سن میوسن پیشین (اکیتانین- بوردیگالین) برای نهشته‌های عضو e سازند قم در برش چشمه برون پیشنهاد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: استراکدا، بیواستراتیگرافی، پالئواکولوژی، سازند قم، غرب قم.

مقدمه

از شناسایی نهشته‌های سازند قم در ناحیه قم توسط اشتال (Stahl, 1911) بیش از یک قرن می‌گذرد و در آن زمان چنین سازندی ناشناخته بود. این نهشته‌ها در گذشته با نام‌های گوناگونی نظیر سازند الیگو- میوسن (Furrer and Soder, 1955)، نهشته‌های دریایی نئوزن (Ribén, 1935)، مارن‌های لپیدوسیکلین دار اکیتانین قم (Furon and Marie, 1939) معرفی شدند، اما در سال (Dozy, 1945) بود که از این سنگ‌ها با نام سازند قم یاد شد. پس از یک

فاصله زمانی قابل توجه، در سال‌های اخیر کارهای جدید و بسیاری در زمینه‌های مختلف از جمله فرامینیفرا (به‌عنوان مثال: دانشیان و قنبری، ۱۳۸۶؛ دانشیان و اخلاقی، ۱۳۸۷؛ دانشیان و آفتابی، ۱۳۸۸؛ Daneshian and Ramezani, 2007)، استراکدا (دانشیان و وادونی، ۱۳۸۹؛ دانشیان و طریقتی، ۱۳۹۱؛ دانشیان و اکرمی، ۱۳۹۲)، مطالعات محیط رسوبی و چینه‌شناسی سکانسی (دانشیان و اخلاقی، ۱۳۸۷؛ دانشیان و همکاران، ۱۳۸۸) بر روی سازند قم انجام شده است. با توجه به اینکه بررسی شرایط محیط

* نویسنده مرتبط: daneshian@khu.ac.ir

است و تا میوسن پیشین ادامه داشته است و برحسب زمان پیشروی و پسروی دریا و یا چرخه‌های فرسایشی، تغییرات سنی قابل توجهی دارد (درویش زاده، ۱۳۸۲).

پیشینه مطالعات

سازند قم، از نظر رنگ و لیتولوژی از سازندهای قرمز زیرین و قرمز بالایی که آن را در برگرفته‌اند، متمایز بوده و برای آن در جنوب شهر قم ناحیه الگو تعریف شده و در این ناحیه به نه عضو (a,b,c-1,c-2,c-3,c-4,d,e,f) تقسیم شده است (Stocklin and Setudehnia, 1977). مطالعات انجام شده بر روی استراکدا گاه شامل عضوی از سازند قم بوده و گاه کل سازند قم را در برمی‌گرفته است. تعداد مطالعات انجام شده بر روی استراکدا عضو e بسیار محدود بوده که در جدول ۱ به آن‌ها اشاره شده است.

دیرینه نهشته‌های سازند قم با استفاده از استراکدها کمتر مورد توجه قرار گرفته است و تعداد مطالعات انجام شده بسیار کم و انگشت شمار می‌باشد، در این تحقیق مطالعه استراکدها از جهت ارزش آن‌ها در تعیین سن نهشته‌ها و شناسایی ویژگی‌های محیطی در برش چشمه برون واقع در غرب شهر قم مورد توجه قرار گرفته است.

زمین‌شناسی عمومی

در نواحی قم نهشته‌های سنوزوئیک که در جهت شمال غربی- جنوب شرقی گسترده شده‌اند، غالباً بیانگر رسوبات حوضه‌ی قم هستند و بخش مهمی از ایران مرکزی را شامل می‌شوند. رسوبات این حوضه در جنوب قم دارای بیش‌ترین ضخامت می‌باشند. سازند قم که بیش‌تر از رسوبات کم‌عمق مانند سنگ آهک و مارن تشکیل شده مربوط به یک پیشروی دریایی بوده است که شواهدی از آن در الیگوسن بالایی موجود

جدول ۱. پیشینه مطالعاتی استراکدا در سازند قم

سن	تعداد جنس و گونه	منطقه	پژوهشگران و سال تحقیق
میوسن پیشین- میانی (اکیتانین - لانگین)	۱۷ جنس / ۳۶ گونه	دوچاه در ناحیه الگو، شمال غرب شهر قم	پورمعمد (۱۳۴۶)
میوسن پیشین- میانی	۱۲ جنس / ۱۹ گونه	دوچاه در ناحیه الگو، شمال غرب شهر قم	هادوی (۱۳۶۳ و ۱۳۸۱)
اکیتانین - بوردیگالین	۲۳ جنس و گونه	شمال ده نمک شمال شرق گرمسار (هم‌ارز عضوهای C-3, C-4, d, e, f سازند قم در ناحیه الگو)	Daneshian and Ramezani Dana (2007)
میوسن پیشین (اکیتانین)	۱۹ جنس / ۲۱ گونه	جفریز (شمال بافت در استان کرمان)	ترک‌زاده ماهانی و همکاران (۱۳۸۹)
میوسن پیشین- میانی (بوردیگالین- لانگین)	۳۵ جنس / ۵۸ گونه	کوه دوبرادر در ناحیه الگو، جنوب شرق شهر قم (عضو e)	دانشیان- وادونی (۱۳۸۹)
میوسن پیشین	۵۹ جنس / ۱۲۳ گونه	شمال غرب سمنان	اسماعیلی دهج (۱۳۹۰)
میوسن	۵۰ جنس / ۱۰۳ گونه	کمر کوه در ناحیه الگو، غرب شهر قم (عضو e)	احسانی (۱۳۹۰)
بوردیگالین	۵۳ جنس / ۱۰۷ گونه	کوه دوچاه در ناحیه الگو، شمال غرب شهر قم (عضو e)	دانشیان- طریقتی (۱۳۹۱)
میوسن پیشین	۲۶ جنس و گونه	کمر کوه در ناحیه الگو، غرب شهر قم (قاعده‌ی عضو e)	دانشیان- اکرمی (۱۳۹۲)

روش مطالعه

اگرچه بر اساس فرامینفرها، عضو e سازند قم سن بوردیگالین دارد، اما بر اساس گونه‌های شاخص استراکدا محدوده سنی وسیع‌تر دارد و مطابق شکل ۴، بر مبنای اشتراک سنی مجموع استراکدا و گونه‌هایی نظیر *Paracypris pandyai*, *punctatella Loxoconcha* و *Bairdoppilata sp. cf. B. subdeltoidea* سن میوسن پیشین (اکتیانین- بوردیگالین) برای نهشته‌های سازند قم در برش چشمه برون قابل تصور است.

بحث

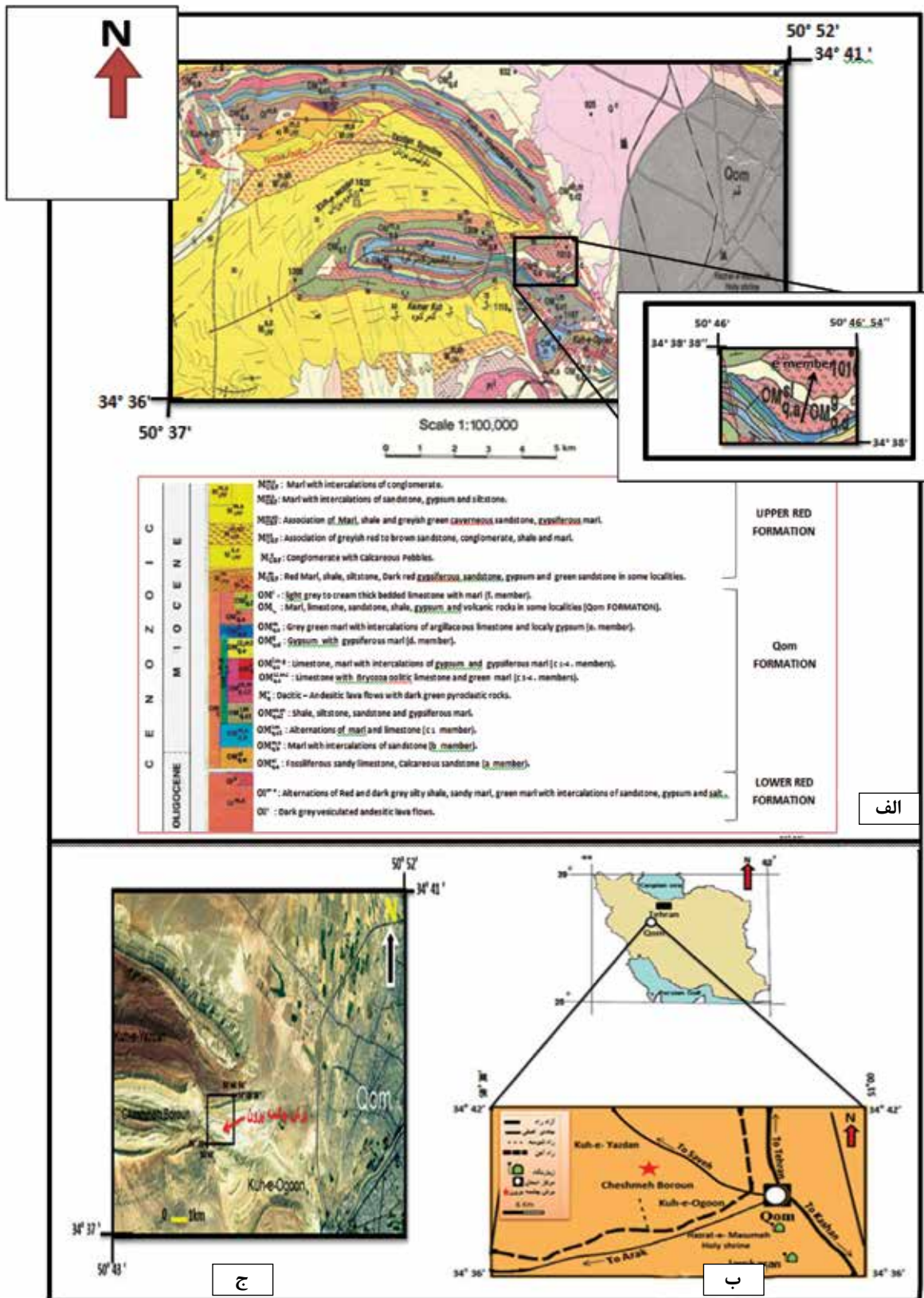
بیواستراتیگرافی: استراکدها ابزاری مناسب و مفید برای تقسیم سنگ‌های رسوبی به واحدهای چینه‌شناسی قابل تشخیص به نام واحدهای بیواستراتیگرافی هستند. علاوه بر این در تعیین سن نسبی طبقات و تطابق رسوبات در مقیاس ناحیه‌ای کاربرد دارند و به‌عنوان یکی از مهم‌ترین گروه‌های میکروفسیل در بررسی محیط دیرینه مورد استفاده قرار می‌گیرند، ماهیت غالباً بنتونیکی این جانوران سبب شده است که آن‌ها گسترش جغرافیایی وسیعی نداشته باشند و به‌طور محلی برای تطابق چینه‌شناسی مفید باشند. (Armstrong and Brasier, 2005) استراکدها پس از فرامینفرها دومین گروه فسیلی محسوب می‌شوند که در برش مورد مطالعه از فراوانی و تنوع ویژه‌ای برخوردارند. حاصل مطالعه و بررسی بیواستراتیگرافی استراکدهای شناسایی شده در این پژوهش، تعیین دو زون تجمعی برای نهشته‌های عضو e سازند قم در برش چشمه برون است که به شرح زیر می‌باشد.

- 1. *Krithe sp. 4 assemblage zone*:** این بیوزون ۷۷ متر ضخامت دارد و مرز زیرین آن بر اساس اولین حضور *Krithe sp. 1* و *Krithe sp. 4* و مرز بالای آن با اولین حضور گونه‌های *Cytheroptron* و *Cytheroptron sp. 4* مشخص می‌شود. از فسیل‌های همراه می‌توان به *sp. 1*, *Macrocy-*, *Ruggieria*, *sp. 4*, *Cytherella sp. 2*, *pris sp. Bairdoppilata sp. cf. B. subdeltoidea* اشاره کرد.
- 2. *Cytheroptron sp. 1 assemblage zone*:** این بیوزون از نمونه ۳۸ تا ۱۱۷ را شامل می‌شود و ۳۳۶

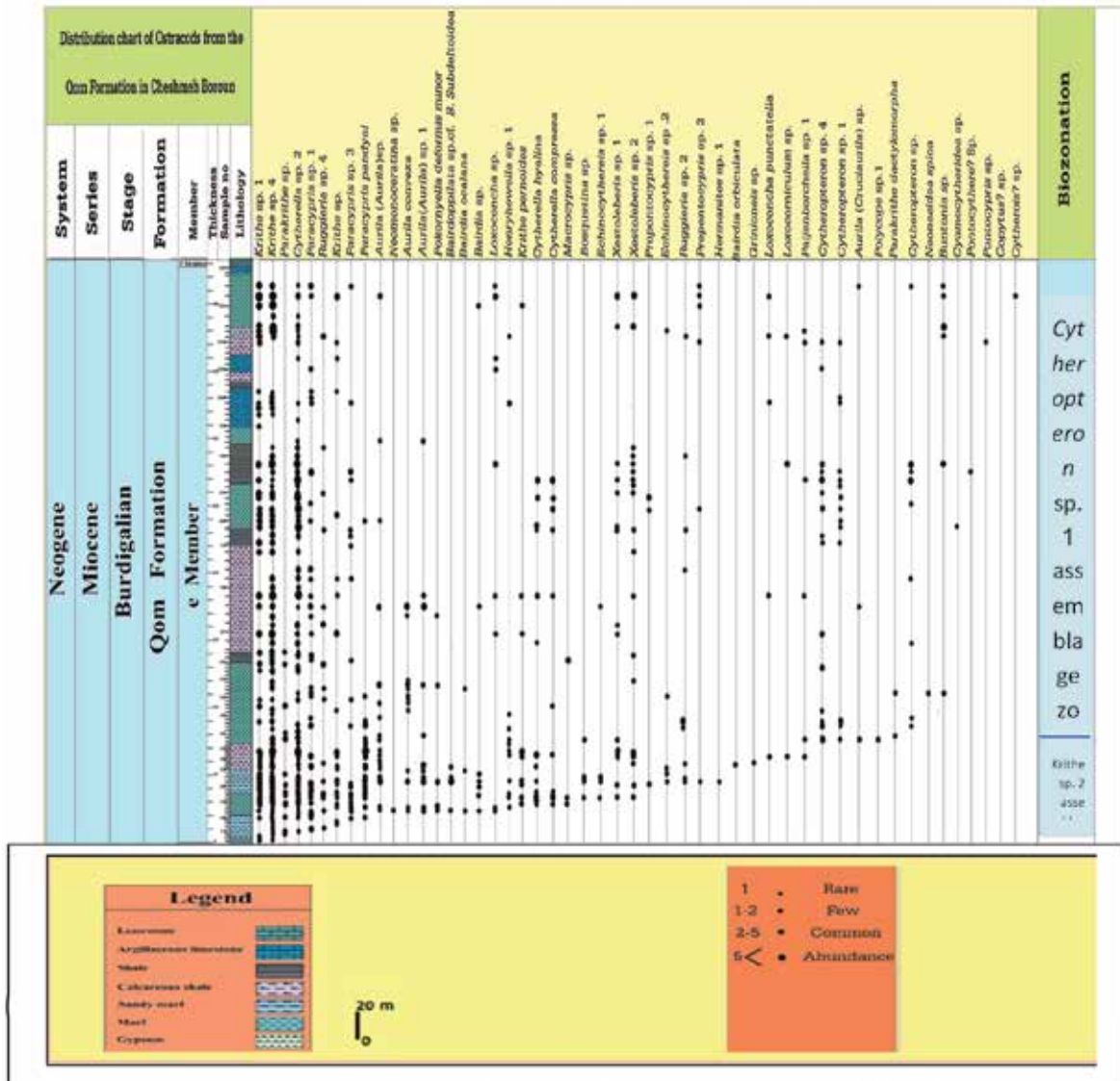
برش چینه‌شناسی مورد مطالعه در منتهی الیه شرقی منطقه‌ی چشمه برون، در شمال غربی کوه اوقون و جنوب شرقی کوه یزدان، در غرب شهر قم واقع شده است. مختصات جغرافیایی این برش شامل عرض جغرافیایی "۳۴° ۳۸' ۱۲/۹۶" شمالی و طول جغرافیایی "۴۸/۴۲' ۴۶' ۵۰° شرقی می‌باشد (شکل ۱- الف و ب). راه دسترسی به برش چینه‌شناسی چشمه برون از طریق جاده قم به اصفهان بعد از طی یازده کیلومتر، در باند شمالی جاده بوده که با تغییر مسیر به سمت جاده فرعی روستای یزدان و پس از طی تقریباً سه کیلومتر به برش مورد مطالعه می‌رسد (شکل ۱- ج). در پژوهش حاضر مطالعات در دو مرحله‌ی صحرایی و آزمایشگاهی (آماده‌سازی نمونه‌ها و شناسایی استراکدا با استریومیکروسکوپ) انجام گرفت. در این راستا ۱۲۰ نمونه‌ی برداشت شده از نهشته‌های مارنی عضو e مورد بررسی قرار گرفت که بعد از آماده‌سازی نمونه‌ها شامل شست و شوی نمونه‌ها با استفاده از الک‌های ۳۵، ۱۲۰ و ۲۳۰ مش و جدایش استراکدها از رسوبات با کمک استریومیکروسکوپ، تعداد ۱۰۷۳ استراکد به دست آمد. این استراکدها شامل ۳۰ جنس و ۵۱ گونه متعلق به دو راسته، چهار زیرراسته، ۴ روخوانده و هفده خانواده هستند. ضمناً در این پژوهش از هر الک یک گرم وزن شده و الک ۳۵ مش فاقد استراکد بوده است.

گونه‌شناسی یافته‌ها

با مطالعه و بررسی مجموعه استراکدهای موجود در برش چینه‌شناسی چشمه برون در مجموع ۳۰ جنس و ۵۱ گونه شناسایی شده است (Plates 1-3، شکل ۲). این گونه‌ها متعلق به ۱۷ خانواده از ۲ راسته می‌باشند. در بین خانواده‌ها، *Trachyleberididae*, *Bairdiidae* و *Cytherideidae* بیش‌ترین جنس‌ها را در برش چشمه برون شامل می‌شوند. همچنین کم‌ترین جنس‌ها و گونه‌ها متعلق به خانواده‌های *Paracyprididae*, *Brachycytheridae*, *Macrocyprididae*, *Cytheruridae*, *Xestoleberididae*, *Neocytherideidae*, *Cushmanidae*, *Paradoxostomatidae*, *Polycopidae* و *Cytherellidae* می‌باشند (شکل ۳).



شکل ۱. الف) نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (قم، سازمان زمین‌شناسی (زمانی، ۱۳۸۲)، ب) تصویر ماهواره‌ای موقعیت جغرافیایی برش چشمه برون، ج) موقعیت جغرافیایی برش چشمه برون و راه‌های دسترسی به آن



شکل ۲. گسترش چینه‌شناسی استراکدهای عضو ۵ سازند قم در برش چینه‌شناسی چشمه برون، غرب قم

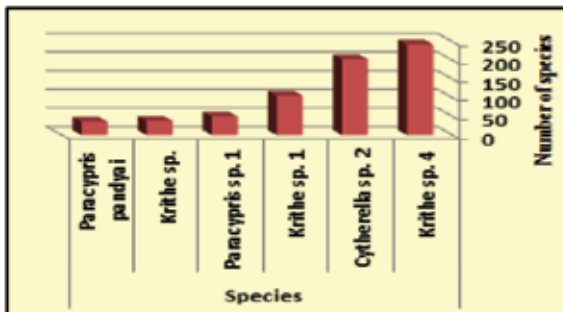
Order	Suborder	Family	Genera
Podocopida	Podocopina	Paracypridae	Genera
		Pontocypridae	
		Bairdiidae	
		Macrocypridae	
		Brachyocytheridae	
		Cytheraidae	
		Cytheroidea	
		Hemicytheridae	
		Schizocytheridae	
		Trachyleberidae	
	Loxoconchidae		
	Xestoleberidae		
	Platycopina	Cytherellidae	
	Cytherocopina	Neocytheroidea	
Cushmaniidae			
Myodocopida	Cladocopina	Paradoxostomatidae	
		Polycopeidae	

شکل ۳. تنوع استراکدا در خانواده‌های مختلف شناسایی شده در برش چشمه برون

Oligocene		Miocene						Pliocene			Pleistocene			Series
Rupelian	Chatthian	Lower Aquitanian	Middle Burdigalian	Langhian	Serravallian	Tortonian	Messinian	Zanclean	Piacenzian	Gelasian	Lower	Middle	Upper	
		-----											<i>Aurila convexa</i>	
		-----											<i>Loxoconcha punctatella</i>	
		-----											<i>Bairdoppiata</i> sp. cf. <i>B. subdeltoidea</i>	
		-----											<i>Neonesidea spica</i>	
		-----											<i>Pokornyella deformis minor</i>	
		-----											<i>Paracypris pandyai</i>	

شکل ۴. گسترش زمانی گونه‌های شناسایی شده از برش چشمه برون، غرب قم

مورد توجه قرار گیرند (Frenzel and Boomer, 2005). استراکدها به تنش‌های محیطی حساس بوده و فراوانی آن‌ها همواره به‌عنوان شاخص‌های مهم و حساس به آشفتگی‌های محیطی به‌دست‌آمده است (Bruce, 2002). تغییرات در شوری، شیمی آب، خصوصیات فیزیکی بستر، دما، اکسیژن و پایداری این عوامل موجب تغییراتی در ترکیب اجتماعات استراکدها می‌شود (Frenzel and Boomer, 2005). بر اساس نتایج به‌حساب آمده از شمارش استراکدهای شناسایی شده در برش چشمه برون از ۳۰ جنس شناسایی شده، بیش‌ترین فراوانی مربوط به جنس‌های *Paracypris*، *Krithe* و *Cytherella* می‌باشد (شکل ۵).



شکل ۵. نمودار گونه‌های دارای بالاترین سطح فراوانی در برش چشمه برون

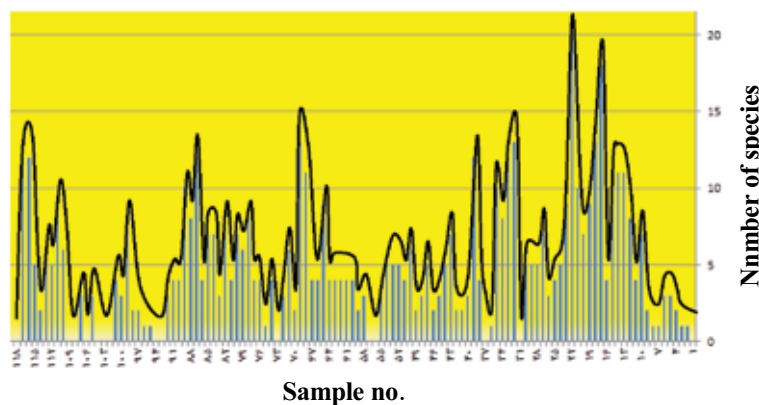
همچنین استراکدا از لحاظ تنوع دارای تغییرات جالب توجهی هستند که شکل ۶ این تغییرات را نشان می‌دهد. همان‌گونه که در این شکل مشاهده می‌شود تنوع بسیار متغیر بوده به‌نحوی که از نمونه‌های شماره ۱ تا ۵ روند افزایشی اندک و از شماره ۶ تا ۸ کاهش نسبی و سپس تا شماره ۱۳ روند افزایشی مشاهده می‌شود.

متر ضخامت دارد، مرز زیرین این بیوزون بر اساس اولین حضور *Cytheroptron* sp. 1 و *Cytheroptron* sp. 4 و مرز بالایی آن با نبود گونه‌های *Krithe* sp. 4، *Krithe* sp. 1، *Cytherella* sp. 2، *Propontocypris* sp. 2، *Loxobuntonia* sp.، *Loxoconcha* sp.، *Cytheropteron* sp.، *Paracypris* sp. 3 مشخص می‌شود. از فسیل‌های همراه در این بیوزون می‌توان به *Loxoconcha punctatella*، *Parakrithe dactylomorpha* و *Ruggieria* sp. 2 اشاره کرد. این در حالی است که قبلاً برای عضو e بر اساس استراکدا، دانشیان و طریقتی (۱۳۹۱) بیوزون‌های *Neomonoceratina helvetica* assemblage zone و *Paijenborchella* sp. 2 assemblage zone و دانشیان و وادونی (۱۳۸۹) بیوزون‌های *Cytherella* sp. 1 و *Paracypris* sp. 3 assemblage zone را معرفی کرده‌اند که در برش مورد مطالعه قابل شناسایی نیست و این امر احتمالاً به علت تغییرات شدید رخساره‌ای و در نتیجه تفاوت محیطی می‌باشد.

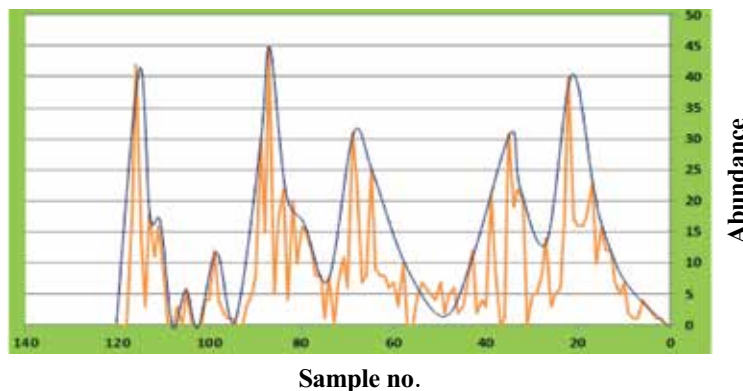
محیط دیرینه: با پژوهش‌های استراکدشناسان و شناسایی استراکدها و محیط آنها اطلاعات ارزشمندی در رابطه با محیط دیرینه به‌دست‌آمده است. فاکتورهای محیطی مانند عمق آب، شوری، دما، pH و میزان اکسیژن در ترکیب شیمیایی کاراپاس استراکدها مؤثرند. تاثیر پذیری استراکدها از محیطی که در آن رشد می‌کنند باعث می‌شود که پارامترهای محیطی مثل دما، شوری، نوع بستر و غلظت عناصر مختلف در آب و رسوب به‌عنوان شاخص‌های مهم

مجدداً از شماره ۵۸ تا ۹۰ افزایش نسبی فراوانی گونه‌ها اتفاق می‌افتد. در نهایت از نمونه ۹۱ تا ۱۰۸ با وجود افت و خیزهای متناوب، فراوانی کاهش می‌یابد و پس از آن از شماره ۱۱۰ تا ۱۲۰ افزایش فراوانی گونه‌ها مشاهده می‌شود. بیش‌ترین فراوانی استراکدها مربوط به نمونه‌های ۸۷، ۲۲ و ۱۱۶ و در ادامه مربوط به شماره‌های ۳۵ و ۶۹ می‌باشد (شکل ۷). با توجه به یافته‌های فوق می‌توان نتیجه گرفت که به‌طور کلی در برش چشمه برون بین تنوع و فراوانی کل استراکدها ارتباط تقریباً مستقیم وجود دارد.

درحالی‌که شماره ۱۵ و ۱۴ بدون تغییر بوده و شماره ۱۶ روندی کاهشی دارد. بیش‌ترین تنوع استراکدها در قاعده برش و نمونه‌های شماره ۱۷ و ۲۲ می‌باشد و در ادامه تا حدودی مربوط به شماره‌های ۱۸، ۳۲، ۶۹، ۸۷، ۱۱۶ و ۱۱۷ می‌باشد. همچنین فراوانی استراکدها در طول برش دارای نوسانات قابل توجهی است و به‌طور متناوب فراوانی تغییر می‌کند به‌نحوی‌که از قاعده‌ی برش تا شماره ۱۸ روند افزایشی اندک وجود دارد و از نمونه ۲۰ تا ۴۰ افزایش فراوانی گونه‌ها مشاهده می‌شود. سپس از نمونه‌های ۴۱ تا ۵۷ فراوانی کاهش یافته و



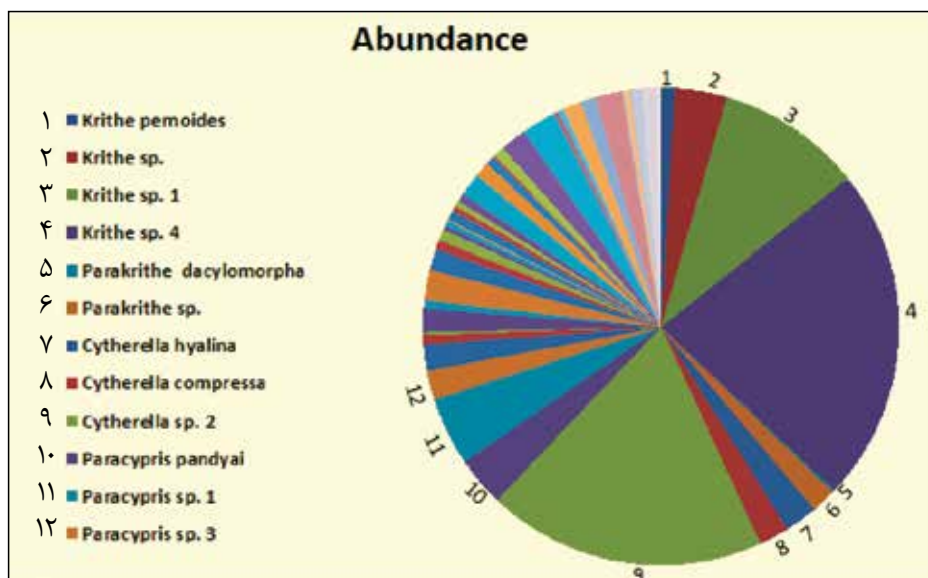
شکل ۶. نمودار تنوع گونه‌های شناسایی شده در نمونه‌های برداشت شده در برش چشمه برون



شکل ۷. نمودار فراوانی گونه‌های شناسایی شده استراکدا در برش چینه‌شناسی چشمه برون

Cytherella می‌تواند به‌عنوان معیارهایی برای اندازه‌گیری فاکتورهای محیط دیرینه مانند عمق، دما و شوری مورد توجه قرار گیرد. مطابق مطالعات انجام شده جنس *Cytherella* در محیط‌های دریایی گرم و کم‌عمق و با شوری معمولی و جنس‌های *Paracypris* و *Krithe* در آب‌های عمیق‌تر نیز یافت شده‌اند (Elewa, 2005).

مطابق شکل ۸ بیش‌ترین فراوانی گونه‌های استراکد شناسایی شده مربوط به گونه‌های *Krithe* sp. 4, *Cytherella* sp. 2, *Krithe* sp. 1, *Paracypris* sp. 1, و *Paracypris* و *Krithe* sp. گونه‌های *pandyai* می‌باشد. فراوانی گونه‌های استراکدای ذکر شده در طول برش، از جمله جنس‌های *Paracypris*، *Krithe* و



شکل ۸. نمودار فراوانی گونه‌های شناسایی شده استراکدا در عضو e سازند قم در برش چینه‌شناسی چشمه برون

اندازه دانه‌های رسوب، نفوذ نور و پوشش گیاهی همراه خواهد بود (Cronin et al., 2005).

رابطه‌ی زیست‌پذیری استراکدها با عمق، در مورد همه گونه‌ها یکسان نیست. بعضی استراکدها در اعماق مختلف و برخی دیگر فقط در عمق خاصی یافت شده‌اند. بر اساس کرونین و همکاران (Cronin et al., 2005) و بررسی یافته‌های تحقیق حاضر نشان می‌دهد که در برش چینه‌شناسی چشمه برون درصد فراوانی جنس‌های شاخص عمق به‌طور تقریبی محاسبه شده است (جدول ۲ تا ۴). جنس‌هایی که شاخص بخش‌های کم‌عمق هستند عبارتند از:

Xestoleberis و Neomonoceratina, Loxoconcha که درصد بالاتر Xestoleberis گویای هم‌جواری آن با جلبک‌ها و فلورا دریایی بوده است.

جدول ۲. فراوانی نمونه‌های متناسب با سطوح کم‌عمق

Abundance	species
۰/۱۸٪	Neomonoceratina
۱/۵۸٪	Loxoconcha
۴/۱۰٪	Xestoleberis

جنس‌هایی که شاخص بخش‌های عمیق‌تر هستند

عمق: عمق به‌عنوان یکی از فاکتورهای مهم در کنترل برخی عوامل اکولوژیکی است. وزن مخصوص و فشار هیدروستاتیک آب به‌طور مستقیم با عمق افزایش می‌یابد، نور کم می‌شود و بسترها به ریزدانه شدن متمایل می‌شوند (خسرو تهرانی، ۱۳۸۸). تراکم مواد آلی باعث کاهش میزان اکسیژن به سمت مناطق عمیق‌تر در ستون آب می‌شود و این امر به علت مصرف اکسیژن صورت می‌گیرد. بنابراین در یک عمق معین ترکیب متنوعی از گونه‌ها وجود خواهند داشت که به نسبت ترکیب اکسیژن به فرآوری مواد آلی وابسته‌اند. در مورد اینکه کدام گونه‌ها در طول زمان و مکان‌های مختلف دارای عمق یکسان بوده‌اند توافقی وجود ندارد و ممکن است محدوده عمقی گونه‌ها در طول زمان تغییر کرده باشد. باین‌حال معمولاً در تحلیل عمق‌سنجی دیرینه‌چنین فرض می‌شود که گونه‌ها و یا حتی هم‌شکل‌های آن‌ها در طول زمان در اعماق ثابتی زندگی می‌کرده‌اند. (Van der Zwaan et al., 1990) استراکدها در محیط‌های کم‌عمق به‌واسطه وجود نور، شرایط غذایی، اکسیژن و عوامل مشابه دارای فراوانی بیشتر هستند و به سمت محیط عمیق‌تر به‌طور معمول کمیاب‌ترند. از طرف دیگر با افزایش عمق پایداری شرایط محیطی افزایش پیدا می‌کند درحالی‌که سطح انرژی محیط کاهش می‌یابد. افزایش عمق با کاهش

عبارتند از:

انطباق دارد و از نمونه‌های ۴۱ تا ۸۰ که کاهش عمق وجود دارد با کاهش نسبی تنوع و فراوانی گونه‌ها روبرو هستیم ولی در نمونه‌های ۸۱ تا ۹۰ افزایش نسبی گونه‌ها هم در عمق بیشتر و هم در عمق کمتر را با توجه به نوع گونه‌ها می‌توان ملاحظه نمود که با افزایش نسبی تنوع و فراوانی گونه‌ها در این بخش مطابقت دارد. در نهایت از نمونه ۹۱ تا ۱۲۰ با افزایش تدریجی فراوانی گونه‌های شاخص محیط کم‌عمق، روند کاهش عمق نیز در این حوضه مشاهده می‌شود (شکل ۹).

شوری: شوری آب، فاکتوری با اهمیت در ترکیب شیمیایی و فعالیت‌های زیست‌محیطی استراکدها را می‌باشد. در محیط‌های نزدیک خطوط ساحلی به دلیل ورود رودخانه، سیلاب‌ها و آب‌های زیرزمینی، شوری آب همواره متغیر است و این امر به دلیل تغییرات چرخه هیدرولوژیکی می‌باشد. (Bassiouni and Luger, 1990) توجه به حساسیت گونه‌های مختلف استراکدها به شوری، تاکسون‌های منقرض شده‌ی آنها می‌توانند برای تعیین میزان شوری آب در گذشته مورد استفاده قرار گیرند، زیرا مرفولوژی کاراپاس آنها با شوری محیط زیست تغییر می‌کند (خسرو تهرانی، ۱۳۸۸). در برش چشمه برون بیش‌ترین فراوانی گونه‌های استراکد مربوط به نمونه‌هایی است که بر اساس نظر باسیونی و لوگر (Bassiouni and Luger, 1990) مربوط به شوری معمولی می‌باشند (جدول ۵).

جدول ۵. استراکدا مربوط به محیط دریایی با شوری معمولی در برش چینه‌شناسی چشمه برون

Frequency	Species
۳۶/۹۹٪	Krithe
۲۳/۲۰٪	Cytherella
۴/۱۰٪	Xestoleberis
۴/۱۰٪	Cytheropteron
۱/۵۸٪	Loxoconcha
۱/۰۲	Henryhowella
۰/۱۸٪	Neomonoceratina

در برش مورد مطالعه بیش‌ترین فراوانی گونه‌های مورد اشاره در جدول شماره ۵ مربوط به نمونه‌های ۱۵ تا ۴۰، ۶۰ تا ۹۰ و ۱۱۰ تا ۱۱۷ می‌باشد و کمترین آن‌ها را در نمونه‌های ۲ تا ۱۵، ۴۱ تا ۵۷ و ۹۱ تا ۱۰۹ قابل مشاهده است که با نمودار

جدول ۳. فراوانی نمونه‌های متناسب با سطوح عمیق

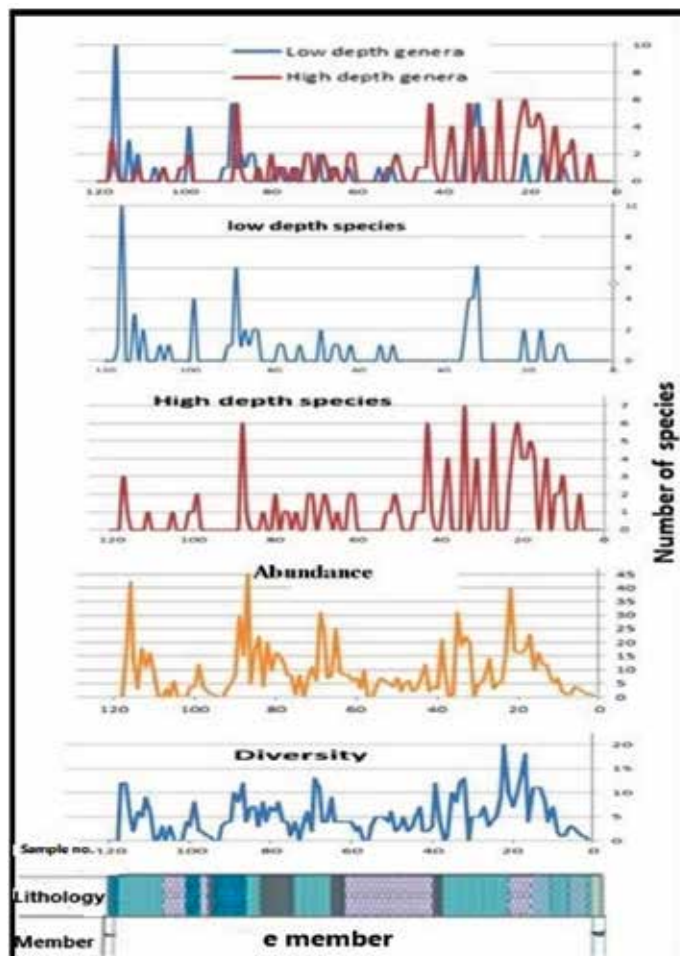
Abundance	species
۶/۶۱٪	Paracypris
۱/۰۲	Henryhowella

جنس‌هایی که در عمق‌های متفاوتی زیست می‌نمایند عبارتند از:

جدول ۴. فراوانی نمونه‌های متناسب با عمق‌های متغیر

Abundance	species
۳۶/۹۹٪	Krithe
۲۳/۲۰٪	Cytherella
۱/۸۶٪	Parakrithe

گونه‌های مذکور در اعماق مختلفی توانایی زیست دارند و سازش خوبی برای زیستن در محیط‌هایی با کمبود مواد غذایی و اکسیژن آب دارند. در برش چشمه برون این گونه‌ها بیش‌ترین فراوانی را به خود اختصاص داده‌اند. با توجه به یافته‌های فوق می‌توان نتیجه گرفت که محیط رسوبی عضو e سازند قم در برش چشمه برون محیطی با تغییرات عمق بوده است به طوری که در قاعده ستون چینه‌شناسی مورد نظر تا بخش میانی (از نمونه ۲ تا ۵۰) به طور نسبی افزایش عمق حوضه مشاهده می‌شود که با افزایش استراکدهای شاخص محیط عمیق (*Paracypris*, *Henryhowella*) متناسب است. سپس در بخش میانی برش مورد نظر، عمق نسبتاً کاهش یافته اما در نمونه شماره ۸۷ افزایش ناگهانی عمق وجود دارد و پس از آن تا انتها کاهش عمق حوضه و افزایش جنس‌های *Xestoleberis*, *Loxoconcha* و *Neomonoceratina* که شاخص محیط کم‌عمق هستند دیده می‌شود. بین تنوع، فراوانی و عمق ارتباط ویژه‌ای وجود دارد. شایان ذکر است که تغییرات تنوع و فراوانی تنها به تغییرات عمق وابسته نیستند (Sanders et al., 1965). تنوع معمولاً در بخش‌های کم‌عمق و نزدیک خط ساحلی کم است و به تدریج با دور شدن از خط ساحلی افزایش می‌یابد ولی مجدداً در اعماق بیش‌تر به علت کاهش مواد غذایی، کاهش پیدا می‌کند (Pokorny, 1971). در برش چشمه برون به طور کلی از نمونه‌های ۲۰ تا ۴۰ شاهد فراوانی و تنوع گونه‌ها می‌باشیم که با افزایش عمق در این بخش



شکل ۹. روند تغییر عمق نهشته‌های عضو e سازند قم در برش چشمه برون بر اساس استراکدهای شاخص محیط عمیق (*Paracypris*, *Henryhowella* و محیط کم‌عمق (*Neomonoceratina*, *Loxoconcha*, *Xestoleberis*))

افزایش و کاهش نسبی تنوع و فراوانی گونه‌ها انطباق دارد. این‌طور به نظر می‌رسد که علی‌رغم محیط دیرینه دریایی نهشته‌های عضو e، این محیط احتمالاً دارای نوسانات شوری آب نیز بوده که با توجه به میزان فراوانی گونه‌های نامبرده شده در جدول ۵ می‌توان ارتباط مستقیم با تنوع و فراوانی کل استراکدها را توجیه کرد (شکل ۱۰).

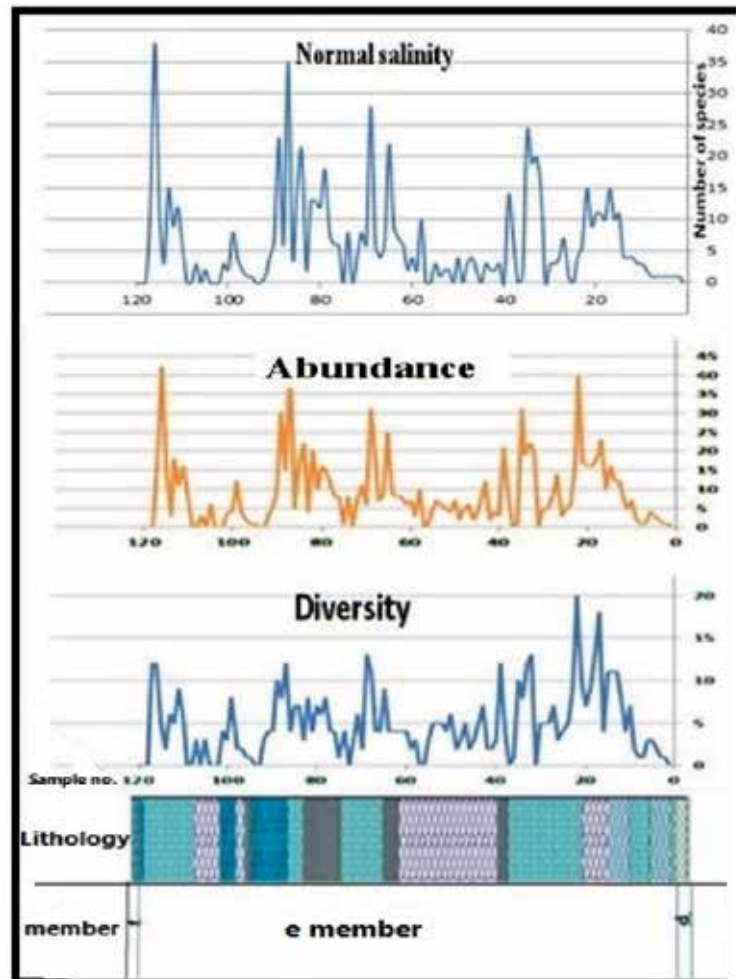
دما: تغییرات دمایی که در عرض‌های مختلف جغرافیایی وجود دارد، تجمع استراکدها را تحت تاثیر قرار می‌دهد. تجمع استراکدها در مناطق گرمسیری نسبت به تجمع در عرض‌های بالاتر متنوع‌تر بوده ولی اندازه بعضی کارپاس‌های نمونه‌های عرض‌های بالاتر بزرگتر است. دما به‌طور مستقیم بر افزایش تولیدمثل و نیز بر ضخیم شدن کارپاس استراکدها مؤثر است (Alvarez-Zarikian et al., 2008). در برش چینه‌شناسی چشمه برون بر اساس نظر الوارز و همکاران

افزایش و کاهش نسبی تنوع و فراوانی گونه‌ها انطباق دارد. این‌طور به نظر می‌رسد که علی‌رغم محیط دیرینه دریایی نهشته‌های عضو e، این محیط احتمالاً دارای نوسانات شوری آب نیز بوده که با توجه به میزان فراوانی گونه‌های نامبرده شده در جدول ۵ می‌توان ارتباط مستقیم با تنوع و فراوانی کل استراکدها را توجیه کرد (شکل ۱۰).

دما: تغییرات دمایی که در عرض‌های مختلف جغرافیایی وجود دارد، تجمع استراکدها را تحت تاثیر قرار می‌دهد. تجمع استراکدها در مناطق گرمسیری نسبت به تجمع در عرض‌های بالاتر متنوع‌تر بوده ولی اندازه بعضی کارپاس‌های نمونه‌های عرض‌های بالاتر بزرگتر است. دما به‌طور مستقیم بر افزایش تولیدمثل و نیز بر ضخیم شدن کارپاس استراکدها مؤثر است (Alvarez-Zarikian et al., 2008). در برش چینه‌شناسی چشمه برون بر اساس نظر الوارز و همکاران

افزایش و کاهش نسبی تنوع و فراوانی گونه‌ها انطباق دارد. این‌طور به نظر می‌رسد که علی‌رغم محیط دیرینه دریایی نهشته‌های عضو e، این محیط احتمالاً دارای نوسانات شوری آب نیز بوده که با توجه به میزان فراوانی گونه‌های نامبرده شده در جدول ۵ می‌توان ارتباط مستقیم با تنوع و فراوانی کل استراکدها را توجیه کرد (شکل ۱۰).

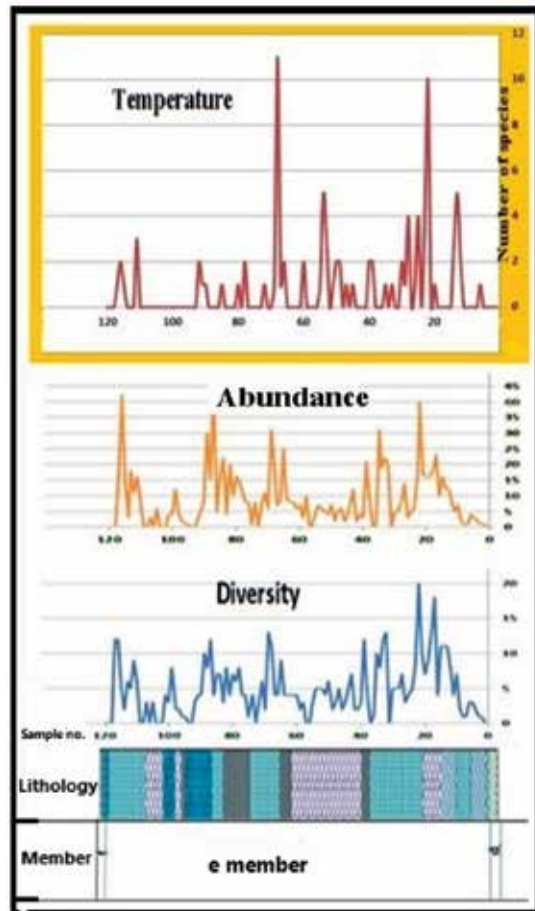
دما: تغییرات دمایی که در عرض‌های مختلف جغرافیایی وجود دارد، تجمع استراکدها را تحت تاثیر قرار می‌دهد. تجمع استراکدها در مناطق گرمسیری نسبت به تجمع در عرض‌های بالاتر متنوع‌تر بوده ولی اندازه بعضی کارپاس‌های نمونه‌های عرض‌های بالاتر بزرگتر است. دما به‌طور مستقیم بر افزایش تولیدمثل و نیز بر ضخیم شدن کارپاس استراکدها مؤثر است (Alvarez-Zarikian et al., 2008). در برش چینه‌شناسی چشمه برون بر اساس نظر الوارز و همکاران



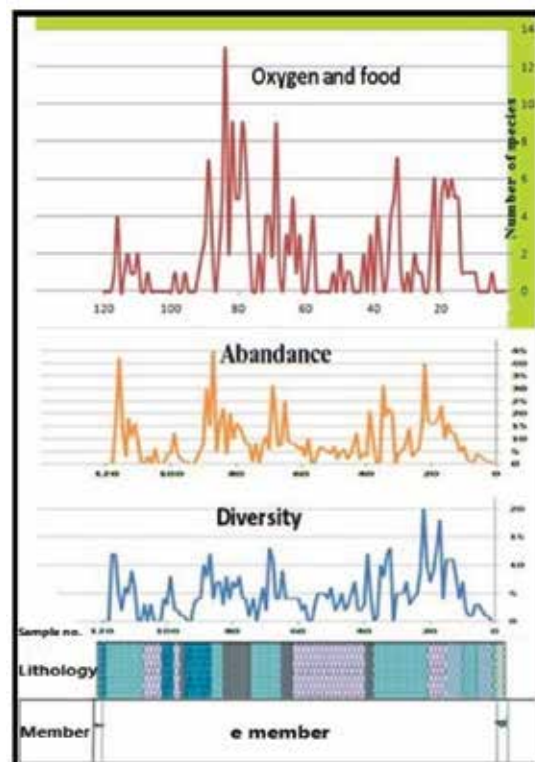
شکل ۱۰. روند تغییر شوری نهشته‌های عضو e سازند قم در برش چشمه برون

بنابراین درصد بالای حضور فسیل استراکد *Cytherella* از یلاتی کوپیدا، می‌تواند برای تعیین سطح اکسیژن و به عنوان مقیاس انحلال اکسیژن در دریاهای گذشته مورد استفاده قرار گیرد. به عقیده واتلی (Whatley, 1991) در اغلب محیط‌های اکولوژیکی پر تنش و کم اکسیژن، استراکدهای پلاتی کوپیدا به دلیل تغذیه خاص و تولید مثل خود در محیط غالب می‌شوند و در عوض از تنوع و فراوانی پودوکوپیداها کاسته می‌شود. به عبارت دیگر به دلیل تغذیه نوع صافی خواری و صفحات برانشی زیادی که جهت این نوع تغذیه و نیز تنفس در سطح شکمی خود دارند باعث افزایش بیشتر اکسیژن محلول در آب می‌شوند. از طرف دیگر حضور گسترده فسیل پودوکوپیدا به‌ویژه *Krithe* نشانه افزایش اکسیژن محیط می‌باشد و بنابراین تغییرات اکسیژن در برش مورد مطالعه تأیید می‌گردد (شکل ۱۳).

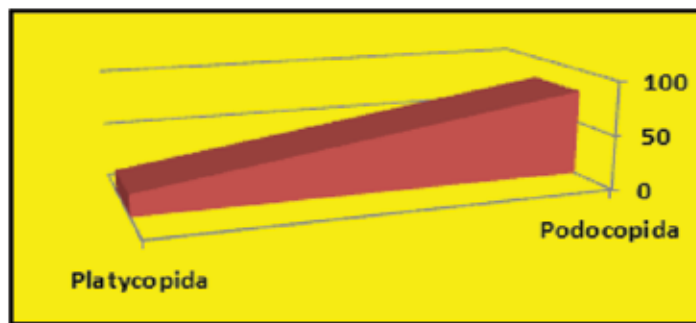
چینه‌شناسی شده است (شکل ۱۱).
مواد غذایی و اکسیژن: تغییر در منابع غذایی و اکسیژن محلول در آب، ممکن است سبب تغییر در شکل و اندازه وستیبول در برخی جنس‌ها مانند *Krithe* و *Parakrithe* شود. میزان فسفات و نیترات در آب دریا نیز بازتاب‌دهنده افزایش یا کاهش جمعیت استراکدهاست. میزان اکسیژن محلول در آب در پراکندگی استراکدها نقش اساسی دارد. برخی از استراکدها مانند جنس *Xestoleberise* در محیط‌های کم اکسیژن از بین می‌روند و محل زندگی آنها در محیط‌های جزر و مدی واقع در بالای سواحل و گاهی در رسوبات است (Whatley, 1991). تغییرات اکسیژن و مواد غذایی محیط با فراوانی و تنوع استراکدها رابطه مستقیم دارد به طوری که با کاهش میزان اکسیژن محیط، تنوع و فراوانی استراکدها نیز کاهش می‌یابد (شکل ۱۲).



شکل ۱۱. روند تغییر دمای نهشته‌های عضو e سازند قم در برش چشمه برون بر اساس استراکدهای شاخص



شکل ۱۲. روند تغییر اکسیژن و مواد غذایی نهشته‌های عضو e سازند قم در برش چشمه برون بر اساس استراکدهای پلاتی کوپیدا



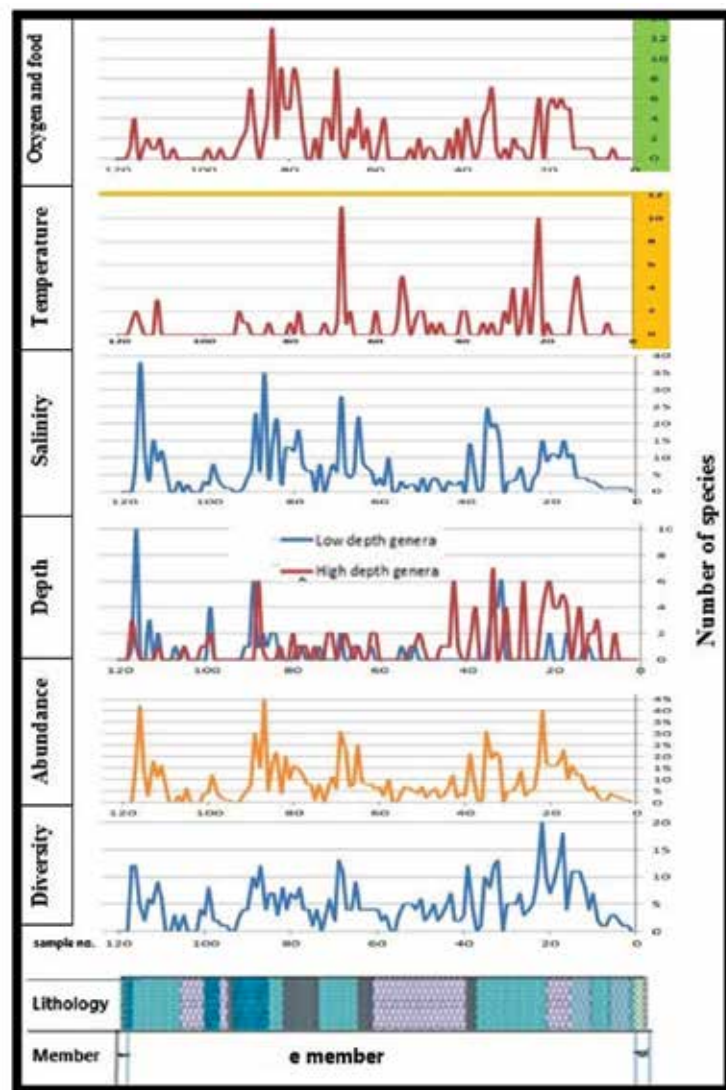
شکل ۱۳. نمودار مقایسه فراوانی استراکدهای پلاتی کوپیدا و پودوکوپیدا در برش چشمه برون

استراکدها استفاده کردند (Horne and Martens, 2000). همچنین بر اساس مطالعات انجام شده، جنس *Paracypris* نیز در محیط آبی نسبتاً عمیق (Ikeya et al., 2011)، بیشتر گونه‌های *Cytherella* در محیط آبی کم‌عمق با شوری معمولی (Hartmann and Puri, 1975) و جنس‌های *Bairdiopilata* و *Bairdia* در آب‌های گرم کم‌عمق با شوری معمولی ثبت شده‌اند (Monostori, 1985). با توجه به جنس‌های فوق که در اعماق مختلفی توانایی زیست دارند می‌توان نتیجه گرفت که عضو e سازند قم مربوط به عمق‌های متفاوت بوده و نوسانات آن به شکلی بوده که در بخش قاعده عمق به‌تدریج افزایش یافته و پس از روندی کاهشی، به‌طور ناگهانی افزایش پیدا کرده و سپس به سمت انتهای ستون چینه‌شناسی از عمق کاسته می‌شود. همچنین محیط دیرینه نهشته‌های عضو e دارای نوسانات شوری آب نیز بوده که با تنوع و فراوانی کل استراکدها ارتباط مستقیم دارد. به‌طور کلی کاهش دما احتمالاً سبب پایین آمدن سطح آب دریا شده؛ درحالی‌که افزایش دما سطح آب دریا را افزایش داده و به‌طور نسبی شوری کاهش می‌یابد. در نتیجه محیط رسوبی عضو e سازند قم در برش چشمه برون، محیطی با نوسانات سطح آب دریا و تغییرات عمق بوده است. به‌نحوی‌که در قاعده ستون چینه‌شناسی مورد نظر تا بخش میانی (از نمونه ۲ تا ۵۰) به‌طور نسبی افزایش عمق حوضه مشاهده می‌شود و سپس در بخش میانی برش مورد نظر، عمق نسبتاً کاهش یافته و این در حالی است که استراکدها در محیط‌های کم‌عمق به‌واسطه وجود نور، شرایط غذایی، اکسیژن و عوامل مشابه دارای فراوانی بیشتر

توجه و بررسی تنوع و فراوانی گونه‌های استراکدا در طول برش، از جمله جنس‌های *Paracypris*، *Aurila*، *Ruggieria*، *Loxochoncha*، *Krithe*، *Xestoleberis*، *Cytherella* می‌تواند به‌عنوان معیارهایی برای اندازه‌گیری فاکتورهای پالئوکولوژیک مورد توجه قرار گیرد. تغییرات مربوط به آنها نشان‌دهنده بی‌ثباتی شرایط محیط دیرینه در طول توالی مورد مطالعه می‌باشد. این‌طور به نظر می‌رسد که علت تغییرات، مربوط به مواد غذایی، اکسیژن و آشفستگی آب باشد. اکسیژن محلول در آب یکی از مهم‌ترین عوامل محیطی است که در توزیع و پراکندگی انواع استراکدها نقش اساسی و مهمی را ایفا می‌کند. همچنین وجود تزئینات زیاد در کاراپاس استراکدها به وجود اکسیژن بستگی دارد زیرا در محیط‌های کم‌اکسیژن، روزن‌داران و استراکدها از تزئینات بسیار کمی برخوردارند (Whatley, 1991) و جنس‌های *Loxochoncha* و *Ruggieria*، *Aurila* در برش مورد بررسی دارای این گونه تزئینات می‌باشند. مطابق مطالعات انجام شده جنس‌های *Cytherella*، *Xestoleberis*، *Bairdopilata* و *Aurila* در محیط‌های دریایی گرم (حرارت بیش از ۱۰ درجه سانتی‌گراد) و کم‌عمق بوده‌اند (Ikeya et al., 2011) و جنس *Krithe* در آب‌های عمیق‌تر نیز یافت شده است (Elewa, 2005). البته فرضیه‌ای در مورد این جنس توسط پیپوکه (Peypouquet, 1975) مطرح گردیده که اندازه و شکل دهلیزی *Krithe* را به محتوی اکسیژن حل‌شده آب دریا ارتباط می‌دهد. تحقیقات پیپوکه (۱۹۸۳، ۱۹۷۹)، ریها (Riha, 1989) و مک‌کنزی (McKenzie, 1995) از این فرضیه برای برآورد محیط‌های دیرینه بر اساس

آن استفاده می‌کنند. اشباع آب از اکسیژن در طول شب و در اعماق زیاد کمتر روی می‌دهد. احتمالاً در بخش میانی برش چشمه برون که عمق نسبتاً کاهش یافته، اکسیژن و مواد غذایی فراوان تر بوده است. به نظر می‌رسد در برش چشمه برون تغییرات اکسیژن و مواد غذایی محیط دیرینه با فراوانی و تنوع استراکدها رابطه مستقیم داشته به طوری که با کاهش میزان اکسیژن محیط، تنوع و فراوانی استراکدها نیز کاهش می‌یابد (شکل ۱۴).

هستند و به سمت محیط عمیق تر به طور معمول کمیاب ترند. از طرف دیگر با افزایش عمق، پایداری شرایط محیطی افزایش پیدا نموده در حالی که سطح انرژی محیط کاهش می‌یابد. افزایش عمق با کاهش اندازه دانه‌های رسوب، نفوذ نور و پوشش فلورا همراه خواهد بود. میزان اکسیژن موجود در آب دریا به دما و موجودات زنده فتوسنتز کننده مانند جلبک‌ها و فیتوپلانکتون‌ها بستگی دارد که در آن زندگی می‌کنند. طول روز، فعالیت فتوسنتزی آن‌ها اکسیژن تولید می‌کند، این اکسیژن در آب دریا حل می‌شود و موجودات دریایی از



شکل ۱۴. روند تغییرات عمق، دما، شوری، مواد غذایی و اکسیژن و ارتباط آن با فراوانی و تنوع استراکدها در برش چشمه برون

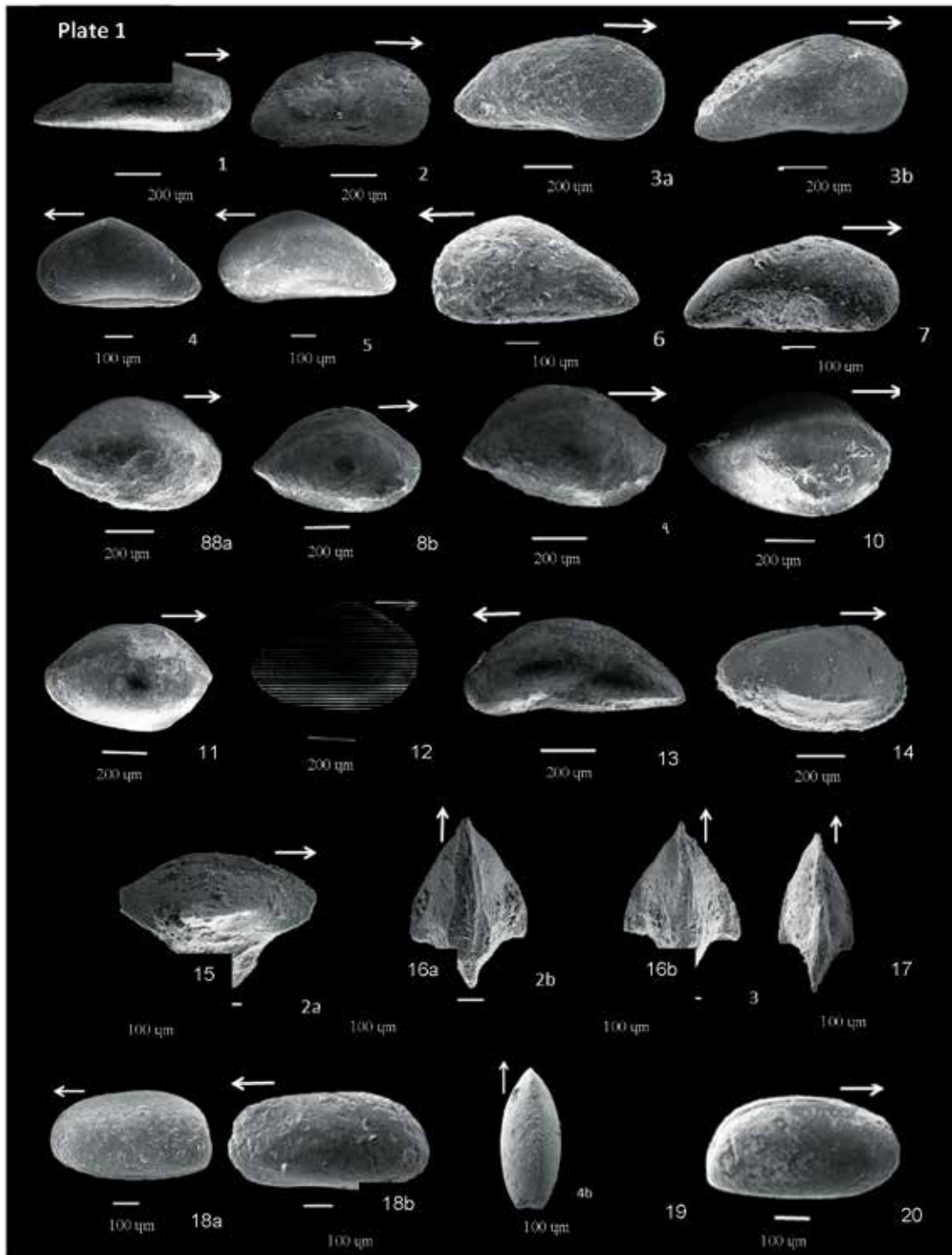


Plate 1: **Paracypris pandyai** Khosla 1978, Right valve, Sample No. Ch 8, 2: **Paracypris sp. 1**, Right valve, Sample No. Ch 12, 3: **Paracypris sp. 3**, a) Right valve, Sample No. Ch 8, b) Right valve Sample No. Ch 13, 4: **Propontocypris sp. 1**, Left valve, Sample No. Ch 22, 5: **Propontocypris sp. 2**, Left valve, Sample No. Ch 21, 6: **Propontocypris sp. 3**, Left valve, Sample No. Ch 80, 7: **Pontocypris sp.**, Right valve, Sample No. Ch 33, 8: **Neonesidea spica** Holden 1976, a) Right valve, Sample No. Ch 18, b) Right valve Sample No. Ch 67, 9: **Bairdia ocalana** Puri 1957, Right valve, Sample No. Ch 117, 10: **Bairdia orbiculata** Gusseva 1972, Right valve, Sample No. Ch 67, 11: **Bairdia sp.**, Right valve, Sample No. Ch 18, 12: **Bairdoppilata sp. cf. B. subdeltoidea** (Münster), Right valve, Sample No. Ch 17, 13: **Macrocypris sp.**, Left valve, Sample No. Ch 26, 14: **Bosquetina sp.**, Right valve, Sample No. Ch 59, 15: **Cytheropteron sp. 1**, Dorsal view, Sample No. Ch 87, 16: **Cytheropteron sp. 4**, a) Right valve, b) Dorsal view, Sample No. Ch 87, 17: **Cytheropteron sp.**, Dorsal view, Sample No. Ch 87, 18: **Krithe pernoides** Bornemann 1855, a) Right valve, b) Dorsal view, Sample No. Ch 113, 19: **Krithe sp. 1**, a) Left valve, Sample No. Ch 85, 20: **Krithe sp. 4**, Right valve, Sample No. Ch 112.

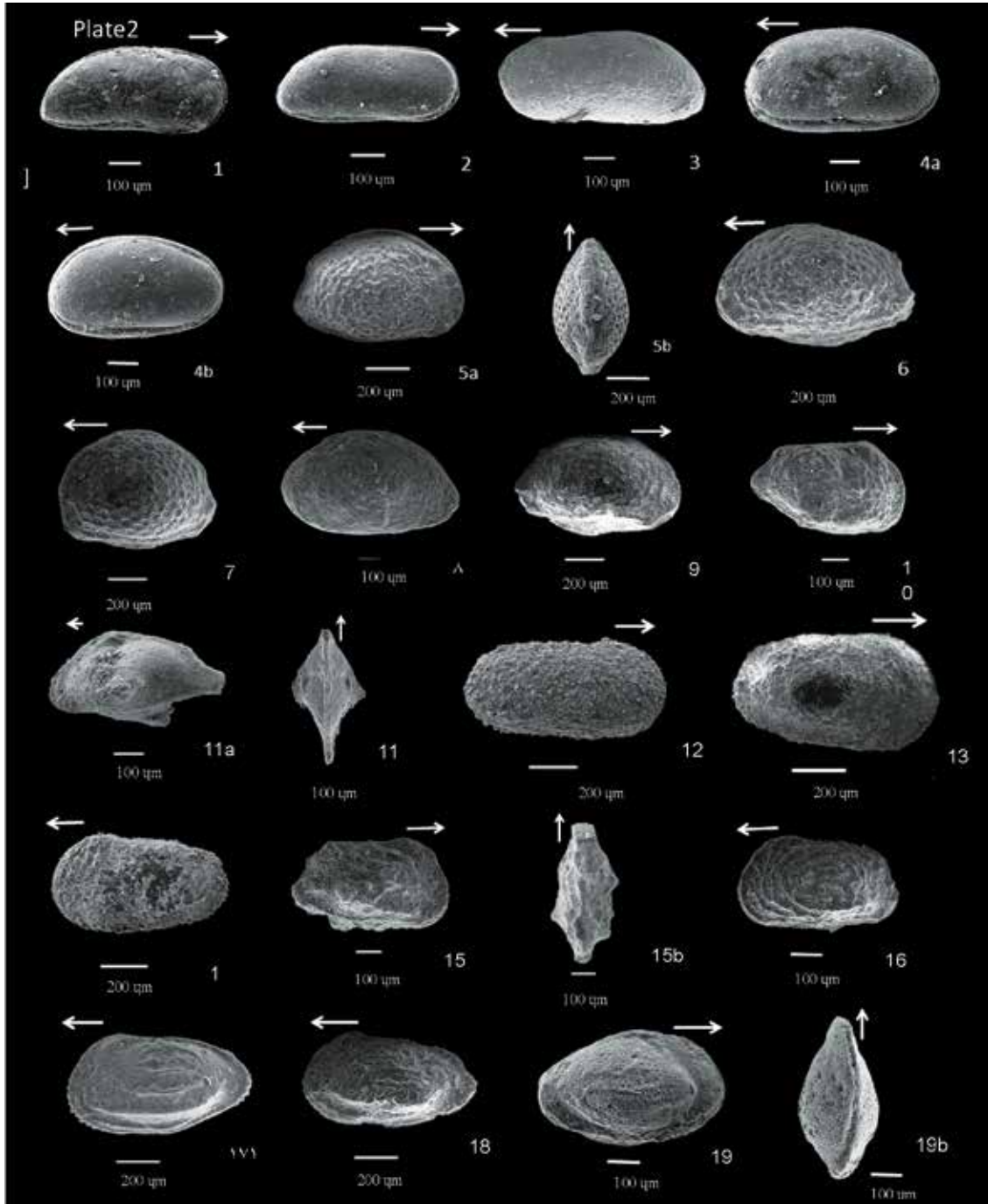


Plate: **Krithe sp.**, Right valve, Sample No. Ch 12, 2: **Parakrithe dactylomorpha** Ruggieri 1962, Right valve, Sample No. Ch 115, 3: **Parakrithe sp.**, Left valve, Sample No. Ch 41, 4: **Cyamocytheridea sp.**, a-b) Right valve, Sample No. Ch 112, 5: **Aurila convexa** Baird 1850, a) Right valve, b) Dorsal view Sample No. Ch 68, 6: **Aurila (Aurila) sp.**, Left valve, Sample No. Ch 68, 7: **Aurila (Aurila) sp.1.** Left valve, Sample No. Ch 50, 8: **Aurila (Cruciaurila) sp.**, Left valve, Sample No. Ch 91, 9: **Pokornyella deformis minor** Reuss 1850, Right valve, Sample No. Ch 68, 10: **Neomonoceratina sp.**, Right valve, Sample No. Ch 12, 11: **Paijenborchella sp. 1**, a) Left valve, b) Dorsal view, Sample No. Ch 69, 12: **Echinocythereis sp. 1**, Right valve, Sample No. Ch 51, Right valve, Sample No. Ch 12, 13: **Echinocythereis sp. 2**, Right valve, Sample No. Ch 52, 14: **Henryhowella sp. 1**, Left valve, Sample No. Ch 38, 15: **Hermanites sp. 1**, a) Right valve, b) Dorsal view, Sample No. Ch 21, 16: **Grinioneis sp.**, Left valve, Sample No. Ch 6, 17: **Ruggieria sp. 4**, Left valve, Sample No. Ch 6, 18: **Ruggieria sp. 2**, Left valve, Sample No. Ch 6, 19: **Buntonia sp.**, a) Right valve, b) Dorsal view, Sample No. Ch 73.

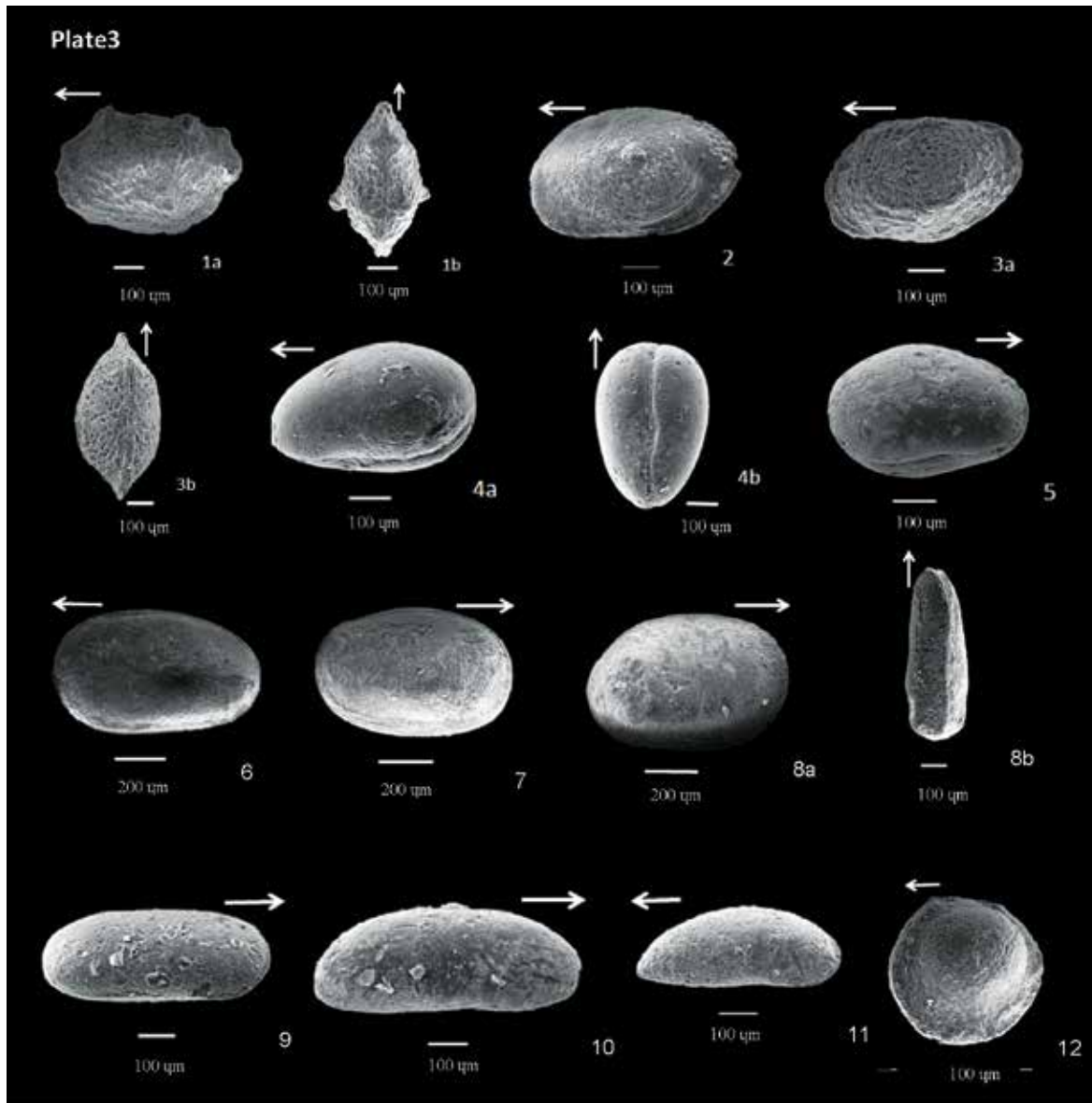


Plate 1: *Loxocorniculum* sp., a) Left valve, b) Dorsal view, Sample No. Ch 99, 2: *Loxoconcha punctatella* Reuss 1850, Left valve, Sample No. Ch 48, 3: *Loxoconcha* sp. 2, a) Left valve, b) Dorsal view, Sample No. Ch 112, 4: *Xestoleberis* sp. 1, a) Right valve, b) Dorsal view, Sample No. Ch 98, 5: *Xestoleberis* sp. 2, Left valve, Sample No. Ch 93, 6: *Cytherella hyalina* MÉHES, 1941, Left valve, Sample No. Ch 85, 7: *Cytherella compressa* MÜNSTER 1830, Right valve, Sample No. Ch 87, 8: *Cytherella* sp. 2, a) Right valve, b) Dorsal view, Sample No. Ch 69, 9: *Copytus?* sp., Right valve, Sample No. Ch 100, 10: *Pontocythere?* sp., Right valve, Sample No. Ch 97, 11: *Cytherois?* sp., Right valve, Sample No. Ch 33, 12: *Polycope* sp.1, Left valve, Sample No. Ch 111.

نتیجه‌گیری

شده به نظر می‌رسد ۱۳ جنس و گونه برای اولین بار از سازند قم گزارش می‌شوند که شامل گونه‌های ذیل می‌باشند.
Kriithe pernoides, *Parakriithe dactylomorpha*,
Cytherella hyalina, *Cytherella compressa*, *Aurila*

۴۲۷/۵ متر رسوبات عضو e سازند قم در برش چین‌شناسی چشمه برون شامل مارن، مارن ماسه‌ای، شیل، شیل آهکی و آهک‌رسی بوده و حاوی ۳۰ جنس و ۵۱ گونه استراکد است. از میان جنس‌ها و گونه‌های شناسایی

پالئوآکولوژی سازند قم بر اساس استراکدا در شمال غرب سمنان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه دامغان، ۱۳۱.

- پورمعمد، ف.، ۱۳۴۶. مطالعه‌ی استراکدها و سنگ‌شناسی سازند قم در منطقه دوچاه. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

- ترکزاده ماهانی، الف.، وزیر، م.، داستانیپور، م.، خسروی، ز. و حسنی، م.، ۱۳۸۹. معرفی استراکدهای میوسن پیشین و پالئوآکولوژی آن‌ها در ناحیه جفریز (شمال بافت کرمان). فصلنامه رخساره‌های رسوبی، ۲(۳)، ۴۱-۵۱.

- خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۸. میکروپالئونتولوژی کاربردی (جلد دوم) غیر فرامینیفرها. انتشارات دانشگاه تهران، چاپ سوم، ۲۵۱.

- دانشیان، ج. و اخلاقی، م.، ۱۳۸۷. محیط دیرینه نهشته‌های سازند قم بر اساس فرامینیفرها در برش اندآباد، شمال شرق ماه‌نشان. دومین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، دانشگاه آزاد اسلامی خوراسگان.

- دانشیان، ج. و آفتابی، ا.، ۱۳۸۸. بیواستراتیگرافی فرامینیفرهای سازند قم بر اساس یافته‌های جدید در برش چینه‌شناسی تاقدیس نواب، جنوب شرق کاشان. مجله علوم دانشگاه تهران، ۴(۳۵)، ۱۳۷-۱۵۴.

- دانشیان، ج. و اکرمی، ز.، ۱۳۹۲. گزارشی از استراکدهای سازند قم (عضو b) در شمال غرب قم. سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.

- دانشیان، ج.، ایمن دوست، باغبانی و جلالی، ۱۳۸۸، چینه نگاری سکانسی سازند قم در برش رازقان، شمال باختر ساوه، سیزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران.

- دانشیان، ج. و طریقتی، م.، ۱۳۹۱. استراکدهای میوسن ناحیه دوچاه در شمال غرب قم. ششمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، جلفا.

- دانشیان، ج. و قنبری، م.، ۱۳۸۶. مطالعه گسترش چینه‌شناسی فرامینیفرها پلانکتیک عضو b سازند قم در ناحیه الگو، یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی کشور، دانشگاه فردوسی مشهد.

- دانشیان، ج.، مصدق، ح.، خلج، ح. و قاسمی، ع.، ۱۳۸۸. چینه نگاری سکانسی نهشته‌های سازند قم در ناحیه الگو برش کوه بیچاره در جنوب شرق قم، شمال ایران مرکزی. مجله علمی پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان.

- دانشیان، ج. و وادونی، س.، ۱۳۸۹. اولین گزارش از

(*Aurila*) sp.1, *Neonesidea spica*, *Bairdia ocalana*, *Bairdia orbiculata*, *Macrocypris* sp., *Pontocypris* sp., *Cytherois?* sp., *Propontocypris* sp. 3, *Grinioneis* sp. بر مبنای استراکد، سن نهشته‌ها میوسن پیشین (اکیتانین-بوردیگالین) بوده هرچند که بر اساس فرامینیفرها بوردیگالین می‌باشد. همچنین مطالعات پالئوآکولوژی، بر اساس ۱۰۷۳ فسیل استراکد شناسایی شده نشان داد که بیش‌ترین فراوانی مربوط به جنس‌هایی مانند *Cytherella*, *Paracypris* است.

با توجه به جنس‌های فوق که در اعماق مختلفی توانایی زیست دارند می‌توان نتیجه گرفت که عضو e سازند قم مربوط به عمق‌های متفاوت بوده و نوسانات آن به شکلی است که در بخش قاعده عمق به تدریج افزایش یافته و پس از تحمل روندی کاهشی، مجدداً به‌طور ناگهانی افزایش پیدا کرده و سپس به سمت انتهای ستون چینه‌شناسی از عمق آن کاسته می‌شود. بر اساس استراکدهای شناسایی شده در این بررسی شامل *Aurila*, *Bairdia*, *Ruggieria* که از نظر دما ساکن آب‌های گرم هستند و علی‌رغم وجود برخی گونه‌های *Krithe*, *Cytherella* و *Henryhowella* که از نظر دما معمولاً در آب‌های سردتر حضور دارند، می‌توان به‌طور کلی دمای حوضه رسوبی سازند قم را با نوساناتی گرم در نظر گرفت. ضمناً حضور گسترده فسیل پودوکوپیدا در منطقه به‌ویژه *Krithe* نشانه افزایش اکسیژن محیط می‌باشد. همچنین با توجه به بیشتر گونه‌های *Cytherella* که در محیط آبی کم‌عمق با شوری معمولی یافت شده‌اند و جنس‌های *Bairdia* و *Bairdioppilata* که از آب‌های گرم کم‌عمق با شوری معمولی ثبت شده‌اند، می‌توان استنتاج نمود که شرایط پالئوآکولوژی برش مورد بررسی با توجه به جنس‌های *Aurila*, *Loxochoncha* و *Cytherella* می‌تواند محیطی گرم و درون اقلیمی با شوری معمولی باشد.

منابع

- احسانی، ن.، ۱۳۹۰. گسترش چینه‌شناسی استراکدها در عضو e سازند قم در کمرکوه، شمال غرب قم. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی تهران، ۸۰.

- اسماعیلی دهج، الف.، ۱۳۹۰. بیواستراتیگرافی و

- ner, R., 2005. Ecology and shell chemistry of *Loxoconcha matagordensis*, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 225, 14- 67.
- Daneshian, J., and 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.
 - Dozy, J.J., 1945. A geological reconnaissance of the area of Veramin and the Siah Kuh (Central Persia): Geological Report 6 (Tehran file).
 - Elewa, Ashraf M.T., 2005. *Migration of Organisms: Climate. Geography. Ecology.* Springer Science and Business Media.
 - Frenzel, P., and Boomer, I., 2005. The use of ostracods from marginal marine, brackish waters as bioindicators of modern and quaternary environmental change *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 225 (1), 68-92.
 - Furon, R., and Marie, P., 1939. Sur la microfauve des marnes aquitaniennes *Lepidocyclines de Qoum (Perse)*. *Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, 79-80.
 - Furrer, M. A. and Soder, P. A., 1955. The Oligo- Miocene Marine Formation in the Qom region (Central Iran), *Proceedings of the 4th World Petroleum Congress, Rome, Section I/A/5: 267 -277.*
 - Hartmann, G., and Puri, H.S., 1975. Summary neontological and palaeontological classification of ostracoda. *Mitt. Hamburg, 2001. Mus. Inst*, 70.
 - Horne, D. and Martens, K., 2000. *Evolutionary Biology and Ecology of Ostracoda.* Springer Science and Business Media.
 - Ikeya, N., Ishizaki, K. and Hanai, T., 2011. *Evolutionary Biology of Ostracoda: Its Fun-*
- جنس‌های استراکدا عضو سازند قم در کوه دوبرادر، جنوب شرق قم. چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی کشور، ارومیه.
- درویش زاده، ع.، ۱۳۸۲. زمین‌شناسی ایران. تهران، انتشارات امیرکبیر.
 - زمانی، پ.، ۱۳۸۲. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ قم. سازمان زمین‌شناسی کشور.
 - طریقتی، م.، ۱۳۹۱. گسترش چینه‌شناسی استراکدا در عضو سازند قم در کوه دوچاه، شمال غرب قم. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی، ۱۳۶.
 - وادونی، س.، ۱۳۸۹. گسترش چینه‌شناسی استراکدا در عضو سازند قم در کوه دوبرادر، جنوب شرق قم. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی تهران، ۸۵.
 - هادوی، ف.، ۱۳۶۳. معرفی استراکدهای مقطع دوچاه (سازند قم). سازمان زمین‌شناسی کشور.
 - هادوی، ف.، ۱۳۸۱. استراکدهای سازند قم در مقطع دوچاه. بیست و یکمین همایش علوم زمین سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۴۳ - ۱۴۶.
 - Alvarez-Zarikian, C.A., Soter, S. and Katsanopoulou, D., 2008. Recurrent submergence and uplift in the area of ancient Helike, Gulf of Corinth, Greece: microfaunal and archaeological evidence. *Journal of Coastal Research*, 24, 110-125.
 - Armstrong, H.A., and Brasier, M.D., 2005. *Microfossils: Malden, Mass.* Blackwell Publishing, 296.
 - Bassiouni, M. A. A., and Luger, P., 1990. Maastrichtian to Early Eocene ostracoda from southern Egypt. *Paleontology, Paleocology, Paleobiography and Biostratigraphy.* Berliner Geowissenschaftlichen. *Abhandlungen, Berlin*, 120 (2), 755-928.
 - Bruce, A., 2002. The importance of ostracoda and their relationship with the marine near shore environment of Thanet. *Environment Agency, Addington, West Malling*, 37- 43.
 - Cronin, T.M., Kamiya, T., Dwyer, G.S., Belkin, H., Vann, C.D., Schwede, S. and Wag-

damentals and Applications, Elsevier, 623.

- McKenzie, J.A., 1995. Geochemical indicators tracing ecosystem response to climatic change during the late Pleistocene, Geological Institute, ETH-Zentrum, 8092 Zurich, Switzerland.
- Monostori, M., 1985. Eocene Ostracoda from the Dorog Basin (Norther Transdanubia Hungary). Akademia kiado, Budapest. 1-214.
- Peypouquet, J.P., 1975. Les variations des caractres morphologique internes chez les ostracodes des genres Krithe et Parakrithe: relation possible avec la teneur en O₂ dissout dans l'eau. Bulletin de l'Institut Gtologique du Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, 17: 81-88.
- Pokorny, V., 1971. The diversity of fossil ostracode communities as an indicator of paleogeographic condizions. In Oertli, H.J, (ed.), colloque sur la paléoécologie Recherches Pau. 45-61.
- Riben, H., 1935. Contribution a la géologie de l'Azerbeidjan Persan: Bulletin de la Société Neuchateloise des Sciences Naturelles, 59 (1934), 20-144.
- Riha, J., 1989. Ostracoda and Biostratigraphy. Proceedings of 12th International Symposium On Ostracoda. Balkema, Rotterdam.
- Sanders, H.L., Hessler, R.R. and Hampson, G.R., 1965. An introduction to the study of deep-sea benthic faunal assemblages along the Gay Head-Bermuda transect. Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts, 12 , 845-867.
- Stahl, A. F., 1911. Persien in Handbuch der Regionalen Geologie. Heidelberg (Winter), Hft. 8, 5(8), 257-267.
- Stocklin, J. and Setudehnia, A., 1977. Stratigraphic Lexicon of Iran, 2nd ed., Rep. 18, 376, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Van der Zwaan, G.J., Jorissen, F.J., and De Stigter, H.C., 1990. The depth-dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios; constraints and applications. Marine Geology, 95, 1-16.
- Whatley, R.C., 1991. The platycopid signal: a means of detecting kenoxic event using Ostracoda. Journal of Micropaleontology, 10, 181-185.

تحلیل کرنش نهایی^۱ در سنگ‌های دگرریخت شده ناحیه قاسم‌آباد، شمال باختر بلوک لوت

فرید رحیمی دهگلان^۱، محمدرضا شیخ‌الاسلامی^۲، جعفر طاهری^۳، محمدرضا قاسمی^۴

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

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

۳. دکترای چینه‌شناسی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مدیریت شمال شرق

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

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۴/۱۹

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۸/۰۵

چکیده

سنگ‌های دگرریخت شده ناحیه قاسم‌آباد در شمال خاوری پهنه زمین ساختی کاشمر-کرمان و در بخش شمال باختری بلوک لوت قرار دارند. در این پژوهش بر پایه‌ی مطالعات ریزساختاری واحدهای سنگی دگرریخت شده، کرنش نهایی دوبعدی و سه‌بعدی بررسی شده است. روش فرای برای بررسی دوبعدی بیضوی کرنش مورد استفاده قرار گرفته و نتایج حاصل از آن برای تحلیل سه‌بعدی بیضوی کرنش با بهره‌گیری از نمودار اصلاح شده فلین به‌کاربرده شده است. میانگین بیضوی شدگی به‌دست‌آمده برای ناحیه ۱/۹۱ می‌باشد که در ناحیه‌ی کرنش محصورشدگی قرار گرفته و شدت دگرریختی ۰/۵۴ را نشان می‌دهد. شدت کرنش با نزدیک شدن به گسله‌های امتدادلغز ناحیه افزایش یافته به‌طوری‌که بیشینه شدت کرنش بر روی آن‌ها قرار دارد. در شمال خاور و جنوب باختر پهنه مورد بررسی، بیضوی کرنش به‌صورت درازشدگی و در بخش میانی ناحیه به‌صورت پهن‌شدگی می‌باشد. قطر بزرگ بیضوی‌های کرنش در صفحه XY تا حدودی موازی با گسله‌های امتدادلغز شمال خاوری- جنوب باختری است و با نزدیک شدن به گسله‌ها، بیضوی‌های کرنش کشیده‌تر می‌شوند.

واژه‌های کلیدی: قاسم‌آباد، پهنه زمین‌ساختی کاشمر-کرمان، ریزساختار، کرنش نهایی، بیضوی شدگی.

مقدمه

تحلیل کرنش نهایی یکی از موضوعات مهم در بررسی‌های زمین‌شناسی ساختاری است که هدف از آن سنجش تغییرات کرنش در نمونه، رخنمون و یا یک ناحیه می‌باشد (Fossen, 2010). با انجام این تحلیل‌ها می‌توان اندازه و توزیع دگرریختی را تعیین و رابطه‌ی آن با ساختارهای زمین‌ساختی در مناطق مختلف را بررسی نمود. تحلیل کرنش نهایی در مقیاس دوبعدی و سه‌بعدی به انجام می‌رسد. تحلیل کرنش دوبعدی با استفاده از برش‌های نازک سنگی، رایج‌ترین نوع از این‌گونه مطالعات است که با ترکیب اطلاعات حاصل از آن‌ها بیضوی سه‌بعدی

1. Finite strain analysis

* نویسنده مرتبط: rezasheikhholeslami@yahoo.com

ماسه‌سنگ‌ها و دولومیت‌های به سن سیلورین-پرمین.
۵. سنگ‌های رسوبی مزوزوئیک شامل طبقات قرمز گردو رسوبات تخریبی ژوراسیک، مارن و سنگ آهک‌های کرتاسه.

۶. نهشته‌های نئوژن متعلق به سازند قرمز بالایی (Rut-ner et al., 1970; Eftekharneshad et al., 1977) متشکل از کنگلومراهای آلتزه، مارن، ماسه‌سنگ و رسوبات تبخیری که به‌صورت ناپیوسته توسط نهشته‌های تخریبی کواترنری به‌تقریب افقی پوشیده شده‌اند.

تعداد قابل توجهی از توده‌های گرانیتوئیدی در گستره برونزد دارند که به ترتیب از شمال خاور به سمت جنوب باختر شامل توده‌های ده‌زمان، لاج برقشی، رباط و یخاب می‌باشند. این توده‌ها به درون سنگ‌های دگرگونی با درجات مختلف نفوذ کرده‌اند (Sahandi et al., 1983). بر اساس یافته‌های جدید سن این توده‌های نفوذی بر پایه روش اورانیوم - سرب، ۵۶۰ میلیون سال برآورد شده است (Rossetti et al., 2014).

دگرریختی در واحدهای دگرگونی به‌صورت هم‌زمان با دگرگونی است (نوزعیم، ۱۳۹۱) و با تشکیل برگوارگی، خطوارگی و چین هویت یافته است. از آنجاکه این مجموعه‌های سنگی توسط رسوبات غیردگرگون و دگرریخت و یا با درجه پایین دگرگونی و دگرریختی به سن پرکامبرین پسین و پالئوزویک پوشیده شده‌اند، لذا زمان تقریبی دگرریختی پیش از کامبرین می‌باشد.

تحلیل بیضوی کرنش

دگرشکلی در سنگ‌ها را می‌توان بر پایه‌ی تغییر در شکل یا اندازه‌ی یک کره‌ی فرضی توصیف کرد. در هنگام دگرشکلی همگن این کره‌ی فرضی به یک بیضوی تبدیل می‌شود (Rowland and Duebendorfer, 1994). برای ارزیابی دگرشکلی سه‌بعدی ابتدا باید بررسی دگرریختی در دو بعد صورت پذیرد. روش‌های گوناگونی برای بررسی دوبعدی مطرح شده که مناسب‌ترین و سریع‌ترین روش به‌ویژه برای

کرنش به دست می‌آید. تحلیل کرنش سه‌بعدی با تعیین پارامترهای کرنش یعنی مقادیر D ، K و V امکان‌پذیر است. این پارامترها به ترتیب معرف شکل بیضوی کرنش^۱، شدت کرنش^۲ و پارامتر لود^۳ هستند. در این پژوهش به‌منظور بررسی و تحلیل ساختاری ناحیه قاسم‌آباد در ابتدا تحلیل کرنش بر پایه‌ی شاخص‌های دگرریختی دوبعدی و با استفاده از روش فرای به انجام رسید و نتایج آن برای تحلیل کرنش در سه بعد مورد استفاده قرار گرفت. با استفاده از پارامترهای به‌دست‌آمده از تحلیل کرنش سه‌بعدی نقشه‌های دگرریختی ناحیه ترسیم و با ساختارهای ناحیه‌ای مطابقت داده شد.

جایگاه زمین‌ساختی و زمین‌شناسی ناحیه‌ای

ناحیه قاسم‌آباد در شمال خاوری واحد زمین‌ساختی کاشمر-کرمان قرار گرفته است (Ramezani and Tucker, 2003) (شکل ۱). در این ناحیه دسته‌ای از گسله‌های امتداد لغز بلوک طیس را به سمت باختر محدود کرده‌اند. مطالعات تفصیلی و بزرگ مقیاس زمین‌شناسی در این ناحیه اندک و بیشتر در ارتباط با تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه‌ای بوده است. در این ناحیه سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در زیر واحدهای رسوبی پرکامبرین-کامبرین قرار گرفته‌اند. واحدهای قاعده‌ای پروتروزوئیک و کامبرین در بخش مرکزی گستره مورد مطالعه رخنمون دارند و تاریخچه بلندمدت از دگرریختی را در خود حفظ کرده‌اند (سهنندی و همکاران، ۱۳۸۹؛ Nozaem et al., 2013). به‌طور کلی واحدهای سنگی اصلی در این ناحیه از قدیم به جدید عبارتند از (شکل ۲):

۱. سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط تا بالا که بیشتر از گارنت-کلریت-آمفیبول شیسست‌ها تشکیل شده و در اطراف لاج برقشی و جنوب خاوری زبرکوه رخنمون دارند.
۲. سازند ریزو متشکل از فیلیت، متاولکانیک، کوارتزیت و دولومیت.
۳. نهشته‌های پلاتنوم ادیاکارن بالایی-کامبرین پایینی سازند سلطانیه شامل شیل‌های آلتزه شده و دولومیت‌های سازند سلطانیه (Stöcklin et al., 1964; Jafari et al., 2007).

۴. توالی شیل‌های با دگرگونی پایین، سنگ‌آهک‌ها،

1. strain shape
2. strain intensity
3. Lode's parameter

صفحه‌ای^۲ تقسیم شده است.

مقادیر به دست آمده از نسبت‌های کرنش به دست آمده از نمونه‌های ناحیه‌ی مورد مطالعه بر روی این نمودار نمایش داده شده و مقادیر شکل بیضوی کرنش (K) و شدت کرنش (D) برای هر نمونه با توجه به موقعیت جغرافیایی آن و بر مبنای نوع واحد سنگی محاسبه شد (جدول‌های ۱ و ۲). مقدار K شیب خطی است که محل نسبت کرنش برای هر نمونه بر روی نمودار را به مبدا مختصات وصل می‌کند و مقدار آن از صفر تا بی‌نهایت متغیر است. مقدار D نیز با اندازه‌گیری فاصله نقاط تا مبدا قابل تعیین است. پارامتر دیگری که شکل بیضی‌ها را توضیح می‌دهد پارامتر لود است که در سال ۱۹۶۸ توسط Hossack معرفی شد. این پارامتر با شکل بیضوی کرنش به صورت زیر رابطه دارد و مقدار آن برای نمونه‌های نشانگر بیضوی درازشدگی، منفی و برای نمونه‌های نشانگر بیضوی پهن‌شدگی، مثبت می‌باشد.^۱

$$V = \frac{1 - K}{1 + K}$$

علاوه بر نمودار فلیسن مقادیر K و D را می‌توان به‌طور مستقیم توسط رابطه‌های زیر به دست آورد:

$$K = \frac{\ln R_{xy}}{\ln R_{yz}}$$

$$D = \sqrt{\ln R_{xy}^2 + \ln R_{yz}^2}$$

Dewey et al., 1998 در مطالعات خود با استفاده

از کرنش نهایی مناطق ترافشارش و تراکشش را مدل‌سازی کرده‌اند. این مدل‌ها به دلیل اینکه بر پایه‌ی کرنش ایجاد شده‌اند، روش موثری برای تحلیل‌های سه‌بعدی دگرریختی می‌باشند. بر اساس این بررسی‌ها در رژیم ترافشارشی، کرنش‌های پهن شونده یعنی $K < 1$ ایجاد می‌شوند درحالی‌که تراکشش، کرنش درازشدگی یعنی $K > 1$ را به وجود می‌آورد. Tikoff and Peterson, 1998 با بررسی طیف گسترده‌ای از دگرریختی‌های مناطق ترافشارش و تراکشش و مدل‌سازی آنها بر پایه کرنش نهایی به این نتیجه رسیده‌اند که تغییر در جهت‌گیری و شکل بیضوی کرنش در نتیجه‌ی مولفه برش

سنگ‌های دگرگون، استفاده از روش فرای می‌باشد. این روش بر پایه‌ی فاصله‌ی نسبی میان نقاط مجاور هم از مرکز دانه‌ها استوار است (Hanna and Fry, 1979). مهم‌ترین برتری روش فرای در این است که برخلاف بیشتر روش‌های معمول برای برآورد کرنش در سنگ، سریع و ساده است و از لحاظ ترسیمی پاسخی که در حد نیاز صحیح می‌باشد را ارائه می‌دهد (رمضانی و قاسمی، ۱۳۹۱). از دیگر برتری‌های این روش این است که با آن می‌توان به بافت نشانگرهای کرنش نیز تا حدودی پی برد (Ramsy and Huber, 1981). در این روش کانی‌ها یا قطعات سنگی که در اثر اعمال دگرشکلی جهت‌دار شده‌اند، مورد بررسی قرار می‌گیرند (شکل ۳). این دانه‌ها باید پیش از دگرریختی در سنگ حضور داشته و بتوانند کرنش حاصل از اعمال دگرریختی در سنگ را آشکار سازند. نتایج به دست آمده از تحلیل دوبعدی کرنش با استفاده از روش فرای، به دست آوردن مقدار میانگین قطر بزرگ ذرات نسبت به قطر کوچک آنهاست که با حرف R بیان می‌شود.

در این پژوهش با استفاده از روش فرای تحلیل دوبعدی کرنش بر روی نمونه‌هایی از سنگ‌های شیستی، گنیس و مرمرها از واحدهای مختلف سنگی انجام شد. به این منظور مقاطع نازک در دو جهت موازی با خطوارگی (صفحه‌ی xz بیضوی کرنش) و عمود بر آن (صفحه‌ی yz بیضوی کرنش) برای ۱۱ نمونه تهیه و مقادیر Rxz و Ryz برای این صفحات مشخص گردید (شکل ۴). با محاسبه این دو مقدار، نسبت بیضوی کرنش در صفحه xy (صفحه موازی با برگوارگی) با استفاده از روابط ساده ریاضی محاسبه شد (جدول ۱). برای تحلیل سه‌بعدی بیضوی کرنش و به دست آوردن پارامترهای کرنش نهایی از نمودار اصلاح شده فلیسن (Ramsy and Huber, 1983) استفاده شده است (شکل ۵). در این نمودار نسبت‌های کرنش به دست آمده در فضای دو محور عمود بر هم توزیع می‌شوند. محور عرض‌ها برحسب Rxy و محور طول‌ها برحسب Ryz می‌باشد. این نمودار به سه بخش کرنش انقباضی^۱، کرنش پهن‌شدگی^۲ و کرنش

1. Constriction strain
2. Flattening strain
3. Plane strain

ساده و برهم‌کنش آن با مولفه هم‌محور دگرریختی می‌باشد. به‌طور کلی بیضوی‌های قرار گرفته در محدود پهن شونده نمودار فلین را مرتبط با ترفشارش و بیضوی‌هایی که در محدوده درازشدگی قرار می‌گیرند را در ارتباط با تراکشن می‌داند.

بحث

بر اساس مقادیر نسبت‌های کرنش به‌دست‌آمده و قرار دادن آن در نمودار فلین اصلاح شده، شکل بیضوی کرنش و شدت آن برای هرکدام از واحدهای سنگی محاسبه شد (جدول ۲). با توجه به مقادیر پارامترهای کرنش در ایستگاه‌های مختلف نمونه‌برداری، نقشه‌های شدت کرنش و توزیع پارامتر لود به‌صورت منحنی‌های میزان برای بخشی از ناحیه مورد مطالعه که تمرکز نمونه‌برداری در آن مناسب است، رسم شدند.

در شیست‌ها و گنیس‌های پرکامبرین ناحیه ده زمان عدد K برابر با $2/35$ می‌باشد. مقدار K محاسبه شده در شیست‌ها و گنیس‌های ناحیه لاک برقی برای برابر با $1/41$ محاسبه شد. برای مرم‌های دولومیتی سازند سلطانیه و گارنت شیست‌های یخاب عدد K به ترتیب $0/78$ و $9/41$ محاسبه شد. همچنین مقدار کل عدد K برای منطقه $1/91$ به‌دست‌آمده است (جدول ۲).

بر اساس مقادیر به‌دست‌آمده برای عدد K بر پایه نمودار اصلاح شده فلین، بیضوی‌های کرنش در شیست‌ها و گنیس‌های پرکامبرین ناحیه ده زمان و شیست‌ها و گنیس‌های ناحیه لاک برقی در ناحیه کرنش محصورشدگی، مرم‌های دولومیتی سازند سلطانیه در ناحیه کرنش پهن‌شدگی، گارنت شیست‌های یخاب در ناحیه کرنش دراز شدگی و بیضوی کرنش برای کل محدوده مورد مطالعه در ناحیه کرنش محصورشدگی قرار می‌گیرد.

نقشه‌ی توزیع شدت کرنش (شکل ۶) نشان می‌دهد که

مقادیر D با نزدیک شدن به گسله‌های امتدادلغز افزایش یافته و این مناطق بیشینه‌ی شدت کرنش را نشان می‌دهند. در نقشه نمایش‌دهنده‌ی پارامتر لود به‌صورت خطوط منحنی (شکل ۷)، در شمال خاور و جنوب باختر پهنه مورد بررسی، بیضوی کرنش به‌صورت درازشدگی نمایان می‌شود و در ناحیه میانی و اطراف توده گرانیتوئیدی لاک برقی به‌صورت پهن‌شدگی می‌باشد.

نقشه مربوط به شکل بیضوی‌های کرنش در راستای صفحه‌ی xy (شکل ۸) نشان‌دهنده‌ی رابطه‌ی بیضوی کرنش با گسله‌های امتدادلغز شمال خاوری - جنوب باختری است به‌گونه‌ای که با نزدیک شدن به گسله‌ها بیضوی‌های کرنش فشرده‌تر می‌شوند.

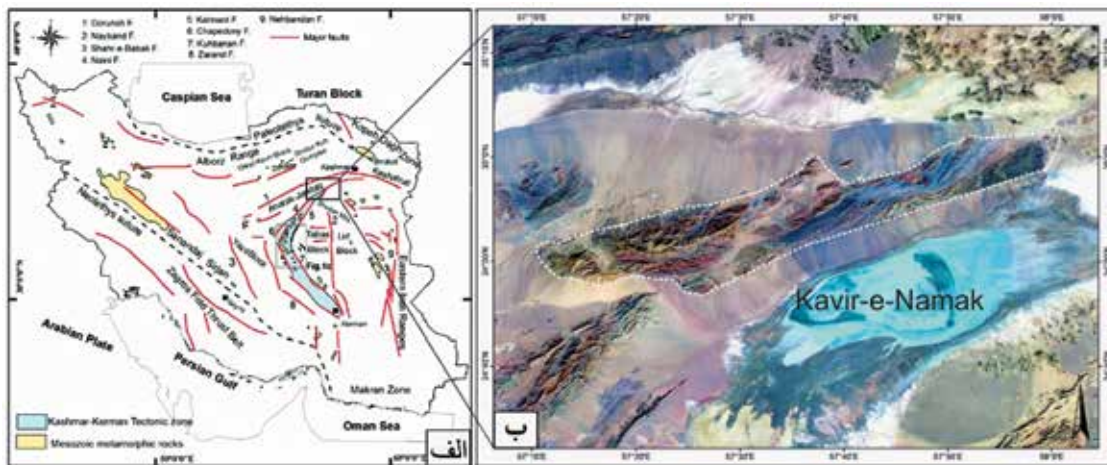
نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از تحلیل کمی کرنش و توزیع آن در ناحیه‌ی مورد بررسی را می‌توان به‌صورت زیر خلاصه کرد:

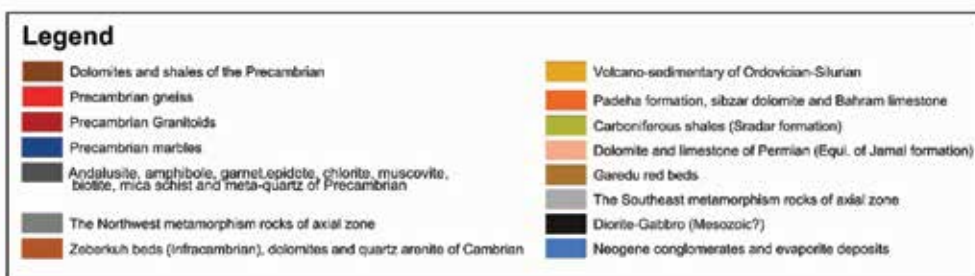
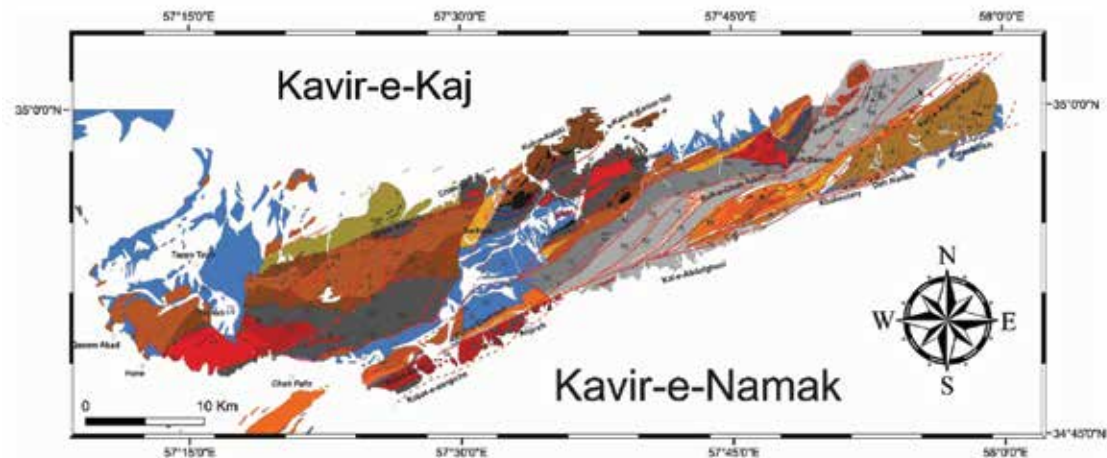
- مقادیر متفاوت پارامتر شکل بیضوی کرنش (K) نشان می‌دهد که واحدهای سنگی مختلف کرنش‌های متفاوتی را در جریان دگرریختی تحمل کرده‌اند. میانگین این پارامتر برای کل منطقه عدد $1/91$ می‌باشد.

- شیست‌ها و گنیس‌های پرکامبرین ناحیه ده زمان بیشترین دگرریختی را تحمل کرده‌اند و پارامتر شدت کرنش (D) در آنها $0/78$ است. این در حالی است که مرم‌های دولومیتی سازند سلطانیه دارای کمترین مقدار شدت کرنش هستند ($D = 0.18$).

- با توجه به افزایش پارامتر D با نزدیک شدن به گسله‌های امتدادلغز و راندگی‌های موجود در ناحیه، می‌توان نتیجه گرفت که ایجاد دگرریختی و توزیع آن ارتباط تنگاتنگی با جنبش این گسله‌ها داشته است.

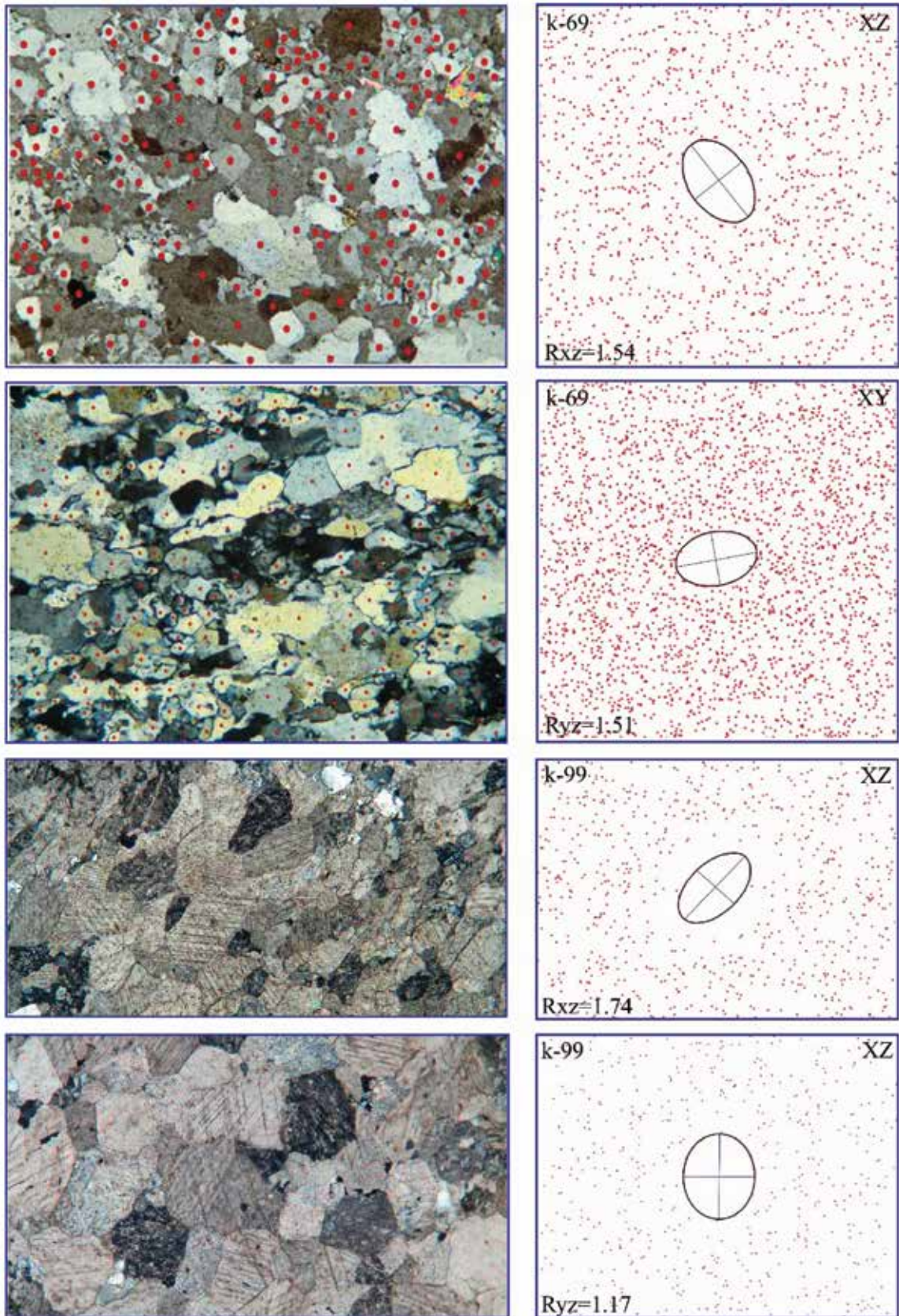


شکل ۱. الف) موقعیت زمین‌شناختی گستره مورد مطالعه در شمال باختر بلوک لوت و پایانه شمالی پهنه‌ی زمین‌ساختی کرمان - کاشمر. گستره مورد نظر با مستطیل سیاه رنگ نشان داده شده است (برگرفته از Masoodi et al., 2013). ب) تصویر ماهواره‌ای لندست ۸ از گستره مورد مطالعه

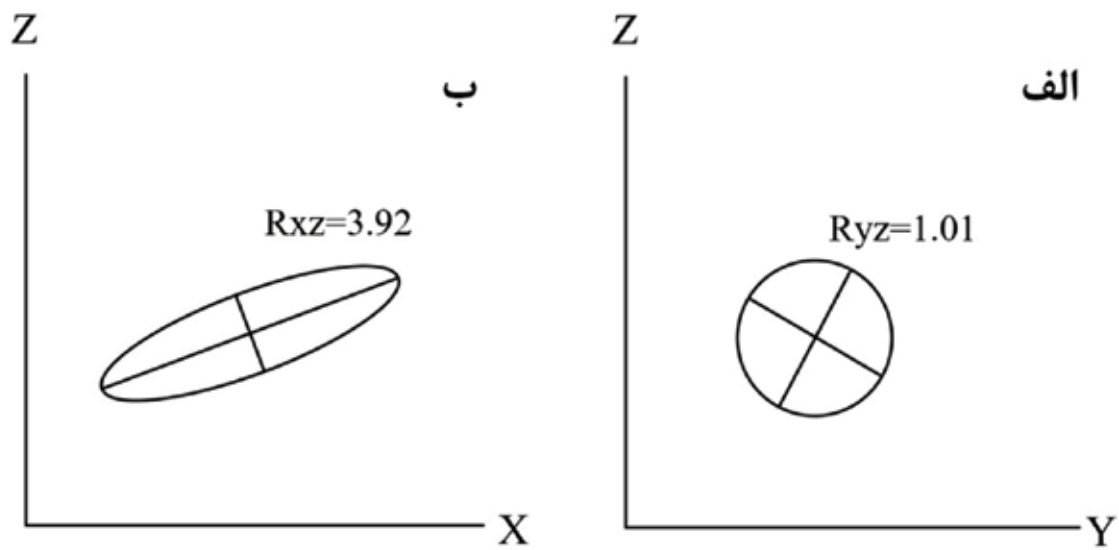


شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی و ساختاری گستره مورد مطالعه بر پایه‌ی (Nozaem et al., 2013)، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ قاسم‌آباد (سهندی و همکاران، ۱۳۸۹)، ازبک کوه (Ruttner et al., 1970) و بردسکن (شهرابی و همکاران، ۱۳۸۵) و برداشت‌های صحرایی و مطالعات دور سنجی

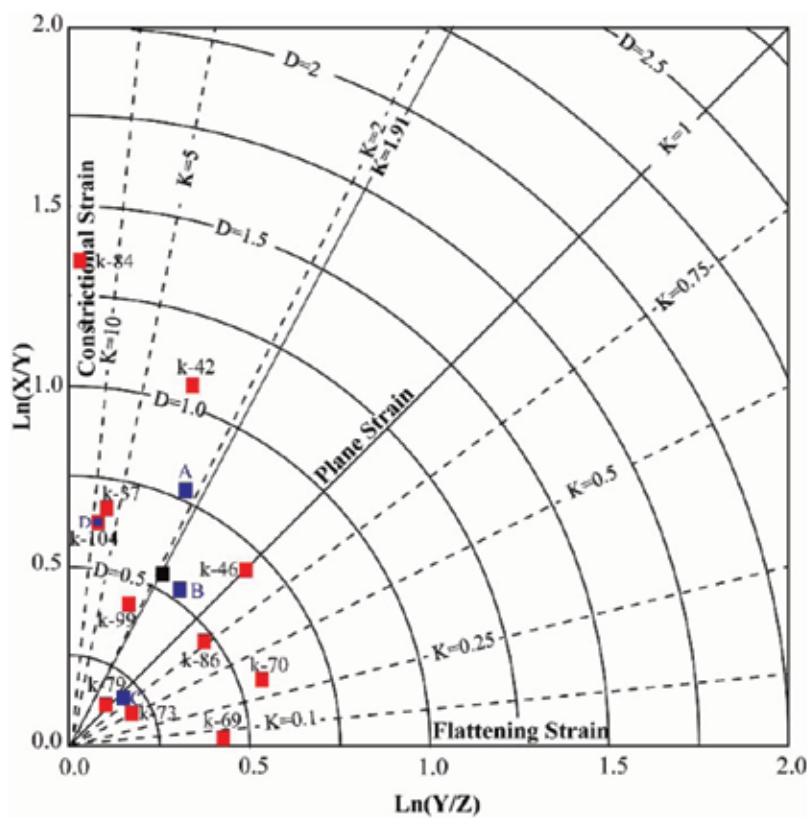
تحلیل کرنش نهایی در سنگ‌های دگرریخت شده ناحیه قاسم‌آباد ...



شکل ۳. نمایش نحوه تعیین بیضوی کرنش دوبعدی بر پایه‌ی بررسی مقاطع میکروسکوپی و استفاده از روش فرای. R_{XZ} : بیضوی کرنش در جهت موازی با خطوارگی را نشان می‌دهد. R_{YZ} : بیضوی کرنش در جهت عمود بر خطوارگی می‌باشد



شکل ۴. شکل‌های نمادین از موقعیت قرارگیری بیضوی‌های کرنش دوبعدی نسبت به محورهای اصلی کرنش، الف) بیضوی کرنش در سطح YZ دستگاه مختصات و عمود با خطوارگی، ب) بیضوی کرنش در سطح XZ دستگاه مختصات و موازی بر خطوارگی



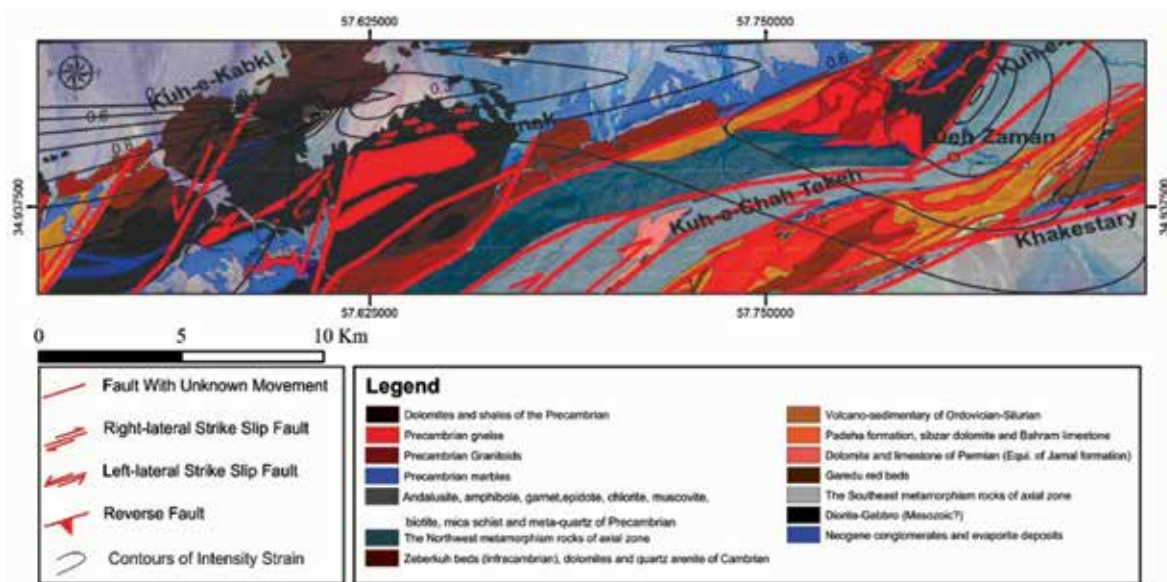
شکل ۵. نمودار فلین اصلاح شده و وضعیت کرنش و بیضوی‌های کرنش نقاط مختلف بر روی آن. شیست‌ها و گنیس‌های پرکامبرین ناحیه ده‌زمان (مربع آبی A)، شیست‌ها و گنیس‌های ناحیه لاج برقی (مربع آبی B) و مرمهرهای دولومیتی سازند سلطانیه (مربع آبی D) در ناحیه کرنش محصورشدگی و نشان‌دهنده تراکشن هستند. شیست‌های گارنت دار یخاب (مربع آبی C) در ناحیه کرنش پهن‌شدگی و نشان‌دهنده‌ی دگرریختی ترافشارش است. بیضوی‌های کرنش ایستگاه‌های مختلف شامل کرنش پهن‌شدگی تا کرنش دراز‌شدگی هستند ولی میانگین بیضوی کرنش برای کل محدوده (مربع سیاه رنگ) در ناحیه کرنش محصورشدگی و نشان‌دهنده‌ی دگرریختی تراکشن در منطقه است

جدول ۱. نسبت‌های کرنش دویبعدی و پارامترهای کرنش سه‌بعدی به‌دست‌آمده با استفاده از روش فرای و نمودار فرین برای نمونه‌های جهت‌دار ناحیه مورد مطالعه

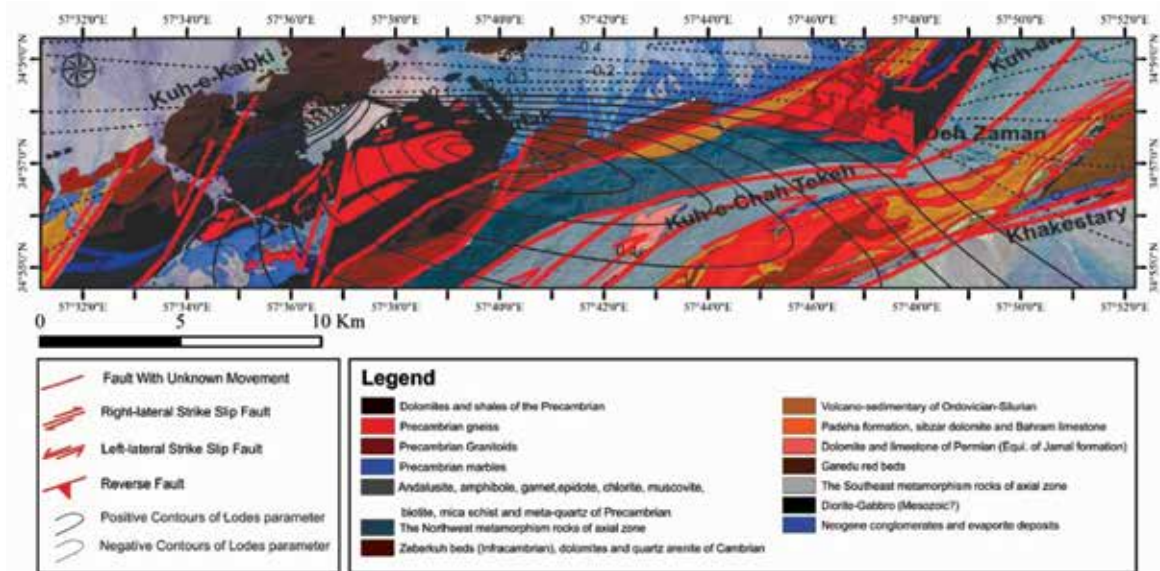
شماره نمونه	Rxy/a	Ryz/b	Rxz	Ln(Rxy)	Ln(Ryz)	K	D	V
k-37	۱/۹۴	۱/۱۱	۲/۱۵	۰/۶۶	۰/۱۰	۶/۳۵	۰/۶۷	-۰/۷۳
k-42	۲/۷۶	۱/۳۹	۳/۸۴	۱/۰۲	۰/۳۳	۳/۰۸	۱/۰۷	-۰/۵۱
k-46	۱/۶۳	۱/۶۳	۲/۶۶	۰/۴۹	۰/۴۹	۱	۰/۶۹	۰
k-69	۱/۰۲	۱/۵۱	۱/۵۴	۰/۰۲	۰/۴۱	۰/۰۵	۰/۴۱	۰/۹۱
k-70	۱/۲۱	۱/۷۱	۲/۰۷	۰/۱۹	۰/۵۴	۰/۳۶	۰/۵۷	۰/۴۸
k-73	۱/۱	۱/۱۹	۱/۳۱	۰/۱۰	۰/۱۷	۰/۵۵	۰/۲۰	۰/۲۹
k-79	۱/۱۳	۱/۱۱	۱/۲۵	۰/۱۲	۰/۱۰	۱/۱۷	۰/۱۶	-۰/۰۸
k-84	۳/۸۸	۱/۰۱	۳/۹۲	۱/۳۶	۰/۰۱	۱۳۶/۲۶	۱/۳۶	-۰/۹۹
k-86	۱/۳۵	۱/۴۴	۱/۹۴	۰/۳۰	۰/۳۶	۰/۸۲	۰/۴۷	۰/۰۹۷
k-99	۱/۵	۱/۱۷	۱/۷۵	۰/۴۱	۰/۱۶	۲/۵۸	۰/۴۳	-۰/۴۴
k-104	۱/۸۹	۱/۰۷	۲/۰۲	۰/۶۴	۰/۰۷	۹/۴۱	۰/۶۴	-۰/۸۱
total	۰/۴۸	۰/۲۵	۱/۵۰	۰/۹۳	۰/۷۲	۱/۹۱	۰/۵۴	-۰/۳۱

جدول ۲. پارامترهای کرنش سه‌بعدی برای واحدهای سنگی مختلف در ناحیه‌ی مورد مطالعه

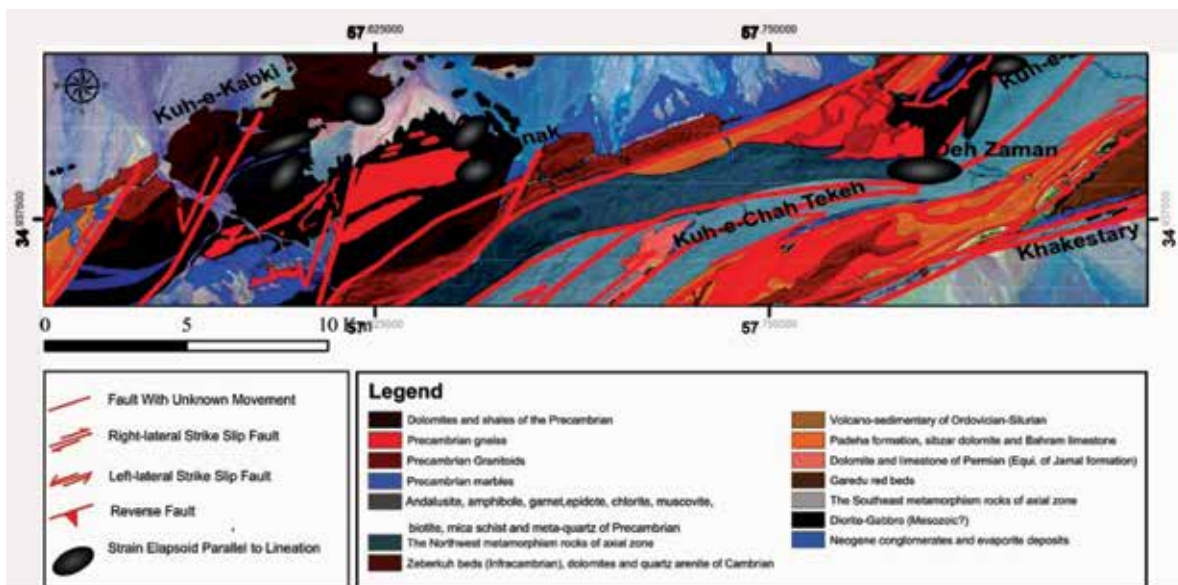
شماره	نام واحد زمین‌شناسی	Ln(Ryz)	Ln(Rxy)	K	D	V
A	شیست‌ها و گنیس‌های پرکامبرین ناحیه ده زمان	۰/۳۱	۰/۷۲	۲/۳۵	۰/۷۸	-۰/۴۰
B	شیست‌ها و گنیس‌های ناحیه لاخ برقشی	۰/۳۳	۰/۴۷	۱/۴۱	۰/۵۷	-۰/۱۷
C	مرمرهای دولومیتی سازند سلطانیه	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۷۸	۰/۱۸	۰/۱۲
D	شیست‌های گارنت دار یخاب	۰/۰۷	۰/۶۴	۹/۴۱	۰/۶۴	-۰/۸۱



شکل ۶. نقشه توزیع کرنش در سنگ‌های دگرگونی‌های ده‌زمان و لاخ برقشی. خطوط منحنی نشان‌دهنده شدت کرنش می‌باشد



شکل ۷. نقشه کانتوری بر اساس پارامتر لود در دگرگونی‌های ده‌زمان و لاخ برقی



شکل ۸. نقشه پراکنندگی و شکل بیضوی‌های کرنش در ناحیه ده‌زمان و لاخ برقی که در آن بیضوی‌های موازی با خطوارگی در صفحه XZ نشان داده شده است

منابع

- رضانی، م. و قاسمی، م. ر.، ۱۳۹۱. بررسی ریزساختاری پنجره فرسایشی آق‌دریوند با بهره‌جویی از ویژگی‌های دگربرخی کانی کلسیت. فصلنامه علوم زمین، ۹۴، ۷۹-۸۶.
- سهندی، م. ر.، قاسمی، م. ر. و حسینی اختیارآبادی، م.، ۱۳۸۹. نقشه‌ی زمین‌شناسی قاسم‌آباد، مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- شهرابی، م.، حسینی، م. و شعبانی، ک.، ۱۳۸۵. نقشه‌ی زمین‌شناسی بردسکن، مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- نوزعی، م. ر.، ۱۳۹۱. تحلیل دگربرخی گستره کوه سرهنگی در شمال باختر بلوک لوت. رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۸۸.

- Dewey, J. F., Holdsworth, R. E., and Strachan, R. A., 1998. Transpression and transtension zones. Geological Society, London, Special Publications, 135(1), 1-14.
- Eftekharneshad, J., Nabavi J., Ruttner M.H., Valeh A., Alavi N., Hajian M. and Haghypour A., 1977. Geological map of Ferdows (1:250000). Geological Survey of Iran.
- Fossen, H., 2010. Structural Geology, 1st Edition. Cambridge University Press, 463.
- Hanna, S. S., and Fry, N., 1979. A comparison of methods of strain determination in rocks from southwest Dyfed (Pembrokeshire) and adjacent areas. Journal of Structural Geology, 1(2), 155-162.
- Hossack, J. R., 1968. Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (southern Norway). Tectonophysics, 5(4), 315-339.
- Jafari, S.M., Shemirani A. and Hamdi B., 2007. Microstatigraphy of the Late Ediacaran to Ordovician in NW Iran (Takab area). In: Vickers-Rich, P., Komarower, P. (Eds.), The Rise and Fall of the Ediacaran Biota, vol. 286, Geological Society, London, Special Publications, 433-437.
- Masoodi, M., Yassaghi, A., Sadat, M. A. A. N., Neubauer, F., Bernroider, M., Friedl, G., Genser, J. and Houshmandzadeh, A. 2013. Cimmerian evolution of the Central Iranian basement: evidence from metamorphic units of the Kashmar-Kerman Tectonic Zone. Tectonophysics, 588, 189-208.
- Nozaem, R., Mohajjel, M., Rossetti, F., Della Seta, M., Vignaroli, G., Yassaghi, A., Salvini, F. and Eliassi, M., 2013. Post-Neogene right-lateral strike-slip tectonics at the north-western edge of the Lut Block (Kuh-e-Sarhangi Fault), Central Iran. Tectonophysics, 589, 220-233.
- Ramezani, J. and Tucker, R., 2003. The Saghand Region, Central IRAN: U-Pb geochronology, petrogenesis and implication for Gondwana tectonics. American Journal of Science 303, 622-665.
- Ramsy, J. G. and Huber, M. I., 1983. The Techniques of Modern Structural Geology, Vol. 1. Strain Analysis. Academic Press, London, 307.
- Rossetti, F., Nozaem, R., Lucci, F., Vignaroli, G., Gerdes, A., Nasrabadi, M., and Theye, T. 2014. Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran-Cambrian) magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block). Journal of Asian Earth Sciences, 102, 24-44.
- Rowland, S. and Duebendorfer, E., 1994. Structural Analysis and Synthesis: A Laboratory Course in Structural Geology, 2nd Edition. Blackwell Publishing, 279.
- Ruttner, A., Nabavi, M.H. and Alavi M., 1970. Geological map of Ozbak Kuh Mountain (1/100,000). Geological Survey of Iran.
- Sahandi, M., Baumgartner, S. and Schmidt, K., 1983. Contributions to the stratigraphy and tectonics of the Zeber-Kuh Range (East Iran). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 168, 346-357.
- Stocklin, J., Ruttner A. and Nabavi M., 1964. New data on the Lower Paleozoic and Precambrian of North Iran. Geological Survey of Iran, Report 1, 29.
- Tikoff, B. and Peterson, K., 1998. Physical experiments of transpressional folding. Journal of Structural Geology, 20(6), 661-672.

تعیین ارتباط بین پارامترهای رسوب‌شناسی و مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای خطی شمال آهنگران، شرق ایران

بنیامین رضازاده بلگوری^(۱*)، آرش امینی^(۲)، غلامرضا میراب شبستری^(۳)

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه بیرجند

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه گلستان

۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۶/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۹/۱۴

چکیده

مطالعات میدانی و بررسی تصاویر ماهواره‌ای، وجود تپه‌های ماسه‌ای خطی را در شمال منطقه آهنگران شهرستان زیرکوه (استان خراسان جنوبی) واقع در شرق ایران اثبات کرد. در بررسی تپه‌های ماسه‌ای، مجموعاً تعداد ۲۱ تپه در پنج ایستگاه و در موقعیت‌های جغرافیایی مختلف بررسی شد. با توجه به مطالعات انجام شده بر روی پارامترهای رسوب‌شناسی، تپه‌های ماسه‌ای آهنگران از نظر مورفولوژی به دو نوع ساده و مرکب دسته‌بندی شد. همچنین نتایج به‌دست‌آمده از بررسی‌های رسوب‌شناسی، حاکی از رابطه معنادار بین پارامترهای رسوبی و مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای مورد مطالعه می‌باشد. به این معنی که در بخش‌های مرکزی و غربی ناحیه مورد مطالعه، با تغییر پارامترهای رسوبی، مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای نیز از نوع ساده به مرکب تغییر می‌کند. از دیگر خصوصیات تپه‌های خطی شرق ایران، الگوی ریزدانه برای خط الراس است که برای دونه‌های خطی ماسه‌ای مورد مطالعه معرفی شد. مقایسه پارامترهای رسوب‌شناسی محدوده پژوهشی با سایر نقاط دنیا مانند کالاهاری، نامیبیا، استرالیا و سینای مصر نشان می‌دهد که تپه‌های ماسه‌ای آهنگران با میانگین اندازه ۲/۳۴۰ در محدوده اندازه دانه‌های سایر نقاط قرار دارد، اما در مقایسه با آنها جورشدگی پایین‌تری در حد ۰/۷۹ نشان می‌دهد که این ویژگی تپه‌های خطی آهنگران را از سایر نقاط متمایز می‌سازد.

واژه‌های کلیدی: دونه‌های خطی، رسوب‌شناسی، مورفولوژی، آهنگران، شرق ایران.

مقدمه

تپه‌های خطی به‌صورت موازی در اثر جابه‌جایی ماسه‌ها توسط رژیم‌های بادی، در جهات مختلف شکل می‌گیرند (Bagnold, 1941; King, 1960). بزرگی طول تپه‌های خطی ممکن است از کمتر از ۶۰۰ متر تا ۳۰۰۰ متر نیز تغییر کند (رضازاده و همکاران، ۱۳۹۴، a). همچنین در کشورهای

مثل نامیبیا و استرالیا و صحرای سینای مصر طول این تپه‌ها تا ۳۰۰۰ متر نیز گزارش شده است (Folk, 1971; Tsoar, 1978; Lancaster, 1983). پیشروی این تپه‌ها می‌تواند هم در جهت طولی و هم عمودی همراه با اندکی مهاجرت جانبی، در نتیجه پاسخ به حمل رسوب از منشا رخ دهد (Tsoar et al., 2004). به‌علاوه تپه‌های خطی

* نویسنده مرتبط: benyaminrezazadeh@yahoo.com

به‌طور کلی در ایران پژوهش‌های انجام گرفته در رابطه با تحلیل پارامترهای رسوب‌شناسی و رابطه بین آن‌ها در تپه‌های ماسه‌ای ناچیز و اندک است. با توجه به موارد فوق هدف مقاله پیش رو، تجزیه و تحلیل پارامترهای رسوب‌شناسی از داده‌های جمع‌آوری شده و تعیین تأثیر آن در شکل‌گیری و توسعه تپه‌های ماسه‌ای در شرق ایران، شمال ناحیه‌ی آهنگران است. همچنین با بررسی رسوب‌شناسی و آنالیز اندازه دانه‌ها و ویژگی‌های بافتی رسوبات در منطقه‌ی مورد مطالعه، می‌توان نقش بادهای غالب منطقه بر روی شکل‌گیری آن‌ها را نیز تعیین کرد.

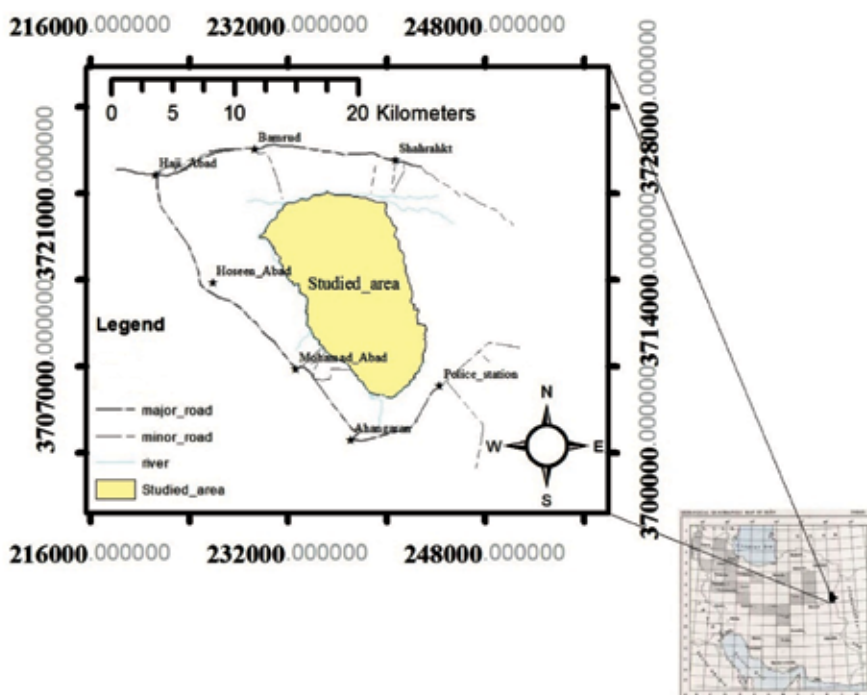
روش مطالعه

گستره بررسی شده در این پژوهش، تپه‌های ماسه‌ای شرق ایران، واقع در استان خراسان جنوبی، شهرستان زیرکوه و شمال آهنگران است (شکل ۱). بر اساس اطلاعات به‌دست‌آمده از ایستگاه هواشناسی حاجی‌آباد، اکثریت بادهای سالیانه در گستره‌ی مورد مطالعه از جهت شمال و شمال شرق و غرب می‌باشد. در این میان باد غالب گستره شمال شرقی است که ۲۰/۱ درصد از کل بادهای را شامل می‌شود. شکل ۲ گلباد گستره در ایستگاه حاجی‌آباد را نشان می‌دهد. اکثر بادهای گستره در ماه‌های خرداد، تیر و مرداد می‌وزند و به‌طور متوسط گستره در سایر فصول به‌خصوص در زمستان آرام‌تر است. جهت عمومی بادهای سالیانه و ماهیانه متغیر و در جهات مختلف می‌باشد، ولی اکثر آن‌ها در سه جهت غرب، شمال شرقی به جنوب غربی (باد ۱۲۰ روزه) و شرقی-غربی (سیاه باد) می‌باشند (شرکت آب منطقه‌ای خراسان جنوبی، ۱۳۸۹). جهت دسترسی به اهداف موردنظر در این مطالعه، پس از تعیین حدود منطقه پژوهش، با بازدیدهای میدانی در منطقه، نمونه‌برداری و اندازه‌گیری مولفه‌های مورفومتری تپه‌های ماسه‌ای مورد نظر انجام شد. بررسی‌های اولیه عکس‌های هوایی و در مرحله بعدی در مطالعه‌ی میدانی منطقه، وجود تپه‌های خطی در منطقه آهنگران را اثبات کرد (شکل A۳ تا D).

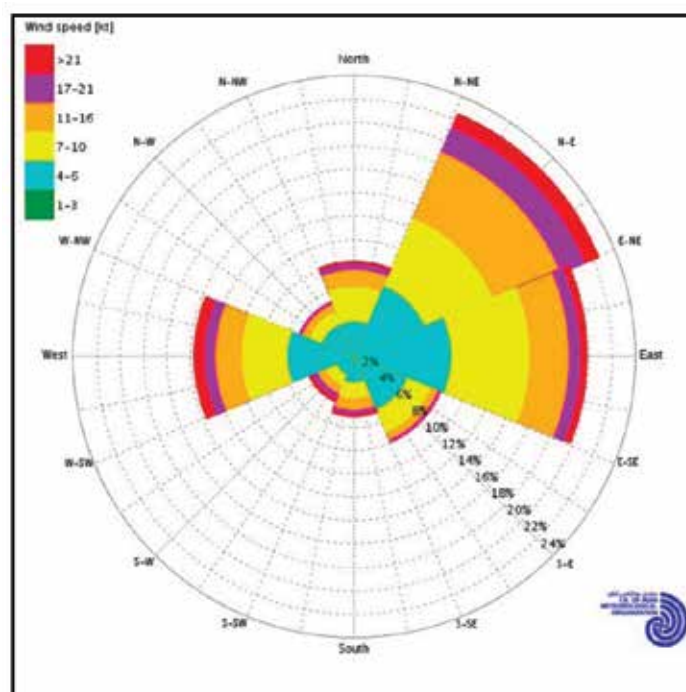
بر اساس اطلاعات تکمیلی به‌دست‌آمده از عکس‌های هوایی و مورفومتری صحرایی، پهنه‌ی ماسه‌ای به دو زون

در موقعیت‌هایی که رسوب به میزان نسبتاً زیاد در دسترس قرار بگیرد و جهت باد بایمدال باشد به وجود می‌آیند (Lancaster, 1983). دامنه تغییرات تپه‌های خطی زیاد است و ممکن است ارتفاع بین ۱۰ تا ۲۰ متر و فاصله بین ۱۰۰ متر تا ۱۵۰ متر در تغییر باشد (رضازاده و همکاران, ۱۳۹۴). تپه‌های خطی دارای ویژگی‌هایی از جمله: طول زیاد، روند مستقیم و بدون قطع‌شدگی، قرارگیری به موازات هم و با فواصل منظم و همچنین ارتفاع زیاد نسبت به تپه‌های اطراف می‌باشند (Lancaster, 1982).

توزیع اندازه دانه در رسوبات بادی اهمیت بالایی دارد، زیرا اندازه ذرات فرم و توسعه تپه‌های ماسه‌ای را کنترل می‌کند (Zhang and Dong, 2015). توزیع اندازه ذرات در رسوب به یک‌سری عوامل از قبیل سنگ‌منشا، فرآیندهای هوازدگی، سایش و جورشدگی انتخابی آن‌ها به هنگام حمل و نقل بستگی دارد (Snelder et al., 2011). تاکنون مطالعات زیادی بر روی توزیع اندازه ذرات در نقاط مختلف دنیا و بر روی انواع مختلفی از تپه‌های ماسه‌ای انجام گرفته که از این میان می‌توان به (Wang et al., 2003) و Lancaster 1986 که به مطالعه توزیع اندازه ذرات در تپه‌های خطی پرداختند اشاره کرد. همچنین (McLaren 1981) به بررسی و تفسیر اندازه ذرات پرداخت، که به نتایجی همچون ارتباط اندازه ذرات با فاصله از منشا دست یافت. (Thomas 1988) به مطالعه و آنالیز رسوبات تپه‌های خطی و ارتباط آن‌ها با تپه‌های صحرایی کالاهاری پرداخت و نتیجه گرفت رسوبات تپه‌های خطی کالاهاری دارای جورشدگی خوبی هستند. (Livingston et al., 1999) در بررسی تغییرات اندازه دانه در تپه‌های جنوب غرب کالاهاری، دریافتند تغییر دانه‌بندی رسوبات بر روی مورفولوژی تپه‌ها تأثیر گذار است. (Guo and Wu 2012) به بررسی الگوی مورفولوژی در تپه‌های خطی و سن تپه‌ها پرداختند که نتایج حاصل از این بررسی هیچ ارتباط محکمی بین سن رسوبات و الگوی مورفولوژی تپه‌ها را نشان نداد. (Goudie and Viles 2015) در مطالعه تپه‌های خطی کالاهاری، به تشریح بیشتر تپه‌های خطی نامبیا پرداخته و داده‌های به‌دست‌آمده از مطالعات قبلی در رابطه با این تپه‌ها را تکمیل کردند.



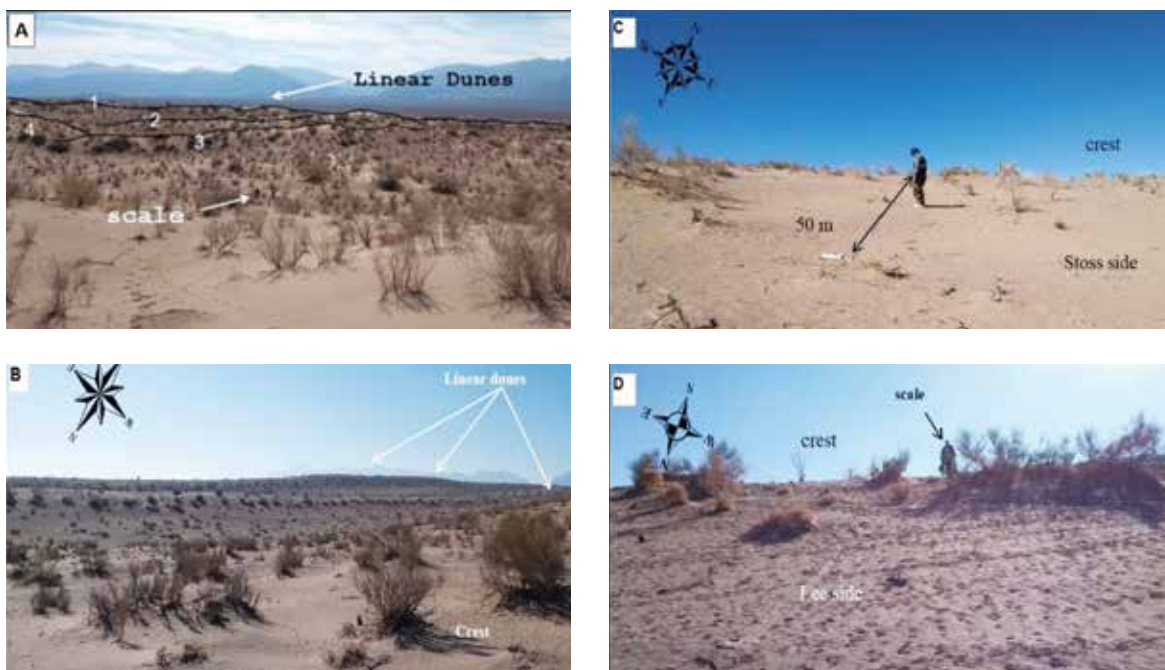
شکل ۱. موقعیت جغرافیایی گستره مورد پژوهش (رضازاده و همکاران b, ۱۳۹۴)



شکل ۲. گلباد سالیانه ایستگاه هواشناسی حاجی‌آباد (۱۳۸۷-۱۳۹۲) اداره کل هواشناسی استان خراسان جنوبی، ۱۳۹۳

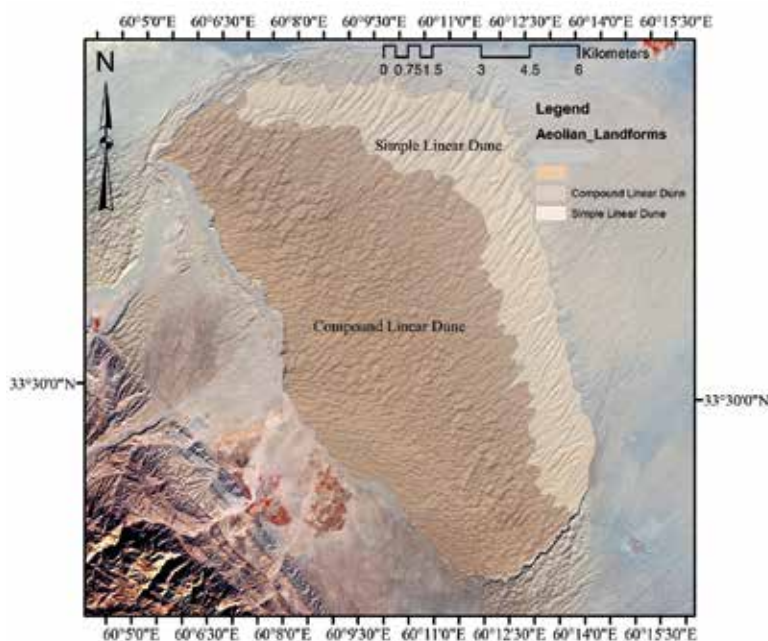
تپه‌های خطی ساده و مرکب قابل تفکیک است. نوع خطی آن در زون شرقی و بخش‌هایی از زون شمالی منطقه وجود دارد و نوع مرکب آن در زون مرکزی و غربی گسترش دارد. بررسی‌های مورفومتری انجام شده نشان داد، ارتفاع تپه‌های ماسه‌ای در زون شرقی و شمالی از پنج تا ۲۱ متر (شکل ۳-ب).

با میانگین ۱۱/۴ متر و طول آن‌ها از ۱/۵ کیلومتر تا سه کیلومتر در تغییر است. همچنین این تپه‌های ماسه‌ای به صورت موازی تا نیمه موازی نسبت به یکدیگر قرار دارند، که بر این اساس در نوع دون‌های خطی ساده قرار می‌گیرند (شکل ۳-ب).



شکل ۳. A-D تپه‌های ماسه‌ای مطالعه شده در گستره پژوهشی

همان‌طور که بیان شد مورفولوژی بخش مرکزی و غرب گستره مورد مطالعه با اندکی تفاوت همراه است، یعنی دارای طول کمتری در مقایسه با بخش شرق و شمال شرقی گستره است. این ویژگی‌ها خاص تپه‌های خطی مرکب است و از دیگر خصوصیات این نوع تپه‌ها، ارتفاع کمتر و عدم موازی بودن آنها در مقایسه با تپه‌های ماسه‌ای خطی ساده می‌باشد (شکل ۴).

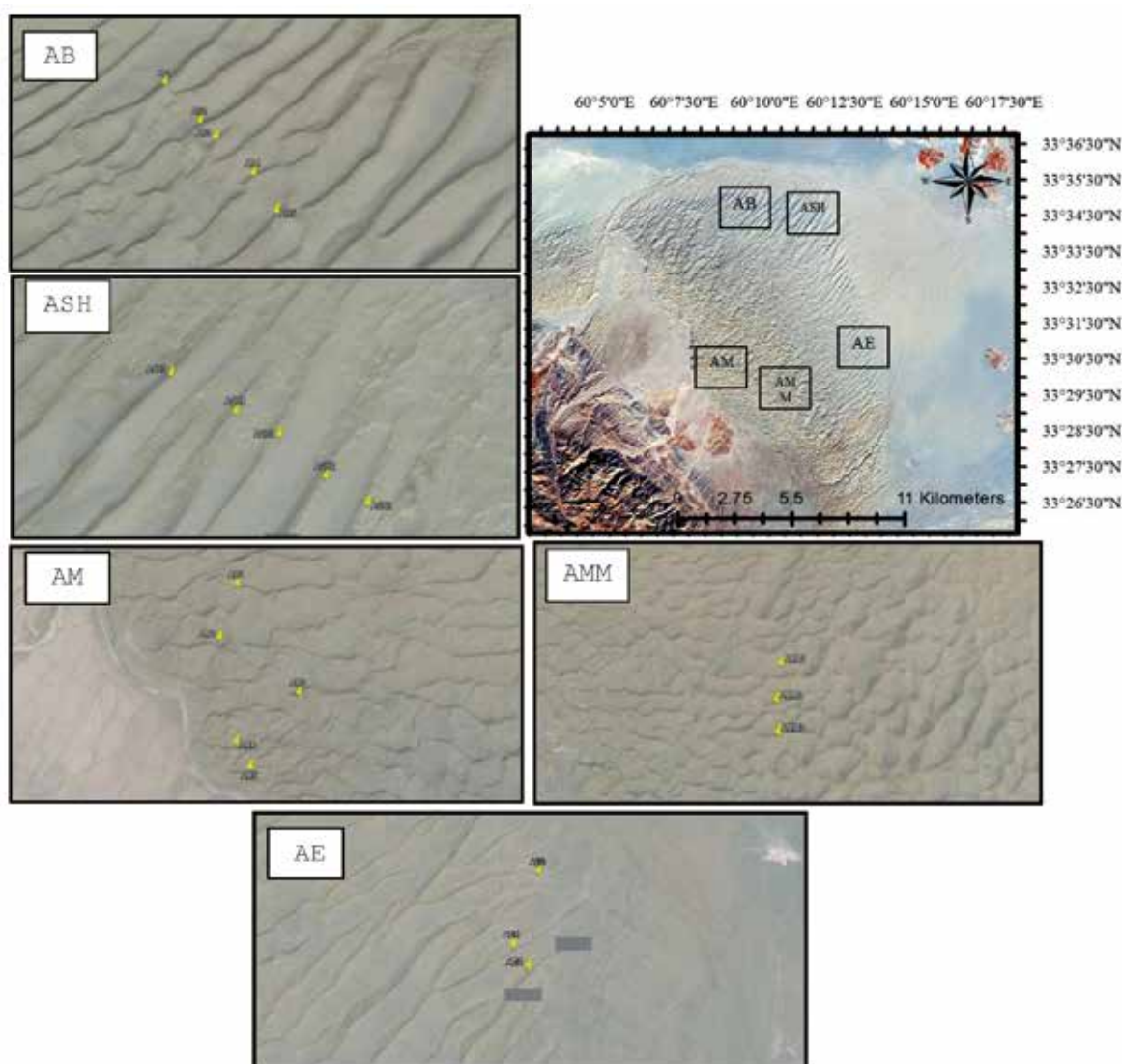


شکل ۴. جایگاه تپه‌های ماسه‌ای خطی ساده و مرکب نسبت به یکدیگر در گستره مورد مطالعه (رضازاده و همکاران، ۱۳۹۴ a)

از بخش‌های مختلف ۲۱ تپه‌ی ماسه‌ای، همانند یال رو به باد، باد پناه و راس آن‌ها در پنج ایستگاه مختلف به مقدار حدود یک کیلوگرم نمونه برداشت شد. به طوری که کل

جدول ۱. موقعیت و مساحت ایستگاه‌های انتخاب شده در گستره پژوهشی

موقعیت ایستگاه‌ها	تعداد نمونه هر ایستگاه	مساحت (کیلومتر مربع)
ایستگاه AM (N ۳۳° ۲۹' ۲۸٫۳" و E ۶۰° ۰۸' ۳۷٫۲")	۵	۷/۲
ایستگاه AE (N ۳۳° ۲۸' ۰۵/۸" و E ۶۰° ۱۱' ۳۸/۶")	۳	۵/۵
ایستگاه AB (N ۳۳° ۲۹' ۰/۰" و E ۶۰° ۱۳' ۴۸/۷")	۵	۶/۹
ایستگاه ASH (N ۳۳° ۳۴' ۲۹/۹" و E ۶۰° ۱۱' ۵۸/۵")	۵	۵/۷
ایستگاه AM (N ۳۳° ۳۴' ۴۱/۹" و E ۶۰° ۰۸' ۴۱/۰")	۳	۴/۳



شکل ۵. نمایش پنج ایستگاه و ۲۱ تپه انتخاب و نمونه‌برداری شده در عکس‌های هوایی Google Earth با بزرگنمایی و مرجع در گستره پژوهشی

در ادامه، مراحل آماده‌سازی نمونه‌ها از جمله حذف رطوبت اولیه انجام شد و نمونه‌ها به مقدار ۲۰۰ گرم و با دقت ۰/۰۱ درصد وزن شدند. نمونه‌های آماده شده با استفاده از روش غربال خشک و با فواصل ۰/۵ فی (از الک ۰/۵ فی تا ۴ فی) الک و درصد وزنی ذرات در اندازه ماسه و ماسه‌ریز محاسبه شد. سپس به کمک نرم‌افزار Excel نمودار تغییرات اندازه ذرات رسم و نامگذاری رسوبات با استفاده از روش فولک (Folk, 1980) انجام گرفت. پارامترهای اندازه ذرات (میانگین، جورشدگی، کج شدگی و کشیدگی) به روش ترسیمی جامع فولک (Folk, 1980) محاسبه شد (جدول ۲).

جدول ۲. پارامترهای رسوب‌شناسی محاسبه شده برای گستره پژوهشی

Sample	Mz(σ)	$\sigma(\phi)$	SKI(ϕ)	KG(σ)
AE1(lee /Crest /Stoss)	۲/۹/۱/۹/۲/۵	۰/۶۵/۰/۶۸/۱/۱۳	-۰/۰۷/۰/۳۹/-۰/۱۸	۱/۱۲/۱/۲۲/۱/۳۷
AE2(lee /Crest /Stoss)	۲/۶/۲/۲/۷	۰/۸۲/۰/۵۳/۰/۹۶	-۰/۰۲/۰/۲۸/-۰/۱۱	۰/۹۳/۱/۲۹/۱/۱۶
AE(lee /Crest /Stoss)	۲/۵/۲/۲/۶	۱/۱۷/۰/۵۲/۱/۲	-۰/۲۷/۰/۰۵/-۰/۴۵	۱/۲۶/۱/۳۶/۱/۲۶
AB1(lee /Crest /Stoss)	۲/۹/۱/۹/۲/۱	۱/۳/۰/۶/۰/۶	-۰/۴/۰/۱۳/۰/۲۶	۰/۸۸/۰/۸۹/۱/۲
AB2(lee /Crest /Stoss)	۲/۳/۲/۲/۵	۱/۴۵/۰/۵۶/۱/۱	۰/۳۸/۰/۳/-۰/۱۶	۰/۸۶/۱/۷/۱/۱
AB3(lee /Crest /Stoss)	۲/۷/۲/۱/۲/۴	۱/۲/۰/۸/۱/۳	-۰/۴۵/۰/۱۶/-۰/۶	۱/۲/۱/۲/۱/۰/۲
AB4(lee /Crest /Stoss)	۲/۶/۲/۲/۵	۱/۱/۰/۶/۰/۹	-۰/۳۷/۴/-۰/۱۱	۰/۸/۱/۵/۰/۹
AB5(lee /Crest /Stoss)	۲/۳/۲/۲/۱	۱/۰/۶/۱/۴۳	-۰/۱۶/۰/۴۵/۰/۳۲	۱/۱/۵/۰/۵۹
ASH1(lee /Crest /Stoss)	۲/۵/۲/۲/۲/۴	۰/۷۹/۰/۵/۰/۸۹	۰/۱۳/۰/۲۳/۰/۳۹	۱/۱/۱/۲/۱/۹
ASH2(lee /Crest /Stoss)	۱/۸/۲/۱/۲/۷	۱/۴/۰/۷/۱/۱	-۰/۱۱/-۰/۰۱/-۰/۳۳	۰/۵۳/۲/۳/۱/۱
AH3(lee /Crest /Stoss)	۲/۲/۴/۲/۴	۱/۵/۰/۸۵/۰/۷۴	۰/۴۲/۰/۲۵	۱/۷۲/۱/۲۵
AM1(lee /Crest /Stoss)	۲/۲/۴	۰/۵۳/۰/۸۹	۰/۲۸/۰/۲۶/۰/۳۲	۱/۱/۱/۲۲/۱/۱۳
AM2(lee /Crest /Stoss)	۲/۵/۲/۲/۲	۰/۷۹/۰/۵۲/۰/۷۲	۰/۳۴/۰/۳۱/۰/۵۲	۰/۷۹/۱/۷۲/۱/۵۷
AM3(lee /Crest /Stoss)	۲/۴/۲/۱/۲/۱	۰/۸۷/۰/۵۶/۰/۶۱	۰/۳۳/۰/۵۲/۰/۳۱	۱/۰/۳۴/۱/۲
AM4(lee /Crest /Stoss)	۲/۳/۲/۲/۲/۲	۰/۶۳/۰/۷۳/۰/۵۸	۰/۲۵/۰/۲	۱/۳۹/۱
AM5(lee /Crest /Stoss)	۲/۲/۱	۰/۴۷/۰/۵۸	۰/۱۱/۰/۴۴/-۰/۰۵	۱/۲/۱/۳۱/۱/۸
AMM1(lee /Crest /Stoss)	۲/۲/۲/۲/۲/۵	۰/۵۶/۰/۵۱/۰/۶۹	۰/۲۱/-۰/۳۳/۰/۱۵	۱/۶/۱/۶/۱/۶
AMM2(lee /Crest /Stoss)	۲/۸/۲/۴/۲/۶	۰/۵۲/۰/۳۳/۰/۳۵	۰/۳۳/۰/۰/۸	۱/۵۲/۱/۳۹/۱/۱
AMM3(lee /Crest /Stoss)	۲/۷/۲/۳/۲/۴	۰/۵۸/۰/۵/۰/۷۹	۰/۳۲/۰/۱۱/-۰/۱۹	۱/۲/۱/۰/۷/۰/۹۱
ASH4(lee /Crest /Stoss)	۲/۴/۲/۲/۲/۳	۰/۶۸/۰/۵۶/۱/۲۵	-۰/۳۹/۰/۲/-۰/۴۷	۰/۵۳/۱/۰/۷/۰/۵۹
ASH5(lee /Crest /Stoss)	۲/۲/۲/۱/۲/۲	۰/۷۲/۰/۵۸/۱/۵۵	۰/۴۲/۰/۲۵	۱/۷۲/۱/۲۵

Mz(σ): میانگین اندازه ذرات برحسب فی / $\sigma(\phi)$: جورشدگی / SKI(ϕ): کج شدگی / KG(σ): کشیدگی

بحث

پارامترهای آماری

رسوبات ارتباط مستقیمی با فرآیندهای رسوبی، دینامیکی و منشأ اصلی رسوبات بادی دارد (Visher, 1969). البته تعیین منشأ رسوبات از روی اندازه دانه به تنهایی ممکن نبوده و به تغییرات آب و هوایی نیز وابسته است (Yang et al., 2007).

همچنین مطالعات بر روی جورشدگی، اهمیت آن را در تپه‌های ماسه‌ای در نقاط مختلف دنیا نشان می‌دهد. اما تاکنون توجهی به اهمیت مطالعه اندازه دانه و جورشدگی در

مقدار میانگین اندازه دانه، نشانگر حد متوسط اندازه ذرات در رسوب است. استفاده از میانگین اندازه دانه جهت شناسایی محیط‌های رسوبی مختلف از مدت‌ها پیش مورد توجه بوده است (Folk, 1980; Lancaster, 1981).

اندازه دانه رسوب می‌تواند اطلاعات مهمی درباره فرآیندها و محیط‌های رسوبی ارائه کند، زیرا اندازه دانه

ریز بوده و اختلاف معنادار و مشخصی بین یال هم جهت و خلاف جهت باد مشاهده نمی‌شود. اما متوسط میانگین ایستگاه‌های غرب (AM) $2/19 \theta$ ، شرق (AE) $2/38 \theta$ و مرکز (AMM) $2/4 \theta$ با یکدیگر متفاوت بوده و این روند کاهشی جزئی از دو ایستگاه شرق و غرب به طرف مرکز کاملاً مشهود است (جدول ۲).

این روند کاهشی در ارتباط با بادهای غالب منطقه (شکل ۲) می‌باشد، زیرا ذرات در ایستگاه مرکز منطقه (AMM) نسبت به ایستگاه‌های شرق و غرب (AE, AM) مسافت طولانی‌تری را در جهت وزش باد طی می‌کنند. در نتیجه متوسط اندازه ذرات در محدوده مرکزی به مقدار جزئی کاهش پیدا کرده است (شکل ۶). در واقع رسوبات دانه درشت‌تر و سنگین‌تر در همان محل باقی می‌ماند، اما رسوبات ریزتر می‌توانند تا مسافت‌های طولانی‌تری حمل شوند (Bingqi and Jingjie, 2013). اما با این وجود دو ایستگاه دیگر در شمال و شمال شرق (AB, ASH) این روند کاهشی جزئی را نشان نمی‌دهند.

جورشدگی^۱ تپه‌های ماسه‌ای

در محیط‌های بیابانی ویژگی‌های اندازه دانه و جورشدگی در انواع مختلف تپه‌ها، متفاوت با تپه‌های ساحلی بوده و اختلاف معنادار مهمی بین آنها وجود دارد. این تفاوت به معنی متفاوت بودن فرآیندهای جورشدگی در تپه‌های ماسه‌ای بادی است (Lancaster, 1986). برای مثال سه مدل مختلف از جورشدگی اندازه دانه در تپه‌های ماسه‌ای نقاط مختلف یافت می‌شود:

مدل اول: دانه‌ریز در قله^۲ راس تپه دانه ریزتر، جورشدگی بهتر و کج شدگی مثبت‌تری نسبت به یال‌های خود دارد (Bagnold, 1941; Folk, 1971; Lancaster, 1981; Watson, 1986; Livingstone, 1987; Wang, et al., 2003). شکل‌گیری این مدل در اثر حرکت آهسته دانه‌های درشت‌تر در جهت حمل ماسه به طرف بالای قله تپه رخ می‌دهد (Bingqi and Jingjie, 2013).

تپه‌های خطی آهنگران نشده است. لذا در این بخش سعی شده تا با بررسی جورشدگی نقاط مختلف تپه نسبت به هم و در نهایت مقایسه آن با سایر نقاط، الگوی جامع برای تپه‌های خطی آهنگران ارائه شد.

در واقع جورشدگی دانه‌های ماسه در رسوبات بادی معمولاً توسط چهار فاکتور مهم در محیط رسوب‌گذاری کنترل می‌شوند (Le Roux and Rojas, 2007): اول آنکه معمولاً ذراتی بین $0/25$ میلی‌متر تا $0/125$ میلی‌متر و یا $2/0 \theta$ تا $3/0 \theta$ برای حمل انتخاب می‌شوند. دوم تاثیر گرانش بر روی حمل ماسه در خلاف جهت شیب (سقوط و ریزش دانه‌ها در سطح شیب‌دار) می‌باشد. سومین عامل تغییر الگوی استرس برشی است که باعث افزایش و تراکم خطوط فشار بر روی تپه‌های ماسه‌ای می‌شود. چهارمین فاکتور توزیع اندازه دانه در ناحیه منشأ است که در ارتباط با فرایندهای زمین‌شناسی می‌باشد.

عوامل ذکر شده معمولاً به صورت توأم با یکدیگر عمل کرده و انواع متفاوتی از اندازه دانه و جورشدگی را در سطح تپه‌ها به وجود می‌آورد (Bingqi and Jingjie, 2013). بر این اساس عوامل زیادی از جمله تامین رسوب از ناحیه منشأ که در ارتباط با فرایندهای بادی و زمین‌شناسی می‌باشد، در تعیین الگوی جورشدگی تپه‌های خطی آهنگران موثر بوده است.

سایر مطالعات گذشته نشان می‌دهد، هرچه مسافت حمل افزایش پیدا کند، میانگین اندازه ذرات ریزتر و جورشدگی بهتر خواهد شد (Lancaster, 1986; Mischke, 2005; Qian, et al., 2011). البته این منطق برای تمام نقاط در جهان صادق نمی‌باشد (Zhu, et al., 2014).

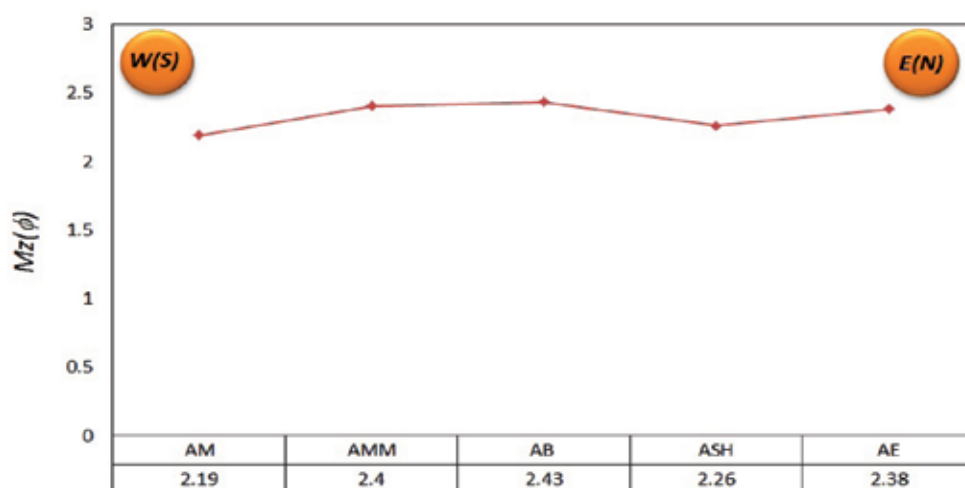
نتیجه‌گیری

میانگین اندازه دانه

در منطقه مورد مطالعه مقدار میانگین اندازه‌ی دانه برای ایستگاه‌ها از $2/19 \theta$ تا $2/43 \theta$ در تغییر می‌باشد. با توجه به اینکه متوسط میانگین اندازه دانه‌ها در تپه‌های بادی در یال سمت باد $2/44 \theta$ و در یال پشت به باد $2/40 \theta$ است، می‌توان گفت دانه‌ها از نظر اندازه در محدوده ماسه

1. Sorting

2. Finer crest



شکل ۶. تغییرات متوسط میانگین اندازه ذرات در شمال آهنگران

برای نمونه در ایستگاه AB در شمال منطقه آهنگران در هر پنج تپه نمونه‌برداری شده، مقدار جورشدگی در راس تپه^۳ نسبت به یال‌های خود مقدار بالاتری داشته است. به عبارتی دیگر مقدار جورشدگی کیفی در قله تپه‌ها نسبت به یال‌ها بهتر بوده و از جورشدگی خوب تا جورشدگی متوسط در تغییر است. بررسی‌ها نشان داد این روند جورشدگی برای تمام ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده (جز چند تپه) صادق است (شکل ۷-A تا E). با این نتایج بیشتر تپه‌ها از نوع دانه‌ریز در قله بوده و الگوی تپه‌های خطی منطقه از نوع اول محسوب می‌شوند.

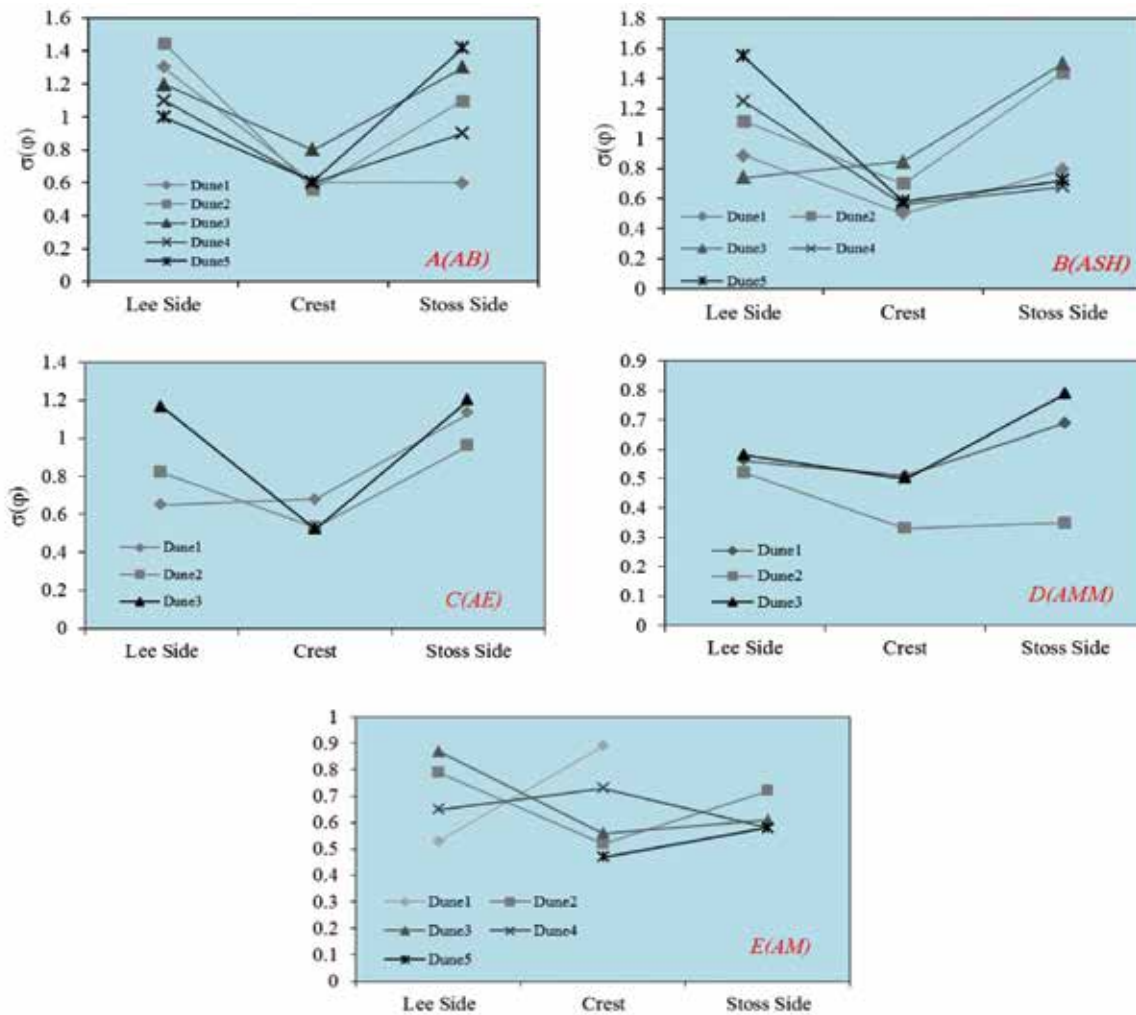
مقدار جورشدگی مستقل از یال‌ها، به روش فولک (Folk, 1980) از ۰/۵۳ فی خوب جورشده تا ۰/۹۶ فی بد یا ضعیف جورشده برای هر پنج ایستگاه محاسبه شد (جدول ۲). با توجه به نمودار جورشدگی تپه‌های بادی (شکل ۸)، جورشدگی در بخش شرقی گستره (هر سه ایستگاه)، از ضعیف تا متوسط است و بخش غرب گستره (دو ایستگاه)، جورشدگی از متوسط خوب تا خوب جورشده در تغییر است.

مدل دوم: دانه‌درشت در قله^۱ رأس تپه‌ها دارای دانه‌های درشت‌تر ولی جورشدگی بهتر نسبت به یال‌ها است. این مدل در تپه‌های خطی و طولی Simpson توسط Ghoshal et al., (2011) و Wasson (1983) بررسی شده است. همچنین از مثال‌های این مدل می‌توان به بخش‌هایی از جنوب غرب کالاهاری اشاره کرد (Lancaster, 1986; Livingstone et al., 1999). توسعه و شکل‌گیری این نوع تپه‌ها در نتیجه انتخاب دانه‌های با حمل آسان‌تر به وجود می‌آید (Folk, 1971).

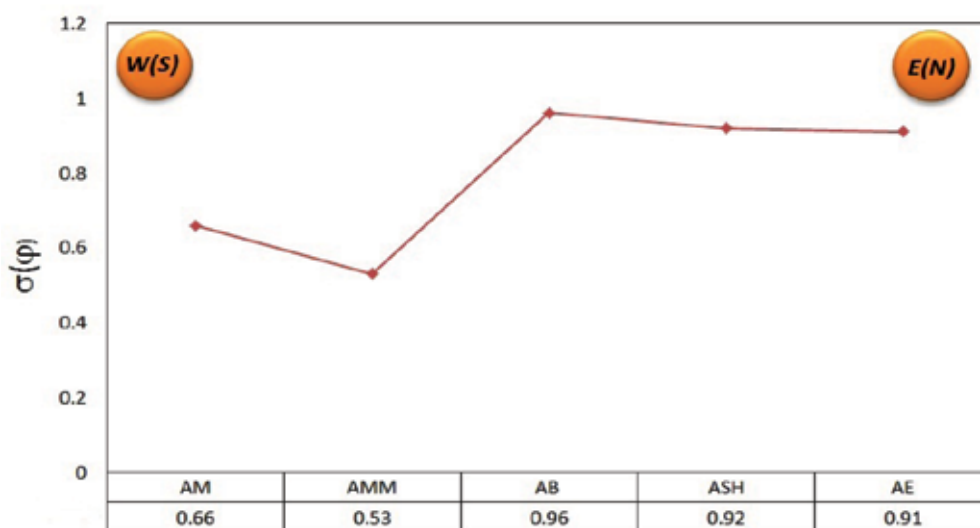
مدل سوم: بدون تفاوت اندازه دانه در قسمت‌های مختلف تپه^۲. در الگوی سوم، هیچ تفاوتی در اندازه دانه بین نقاط مختلف تپه دیده نمی‌شود (Lancaster, 1986). این مدل در تپه‌های صحرای سینای مصر (Nickling, 1983) و همچنین برای بخشی از جنوب غرب کالاهاری نیز گزارش شده است (Mckee and Tibbitts, 1964).

بر مبنای مطالعات انجام شده، ارتباط بین راس تپه‌ها و یال‌های با سطح شیب‌دار، چندان پیچیده نیست (Thomas, 1997). به عبارتی ساده‌تر در حالت معمول، تپه‌های ماسه‌ای مقدار جورشدگی خوب در راس و دانه‌های درشت‌تر در جهت شیب به سمت پایین خواهند داشت (Sneh and Weissbrod, 1983; Wang et al., 2003).

1. Coarser crest
2. No difference pattern
3. Crest



شکل ۷. انحراف معیار در نقاط مختلف ۲۱ تپه نمونه برداری شده

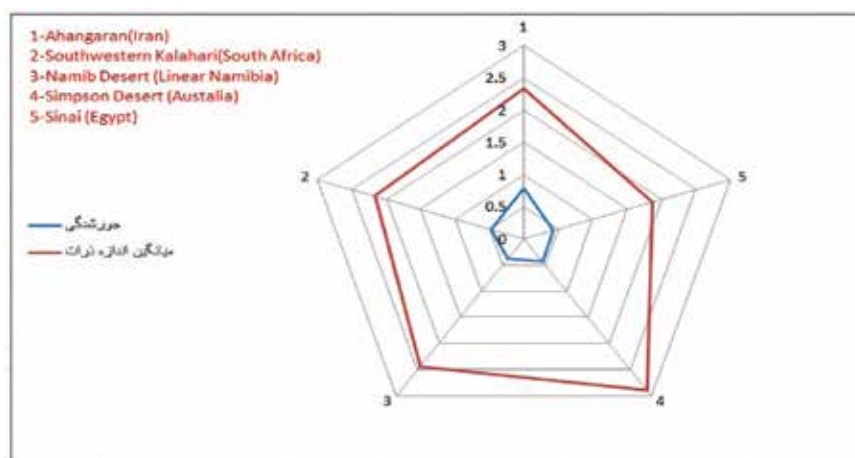


شکل ۸. انحراف معیار در پنج ایستگاه مورد مطالعه در گستره پژوهشی

بررسی تغییرات جورشدگی و میانگین اندازه ذرات در نقاط مختلف و مقایسه آن با آهنگران

در شکل ۹، مقایسه برآیند میانگین اندازه ذرات و جورشدگی تپه‌های ماسه‌ای خطی آهنگران با کالاهاری، استرالیا، صحرای سینای مصر و نواحی دیگر نشان داده شده است. در این مقایسه، میانگین اندازه دانه‌های تپه‌های ماسه‌ای آهنگران در محدوده سایر نقاط قرار داشته (۲/۳۴)، اما در بررسی جورشدگی یا انحراف معیار نسبت به آنها بسیار ضعیف‌تر بوده (۰/۷۹) و این ویژگی شاخص تپه‌های خطی آهنگران می‌باشد.

بر اساس نمودارهای فوق می‌توان گفت ماسه‌های ریز جورشدگی بهتری نسبت به ماسه‌های درشت نشان می‌دهند (شکل ۸). با این بررسی‌ها می‌توان دریافت جورشدگی زون شرقی (شمال) نسبت به غرب ضعیف‌تر می‌باشد که دلیل اصلی آن انتخاب ذرات کوچکتر برای حمل در جهت بادهای غالب بر منطقه می‌باشد.



شکل ۹. دیاگرام عنکبوتی مقایسه برآیند میانگین و جورشدگی تپه‌های ماسه‌ای خطی آهنگران با سایر مناطق دنیا
1) The southwestern Kalarahi (South Africa) (Lancaster, 1986), 2) The Namib Desert linear, Namibia (Lancaster, 1981),
3) The Simpson Desert (Australia) (Folk, 1971), 4) The Sinai Desert (Egypt) (Tsoar, 1978)

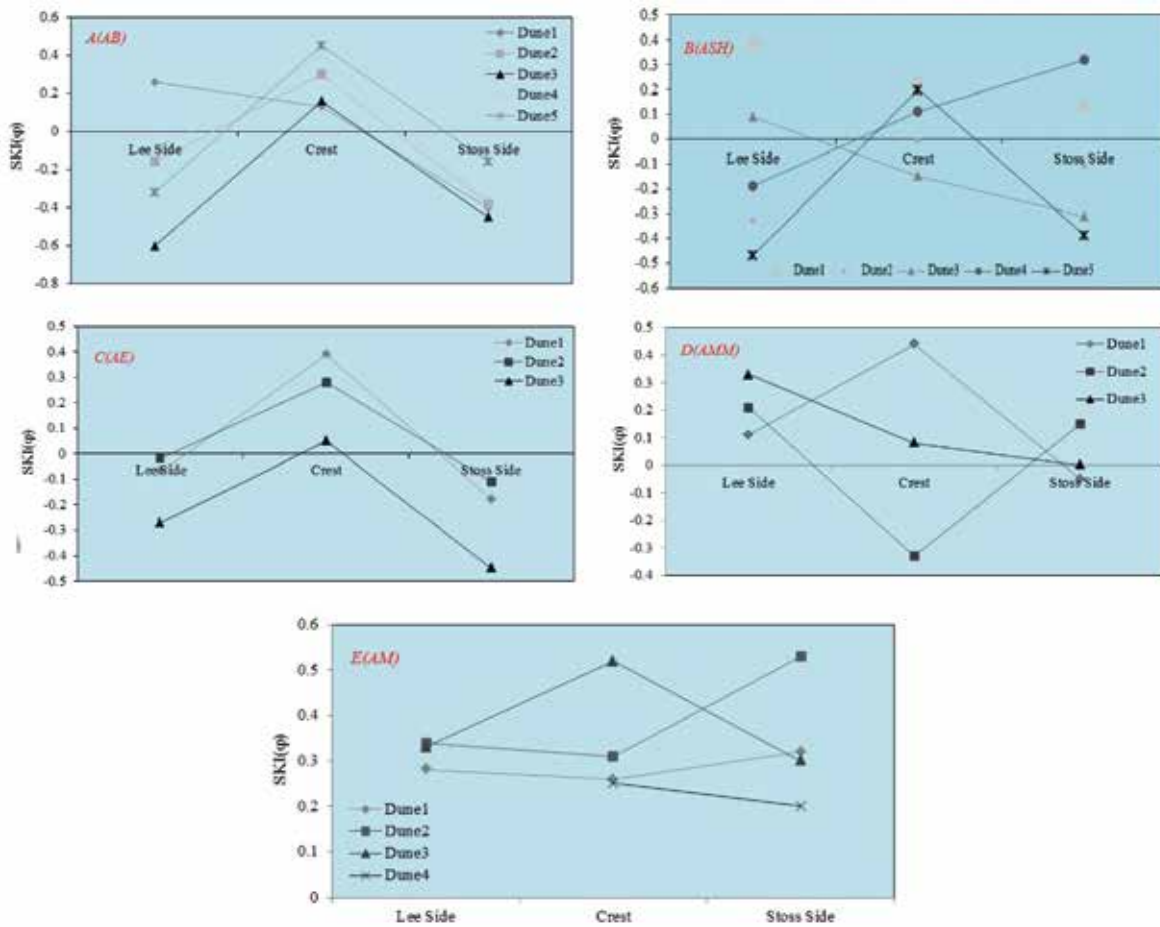
کج شدگی

غالب منطقه تغییر می‌کند (شکل ۱۱). این تغییر ارتباط نزدیکی با جورشدگی بهتر دانه‌های ماسه‌ای به طرف غرب دارد.

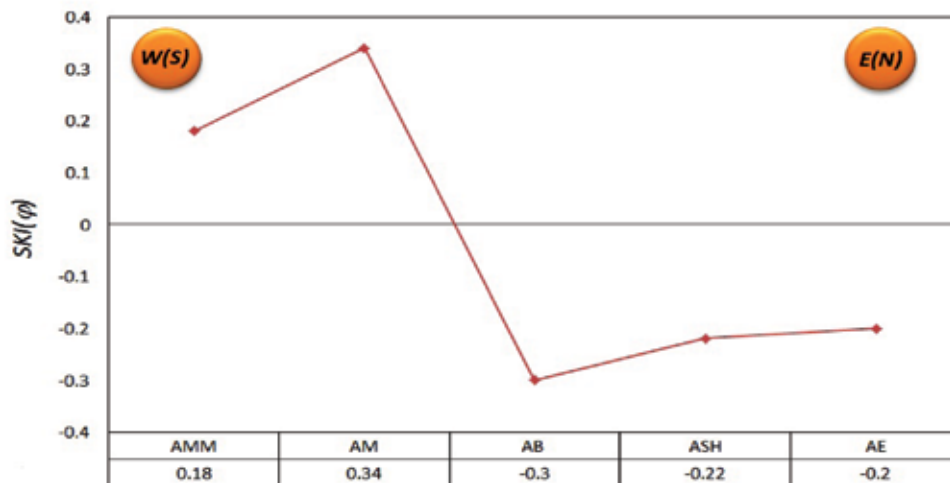
کشیدگی

میزان کشیدگی نیز به روش فولک (Folk, 1980)، محاسبه و مقادیر آن در جدول ۲ ارائه شده است. متوسط کشیدگی در یال‌های هم‌جهت باد در زون شرقی-شمالی و زون غربی به ترتیب ۰/۹۴ و ۱/۲۲ می‌باشد. همچنین معدل کشیدگی در یال‌های خلاف جهت باد به همان ترتیب بالا ۱/۱۰ و ۱/۳۶ محاسبه شد. این نتایج نشان می‌دهد اختلاف معناداری بین یال‌های هم‌جهت و خلاف جهت باد وجود ندارد. اما تفاوت کشیدگی بین زون شرقی و غربی منطقه مشهود است که دلیل اصلی آن را می‌توان به بادهای غالب بر منطقه نسبت داد (شکل ۱۲).

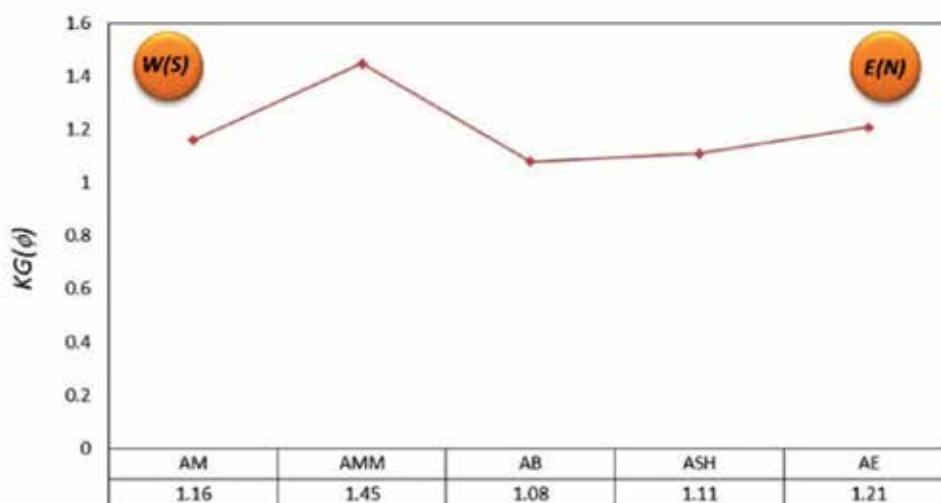
این پارامتر نیز بر اساس تقسیم‌بندی جامع فولک (Folk, 1980)، محاسبه و در جدول ۲ ارائه گردیده است. کج شدگی نمونه‌های تپه‌های بادی زون شرقی-شمالی، در یال‌های هم‌جهت باد ۰/۲۴- به سمت دانه‌درشت و ۰/۲۶+ به سمت دانه‌ریز در زون غربی تعیین شده است. همچنین این مقدار در مورد یال‌های خلاف جهت باد به ترتیب ۰/۲۷- و ۰/۲۱+ محاسبه شد. در نتیجه اختلاف معناداری بین یال‌های هم‌جهت و خلاف جهت باد مشاهده نمی‌شود. اما اختلاف کج‌شدگی بین یال‌ها و راس تپه کاملاً مشهود است که پیش‌تر در بخش جورشدگی به دلیل آن اشاره شد (شکل ۱۰- A تا E). همچنین اختلاف کج‌شدگی زون شرقی-شمالی (AE, AB, ASH) با زون غربی (AM, AMM) محسوس بوده و این مقدار از شرق به غرب و در جهت وزش بادهای



شکل ۱۰. میزان پارامتر کج شدگی در بال‌های رو به باد، باد پناه و راس در ۲۱ تپه انتخابی



شکل ۱۱. تغییرات میزان پارامتر کج شدگی در زون‌ها مختلف گستره مورد مطالعه



شکل ۱۲. تغییرات میزان کشیدگی در ایستگاه‌های پنج‌گانه گستره مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

آهنگران عمدتاً از نوع اول یا قله ریزدانه می‌باشد. علاوه بر این بر اساس اطلاعات به‌دست‌آمده، منحنی کشیدگی زون شرقی-شمالی مزوکورتیک به‌طور متوسط کشیده و منحنی زون غربی لپتوکورتیک کشیده می‌باشند. بر این اساس جورشدگی زون غربی به‌مراتب بهتر از جورشدگی زون شرقی گستره مورد مطالعه است. در نهایت می‌توان نتیجه گرفت که تغییر مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای آهنگران در ارتباط با تغییر پارامترهای رسوبی می‌باشد. یعنی تغییر مورفولوژی در گرو تغییر پارامترهای رسوبی است.

منابع

- اداره کل هواشناسی خراسان جنوبی، ۱۳۹۳. داده‌های هواشناسی ایستگاه حاجی‌آباد از سال‌های ۱۳۸۷-۱۳۹۲.
- رضازاده، ب.، میراب شبستری، غ. م. و امینی، آ.، ۱۳۹۴ a. نخستین گزارش از تپه‌های ماسه‌ای شرق ایران شمال آهنگران نوزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی، تهران.
- رضازاده، ب.، میراب شبستری، غ. م. و امینی، آ.، ۱۹۳۴b. مقایسه تطبیقی تپه‌های ماسه‌ای شمال آهنگران شرق ایران با کالاهاری نامیبیا. اولین همایش کواترنری، اصفهان.
- شرکت آب منطقه‌ای خراسان جنوبی، ۱۳۸۹. گزارش

بر اساس نتایج به‌دست‌آمده صحرایی و عکس‌های هوایی فرم تپه‌های آهنگران، عمدتاً از نوع خطی بوده و این تپه‌های خطی در گستره مورد مطالعه دارای دو تقسیم‌بندی، تپه‌های خطی ساده و تپه‌های خطی مرکب می‌باشند. بر مبنای این مطالعات، مورفولوژی تپه‌های خطی ساده فقط در بخش شمال، شمال شرق و شرق گستره گسترش داشته و مورفولوژی تپه‌ها در بخش مرکز و غرب از فرم مرکب است. بررسی پارامترهای رسوب‌شناسی در پنج ایستگاه از گستره مورد مطالعه نشان می‌دهد که ذرات ماسه از نظر جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی در زون شمال شرق و شرق نسبت به زون مرکزی و غربی روندی متفاوت دارند. به‌عبارتی دیگر پارامترهای رسوب‌شناسی ارتباط معناداری با مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای مورد مطالعه دارند. به این معنی که با تغییر جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی، مورفولوژی تپه‌ها نیز تغییر می‌کند، این تغییر فرم تپه‌ها از نوع ساده به مرکب از شرق و شمال به طرف مرکز و غرب گستره می‌باشد. همچنین نتایج، حاکی از عدم رابطه بین اندازه دانه‌ها، جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی بین یال‌های هم‌جهت و خلاف جهت باد می‌باشد. ولی این تفاوت‌ها در یال‌ها با راس تپه در تمامی ایستگاه‌ها کاملاً مشخص است. با این بررسی‌ها می‌توان گفت الگوی جورشدگی تپه‌های خطی

مطالعات تفصیلی حوزه آهنگران شهرستان قاین. دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۲۶۱.

- Bagnold, R.A., 1941. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen and Co., London, 421.

- Bingqi, Z. and Jingjie, Y., 2013. Aeolian Sorting processes in the Ejina desert basin China and their response to depositional environment. *Aeolian Research*, 111-120.

- Folk, R.L., 1971. Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia. geomorphology and grain size relationships. *Sedimentology*, 16, 5-54.

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

- Ghoshal, K., Purkait, B. and Mazumder, B.S., 2011. Size distributions in suspension over sand- pebble mixture: an experimental approach. *Sedimentary Geology*, 241, 3-12.

- Goudie, A., and Viles, H., 2015. Linear Dunes of the Kalahar. *Landscapes and Landforms of Namibia*, 5, 137-141.

- King, D., 1960. The sand ridge deserts of South Australia and related aeolian landforms of the Quaternary arid cycles. *Transactions of the Royal Society of South Australia*, 83, 99-108.

- Lancaster, N., 1981. Grain size characteristics of Namib Desert linear dunes. *Sedimentology*, 28, 115-122.

- Lancaster, N., 1982. Linear dunes. *Program Physics Geography*, 6, 476-504.

- Lancaster, N., 1983. Linear dunes of the Namib sand sea. *Zeitschrift fuer Geomorphologie Supplement band*, 45, 27-49.

- Lancaster, N., 1986. Grain-size characteristics of linear dunes in the southwestern Kalahari. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56 (3), 395-400.

- Le Roux, J.P. and Rojas, E.M., 2007. Sediment transport patterns determined from grain size parameters: overview and state of the art. *Sedimentary Geology*, 202, 473-488.

- Livingstone, I., 1987. Grain-size variation on a 'complex' linear dune in the Namib Desert. *Geological Society of London Special Publication*, 35, 281-291.

- Livingstone, I., Bullard, J.E., Wiggs, G.F.S. and Thomas, D.S.G., 1999. Grain-size variation on dunes in the southwest Kalahari, Southern Africa. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 546-552.

- Mckee, E.D. and Tibbitts, G.C., 1964. Primary structures of a sief dune and associated deposits in Libya. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 5-17.

- McLaren, P., 1981. An interpretation of trends in grain size measures. *Journal of Sedimentary Research*, 51, 611-624.

- Mischke, S., 2005. New evidence for origin of Badain Jaran Desert of inner Mongolia from granulometry and thermoluminescence dating. *Palaeogeography*, 7 (1), 79-97.

- Nickling, W.G., 1983. Grain-size characteristics of sediment transported during dust storms. *Journal of Sedimentary Research*, 53, 1011-1024.

- Qian, G.Q., Dong, Z.B., Luo, W.Y., Zhang, Z.C., Xiao, S.C. and Zhao, A.G., 2011. Grain size characteristics and spatial variation of surface sediment in the Badain Jaran desert. *Desert Research*, 31 (6), 1357-1364.

- Sneh, A. and Weissbrod, T., 1983. Size-frequency distribution on longitudinal dune ripple flank sands compared to that of slipface sands of various dune types. *Sedimentology*, 30, 717-726.

- Snelder, T.H., Lamouroux, N., and Pella, H., 2011. Empirical modeling of large scale pat-

- terns in river bed surface grain size. *Geomorphology*, 127, 189-197.
- Thomas, D.S.G., 1988. Analysis of linear dune sediment-form relationships in the Kalahari Dune Desert. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13, 545-553.
 - Thomas, D.S.G., 1997. Sand seas and aeolian bedforms. In: Thomas, D.S.G. (Ed.), *Arid Zone Geomorphology. Process Form and Change in Drylands*. Wiley, Chichester, UK, 373-412.
 - Tsoar, H., 1978. The dynamics of longitudinal dunes. Final Technical Report. US Army, European Research, Office, 171.
 - Tsoar, H., Blumberg, D.G. and Stoler, Y., 2004. Elongation and migration of sand dunes. *Geomorphology*, 57 (3-4), 293-302.
 - Visher, G.S., 1969. Grain-size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 1074-1106.
 - Wang, X.M., Dong, Z.B., Zhang, J.W., Qu, J.J. and Zhao, A.G., 2003. Grain size characteristics of dune sand in the central Taklimakan Sand Sea. *Sedimentary Geology*, 16, 1-14.
 - Wasson, R.J., 1983. Dune sediment types, sand colour, sediment provenance and hydrology in the Strzelecki-Simpson Desert, Australia. In: Brookfield, M.E., Ahlbrandt, T.S. (Eds.), *Eolian Sediments and Processes*. Elsevier, Amsterdam, 165-196.
 - Watson, A., 1986. Grain-size variations on a longitudinal dune and a barchan dune. *Sedimentary Geology*, 46, 49-66.
 - Wu, J. and Guo, F., 2012. Geomorphological patterns in a linear dune field and ages of the linear dunes in the northern Kumtagh Desert, northwest China. *Springer-Verlag*, 9, 2450-2457.
 - Yang, X., Zhu, B. and White, P.D., 2007. Provenance of aeolian sediment in the Taklimakan Desert of western China, inferred from REE and major-elemental data. *Quaternary International*, 175, 71-85.
 - Zhang, Z. and Dong, Z., 2015. Grain size characteristics in the Hexi Corridor Desert. *Aeolian Research*, 18, 55-67.
 - Zhu, B.Q., Yu, J.J., Rioual, P. and Ren, X.Z., 2014. Particle size variation of aeolian dune deposits in the lower reaches of the Heihe River basin. *China Sedimentary Geology*, 301, 54-69.

تعیین فعالیت منطقه نبود گسیختگی گسل رودبار، مبتنی بر شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی رودخانه سفیدرود، استان گیلان

شجاع انصاری^(۱)

۱. دکترای زمین‌شناسی (تکتونیک)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، اداره کل زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی گیلان

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۴/۰۲

تاریخ پذیرش: ۹۵/۱۰/۱۲

چکیده

در این پژوهش شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی بخشی از طول رودخانه سفیدرود جهت تعیین فعالیت منطقه نبود گسیختگی گسل رودبار که دربرگیرنده منطقه شدید لرزه‌ای ناشی از وقوع زمین‌لرزه ۱۳۶۹ رودبار می‌باشد، مورد بررسی قرار گرفته است. از مدل ارتفاعی رقومی^۱ با دقت تفکیک مکانی ۳۰ متر برای استخراج داده‌های ارتفاعی و همچنین ۱۵ کیلومتر از طول رودخانه سفیدرود که به فواصل ۱۰۰ متری تقسیم‌بندی شده‌اند جهت محاسبه شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی استفاده شده است. این شاخص‌ها شامل انحنای رودخانه، گرادیان طولی رودخانه و نیمرخ طولی رودخانه می‌باشند. انحنای رودخانه در منطقه‌ای که روند گسل رودبار عرض رودخانه را قطع می‌کند به میزان ۱-۱/۵ می‌باشد که نسبت به بخش‌های دیگر رودخانه حالت کاهش دارد و می‌تواند نشان‌دهنده بالآمدگی و در نتیجه وجود فعالیت‌های زمین‌ساختی باشد. شاخص گرادیان طولی رودخانه در منطقه یاد شده به میزان >3000 می‌باشد که این افزایش قابل توجه می‌تواند بیانگر وجود عوامل زمین‌ساختی و سنگ‌شناختی باشد. از مقدار بالای گرادیان طولی رودخانه جهت تعیین مناطق دارای پتانسیل زمین‌لغزش در مسیر رودخانه سفیدرود نیز استفاده شده است. نیمرخ طولی رودخانه سفیدرود در منطقه یاد شده، حالت تحدب از خود به نمایش می‌گذارد که از تلفیق آن با مقادیر بالای گرادیان طولی رودخانه، می‌توان به وجود عوامل زمین‌ساختی موثر در آن پی برد. مقایسه نتایج حاصل از شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی با بررسی‌های لرزه زمین‌ساختی نظیر تغییرات تنش حاصل از وقوع زمین‌لرزه سال ۱۳۶۹ رودبار، که این منطقه را جزء مناطق تحت تنش بالا در نظر گرفته است، نشان می‌دهد که منطقه مورد بررسی علیرغم نبود گسیختگی سطحی، دارای فعالیت زیاد زمین‌ساختی بوده و پایش منطقه یاد شده از منظر پیشگیری خطرات لرزه‌ای حائز اهمیت می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: البرز غربی، رودخانه سفیدرود، ریخت زمین‌ساخت، گسل رودبار، نبود گسیختگی.

مقدمه

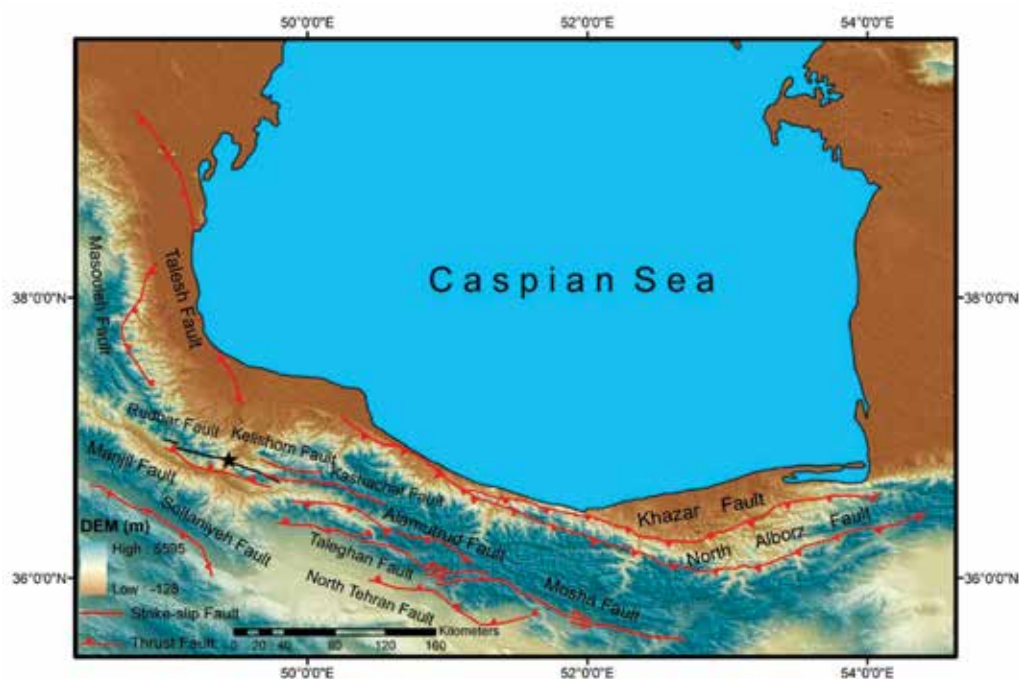
البرز، رشته کوه چین‌راندگی کمانی شکل می‌باشد که توسط گسل‌های راندگی اصلی در شمال و جنوب محدود شده است. گسل‌هایی که در بخش شمالی قرار دارند دارای شیب به سمت جنوب هستند و بیانگر زیر راندگی حوضه کاسپین جنوبی می‌باشند و گسل‌های جنوبی دارای شیب به سمت شمال می‌باشند. هر دو نوع این گسل‌ها

1. Digital elevation model

* نویسنده مرتبط: shojaansari@yahoo.com

کل کمر بند 2 ± 4 میلی متر می باشد (Allen et al., 2006). گسل عامل زمین لرزه ۳۱ خرداد سال ۱۳۶۹ رودبار (که به نام گسل رودبار نیز شناخته می شود)، دارای سازوکار امتداد لغز چپگرد است و از سه قطعه اصلی تشکیل شده است (شکل ۲). این قطعات با نام های بکلر، کبته و زردگلی با روند WNW-ESE می باشند و به صورت الگوی پلکانی به سمت راست^۱ بر روی صفحات تقریباً قائم با شیب بسیار زیاد به سمت SSW در نظر گرفته می شوند (Berberian and Walker, 2010).

در کوتاه شدگی بین ایران مرکزی و اوراسیا مشارکت دارند (Allen et al., 2004; Radjaee et al., 2010). به طور کلی روند چین های اصلی، راندگی ها و گسل های امتداد لغز چپگرد در طول کمر بند (شکل ۱) از امتداد ENE در شرق به امتداد WNW در غرب تغییر می کنند (Berberian, 1997; Jackson et al., 2002; Allen et al., 2003). بررسی داده های GPS استاتیک نشان می دهد که کوتاه شدگی شمالی- جنوبی در البرز به میزان 2 ± 8 میلی متر در سال است (Vernant et al., 2004) و نرخ برش امتداد لغز چپگرد در

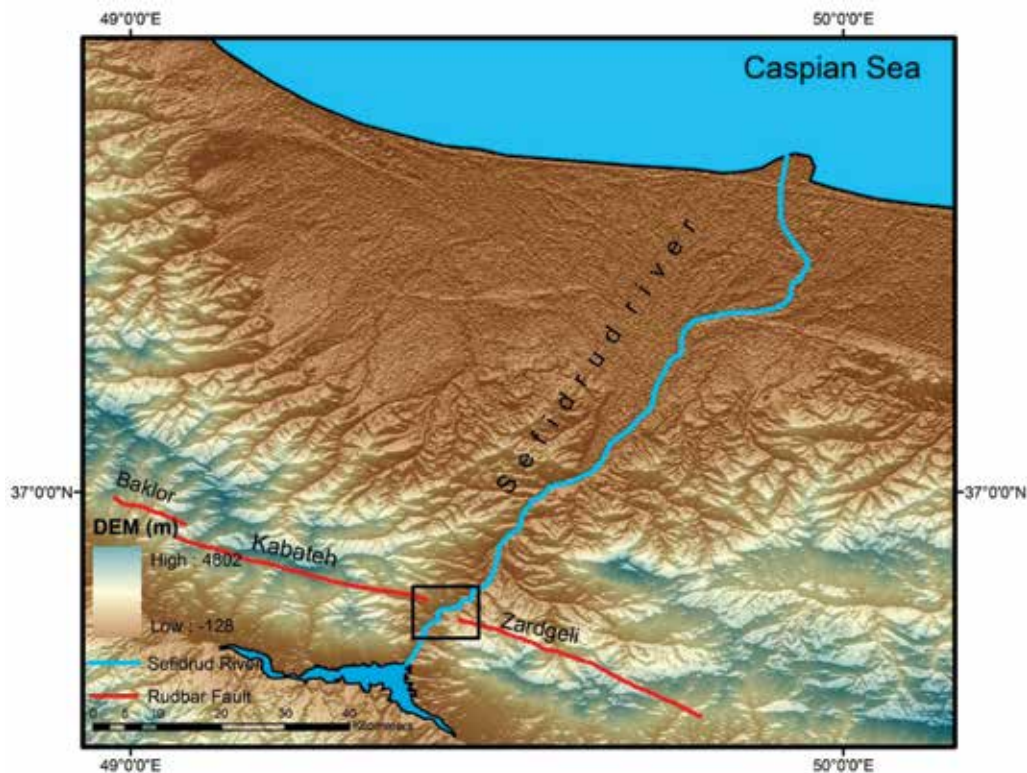


شکل ۱. موقعیت گسل های معکوس و امتداد لغز در رشته کوه البرز. گسل رودبار در البرز غربی واقع شده که با رنگ سیاه از دیگر گسل ها قابل تشخیص می باشد. ستاره موقعیت منطقه نبود گسیختگی گسل رودبار را نشان می دهد

رودخانه سفیدرود، تنها رودخانه ای است که رشته کوه البرز را از جنوب آن تا دریای کاسپین در شمال قطع می کند. این رودخانه همچنین از دره عمیق رودبار و از مرکز منطقه کانون سطحی زمین لرزه سال ۱۳۶۹ می گذرد. رودخانه سفیدرود از سرازیر شدن رودخانه های قزل اوزن با روند شمال غرب- جنوب شرق و شاهرود با روند شرق- شمال شرقی تا غرب- جنوب غربی که در ناحیه منجیل به یکدیگر می پیوندند، تامین آب می شود

یکی از نکات قابل توجه در مورد این زمین لرزه آن است که بستر رودخانه سفیدرود و پادگانه های بین رودبار و منجیل و همچنین جاده منجیل-رشت توسط ادامه عملکرد به سمت شرق قطعه گسلی کبته و ادامه عملکرد به سمت غرب قطعه گسلی زردگلی، قطع نشده اند (Berberian et al., 1992). هیچ دگرشکلی سطحی در طی زمین لرزه اصلی یا پس لرزه ها در دره سفیدرود مشاهده نشده است. این دره یک ناپیوستگی مهم را در گسل رودبار ایجاد کرده است (Berberian and Walker, 2010).

1. Right-stepping



شکل ۲. قطعات گسل رودبار شامل بکلر، کبته و زردگی می‌باشند که روند کلی آنها تقریباً عمود بر محور رودخانه سفیدرود است. موقعیت منطقه مورد مطالعه با مربع سیاه رنگ مشخص شده است

زمین ریختی نشانگرهایی هستند که می‌توانند پاسخ اشکال زمین به فعالیت‌های دگرشکلی اخیر را شناسایی کنند و در واقع ابزارهایی هستند که برای تشخیص مناطقی که توسط گسل‌های فعال دگرشکل شده‌اند، مورد استفاده قرار می‌گیرند (Pedrea et al., 2009).

روش مطالعه

برای محاسبه شاخص‌های ریخت زمین ساختی از مدل ارتفاعی رقومی با دقت تفکیک مکانی ۳۰ متر برای استخراج داده‌های ارتفاعی استفاده شده است. همچنین ۱۵ کیلومتر از طول رودخانه سفیدرود (که از نقشه زمین‌شناسی رودبار ۱/۲۵۰۰۰ رودبار استخراج شده) و تقریباً عمود بر روند گسل رودبار (در منطقه نبود گسیختگی) می‌باشد با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS به فواصل ۱۰۰ متری تقسیم‌بندی شده و بر اساس روابط موجود، شاخص‌های کمی ریخت زمین ساختی محاسبه می‌شوند. نتایج به دست آمده را می‌توان با تغییرات تنش کولمب زمین لرزه سال ۱۳۶۹ رودبار در منطقه

(Berberian and Walker, 2010) و پس از سد منجیل با طول ۱۱۱ کیلومتر در مسیر جنوب به شمال به دریای کاسپین می‌ریزد (فرهنگ جغرافیای رودهای کشور، ۱۳۸۲). قابل به ذکر است که بزرگترین بخش پریپیچ‌وخم^۱ رودخانه سفیدرود در منطقه شدید لرزه‌ای زمین لرزه ۱۳۶۹ رودبار قرار می‌گیرد (Berberian et al., 1992).

گسل رودبار قبل از زمین لرزه سال ۱۳۶۹ شناخته شده نبود. یکی از عجیب‌ترین جنبه‌های این زمین لرزه، برونزد کم گسل از لحاظ زمین ریخت‌شناسی می‌باشد. این گسل ممکن است به اندازه کافی حرکت نداشته تا بتواند اثر شدیدی بر روی زمین ریخت‌شناسی توده‌های سنگی بگذارد (Berberian and Walker, 2010). در حقیقت در منطقه رودبار اشکال جوان زمین ریخت‌شناسی را نمی‌توان از روی عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای شناسایی کرد (Berberian et al., 1992). بنابراین وجود نشانگرهای زمین ریخت‌شناسی می‌تواند در برآورد پتانسیل لرزه‌ای این منطقه و مناطق مشابه مفید باشد. شاخص‌های

1. Meander

Pinter, 1996; Holbrook and Schumm, 1999; Bridge, 2005; Zamolyi et al., 2010). اگر یک گسل معکوس از عرض یک رودخانه پریپیچ و خم عبور کند و در حالتی که جهت شیب آن همسو با رودخانه باشد، انحناى رودخانه و احتمالاً الگوی رودخانه را به گونه‌ای دیگر تغییر می‌دهد و عکس نتایج فوق به دست خواهد آمد (Petrovski and Timar, 2010).

انحنای رودخانه را می‌توان از روی رابطه زیر به دست آورد:

$$S = \frac{A}{D} \quad (1)$$

که A طول مسیر تعیین شده در راستای رودخانه است و D بیانگر فاصله اقلیدسی بین دو نقطه انتهایی مسیر تعیین شده می‌باشد (Timar, 2003; Petrovski and Timar, 2010; Zamolyi et al., 2010). هر چه مقادیر عددی به دست آمده از این شاخص بیشتر باشد، بیانگر نزدیک شدن رودخانه به حالت تعادل و توقف فعالیت‌های زمین ساختی در منطقه است و هر چه میزان آن کمتر باشد، نشان دهنده افزایش فعالیت زمین ساختی در منطقه می‌باشد (جعفر بی گلو و همکاران، ۱۳۹۱).

۲- گرادیان طولی رودخانه

شاخص گرادیان طولی رودخانه (SL) یکی از پارامترهای زمین ریختی کمی می‌باشد که می‌تواند به عنوان ابزاری مفید در شناسایی جابجایی‌های زمین ساختی استفاده شود (Troiani and Della Seta, 2008). شاخص SL برای مطالعه نیمرخ‌های طولی آبراهه انتخاب می‌شود، این شاخص به شدت به تغییرات در گرادیان رودخانه حساس است و برای مشخص کردن ناهنجاری گرادیان در راستای رودخانه به کار برده می‌شود. SL معمولاً بیانگر اختلاف در مقاومت واحدهای سنگ شناختی در برابر فرسایش و همچنین فرآیندهای زیرسطحی، نظیر گسل‌های فعال می‌باشد (Troiani et al., 2014). در حوضه‌های کوچک‌تر، اثرات سنگ شناختی بر روی مقادیر

مورد مطالعه مقایسه کرد. پس از وقوع یک زمین لرزه بزرگ، تنش ناشی از زمین لرزه ساختارهای پیرامون خود نظیر گسل‌ها را تحت تاثیر قرار می‌دهد. بدین صورت که مقادیر مثبت تنش کولمب منجر به افزایش فعالیت و تحریک گسل‌ها برای گسیخته شدن می‌شود و مقادیر منفی آن موجب کاهش فعالیت شده و مانع از گسیختگی در گسل‌ها می‌شود (انصاری، ۱۳۹۳).

شاخص‌های ریخت زمین ساختی

در این پژوهش از سه شاخص ریخت زمین ساختی کمی رودخانه‌ها در منطقه رودبار استفاده شده است که عبارتند از: انحناى رودخانه^۱، گرادیان طولی رودخانه^۲ و نیمرخ طولی رودخانه^۳.

۱- انحناى رودخانه

هرگونه دگرشکلی زمین ساختی، شیب دره رودخانه را تغییر می‌دهد و منجر به تغییر انحناى رودخانه جهت حفظ تعادل شیب کانال می‌شود. این اثر به عنوان ابزاری برای شناسایی نواحی زمین ساخت فعال مورد استفاده قرار می‌گیرد (Keller and Pinter, 1996). به طور کلی بین پارامترهای کمی رودخانه‌های پریپیچ و خم و زمین ساخت یک رابطه وجود دارد. اگر جابجایی ناشی از گسل دارای مولفه عمودی باشد، رودخانه‌هایی که بر روی گسل‌ها جریان دارند می‌توانند در صورت فعال بودن گسل، برای شناسایی مورد استفاده قرار گیرند (Burbank and Anderson, 2000; Petrovski and Timar 2010). تحقیقات مختلفی در مورد اثر حرکت عمودی پوسته بر الگوی کانال انجام گرفته است (برای مثال Jorgensen, 1990; Ouchi, 1985; Holbrook and Schumm, 1999). به عنوان مثال، یک گسل نرمال در عرض رودخانه را به گونه‌ای می‌توان در نظر گرفت که اگر جهت شیب آن همسو با پایین دست رودخانه باشد در این صورت در پایین دست رود که شیب کمتری وجود دارد، عملکرد گسل منجر به افزایش انحنا رودخانه شده در حالی که در بالادست رود با شیب بیشتر منجر به انحنا کمتر و مسیر حرکت مستقیم الگوی کانال و در نتیجه منجر به حفر کانال می‌شود (Ouchi, 1985; Keller and

1. Sinuosity
2. Stream-length gradient
3. River long profile

مورد بررسی قرار گیرند. به طور کلی مقادیر زیاد SL به همراه تحذب با طول موج کوچک در نیمرخ طولی آبراهه‌ها می‌تواند بیانگر عملکرد زمین‌ساخت در مسیر تعیین شده باشد (Troiani and Della Seta, 2008).

بحث

با توجه به عدم گسیختگی فاصله بین قطعات گسلی زردگلی و کبته که به عنوان سدا^۱ اصلی در طی زمین‌لرزه سال ۱۳۶۹ رودبار عمل کرده (Berberian and Walker, 2010) و همچنین افزایش قابل توجه تغییرات تنش کولمب (شکل ۳) ناشی از وقوع زمین‌لرزه سال ۱۳۶۹ رودبار (انصاری، ۱۳۹۳) در منطقه یاد شده که می‌تواند بیانگر فعالیت زیاد و آمادگی این بخش از گسل رودبار برای گسیخته شدن در آینده باشد، استفاده از شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی رودخانه سفیدرود می‌تواند فعالیت زمین‌ساختی منطقه ذکر شده را از دیدگاه خطر وقوع زمین‌لرزه مورد بررسی قرار دهد.

برای برآورد شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی، حدود ۱۵ کیلومتر از طول رودخانه سفیدرود که از منطقه نبود گسیختگی عبور می‌کند برای محاسبه در نظر گرفته شده است. همچنین از مدل ارتفاعی رقومی با دقت تفکیک مکانی ۳۰ متر برای استخراج داده‌های ارتفاعی جهت محاسبه شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی استفاده شده است. برای محاسبه انحنا^۱ رودخانه (SI)، که با استفاده از نسبت طول کانال به کوتاه‌ترین مسیر واقع در دو انتهای کانال به دست می‌آید، در ابتدا با توجه به دقت تفکیک مکانی مدل ارتفاعی رقومی، طول مسیر انتخابی رودخانه سفیدرود با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS به فواصل ۱۰۰ متری تقسیم‌بندی شده و سپس بر اساس رابطه (۱) انحنا^۱ رودخانه محاسبه شده است (شکل ۴). یافته‌های به دست آمده در این تحقیق بر اساس روش (Zamolyi et al., 2010) طبقه‌بندی شده است. طبقه‌بندی نشان می‌دهد در مناطقی که روند گسل رودبار طول مسیر انتخابی سفیدرود را قطع می‌کند، مقدار انحنا^۱ رودخانه کاهش یافته و نزدیک به یک می‌باشد که بر اساس یافته‌های (Keller and Pinter, 1985) و (Ouchi, 1985) و (Keller and Pinter, 1996) و جعفر بیگلو و همکاران (۱۳۹۱) می‌تواند بیانگر

SL را نمی‌توان از اثرات زمین‌ساختی متمایز کرد. در این صورت ترکیب شاخص‌های نیمرخ طولی رودخانه و گرادیان طولی می‌توانند مفید باشد. شاخص SL ابزار ارزشمندی برای شناسایی بالآمدگی محلی و همچنین آغاز پاسخ‌های محلی به فرآیندهای ناحیه‌ای است که اغلب با استفاده از دیگر روش‌های ریخت زمین‌ساختی غیرقابل شناسایی می‌باشد. دیدگاه زمین‌ریخت‌شناسی کمی بر اساس شاخص گرادیان طولی به همراه نیمرخ طولی برای متمایز نمودن اثرات سنگ‌شناختی از اثرات نو زمین‌ساختی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Troiani and Della Seta, 2008).

شاخص گرادیان را می‌توان از روی نقشه‌های توپوگرافی، عکس‌های هوایی یا پیمایش صحرایی اندازه‌گیری کرد (Hack, 1973). بنابراین رابطه زیر را می‌توان برای شاخص گرادیان طولی (SL) در نظر گرفت:

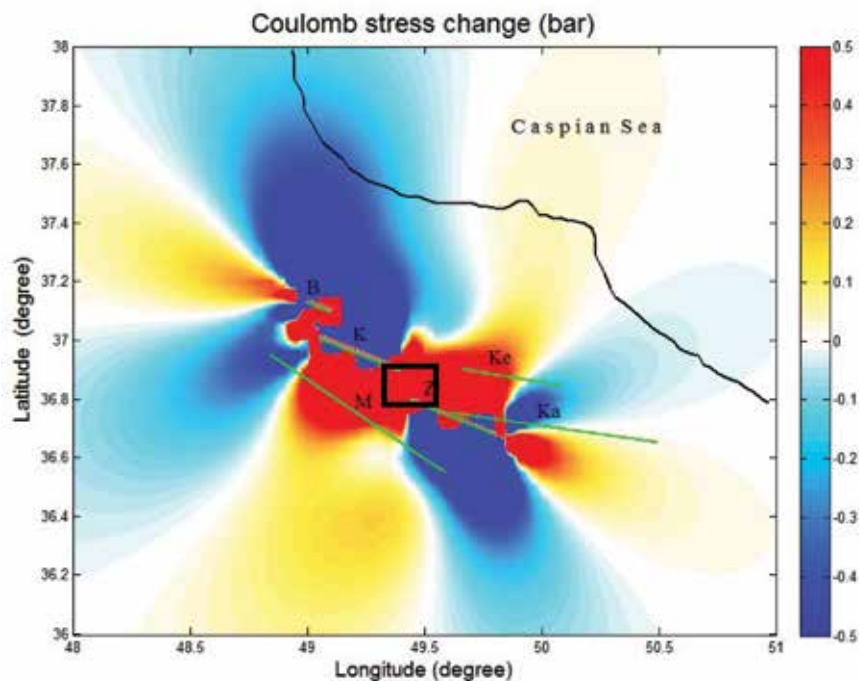
$$SL = \frac{\Delta H \times L}{\Delta L} \quad (2)$$

کمیت L نشان‌دهنده طول آبراهه اندازه‌گیری شده از بالادست رود تا فاصله میانی مسیر انتخابی می‌باشد. در این رابطه $\frac{L}{\Delta L}$ یک نسبت بدون بعد می‌باشد. ΔH اختلاف ارتفاع بین انتهای مسیرهای انتخاب شده بوده و ΔL طول هر مسیر انتخابی می‌باشد. مسیر انتخاب شده می‌بایست به اندازه‌ای باشد تا تغییرات در شیب را نمایان کند (Hack, 1973).

۳- نیمرخ طولی رودخانه

مقاطع طولی رودخانه ابزار قدرتمندی برای شناسایی آشفتگی‌های کم در مسیر جریان رودخانه می‌باشند (Keller and Pinter, 1996). برای رسم نیمرخ طولی رودخانه از مدل ارتفاعی رقومی استفاده می‌شود. اگر نیمرخ به دست آمده تحذب داشته باشد بیانگر فعالیت‌های نو زمین‌ساخت و بالآمدگی در منطقه مورد بررسی خواهد بود (جعفر بیگلو و همکاران، ۱۳۹۱). انحراف نیمرخ‌های طولی آبراهه‌ها به شکل تقعر رو به بالا، ممکن است بیانگر حالت عدم تعادل کانال در اثر عوامل زمین‌ساختی، اقلیمی یا آشفتگی نوع سنگ باشد. بخش‌های محدب نیمرخ‌های طولی می‌توانند برای آشفتگی‌های زمین‌ساختی در مقیاس‌های مختلف از ساختارهای ناحیه‌ای تا محلی

1. Barrier



شکل ۳. تغییرات تنش کولمب ناشی از زمین‌لرزه ۱۳۶۹ رودبار. B، K و Z به ترتیب بیانگر قطعات گسلی بکلر، کبته و زرد گلی بوده که تشکیل‌دهنده گسل رودبار می‌باشند. مناطقی که تغییرات تنش کولمب در آنها مثبت بوده با رنگ قرمز و مناطقی که تغییرات تنش منفی می‌باشد با رنگ آبی مشخص شده‌اند. مربع سیاه رنگ موقعیت منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد که در پهنه افزایش تنش کولمب قرار می‌گیرد (انصاری، ۱۳۹۳)

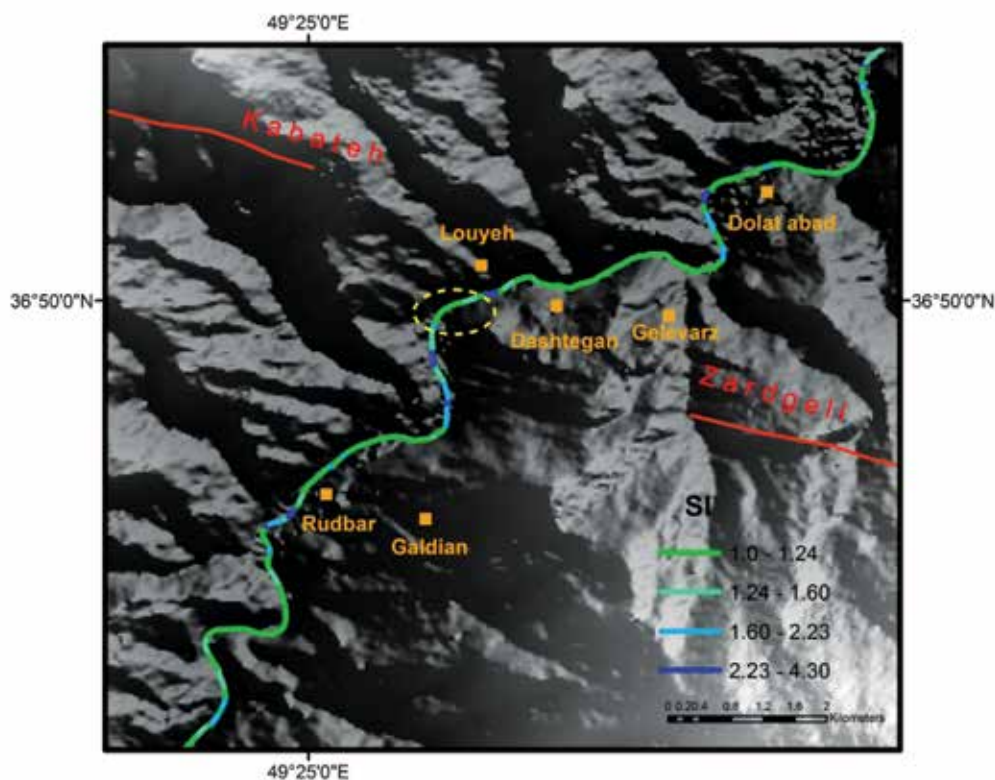
همچنین از نرم‌افزار Arc GIS استفاده شده است. مقادیر محاسبه شده گرادیان طولی رودخانه سفیدرود بر اساس روش (El Hamdouni et al. (2008) طبقه‌بندی شده است (شکل ۵). این طبقه‌بندی در راستای گسل رودبار در منطقه مورد بررسی که از رودخانه سفیدرود عبور می‌کند، افزایش مقدار SL به میزان > 3000 را در مقایسه با کاهش این مقدار در نواحی پیرامون نشان می‌دهد. از آنجایی که مقادیر زیاد SL هم می‌تواند ناشی از عوامل زمین‌ساختی باشد و هم مقاومت واحدهای سنگ‌شناختی در برابر فرسایش را نشان می‌دهد بنابراین طبق یافته‌های (Troiani and Della Seta, 2008)، برای اثبات وجود عوامل زمین‌ساختی نیاز به داشتن نیمرخ طولی رودخانه می‌باشد که در ادامه مورد بررسی قرار می‌گیرد. در نواحی جنوبی رودبار مقادیر زیاد SL را می‌توان ناشی از تغییر واحدهای سنگ‌شناسی در آن منطقه دانست.

(Troiani et al. (2014) و (El Hamdouni et al. (2010)

پیشنهاد می‌کنند که بین زمین‌لغزش‌ها و مقادیر شاخص گرادیان طولی آبراهه یک رابطه مستقیم وجود دارد. با

وجود بالآمدگی و به‌طور کلی ناشی از عوامل زمین‌ساختی باشد. این یافته‌ها با نتایج (Keller and Pinter (1996) منطبق می‌باشد. آنها معتقدند رودخانه در پهنه‌ای که فرض می‌شود دچار فرورفتگی شده است دارای انحنای زیاد بوده و در پهنه بالآمدگی کاهش انحنای آن را تجربه کرده است. سنگ‌شناسی این منطقه با استفاده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ رودبار (ندیم، ۱۳۹۳) مورد بررسی قرار گرفته است و نشان می‌دهد که در منطقه‌ای که روند گسل رودبار رودخانه سفیدرود را قطع کرده و انحنای رودخانه کاهش یافته است از لحاظ سنگ‌شناختی شامل لایه‌های توف برشی و گدازه‌های آندزیتی می‌باشد. شایان ذکر است که مناطق قبل و بعد از این منطقه که مقدار انحنای رودخانه افزایش پیدا کرده است نیز از توف برشی و گدازه آندزیتی تشکیل شده‌اند. بنابراین می‌توان این کاهش انحنای رودخانه بین دو منطقه افزایشی را بیانگر بالآمدگی یا به عبارت دیگر ناشی از وجود فعالیت‌های زمین‌ساختی دانست.

برای محاسبه گرادیان طولی رودخانه (SL) نیز از فواصل ۱۰۰ متری طول مسیر انتخاب شده از رودخانه سفیدرود و



شکل ۴. طبقه‌بندی انحنای رودخانه برای فواصل ۱۰۰ متر. بیضی خطچین، منطقه کاهش انحنای رودخانه را در مسیر رودخانه سفیدرود در راستای گسل رودبار نشان می‌دهد

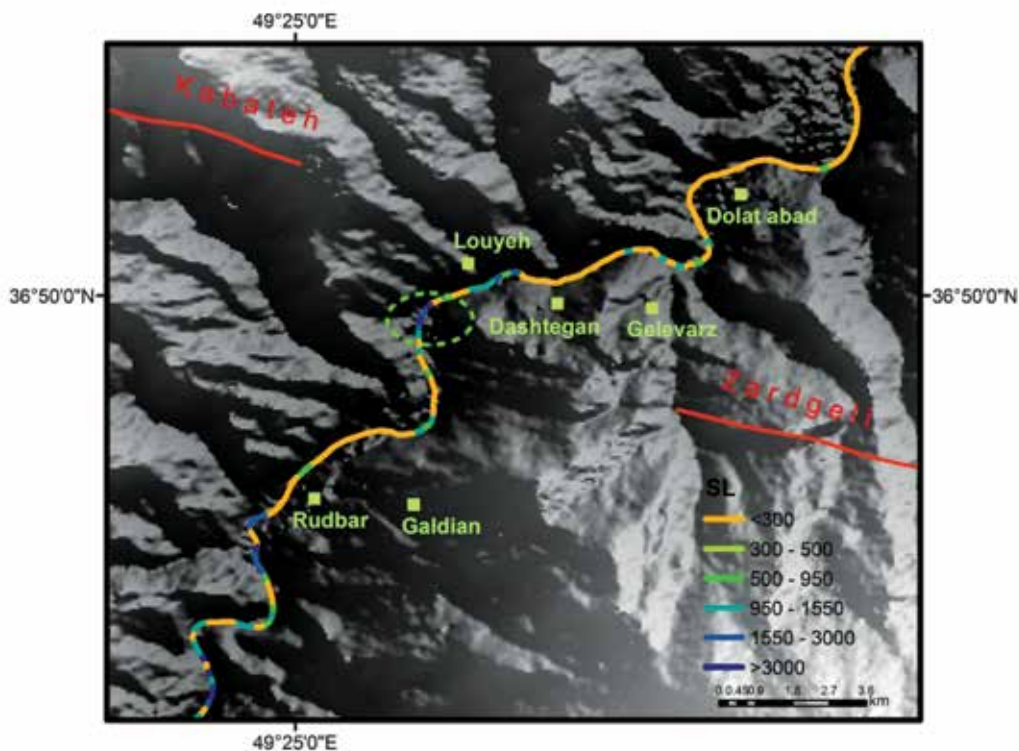
می‌تواند نشان‌دهنده بالآمدگی زمین‌ساختی باشد. در منطقه یاد شده شاخص SL دارای افزایش می‌باشد که در این صورت با مقایسه آن در مسیر تعیین شده با تحدب ایجاد شده در نیمرخ طولی رودخانه می‌توان نتیجه گرفت که در اثر عملکرد عوامل زمین‌ساختی چنین حالتی به وجود آمده است. نتایج به‌دست‌آمده با یافته‌های (Troiani and Della Seta, 2008) منطبق می‌باشد که بر روی رودخانه تارگوگوا میزان SL را با نیمرخ طولی رودخانه مقایسه نموده است.

نتیجه‌گیری

با توجه به شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی محاسبه شده در این پژوهش که شامل انحنای رودخانه، گرادیان طولی رودخانه و نیمرخ طولی رودخانه می‌باشند و ارتباط آنها به یکدیگر می‌توان تحلیل جامع‌تری از وضعیت زمین‌ساخت فعال در منطقه رودبار که دربرگیرنده نبود گسیختگی گسل عامل زمین‌لرزه ۱۳۶۹ رودبار می‌باشد،

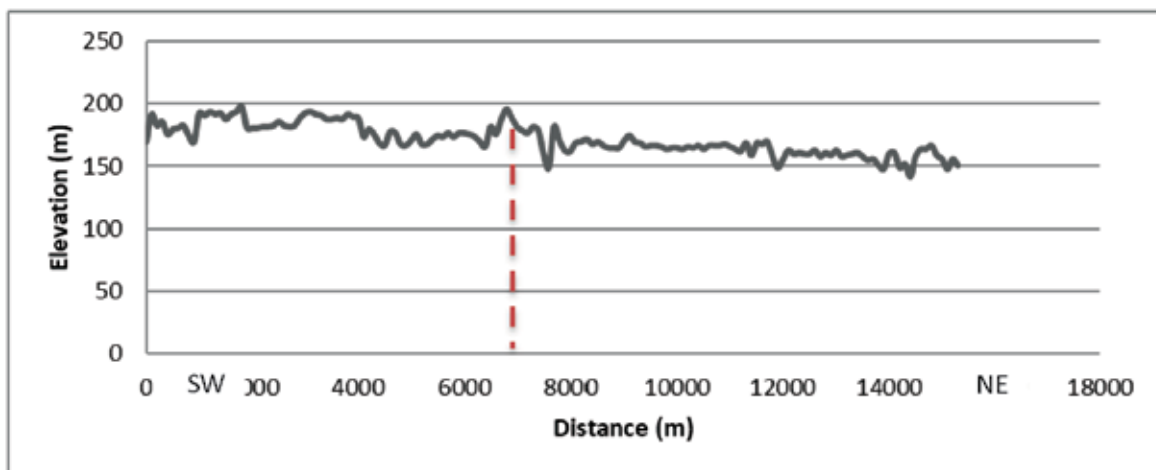
افزایش مقدار SL، احتمال وقوع زمین‌لغزش‌ها افزایش می‌یابد. این حالت ممکن است ناشی از حفر رودخانه در اثر عوامل زمین‌ساختی باشد که موجب تشکیل شیب‌های تند در آبراهه شده و مستعد وقوع زمین‌لغزش خواهد بود. در این پژوهش مناطق با مقادیر زیاد SL با نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ تطبیق داده و مشخص شد که مناطقی نظیر گلورز، دشتگان، لویه، پیرامون دولت‌آباد، شمال گلدیان و جنوب شرق رودبار (شکل ۵) که در نقشه زمین‌شناسی این منطقه، زمین‌لغزش را تجربه کرده یا مستعد زمین‌لغزش می‌باشند، دارای مقادیر زیاد SL هستند. به‌عبارت‌دیگر می‌توان گفت که شاخص SL ابزاری کاربردی از دیدگاه زمین‌ساخت فعال می‌باشد که می‌تواند به‌عنوان نشانگر مناطق دارای زمین‌لغزش در مسیر رودخانه‌ها مورد استفاده قرار گیرد. با بررسی نیمرخ طولی به‌دست‌آمده از داده‌های ارتفاعی با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر در طول مسیر انتخابی رودخانه سفیدرود (شکل ۶) می‌توان دریافت که در منطقه نبود گسیختگی گسل رودبار، تحدب قابل شناسایی بوده که

1. Tarugo river



شکل ۵. طبقه‌بندی گرادیان طولی رودخانه سفیدرود برای فواصل ۱۰۰ متر. بیضی خط‌چین، منطقه افزایش گرادیان طولی را در مسیر رودخانه سفیدرود در راستای گسل رودبار نشان می‌دهد

انجام داد. بر این اساس، به علت کاهش انحنای رودخانه سفیدرود که نشان‌دهنده فعالیت‌های زمین‌ساختی می‌باشد و همچنین افزایش چشمگیر میزان گرادیان طولی رودخانه در محدوده یاد شده که می‌تواند بیانگر فعالیت‌های زمین‌ساختی و سنگ‌شناختی باشد و در نهایت بر اساس نیمرخ طولی رودخانه سفیدرود که تحدب را در منطقه موردنظر نشان می‌دهد، می‌توان دریافت که این محدوده از نظر زمین‌ساختی فعال است و تایید کننده محاسبات مربوط به تغییرات تنش کولمب ناشی از وقوع زمین‌لرزه سال ۱۳۶۹ رودبار می‌باشد که تنش زیاد یا به عبارت دیگر فعالیت زمین‌ساختی زیادی را برای این منطقه برآورد کرده است.



شکل ۶. نیمرخ طولی مسیر انتخابی رودخانه سفیدرود در منطقه مورد مطالعه. موقعیت روند گسل رودبار با خط‌چین نشان داده شده است

Preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, 1726-1755.

- Berberian, M. and Walker, R., 2010. The Rudbar Mw 7.3 earthquake of 1990 June 20; seismotectonics, coseismic and geomorphic displacements, and historic earthquakes of the western 'High-Alborz', Iran. *Geophysical Journal International*, 182, 1577-1602.

- Bridge, J.S., 2005. *Rivers and Floodplains-Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Oxford, UK: Blackwell Publication, 419.

- Burbank, D.W. and Anderson, R.S., 2000. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell, Malden, 288.

- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J. and Keller, E., 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 96 (1-2), 150-173.

- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Jiménez-Perálvarez, J.D. and Chacón, J., 2010. Correlations analysis between landslides and stream length-gradient (SL) index in the southern slopes of Sierra Nevada (Granada, Spain). Taylor and Francis Group, London, 141-149.

- Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *United States Geological Survey Journal Research*, 1, 421-429.

- Holbrook, J. and Schumm, S.A., 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*, 305, 287-306.

- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International*, 148, 214-245.

منابع

- انصاری، ش.، ۱۳۹۳. تغییرات تنش کولمب زمین لرزه ۱۹۹۰ رودبار. رساله دکترا. دانشگاه شیراز. ۱۶۳.

- جعفر بی گلو، م.، زمانزاده، م.، یمانی، م. و عمادالدین، س.، ۱۳۹۱. شواهد ژئومورفولوژیک تغییرات سطح اساس دریای خزر طی کواترنر پسین در محدوده رودخانه گرگانرود. مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۴۴، ۳۳-۵۰.

- فرهنگ جغرافیایی رودهای کشور، ۱۳۸۲. جلد دوم، انتشارات سازمان جغرافیایی وزارت دفاع و پشتیبانی نیروهای مسلح.

- ندیم، ه.، ۱۳۹۳. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ رودبار. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25, 659-672.

- Allen, M.B., Blanc, E.J., Walker, R., Jackson J., Talebian, M. and Ghassemi, MR., 2006. Contrasting styles of convergence in the Arabia-Eurasia collision: Why escape tectonics does not occur in Iran. *Special Publication, Geological Society of America*, 409, 579-589.

- Allen, M.B., Jackson, J. and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23, 1-16.

- Berberian, M., 1997. Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. In: Giardini, D., Balassanian, S. (Eds.), *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*, NATO ASI Series, vol. 2. Kluwer Academic Press, The Netherlands. *Environment*, 28, 233-311.

- Berberian, M., Qorashi, M., Jackson, JA., Priestley, K. and Wallace, T., 1992. The Rudbar-Tarom earthquake of June 20, 1990 in NW Persia:

- Jorgensen, D.W., 1990. Adjustment of Alluvial River Morphology and Process to Localized Active Tectonics. Ph.D. thesis. Colorado State University, Fort Collins, CO, USA, 240.
- Keller, E.A. and Pinter, N., 1996. Active Tectonics. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J.: Prentice Hall, 362.
- Ouchi, S., 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. Geological Society of American Bulletin, 96, 504-515.
- Pedrera, A., Pérez-Peña, J.V., Galindo-Zaldívar, J., Azañón, J. M. and Azor, A., 2009. Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). Geomorphology, 105(3-4), 218-231.
- Petrovski, J. and G., Timar. 2010. Channel sinuosity of the Körös River system, Hungary/Romania, as possible indicator of the neotectonic activity. Geomorphology, 122, 223-230.
- Radjaee, A., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K. and Hatzfeld, D., 2010. Variation of Moho depth in the central part of the Alborz Mountains, northern Iran. Geophysical Journal International, 181, 173-184.
- Timar, G., 2003. Controls on channel sinuosity changes: a case study of the Tisza River, the Great Hungarian Plain. Quaternary Science Reviews, 22, 2199-2207.
- Troiani, F. and Della Seta, M., 2008. The use of the stream length-gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: a case study from central Italy. Geomorphology, 102, 159-168.
- Troiani, F., Galve, J., Piacitini, D., Della Seta, M. and Guerrero, J., 2014. Spatial analysis of stream length-gradient (SL) index for detecting hillslope processes: A case of the Gállego River headwaters (Central Pyrenees, Spain). Geomorphology, 214, 183-197.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tvakoli, F. and Chéry, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophysical Journal International, 157, 381-398.
- Zamolyi, A., Székely, B., Draganits, E. and Timar, G., 2010. Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain. Geomorphology, 122, 231-243.

بررسی وضعیت آلودگی منابع آب و منطقه‌بندی آلودگی حوضه آبریز ساروق (استان آذربایجان غربی)

راحله هاتفی^(۱)، علی‌اکبر شهسواری^(۲)، کمال خدایی^(۲)، فرهاد اسدیان^(۱)

۱. عضو هیات علمی، گروه زمین‌شناسی محیطی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی
۲. استادیار پژوهشی، گروه زمین‌شناسی محیطی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

تاریخ دریافت: ۹۵/۱۲/۲۴

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۲/۳۰

چکیده

عنصر آرسنیک جزء فلزات سنگین و سمی با خطرات زیست‌محیطی و بهداشتی است. هدف از این مطالعه بررسی و پایش غلظت این عنصر در منابع آبی حوضه آبریز ساروق، میزان آلودگی منابع آبی و تهیه نقشه پهنه‌بندی این عنصر در منابع آبی است. در این راستا ۴۵ نمونه از چاه، چشمه و آب سطحی در دو مرحله (مرحله اول نمونه فیلتر شده و در مرحله دوم نمونه کل) برداشت شد. موقعیت نقاط نمونه‌برداری از منابع آبی براساس قضاوت کارشناسی و تصادفی تعیین شد. آنیون‌ها به روش کروماتوگرافی گازی و فلزات به روش ICP-MS آنالیز شدند. نتایج کلی مبین آلودگی آب به عنصر آرسنیک در بعضی نواحی است. بررسی غلظت، منشا و نقشه منطقه‌بندی آرسنیک در آب نشان می‌دهد که آلودگی به آرسنیک هم منشا بشرزاد و هم منشا زمین‌زاد دارد. اغلب منشا زمین‌زاد آن در شمال شرق و شرق محدوده بر روی زون‌های دگرسانی واقع است و ناشی از ولکانیک‌های کواترنری است که منشا چشمه‌های آبگرم محدوده هستند. در شمال محدوده در پایین دست معادن، منشا آنتروپوژنیک اهمیت بیشتری دارد ولی به‌طور کلی علت عمده آلودگی فعالیت‌های معدنکاری است. انتقال و نهشت مجدد آرسنیک در محدوده مطالعاتی توسط واکنش‌های انحلال- نهشت و جذب- دفع متاثر از شرایط pH و Eh کنترل می‌شود و حمل و انتقال آن در محدوده توسط اکسی‌هیدروکسیدهای این عنصر است. به‌طور کلی کل محدوده به‌جز نواحی شمالی و شمال شرقی از نظر اندیس‌های آلودگی، آلودگی کمی دارد که با تدابیر صحیح مشکلی وجود نخواهد داشت.

واژه‌های کلیدی: آرسنیک، منطقه‌بندی، زمین‌زاد، بشرزاد، ساروق.

مقدمه

(Gao, 2014). چهار فرم اکسایشی آن شامل (V) As، (III) As، (۰) As و (III-) As است. سمیت آرسنیک به شکل آلی و غیرآلی و حالت اکسیداسیونی آن بستگی دارد. شکل‌های آلی سمیت بسیار کمتری از شکل‌های غیرآلی دارند به‌طوری‌که سمیت (III) As هفتاد برابر بیشتر از فرم‌های آلی

آرسنیک یک شبه فلز گروه VA جدول تناوبی و بیستمین عنصر فراوان در پوسته زمین است و به میزان ۴/۸ mg/Kg است که غالباً به‌صورت عنصر کمیاب وجود دارد ولی به‌طور گسترده در محیط زیست توزیع شده است (Rudnick and

* نویسنده مرتبط: rahele.hatefi@gmail.com

آبخوان بستگی دارد (Ungureanu et al., 2015). تحت شرایط طبیعی بیشترین غلظت‌های آرسنیک یافت شده در آب زیرزمینی ناشی از برهم‌کنش سنگ-آب و شرایط فیزیکی و ژئوشیمیایی موثر در تحرک و تجمع As است (Smedley and Kinniburgh, 2002).

کانسار آرسنیک - طلای زرشوران، کانسار طلای آغ دره و پتانسیل آنتیموان (معدن متروکه) آغ دره بالا در حوضه آبریز ساروق (جنوب شرقی استان آذربایجان غربی) واقع می‌باشند. با توجه به شیب توپوگرافی، رواناب محدوده‌های معدنی زرشوران (طلا) و آغ دره (طلا و انتیموان) عمدتاً از طریق آبراهه و رودخانه وارد رودخانه دونگه (زرشوران) و ساروق می‌شود. همچنین معدن سنگ آهن قینرجه در این محدوده واقع شده است. علاوه بر کانسارهای فلزی، چندین معدن روباز سنگ ساختمانی شامل مرمریت، گرانیات و تراورتن نیز از جمله طومار کندی، گنبد، حصار، آقابیگ افشار، رضاخان، بدرلو و ... در این منطقه واقع شده‌اند و از آنها بهره‌برداری می‌شود. کانی‌سازی طلا در کانسارهای زرشوران و آغ دره دلالت بر تیپ مشابه کارلین دارند (کریمی، ۱۳۷۲). این نوع کانی‌سازی‌ها همراه کانی‌سازی سولفیدی عناصر Hg, Sb, As و عناصر همراه (Zn, Pb, Cd, Tl) می‌باشند لذا به لحاظ زیست‌محیطی دارای پتانسیل بسیار بالایی در جهت آلوده ساختن محیط‌زیست اعم از محیط‌های جامد (رسوبات آبراهه‌ای و خاک) و آبی (آب و رسوبات بستر رودخانه) هستند. رودخانه ساروق یکی از شاخه‌های مهم رودخانه زربنه رود است که از کوه‌های خاوری و جنوبی شهر تکاب سرچشمه می‌گیرد و از شعب تامین آب سد شهید کاظمی بوکان به شمار می‌رود. رودخانه زربنه رود میان‌دوآب از منابع تغذیه‌ای دریاچه ارومیه است و سد شهید کاظمی بوکان از منابع تامین آب شهر تبریز محسوب می‌شود.

هدف از این مطالعه، بررسی توزیع و پایش غلظت آرسنیک در منابع آبی حوضه آبریز ساروق در راستای تعیین وضعیت آلودگی و تهیه نقشه پهنه‌بندی این عنصر در منابع آبی محدوده مطالعاتی است که با برداشت نمونه‌های آب، سنجش غلظت به روش ICP-MS و نرم‌افزار Arc GIS انجام شده است.

و ۱۰ برابر بیشتر از As (V) است (Ben Issa et al., 2011; Larrios et al., 2012). شکل‌های غالب آن در محیط‌زیست As (V) و As(III) غیرآلی هستند. آرسنیک و ترکیبات غیرآلی آن به‌عنوان سرطان‌زا برای انسان (گروه ۱) طبقه بندی شده‌اند (IARC, 2012). مطالعات اپیدمیولوژیک نشان می‌دهند که مسمومیت مزمن آرسنیک می‌تواند به مشکلات بهداشتی جدی از جمله سرطان، ملانوسیز، هایپر کراتوسیز (سفت شدگی پوست)، مشکلات ریوی، بلک فوت، قانقاریا، دیابت، هایپرنتشن و بیماری قلبی اسکمیک منجر شود (Morales et al., 2000; Rahman, 2002).

آرسنیک می‌تواند در اثر فرایندهای طبیعی زمین‌زاد و فعالیت‌های بشرزاد به محیط خشکی و آبی وارد شود (Matschullat, 2000). منسایب بشرزادی آرسنیک شامل فرآوری کانی، صنعت شیشه، حفاظت چوب، تولید و کاربرد آفت‌کش، نشت از لندفیل و تولید و فرآوری زغال‌سنگ/ نفت باشد (Ayres and Ayres, 1999). حدود ۲۴۵ کانی آرسنیک‌دار در طبیعت وجود دارند که آرسنیک را در طی فرایندهای هوازدگی رها می‌کنند (National Research Council, 1997). بعلاوه آرسنیک مرتبط با بسیاری از کانی‌های سولفیدی مخصوصاً پیریت و کانه‌زایی طلا است (Nordstrom, 2002). به‌علاوه بسیاری از سولفیدها بخصوص پیریت دارای مقادیر قابل توجهی آرسنیک (بالغ بر ۰/۵ درصد) در محلول جامد هستند (National Research Council, 1997).

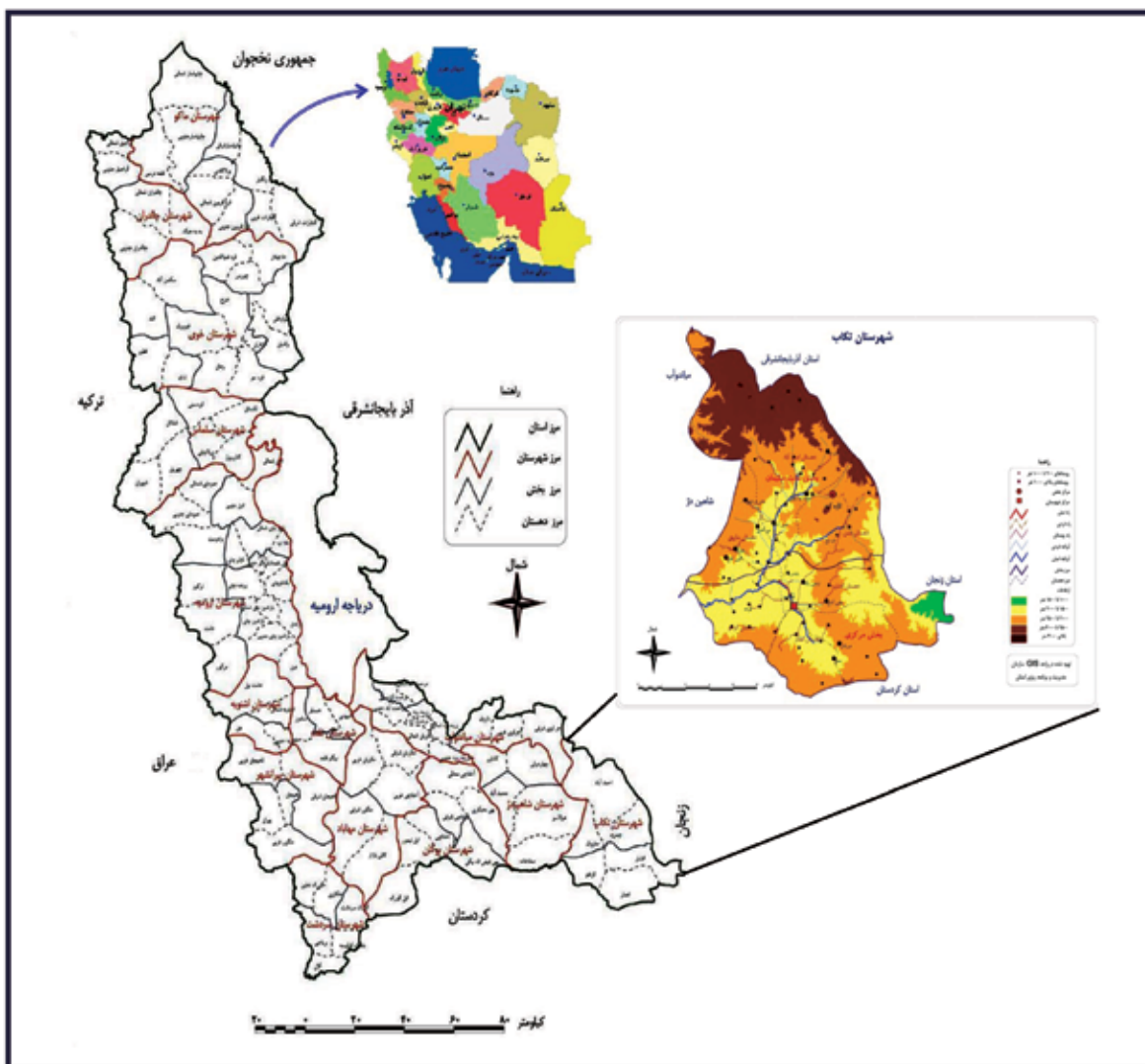
بزرگترین خطر در معرض قرارگیری آرسنیک مربوط به آب آشامیدنی است (WHO, 2011) که بسته به دسترسی و شرایط محلی، آب شرب می‌تواند از آب سطحی، آب زیرزمینی یا آب باران تهیه شود. بازه گسترده‌ای از غلظت‌های آرسنیک در آب زیرزمینی از ۵۰۰۰ $\mu\text{g/l}$ - ۰/۵ گزارش شده است (Smedley and Kinniburgh, 2002). استاندارد آرسنیک در آب شرب توسط EPA (2006) و WHO (2017)، ۱۰ ppb تعیین شده است. رخداد و منشأ آرسنیک در آب زیرزمینی به فاکتورهای مختلفی مانند جذب-واجذب، رسوب-انحلال، اکسایش-کاهش، تبادل یونی، اندازه ذرات رسوبات، مقدار ماده آلی، فعالیت زیستی و خصوصیات

مواد و روش‌ها

محدوده مطالعاتی

هزار متر مکعب در سال در کیلومتر مربع می‌باشد. متوسط ضریب ذخیره و متوسط ضخامت اشباع در این دشت به ترتیب سه درصد و ۲۵ متر می‌باشد (مهندسين مشاور فرسپند آب، ۱۳۸۸). محدوده مطالعاتی از نظر آب و هوایی جزء مناطق کوهستانی و نیمه‌خشک محسوب می‌شود. میانگین مقدار بارندگی سالیانه منطقه مطالعاتی (طی سال‌های ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۴) ۳۴۰ میلی‌متر است (www.irimo.ir). چندین رودخانه دائمی (از جمله زره‌سوران، آغ‌دره، دونگه، قره‌قیه و شفا) در منطقه وجود دارند که از ارتفاعات شمال و جنوب محدوده منشا می‌گیرند و پس از به هم پیوست رودخانه اصلی ساروق چای را تشکیل می‌دهند.

محدوده مطالعاتی، حوضه آبریز ساروق است که بخش عمده آن در شهرستان تکاب و بخش‌های کوچکی در شاهین‌دژ و بیجار (جنوب شرقی استان آذربایجان غربی) بین طول‌های جغرافیایی ۴۰° تا ۴۶°، ۲۵° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۱۴° تا ۳۶° شمالی واقع شده است (شکل ۱). در محدوده تکاب به سبب کوهستانی بودن منطقه و عدم گسترش رسوبات آبرفتی، آبخوان آبرفتی دارای گسترش قابل توجهی نمی‌باشد. وسعت آبخوان آبرفتی در این دشت ۲۵ کیلومتر مربع می‌باشد. توان آبدهی آبخوان آبرفتی دشت تکاب ۱۵۹/۷



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی محدوده مطالعاتی و راه‌های دسترسی (سازمان مدیریت و برنامه‌ریزی استان آذربایجان غربی، ۱۳۸۷)

زمین شناسی

بر اساس تقسیم بندی زمین شناسی ساختمانی که توسط اشتوکلین (Stocklin, 1968) ارائه شده است، منطقه مورد مطالعه در زون سنندج- سیرجان قرار دارد. این زون جزء ناآرام ترین و فعال ترین زون های ساختمانی ایران است و تا سنوزوئیک فازهای دگرگونی و ماگماتیسیم مهمی را پشت سر گذاشته است.

چهارگوش تکاب به دلیل معادن فعال آن و ویژگی های بارز زمین شناسی اعم از ماگماتیسیم، دگرگونی، چینه شناسی و کانی سازی به ویژه در برهه زمانی نئوژن به عنوان یک منطقه فلزایی مهم مطرح است. بخش میانی این چهارگوش در الیگوسن پسین تا آغاز کواترنر، دچار فعالیت ماگمایی بسیار شدیدی بوده و آثار آن به صورت سنگ های گوناگون آتشفشانی، از ریولیت تا بازالت و توف های وابسته و توده های نفوذی کوچک در تغییر است (شکل ۲). این فعالیت ماگمایی، تکاپوی گرمایی شدیدی را به دنبال داشته است که آثار آن هنوز پایان نیافته و به صورت چشمه های آبگرم تا جوشان و چشمه های تراورتن ساز دیده می شود. مطالعات انجام گرفته پیشین، دال بر آن است که تشکیل کانسارهای زرشوران (طلا، آرسنیک)، آی قلعه سی (سرب و روی)، آق دره (طلا، آنتیموان)، مغالو (آنتیموان)، عرب شاه (آهن) و بایچه باغ (مس) به محلول های گرمایی با دمای مختلف وابسته است.

نمونه برداری و آنالیز

نمونه برداری در دو مرحله خرداد و شهریور ماه ۱۳۹۵ به دو صورت نمونه فیلتر شده و نمونه کل انجام شده است. موقعیت نقاط نمونه برداری بر اساس قضاوت کارشناسی طوری انتخاب شده است که محدوده را به طور کامل پوشش دهد. در جهت انجام این پژوهش، بازدیدهای میدانی از مناطق تحت بررسی انجام شده است و تعداد ۴۵ نمونه از چاه و چشمه از محدوده مطالعاتی برداشت شده است. موقعیت نقاط نمونه برداری در شکل ۳ نشان داده شده است. پارامترهای pH، Eh، EC و T توسط دستگاه مولتی پارامتر قابل حمل در محل اندازه گیری شده اند. کاتیون های

اصلی و عناصر جزئی به روش ICP-MS و آنیون های اصلی به روش کروماتوگرافی در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی آنالیز شده اند. این نمونه ها پس از برداشت توسط اسید نیتریک مرک (pH=2) اسیدی شده اند. برای جمع آوری نمونه ها، از بطری های پلی اتیلن ۲۵۰cc استفاده شده است. بطری ها دو تا سه بار توسط آب چشمه، چاه یا رودخانه آبکشی (شسته) شده و سپس نمونه برداری انجام شده است. در هر محل دو بطری نمونه برداشت شده که یک نمونه جهت آنالیز کاتیون ها اسیدی شده است و نمونه دوم برای آنالیز آنیون ها، اسیدی نشده است.

بررسی نوع و کیفیت آب

برای تشخیص انواع آب از نمودار پایپر استفاده شد. طبق این نمودار، آب ها به چهار نوع اصلی آب با سختی دائم، سختی موقت، شورابه و کربنات قلیایی تقسیم می شوند. همچنین از نمودار شورلر برای تعیین کیفیت آب برای مصارف آشامیدنی استفاده شده است. برای تعیین وجود یا نبود آلودگی از استانداردهای ملی و بین المللی موجود استفاده شده است. در این مطالعه از استانداردهای WHO و EPA استفاده شده است.

روش های ارزیابی آلودگی

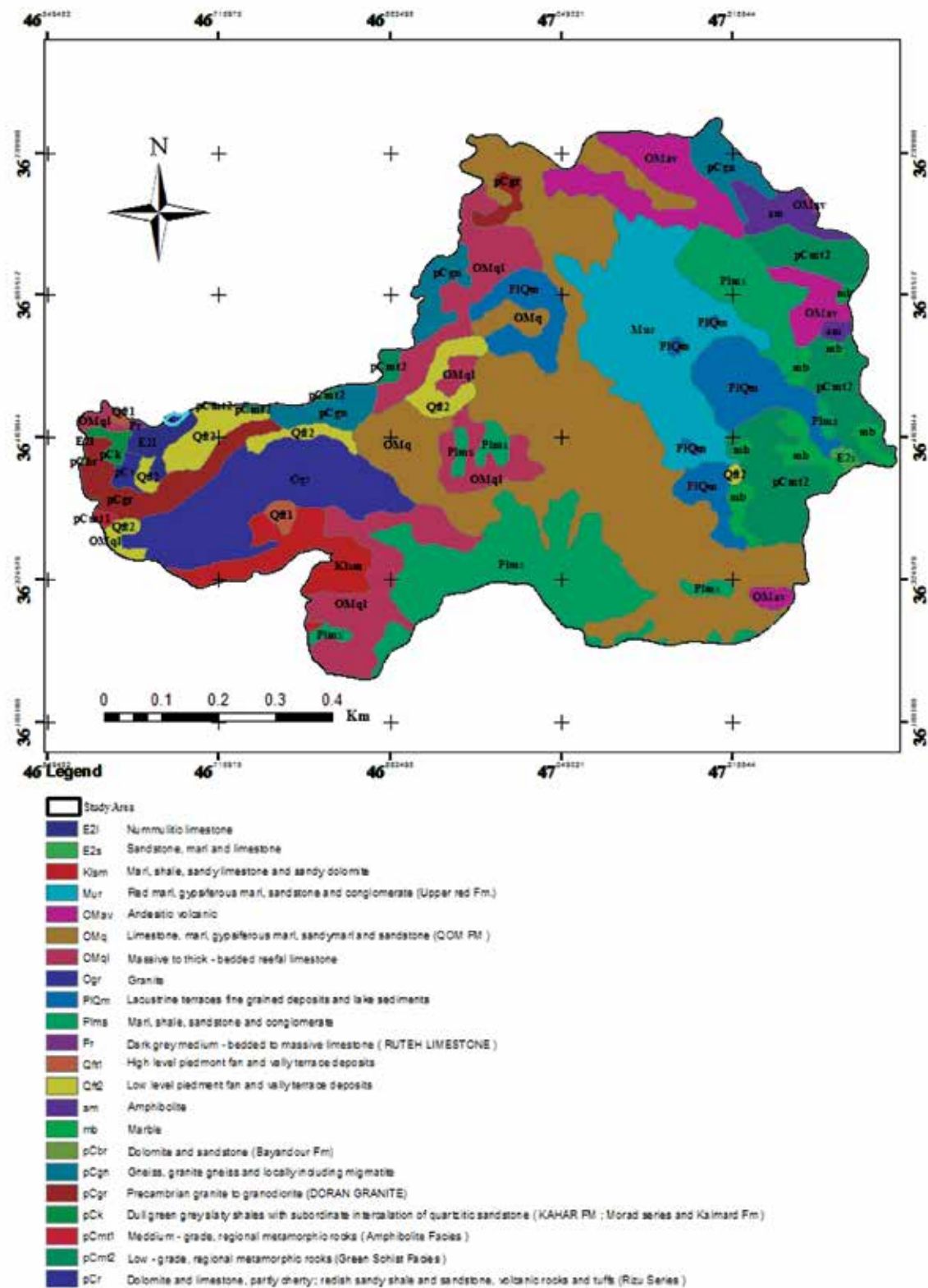
جهت ارزیابی کیفیت آب از اندیس ارزیابی فلزات سنگین^۱ (HEI) و شاخص آلودگی فلزات سنگین^۲ (HPI) و درجه آلودگی (Cd) استفاده شد. HPI کیفیت کلی هر نمونه آب را نسبت به فلزات سنگین نشان می دهد و با استفاده از رابطه زیر، برگرفته از (Edet and Offiong (2002)، محاسبه می شود:

$$HPI = \frac{\sum WiQi}{\sum Wi}$$

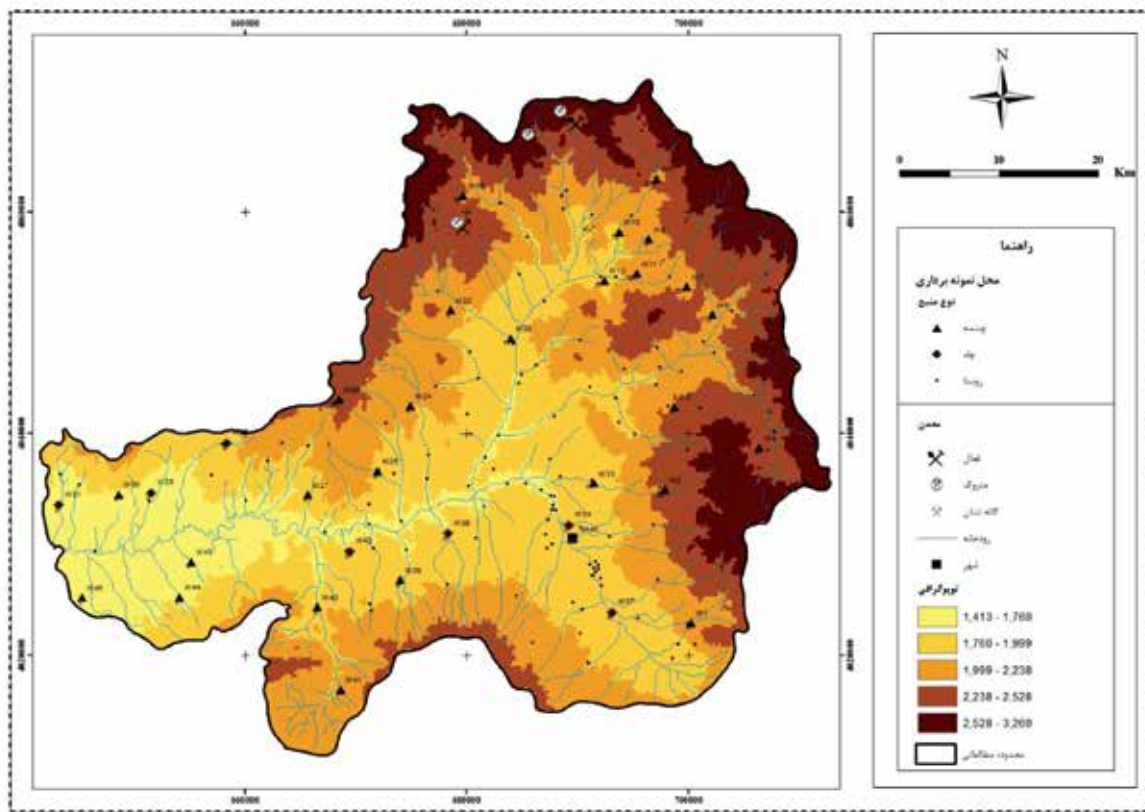
در این معادله Wi نسبت وزنی i امین مؤلفه می باشد که از طریق معکوس استاندارد محاسبه می شود (Mohan et al., 1996) (Wi=1/Si) و Qi نرخ کیفی i امین مؤلفه است که از معادله زیر قابل محاسبه است. در این معادله Mi غلظت i امین مؤلفه، Si مقدار استاندارد i امین مؤلفه و Ii مقدار ایده آل پارامتر مورد نظر است. علامت (-)

1. Heavy Metal Evaluation Index

2. Heavy Metal Pollution Index



شكل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده مطالعاتی (فنودی، ۱۳۷۷؛ خلقی خسرقی، ۱۳۷۳؛ باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۴؛ خلقی خسرقی، ۱۳۷۸)



شکل ۳. موقعیت نقاط نمونه برداری، مسیر رودخانه، معادن و توپوگرافی

Hmac بیشترین غلظت مجاز (MAC) برای یک عنصر فلزی در حالت استاندارد و i شماره عنصر می باشد. حد بحرانی HEI عبارت است از کم ($HEI < 10$)، متوسط ($HEI = 10-20$) و بالا ($HEI > 20$) (Parsanna et al., 2012).

درجه آلودگی (Cd) اثرات ترکیبی چندین پارامتر کیفی مضر در آب آشامیدنی را خلاصه می کند و از رابطه زیر محاسبه می شود (Backman et al., 1997):

$$C_d = \sum_{i=1}^n C_{fi}$$

که

$$C_{fi} = \frac{C_{Ai}}{C_{Ni}} - 1$$

C_{fi} ، C_{Ai} و C_{Ni} فاکتور آلودگی، مقادیر متغیر و حداکثر غلظت مجاز عنصر، یعنی MAC هستند. کیفیت آب براساس C_d به سه گروه شامل کم ($C_d < 1$)، متوسط ($1 < C_d < 3$) و زیاد ($C_d > 3$) تقسیم می شود (Edet and Offiong, 2002).

نشان دهنده اختلاف عددی دو مقدار است که از این علامت جبری چشم پوشی می شود (Ameh and Akpah, 2011).

$$Q_i = \sum_{i=1}^n \frac{|M_i (-) I_i|}{S_i - I_i} \times 100$$

حد بحرانی HPI، ۱۰۰ است و اگر HPI بیشتر از ۱۰۰ باشد، آب به فلزات سنگین آلوده است؛ در صورتی که اگر HPI = ۱۰۰ باشد، آب در آستانه خطر آلودگی به فلزات سنگین قرار دارد و اگر HPI کمتر از ۱۰۰ باشد، آب فاقد آلودگی به فلزات سنگین است (Prasad and Bose, 2001).

اندیس ارزیابی آلودگی فلزات سنگین (HEI) که برای درک بهتر آلودگی استفاده شده، کیفیت کلی آب را نسبت به فلزات سنگین نشان می دهد و از رابطه زیر محاسبه می شود (Edet and Offiong, 2002):

$$HEI = \sum_{i=1}^n \frac{H_c}{H_{mac}}$$

در این رابطه H_c غلظت هر یک از عناصر در محلول،

بحث

همبستگی بالای بین کاتیون Ca^{2+} با آنیون های HCO_3^-

آهکی با میان لایه های ژیبس باشد. همبستگی بالای آنیون SO_4^{2-} با کاتیون های Ca^{2+} و Na^+ و همبستگی بالای کاتیون K^+ با آنیون های $HCO_3^- + CO_3^{2-}$ ، Cl^- نیز می تواند به دلیل وجود لایه های گچ دار در بین بعضی از سنگ های موجود (عمدتاً مارن) باشد. بنابراین این مسئله با زمین شناسی محدوده که غالباً سنگ آهک و مارن است، مطابقت دارد.

خلاصه آماری نتایج آنالیز آنیون ها و کاتیون های اصلی و فلزات سنگین در جداول ۱ و ۲ ارائه شده است. در این نمونه ها Ca کاتیون غالب و $HCO_3^- + CO_3^{2-}$ آنیون عمده را تشکیل می دهند. بررسی ضریب همبستگی (جدول ۳) نشان می دهد که همبستگی مثبت بالای ۰/۵ بین $Ca-Mg$ ، $Ca- Alkalinity$ ، $Na-K$ ، $K-Cl$ ، $Mg-SO_4$ ، $Mg- Alkalinity$ ، $Na-Cl$ ، $Na-SO_4$ ، $Na-HCO_3$ ، $Cl- Alkalinity$ وجود دارد.

جدول ۱. خلاصه آماری نتایج آنالیز آنیون ها و کاتیون های اصلی (mg/l)

	Ca	K	Mg	Na	Cl	SO4	Alkanity
Min	23.00	0.30	3.20	1.00	0.00	0.00	25.00
Mean	110.08	8.40	31.52	28.53	60.56	84.72	291.10
Max	601.00	99.80	110.40	401.20	840.00	485.00	1715.00
Std. Deviation	87.82	19.63	25.47	60.27	128.75	100.42	279.33

جدول ۲. خلاصه آماری نتایج آنالیز فلزات سنگین در نمونه های محدوده مطالعاتی (ppb)

	Al	As	Fe	Mn	Pb	Sb	Si	Zn
Min	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.00	0.00
Mean	350.22	72.16	97.73	89.27	18.60	1.22	9.38	54.80
Max	3719.00	1484.00	806.00	1255.00	67.00	55.00	19.00	2284.00
Std. Deviation	757.15	228.54	178.96	270.88	22.08	8.20	3.11	339.91

جدول ۳. ماتریس همبستگی یون های اصلی در منابع آبی محدوده مطالعاتی

	Ca	K	Mg	Na	Cl	SO4	Alkalinity
Ca	1						
K	0.398	1					
Mg	0.649	0.436	1				
Na	0.462	0.518	0.76	1			
Cl	0.493	0.517	0.654	0.94	1		
SO ₄	0.495	0.208	0.794	0.503	0.397	1	
Alkalinity	0.806	0.464	0.749	0.801	0.759	0.447	1

سختی کل و آلکالینیتی، از نوع سختی موقت است (جدول ۴) چون غنی از Ca ، Mg و $HCO_3^- + CO_3^{2-}$ است.

بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی کاتیون ها و آنیون های اصلی نمونه های آب محدوده مورد مطالعاتی مشخص شده است که آب در منطقه از نوع سخت است و براساس رابطه

جدول ۴. رابطه سختی کل و آلکالینیتی جهت تعیین نوع سختی

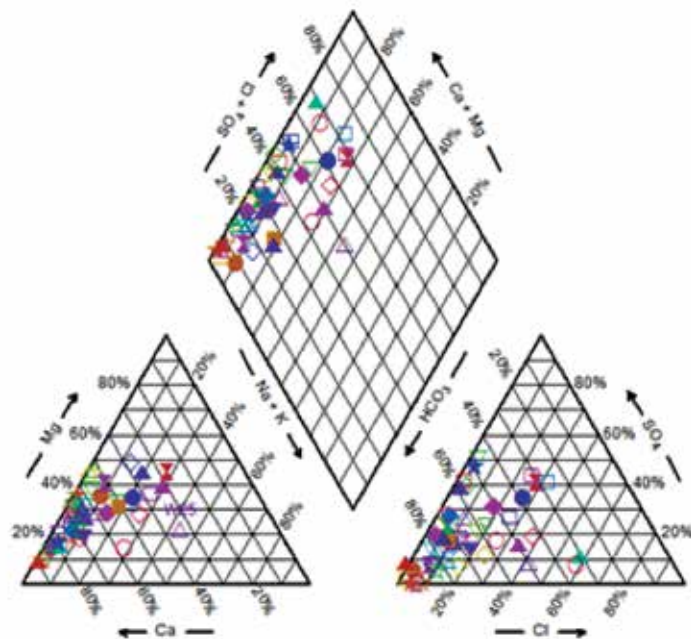
ID	Total Alkalinity	TH	ID	Total Alkalinity	TH	ID	Total Alkalinity	TH
W1	۲۳۵	۷۴۷/۷۹۲	W16	۳۵۰	۵۰۲/۵۵	W31	۲۸۰	۳۱۶/۷۴۸
W2	۲۹۰	۴۵۳/۲۹۲	W17	۳۵۰	۵۷۱/۱۶	W32	۲۸۵	۳۷۹/۲۲۸
W3	۳۷۵	۲۹۸/۲۷۲	W18	۱۳۹۰	۱۹۲/۵	W33	۳۵۰	۵۷۶/۹۴۴
W4	۴۰۰	۳۷۶/۰۰۸	W19	۳۷۰	۴۴۲/۶۷	W34	۳۱۵	۴۶۸/۷۶
W5	۸۵	۱۳۸/۴۷۶	W20	۴۲۰	۶۴۵/۸۸	W35	۱۷۵	۲۰۲/۹۸۸
W6	۲۶۵	۲۵۸/۱۱۲	W21	۱۹۰	۳۶۴/۴۸	W36	۱۷۵	۲۴۴/۴۸۸
W7	۲۰۰	۲۹۰/۷۴۴	W22	۲۵	۱۷۰/۷۶	W37	۲۳۵	۶۴۸/۴۹۶
W8	۱۵۵	۲۹۰/۶۱۲	W23	۱۷۵	۱۵۶/۳	W38	۱۴۵	۲۸۰/۴۶
W9	۱۳۰	۱۹۹/۷۸۸	W24	۲۴۵	۳۸۹/۴	W39	۲۲۵	۳۲۶/۷۶۴
W10	۱۴۰	۲۸۲/۰۱۶	W25	۱۷۱۵	۱۲۰۶/۱	W40	۲۵۰	۳۴۸/۰۸۴
W11	۹۰	۱۵۴/۶۳۶	W26	۲۳۰	۳۱۱/۳۹	W41	۲۳۵	۲۸۸/۲۳۶
W12	۱۵۰	۱۷۹/۰۰۸	W27	۱۲۰	۱۳۵/۶۸	W42	۴۸۰	۷۳۲/۳۴۸
W13	۶۵	۷۴/۸۰۴	W28	۳۷۰	۴۳۵/۷۲	W43	۳۰۰	۶۵۰/۹۷۶
W14	۱۵۰	۱۶۷/۱۹۲	W29	۱۹۵	۲۳۲/۱۴	W44	۲۷۰	۶۶۷/۱۴۴
W15	۲۶۵	۴۲۲/۶۹۲	W30	۳۲۵	۴۱۸/۱	W45	۳۲۵	۳۷۷/۶۷۶

محدوده، نمونه‌های آب از نظر شرب براساس کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی در نمودار شولر، در محدوده خوب و قابل قبولی هستند. در شمال تنها در پایین دست معدنکاری، کیفیت آب از نظر شرب کاهش می‌یابد و حتی به حد غیرقابل شرب می‌رسد. در جنوب شرقی و جنوب محدوده به دلیل وجود تراورتن‌ها و سازندهای مارنی و شیلی، یون‌های اصلی افزایش نشان می‌دهند و کیفیت آب را تا میزان نامناسب کاهش می‌دهند.

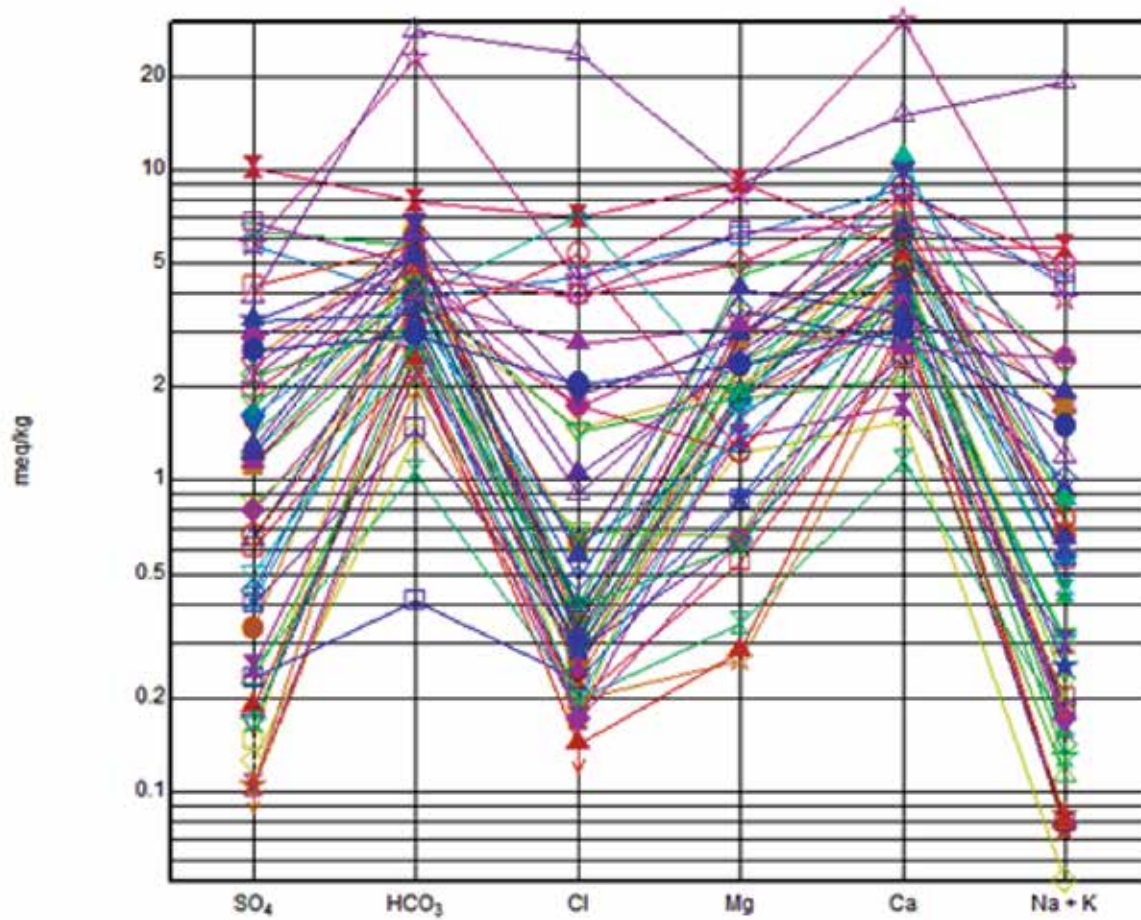
EC و TDS در نمونه‌های آب، مبین میزان یون‌ها و مواد محلول هستند و با یکدیگر رابطه مستقیمی نشان می‌دهند. به عبارت دیگر بخشی از مواد جامد محلول (TDS) در آب را کاتیون‌های فلزی و شبه فلزات با قابلیت هدایت الکتریکی (EC) بالا تشکیل می‌دهند. در محدوده مطالعاتی نیز با دور شدن از ارتفاعات و به سمت مرکز محدوده، میزان این دو پارامتر افزایش می‌یابد. یعنی نمونه‌های آب مناطق شمالی و شرقی (مناطق تغذیه) دارای مقادیر TDS و EC پایین‌تری در مقایسه با نمونه‌های آب مناطق جنوبی (عمدتاً تراورتن و سنگ آهک) و خروجی حوضه (غرب و جنوب غرب) هستند.

نتایج تجزیه شیمیایی کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی نمونه‌های مختلف آب محدوده مورد مطالعه در نمودار پایپر پیاده شد (شکل ۳). رخساره (نوع) اغلب نمونه‌های محدوده در نمودار پایپر از نوع کلسیم-کربناتی و به مقدار کمتری از نوع منیزیم-کربناتی است و تعدادی نیز در محدوده آمیخته قرار می‌گیرند که رخساره آمیخته کاتیون- آنیونی دارند. Modabberi (2004) معتقد است که دلیل آن، تشابه شیمیایی آب‌های پایین دست و آب‌های مناطق بالادست می‌باشد.

براساس نمودار شولر، آب‌های منطقه از نظر آشامیدن در محدوده خوب تا غیرقابل شرب (W18 و W25) قرار می‌گیرند ولی اغلب قابل شرب هستند و کیفیت خوبی از این حیث دارند (شکل ۴) که البته با توجه به بالا بودن غلظت عناصر سمناک As و Sb در بعضی نواحی، نباید جهت آشامیدن و آبیاری استفاده شوند. بر اساس مقادیر مجاز اشاره شده در استانداردهای بین‌المللی، غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی و مقادیر پارامترهای فیزیکوشیمیایی (به غیر از سختی کل) نمونه‌های آب چشمه‌ها و آب‌های آشامیدنی روستاهای محدوده مورد مطالعه در دامنه مقادیر مجاز تعیین شده قرار دارند (جدول ۵). به عبارت دیگر در شرق



شکل ۳. موقعیت نمونه‌های محدوده مطالعاتی بر روی نمودار پایپر



شکل ۴. موقعیت نمونه‌های محدوده مطالعاتی بر روی نمودار شولر

جدول ۵. حدود مجاز پارامترهای فیزیکوشیمیایی در نمونه‌های آب (WHO, 2008) و مقایسه با نمونه‌های محدود مطالعاتی

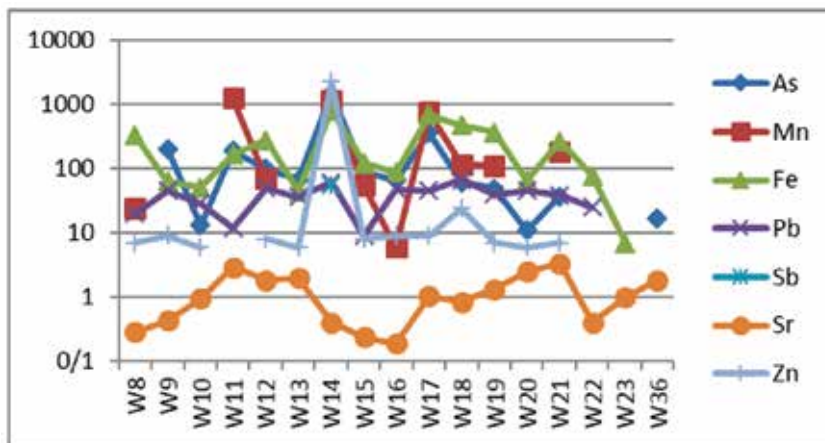
Chemical Parameters	WHO(1993)		Numbers of samples exceeding allowable limits	Percentage of samples exceeding allowable limits	Appropriate-Inappropriate effects
	Appropriate limits	Maximum allowable limits			
pH	6.5-8.5	9.2	-	-	-
TDS	500	1500	-	-	Gastrointestinal irritation
Ca ²⁺	75	200	4	8	-
Mg ²⁺	50	150	-	-	-
K ⁺	-	12	6	12	Bitter taste
Na ⁺	-	200	1	2	-
Cl ⁻	200	600	1	2	Salty taste
SO ₄ ²⁻	200	400	1	2	Laxative effective

آزاد می‌شود و به آب وارد می‌شود ولی در شرایط کاهشی، آزاد شدن As به داخل محلول، بیش از Sb خواهد بود (Casiot et al., 2007). با توجه به این که آب رودخانه ساروق (بخصوص شاخه‌های شمالی یعنی زره شوران و آغ دره) اندکی کاهیده است، غلظت As در مقایسه با غلظت Sb بیشتر می‌باشد. سایر عناصر کمتر از استاندارد هستند و نگرانی در خصوص آلاینده‌های آنها در محدوده مطالعاتی وجود ندارد. تغییرات غلظت عناصر Zn, Sr, Mn, Fe, Sb, As, Pb و در نمونه‌های آب در محدوده مورد مطالعه (شکل ۵)، برای نمونه‌هایی که غلظت عنصری بالاتر از حد تشخیص دستگاه داشته‌اند، آورده شده است.

برای تعیین وجود یا نبود آلودگی نسبت به فلزات (ارائه شده در جدول ۲) نیز از استانداردهای ملی و بین‌المللی موجود استفاده می‌شود. در این مطالعه استانداردهای WHO و EPA استفاده شده و وضعیت موجود در محدوده با این استانداردها مقایسه شده است (جدول ۶). نتایج نشان می‌دهند که در برخی بخش‌های محدوده، تنها عنصر سمی آرسنیک بالاتر از حد استانداردهای WHO و EPA است. همچنین آنتیموان، تنها در دو نمونه آب رودخانه به میزان شش و ۵۵ ppb تشخیص داده شده است و در سایر نمونه‌ها کمتر از حد تشخیص دستگاه است. در شرایط اکسیدان، Sb در مقایسه با As در مقادیر بیشتری

جدول ۶. غلظت عناصر شیمیایی در آب و استانداردهای WHO (2008) و EPA (2006). غلظت‌های WHO و EPA برحسب ppm است

Element	WHO		EPA Standards		Study Area (ppb)
	Maximum values of typical concentration	Maximum acceptable levels	MCLG	MCL	
Ag	0.005	0.005	SDWR:0.1		<1
Al	0.6	0.2	SDWR:0.05-0.20		<5-3719
AS	0.002	0.01	0	0.01	<5-1484
Ba	0.2	0.7	2	2	0.01-0.94
Be	0.012	0.004	0.004	0.004	<1
B	1	0.5	-	-	<0.1-4.26
Cd	0.1	0.003	0.005	0.005	<1
Cr	0.084	0.05	0.1	0.1	<5
Cu	10	2	1.3	-	<5
Fe	10	0.3	SDWR:0.3		<5-806
Hg	0.055	0.001	0.002	0.002	<1
Mn	9.6	0.5	SDWR:0.05		<5-1255
Mo	0.27	0.07	-	-	<5
Ni	1	0.02	-	-	<5-42
Pb	0.05	0.01	0	15	<5-61
Sb	0.045	0.005	0.006	0.006	<10-55
Se	0.16	0.01	0.05	0.05	<5
Zn	1.1	3	SDWR:5		<5-2282

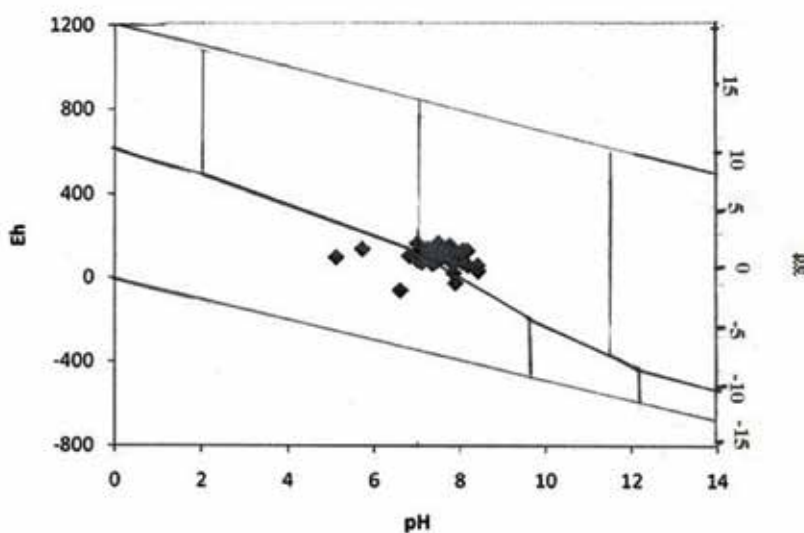


شکل ۵. تغییرات غلظت عناصر As، Sb، Fe، Mn، Sr، Zn و Pb در نمونه‌های آب کل نمونه‌برداری در محدوده مورد مطالعه

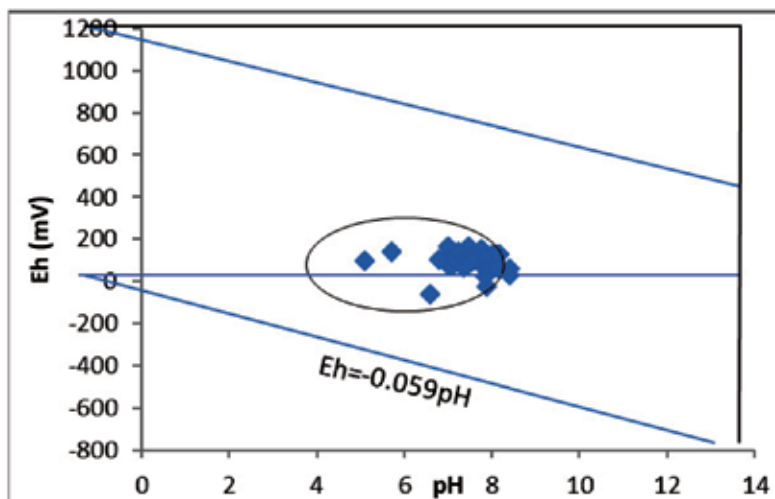
عموماً به شکل آرسنات (As^{5+}) وجود دارد. آرسنات در محیط‌های اکسیدان با pH کمتر از ۹/۲ اغلب به صورت گونه $HAsO_4^{2-}$ حضور دارد و در محیط کاهیده با pH کمتر از ۹/۲ اغلب به صورت گونه $H_3AsO_3^0$ وجود دارد (Yan et al., 2000). در آب رودخانه‌های محدوده مورد مطالعه، گونه غالب H_3AsO_3 تعیین شده است. دلیل غالب بودن آرسنات در آب زیرزمینی، وجود سازند سخت و عمق کم آب است که سبب ایجاد شرایط اکسیدان می‌شود و حتی در صورتی که آرسنیت وجود داشته باشد اکسایش یافته و به آرسنات تبدیل می‌شود.

نتایج نشان می‌دهند که مقادیر Eh از ۶۰- (ایستگاه W11) تا ۴۷۲ (ایستگاه W29) میلی‌ولت متغیر است که به نظر می‌رسد ماکزیمم مقدار، جزء داده‌های پرت است به این علت که فاصله زیادی از سایر نمونه‌ها دارد. به همین دلیل این مقدار حذف شد و نمونه بعدی با مقدار Eh ۱۶۸ (ایستگاه W3) به‌عنوان ماکزیمم مورد توجه قرار گرفت. بازه مقادیر Eh به‌طور طبیعی بین ۸۰۰- تا ۱۲۰۰ میلی‌ولت است که مقادیر Eh منطقه مطالعاتی در محدوده اطراف Eh صفر قرار می‌گیرد (شکل ۶).

در شکل ۷، نمودار Eh-pH نمونه‌های آب فیلتر نشده نشان می‌دهد که آرسنیک در منابع محدوده مورد مطالعه،



شکل ۶. ارتباط گونه آرسنیک با pH و Eh نمونه‌های آب محدوده مطالعاتی



شکل ۷. موقعیت نمونه‌های آب محدوده مطالعاتی بر روی نمودار Eh-pH (برگرفته از Krauskopf and Bird, 1995)

فیلتر نشده (غلظت کل) با نمونه‌های فیلتر شده (غلظت در فاز حل شده) مشخص می‌شود که در بخش‌های بالادست رودخانه ساروق یعنی شاخه‌های زره‌شوران و آغ دره، فاز حل شده کمتر است و بیشتر As به صورت فاز کلوئید یا ذره‌ای حمل می‌شود، ولی در بخش‌های شرقی و همچنین به سمت غرب و خروجی، درصد As حمل شده در فاز محلول افزایش می‌یابد.

با توجه به نقشه منطقه بندی As رسم شده برای نمونه‌های آب فیلتر نشده (شکل ۱۰) مشخص می‌شود که: بالاترین غلظت عنصر As در نمونه‌های آب فیلتر نشده به مقدار ۲۶۸ ppb مربوط به نمونه W۷ یعنی تخت سلیمان است. این چشمه در منطقه ژئوترمال و چشمه‌های آبگرم قرار گرفته است. البته لازم به ذکر است که تمامی چشمه‌های نمونه برداری شده در شرق تا شمال محدوده، آلوده به آرسنیک هستند و با توجه به اینکه تعدادی مصارف آشامیدنی دارند و یا چشمه‌های آبگرم هستند که جهت استحمام استفاده می‌شوند، می‌توانند مشکل‌زا باشند. از طرف دیگر آرسنیک در نمونه‌های جنوب و غرب که غالباً در آهک‌ها، گرانیت دوران و شیل واقع شده‌اند، کمتر از حد تشخیص دستگاه است.

بنابراین این نقشه مبین آلودگی آب زیرزمینی در مناطق ولکانوژنیک کواترنری است و به نظر می‌رسد که آلودگی به آرسنیک در آب زیرزمینی بیشتر وابسته به زمین شناسی است

در این تحقیق، با توجه به کمتر بودن Sb و Hg از حد تشخیص دستگاه، تعیین گونه برای این عناصر امکان پذیر نیست، ولی گونه آنتیموان در نمونه‌های پایین دست معادن توسط Modabberly (2004) و رحیم سوری (۱۳۹۰)، $Sb(OH)_3$ تعیین شده است که دارای Sb^{3+} است و گونه سمی تر آن است.

نتایج محاسبات اندیس آلودگی آب به فلزات سنگین در جدول ۷ و شکل ۸ ارائه شده است. اندیس آلودگی فلزات سنگین (HPI) از $۰/۲-۷۲/۶$ با میانگین $۲۹/۰$ تغییر می‌کند که نشان می‌دهد به طور کلی آب زیرزمینی در محدوده مطالعاتی، به فلزات سنگین آلوده نمی‌باشد.

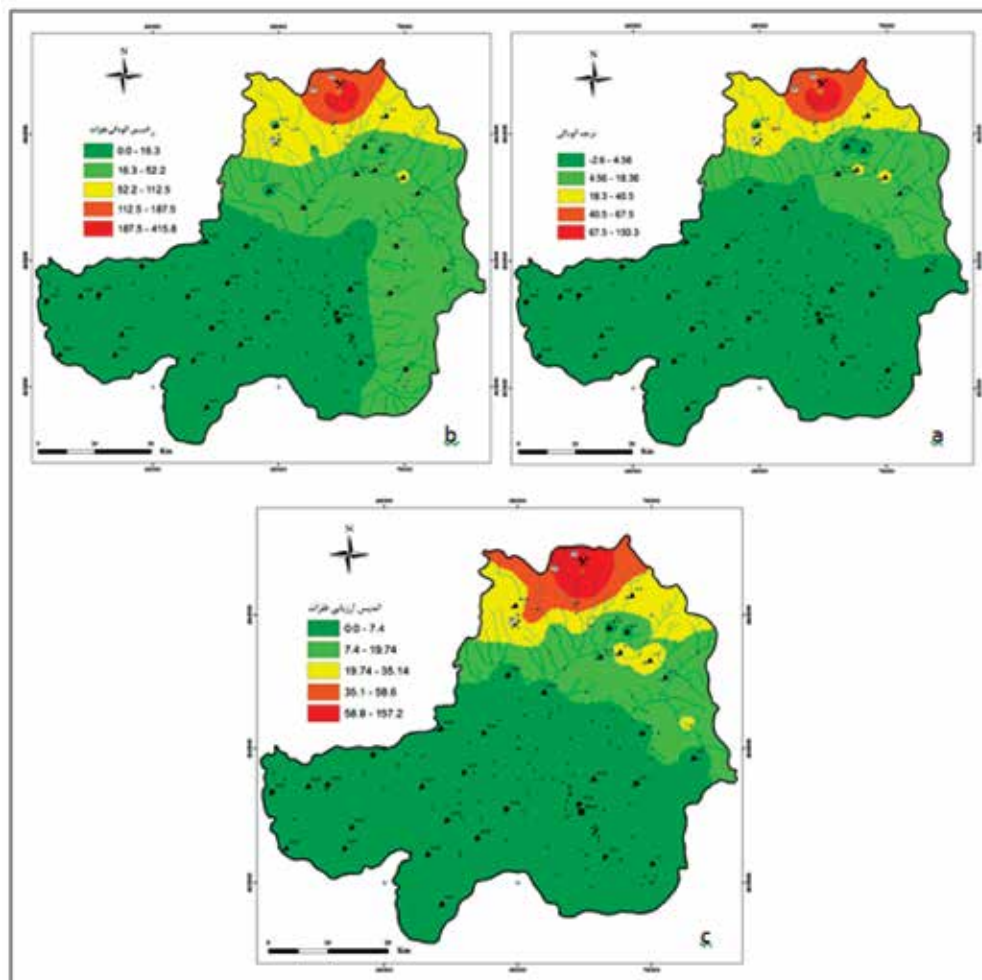
در محدوده مطالعاتی مقدار HEI از $۰/۱-۱۶۹$ با میانگین ۱۱ متغیر است. از این مقدار، $۷۵/۵$ ٪ دارای HEI کمتر از ۱۰، $۶/۷$ ٪ دارای HEI ۲۰-۱۰ و $۱۷/۸$ ٪ دارای HEI بیشتر از ۲۰ است. بنابراین اغلب نمونه‌ها در محدوده آلودگی کم واقع هستند.

درجه آلودگی نمونه‌ها نشان می‌دهد که $۶۲/۲$ ٪ نمونه‌ها Cd کمتر از یک دارند که در گروه با آلودگی کم واقع می‌شوند. $۶/۷$ ٪ از این نظر آلودگی متوسط دارند و $۲۶/۷$ ٪ بسیار آلوده هستند.

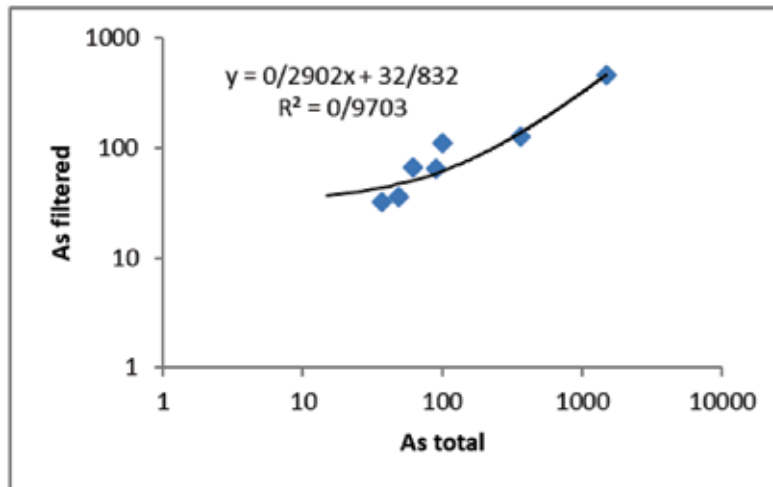
تغییرات غلظت کل (t) و غلظت فاز حل شده (f) عنصر As نمونه‌های آب از رودخانه محدوده مورد مطالعه در شکل ۹ ارائه شده است. با مقایسه غلظت عنصر As در نمونه‌های

جدول ۷. اندیس‌های آلودگی آب در محدوده مطالعاتی

ID	HPI	HEI	Cd	ID	HPI	HEI	Cd	ID	HPI	HEI	Cd
W1	۴۰/۷۵	۵/۳۱	-۰/۶۹	W9	۷۲/۶۳	۳۱/۷۵	۲۵/۷۵	W17	۱۱۲/۹	۴۸/۳۷	۴۱/۳۷
W2	۳۳/۳۵	۶/۵۳	۰/۵۳	W10	۲۵/۲۶	۳/۵	-۲/۵	W18	۴۹/۳۷	۱۴/۳۶	۸/۳۶
W3	۴۲/۵۳	۵/۰۸	-۰/۹۲	W11	۴۲/۲۶	۲۹/۰۵	۲۳/۰۵	W19	۲۵/۸۷	۹/۵	۳/۵
W4	۳۳/۳۱	۲۱/۴۴	۱۴/۴۴	W12	۴۵/۴۷	۱۴/۴۱	۸/۴۱	W20	۳۷/۵۸	۵	۰
W5	۳۹/۸۸	۶/۲۸	۱/۲۸	W13	۲۵/۴۷	۹/۳۵	۳/۳۵	W21	۲۷/۴۲	۷/۸۸	۱/۸۸
W6	۱۹/۲	۱۲/۱	۶/۱	W14	۴۵/۰۶	۱۶۹/۴	۱۶۲/۴	W22	۱۴/۱۲	۵/۲۸	۲/۲۸
W7	۵۸/۴۶	۲۸/۰۸	۲۱/۰۸	W15	۲۲/۹۴	۲۰/۶۳	۱۴/۶۳	W23	۱/۸۴	۰/۳۶	-۲/۶۴
W8	۹/۶۸	۳/۷۹	-۲/۲۱	W16	۴۶/۶۶	۲۲/۴۵	۱۶/۴۵	W24	۱/۱۷	۰/۰۳	-۱/۹۷
ID	HPI	HEI	Cd	ID	HPI	HEI	Cd	ID	HPI	HEI	Cd
W25	۰/۸	۰/۲	-۰/۸	W33	۹/۹۷	۱/۱۱	-۰/۸۹	W41	۰/۲	۰/۰۱	-۱
W26	۲/۶۹	۶/۰۶	۳/۰۶	W34	۰	۰	۰	W42	۱/۱	۰/۱۱	-۱/۸۹
W27	۰/۹۷	۰/۰۲	-۰/۹۸	W35	۰/۲	۰/۰۱	-۰/۹۹	W43	۰/۲۸	۰/۷۲	-۰/۲۸
W28	۰	۰	۰	W36	۹/۳۱	۱/۸۷	-۱/۱۳	W44	۰/۲	۰/۰۱	-۰/۹۹
W29	۱/۱۶	۰/۰۳	-۱/۹۷	W37	۱۱/۷۶	۲/۸۸	-۰/۱۲	W45	۰	۰	۰
W30	۰/۹۴	۰/۸۵	-۲/۱۵	W38	۰/۲	۰/۰۱	-۰/۹۹				
W31	۰	۰	۰	W39	۰	۰	۰				
W32	۰	۰	۰	W40	۰/۲	۰/۰۱	-۰/۹۹				



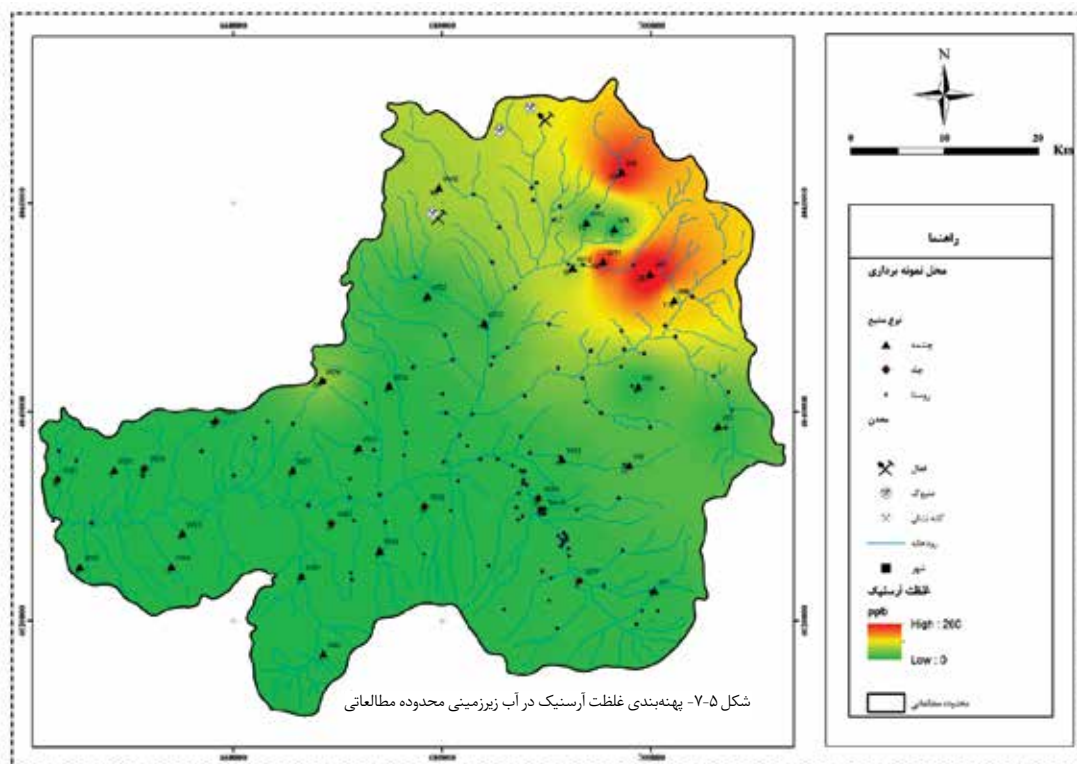
شکل ۸. نقشه منطقه‌بندی شاخص‌های آلودگی فلزات در محدوده مطالعاتی. (a) درجه آلودگی (Cd)، (b) اندیس آلودگی فلزات (HPI)، (c) اندیس ارزیابی فلزات (HEI)



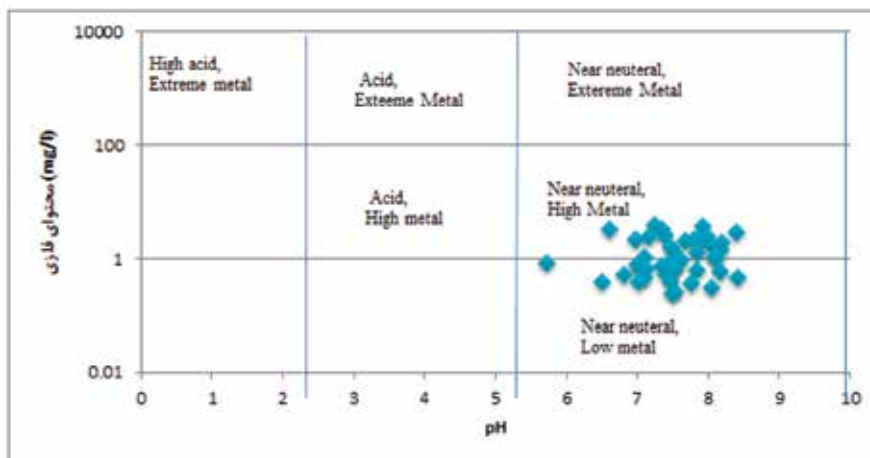
شکل ۹. رابطه بین غلظت کل و غلظت فاز حل شده As در نمونه های آب رودخانه ساروق

و عامل زمین زاد تعیین کننده تر است. البته رحیم سوری (۱۳۹۰) بیان کرده است در چشمه هایی که در مجاورت کپه های باطله هستند، عامل بشرزاد می تواند موثرتر باشد. با استفاده از نمودار (Ficklin et al., 1992) که بر اساس میزان pH و محتوای فلزی آب طراحی شده است، مشخص شد که نمونه های آب برداشت شده در محدوده های تقریباً خنثی با محتوای فلزی بالا و پایین قرار دارند

(شکل ۱۱). این شکل نشان می دهد که نمونه های آب متأثر از مناطق معدنی و کانی سازی شده و نیز مناطق دگرسانی و دارای آب گرم (غرب، شمال غرب و شمال محدوده) به دلیل داشتن محتوای فلزی بالاتر، دارای کیفیت پایین تری در مقایسه با نمونه های آب خارج از این مناطق هستند که بخش وسیعی از حوضه آبریز را شامل می شود.



شکل ۱۰. نقشه پهنه بندی آرسنیک در آب زیرزمینی محدوده مطالعاتی



شکل ۱۱. نمودار pH و محتوای فلزی آب (Ficklin et al., 1992)

با توجه به نتایج محاسبه ضرایب همبستگی بین تعدادی از عناصر موجود در نمونه‌های آب (جدول ۸) می‌توان متوجه همبستگی مثبت بالایی بین As-Pb، As-Mn، As-Fe، Mn-Zn، Mn-Pb، Fe-Zn، Fe-Pb، Fe-Mn، As-Zn و Pb-Zn شد. همبستگی بالای As با عناصر Fe و Mn می‌تواند بدان معنا باشد که فازهای اکسی هیدروکسیدهای آهن و اکسیدهای منگنز به‌عنوان فازهای حامل در انتقال این عناصر به محیط پایین دست نقش دارند.

جدول ۸. ماتریس همبستگی عناصر منتخب در نمونه‌های آب محدوده مطالعاتی

	As	Fe	Mn	Pb	Sb	Sr	Zn
As	۱						
Fe	۰/۶۶۴	۱					
Mn	۰/۶۴۹	۰/۷۹۲	۱				
Pb	۰/۶۵۲	۰/۸۳۲	۰/۵۱۸	۱			
Sb	۰/۲۷۲	۰/۲۶۴	۰/۳۱۳	۰/۲۵۱	۱		
Sr	۰/۰۳۷-	۰/۲۳۵-	۰/۰۰۹-	۰/۲۱۱-	۰/۱۳۴-	۱	
Zn	۰/۶۳۴	۰/۷۷۱	۰/۵۲۴	۰/۹۱۱	۰/۲۸۱	۰/۳۰۹-	۱

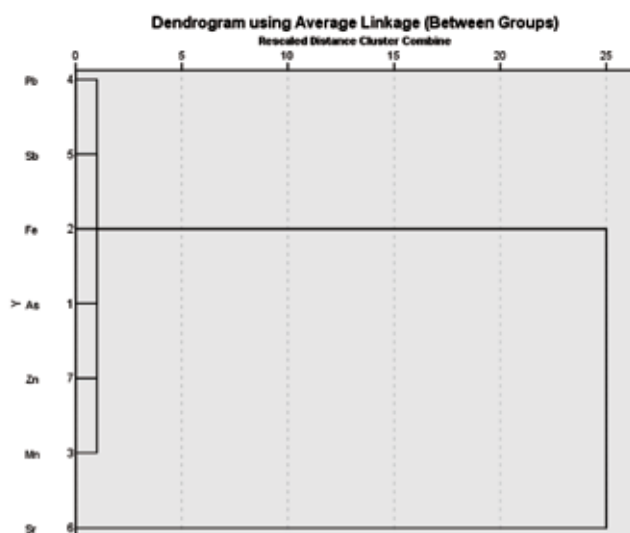
بررسی منشا، حاکی از دو منشا بشرزادی و زمین‌زادی است که منشا زمین‌زادی در شمال شرق و شرق محدوده برونزد یافته است و ناشی از زون‌های دگرسانی و ولکانیک‌های کواترنری است. در شمال محدوده، منشا آنتروپوژنیک به علت وجود معادن طلای زره شوران و آغ دره اهمیت بالاتری دارد. به‌طور کلی علت عمده آلودگی به آرسنیک در محدوده مطالعاتی، فعالیت‌های معدنکاری است. واکنش‌های انحلال-نهیشت و جذب-دفع، انتقال و نهیشت مجدد آرسنیک را در محدوده مطالعاتی کنترل می‌کنند و عامل اصلی انتقال این عنصر، فازهای اکسی هیدروکسیدهای آن است.

به‌طور کلی نقشه‌های پهنه‌بندی عناصر آرسنیک و

تحلیل خوشه‌های نمونه‌های آب منطقه در شکل ۱۲، مورد بررسی قرار گرفت. خوشه‌بندی در نمودار درختی R-mode (بررسی پارامترهای مختلف موجود در نمونه) می‌تواند مبین شباهت در منشأ، فعالیت شیمیایی و رفتار مشابه پارامترها باشد. نمودار درختی تحلیل خوشه‌های داده‌های آب محدوده مطالعاتی نشان داد که عناصر As، Sb، Fe و Mn در یک خوشه قرار گرفته‌اند که خود می‌تواند شاهدهی بر انتقال As توسط اکسی هیدروکسیدهای آهن و اکسیدهای منگنز باشد.

نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعه صورت گرفته می‌توان بیان کرد که آب در بعضی از بخش‌های منطقه به عنصر آرسنیک آلوده است.



شکل ۱۲. دندروگرام تحلیل خوشه‌ای عناصر منتخب در نمونه‌های آب محدوده مطالعاتی

کانی‌شناسی و نحوه تشکیل کانسار طلا و آرسنیک زرشوران تکاب. پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت‌معلم تهران.

- مهندسین مشاور فرسپندآب، ۱۳۸۸. به هنگام سازی بیلان محدوده‌های مطالعاتی حوضه آبریز دریاچه ارومیه.

- Ameh, E. G. and Akpah, F. A., 2011.

Heavy metal pollution indexing and multivariate statistical evaluation of hydrogeochemistry of River PovPov in Itakpe Iron-Ore mining area, Kogi State, Nigeria. *Advances in Applied Science Research*. 2(1), 33-46.

- Ayres, R.U. and Ayres, L.W., 1998. *Accounting for Resources 2: The Life Cycles of Materials*. Edward Elgar Publishing Inc., Cheltenham, UK, 380.

- Backman, B., Bodis, D., Lahermo, P., Rapant, S. and Tarvainen, T., 1997. Application of a groundwater contamination index in Finland and Slovakia. *Environmental Geology*, 36, 55-64.

- Ben Issa, N., Rajakovic-Ognjanovic, V.N., Marinkovic, A.D., Rajakovic, L.V., 2011. Separation and determination of arsenic species in water by selective exchange and hybrid resins. 706 (1), 191-198.

- Casiot, C., Ujevic, M., Munoz, M., Sei-

انتیموان، مبین آلودگی کم کل محدوده به‌جز نواحی شمالی و شمال شرقی هستند که بایستی تدابیر لازم در خصوص عدم مصرف منابع آلوده، اجرای روش‌های تصفیه و پاکسازی بخصوص در پساب معادن و بهینه‌سازی معادن متروکه در راستای حفظ سلامت جامعه و دستیابی به توسعه پایدار در نظر گرفته شود.

منابع

- باباخانی، ع. و قلمقاش، ج.، ۱۳۷۴. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- خلقی خسرقی، م. ح.، ۱۳۷۳. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهین دژ، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- خلقی خسرقی، م. ح.، ۱۳۷۸. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ایران خواه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- رحیم سوری، ی.، ۱۳۹۰. اثرات زیست‌محیطی معدن طلای آغ دره. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه خوارزمی.

- سازمان مدیریت و برنامه‌ریزی استان آذربایجان غربی، واحد GIS، ۱۳۸۷. تهیه نقشه‌های رقومی و توصیفی به منظور ایجاد پایگاه داده‌های مکانی.

- فنودی، م.، ۱۳۷۷. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تکاب، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- کریمی، م.، ۱۳۷۲. مطالعه سنگ‌شناسی،

- del, J. L. and Elbaz-Poulichet, F., 2007. Antimony and arsenic mobility in a creek draining an antimony mine abandoned 85 years ago (upper Orb basin, France). *Applied Geochemistry*, 22, 788-798.
- Edet, A.E. and Offiong, O.E., 2002. Evaluation of water quality pollution indices for heavy metal contamination monitoring. A study case from Akpabuyo-Odukpani area, Lower Cross River Basin (southeastern Nigeria). *Geomicrobiology Journal*, 57, 295-304.
 - Ficklin, W. H., Plume, G. S., Smith, K. S. and McHugh, J. B., 1992. Geochemical classification of mine drainages and natural drainages in mineralized areas. In: Kharaka YK, Maest AS, (eds.), *Water-rock interaction*. Balkema, Rotterdam, 7, 381-384.
 - Krauskopf, K. and Bird, D., 1995. *Introduction to Geochemistry*. 3rd ed. McGraw Hill, 647
 - Larios, R., Fernandez-Martinez, R., Le-Hecho, I. and Rucandio, I., 2012. A methodological approach to evaluate arsenic speciation and bioaccumulation in different plant species from two highly polluted mining areas. *Science of the Total Environment*, 414, 600-607.
 - Matschullat, J., 2000. Arsenic in the geosphere—a review. *Science of the Total Environment*, 249(1-3), 297-312.
 - Modabberi, S., 2004. Environmental geochemistry and trace element anomaly in the Takab area, and their impact on the Zarrineh roud reservoir dam, with special reference to Zarshuran deposit. Ph.D thesis (Unpublished), Shiraz University-Iran, 200 p.
 - Mohan, S. V., Nithila, P. and Reddy, S. J., 1996. Estimation of heavy metal in drinking water and development of heavy metal pollution index. *Journal of Environmental Science and Health, Part A*, 31, 283-289.
 - Morales, K.H., Ryan, L., Kuo, T.L., Wu, M.M. and Chen, C.J., 2000. Risk of internal cancers from arsenic in drinking water. *Environmental Health Perspectives*, 108, 655-661.
 - National Research Council, 1977. *Arsenic: Medical and Biological Effects of Environmental Pollutants*, National Academy of Sciences, Washington, DC.
 - Nordstrom, D.K., 2002. Worldwide occurrences of arsenic in ground water. *Science*, 296, 2143-2145.
 - Prasad, B. and Bose, J. M., 2001. Evaluation of the heavy metal pollution index for surface and spring water near a limestone mining area of the lower Himalayas. *Environmental Geology*, 41, 183-188.
 - Prasanna, M. V., Praveena, S. M., Chidambaram, S., Nagarajan, R. and Elayaraja, A., 2012. Evaluation of water quality pollution indices for heavy metal contamination monitoring: a case study from Curtin Lake, Miri City, East Malaysia. *Environmental Earth Sciences*, 67, 1987-2001.
 - Rahman, M., 2002. Arsenic and contamination of drinking-water in Bangladesh: a public-health perspective. *Journal of Health Population Nutrition*, 20, 193-197.
 - Rudnick, R.L. and Gao, S., 2014. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *the Crust*, v. 4. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-51. *Treatise of Geochemistry*, H.D. Holland and K.K. Turekian (eds.).
 - Smedley, P. L. and Kinniburgh, D. G., 2002. A review of the source, behavior and distribution of arsenic in natural waters. *Applied Geochemistry*, 17, 517-568.
 - Stocklin J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists*, 52, 1229-125.

- U.S. Environmental Protection Agency, 2006. Drinking Water Standards and Health Advisories. EPA 822-R-06-013, Washington, DC, 18.
- Ungureanu, G., Santos, S., Boaventura, R. and Botelho, C., 2015. Arsenic and antimony in water and wastewater: Overview of removal techniques with special reference to latest advances in adsorption. *Journal of Environmental Management*, 151, 326-342.
- WHO, 2008. Guidelines for Drinking-water Quality. Third edition, Addenda.
- WHO, 2011. Guidelines for Drinking-water Quality, fourth edition, Geneva.
- www.irimo.ir
- Yaghubpur, A. and Karimi, M., 1998. Gold and Arsenic mineralization associated with sedimentary rocks of Zarshuran mine, north of Takab, Iran. Paper presented at the International Congress of the Geological Society of Greece, 87-94.
- Yan, X-P., Kerrich, R., and Hendry, M.J., 2000. Distribution of arsenic (III), arsenic (V) and total inorganic arsenic in pore waters from a thick till and clay-rich aquitard sequential, Saskatchewan, Canada. *Geochimical Cosmochimical Acta*, 62(15), 2637-2648.

Microfacies and sedimentary environment of the Maastrichtian deposits in Jorbat Stratigraphic section, west of Kopet Dagh

Ezampanah, Y.¹, Sadeghi, A.², Adabi, M.H.² and Jamali, A.M.³

1. Ph.D. student of Paleontology, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2. Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

3. Ph.D. of Paleontology National Iranian Oil Company, Exploration Directorate, Tehran, Iran

Received: 10 September 2016

Accepted: 4 December 2016

Abstract

To determine microfacies and depositional subenvironments of the Maastrichtian deposits in the western part of the Kopet-Dagh Basin, one stratigraphic section, has been selected and analysed. In this section which is located 9.5 kms N-NW of Jorbat, Maastrichtian deposits are composed of two formations including Kalat (282 m thickness) and Chakhmaghlo (77 m thickness). The Kalat Formation consists of bioclastic and sandy limestone and the Chakhmaghlo Formation is composed of shale, marl, limestone and argillaceous limestone. Based on field observations and also petrographic studies, the lower boundary of the Kalat Formation with the Abderaz Formation is disconformable. The lower boundary of the Chakhmaghlo Formation with the Kalat Formation is gradual and conformable, while its upper contact with the Paleocene Pesteligh Formation is disconformable. Petrographic studies in Maastrichtian deposits led to recognition of 16 microfacies. These microfacies deposited in 5 facies belts including tidal flat, lagoon, shoal, reef and fore reef subenvironments in a carbonate platform.

Keywords: Microfacies, Depositional environments, Maastrichtian, Kalat Formation, Chakhmaghlo Formation, Western Kopet-Dagh.

Effects of the inclination of parallel no flow boundaries on the time-drawdown curves around a pumping well in a confined bounded aquifer

Nadri, A.¹, Ghanavati S.² and Kalantari. N.³

1. Assistant Professor of Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz

2. Master of Science in Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz

3. Professor of Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz

Received: 10 September 2016

Accepted: 4 December 2016

Abstract

The image well theory was used in the study of no flow boundaries effects on the drawdown around pumping wells. Most studies are concentrated on the vertical no flow boundaries, while, in some cases these boundaries are not vertical and have inclinations. To the best of the authors knowledge, the problem of the inclined no flow boundaries has not been studied yet. The effects of the parallel no flow boundaries inclination on the drawdown around pumping wells in bounded aquifers is studied here. The time-drawdown data for vertical boundaries have used the numerical simulation and also the image well theory. The effects of inclination of the boundaries were only considered using the numerical simulation. The results of numerical simulations and image well theory for vertical no flow boundaries were matched completely. The computed drawdown for observation well in the models with inclined and vertical no flow boundaries used to compute the difference between them. The difference between these cases depends on the distance between the boundaries (width of the aquifer) and the inclination value. The results showed that in large widths and low inclinations, the computed drawdown in aquifers with vertical boundaries are almost similar with the computed drawdown in aquifers with inclined boundaries and the differences can be neglected. In the other words, the difference between the vertical and inclined cases in smaller widths is so high that even in the low inclinations, the differences can't be neglected. It can be concluded that the image well theory as we know, cannot be used in inclined no flow boundaries.

Keywords: No flow boundaries, Time-Drawdown data, Confined aquifers, Numerical simulation, Image wells.

Biostratigraphy and paleoecology of the e Member of the Qom Formation based on Ostracoda at Cheshmeh Boroun section, West of Qom

Daneshian, J.¹ and Goodarzi, M.²

1. Associate Professor, Department of Geology, Earth Sciences Faculty, Kharazmi University, Tehran.

2. Msc. Department of Geology, Earth Sciences Faculty, Kharazmi University, Tehran.

Received: 24 February 2016

Accepted: 16 July 2016

Abstract

The aim of this study is determining systematics and identification of ostracods genera and species of the e Member of the Qom Formation at the studied section (Cheshmeh Boroun) for biostratigraphy and age determination, and palaeoecological investigations considering the abundance and diversity changes of ostracods based on the collected data.

The abundance and diversity of the ostracods taxa such as *Paracypris*, *Aurila*, *Ruggieria*, *Loxochoncha*, *Krithe*, *Xestoleberis*, *Cytherella* mostly suggest a marine environment with normal salinity and warm climate from ecological point of view. However, the increase and decrease of these taxa in the studied section indicate the diversity and abundance changes is related to environmental changes. In fact, this shows the instability of the environmental conditions which seems to be affected by the changes of food and oxygen values, and water turbulence. Based on ostracods assemblages, an Early Miocene age (Aquitanian- Burdigalian) is exclusively suggested for the e Member of the Qom Formation at Cheshmeh Boroun stratigraphic section.

Keywords: Ostracoda, Biostratigraphy, Palaeoecology, Qom Formation, West of Qom.

Finite strain analysis of deformed rocks from Ghasem Abad area, Northwest of Lut block

Rahimi Dehghan, F.¹, Sheikholeslami, M. R.², Taheri, J.³ and Ghassemi, M. R.⁴

1. MSc. Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran

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

3. PhD., Geological Survey of Iran, northeast branch

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

Received: 9 July 2016

Accepted: 26 October 2016

Abstract

Deformed rocks of the Ghasem Abad area are situated in the north-eastern part of the Kashmar-Kerman structural zone in the north-western part of the Lut block. In this study, the finite strain analysis was considered based on microstructural analysis of the different types of deformed rocks. The Fry method was used to determine 2D analysis of strain ellipsoid and the results were subjected to 3D strain analysis using Flinn diagram. The mean value of ellipticity (K) is about 1.91 located in the constriction field of the Flinn diagram showing strain intensity (D) of about 0.54. The intensity of the strain is increased so that the maximum intensities are distributed along strike slip faults of the area. The constriction and flattening ellipticity of the strain are remarked respectively from the northeast-southwest parts and middle part of the study area. The major axis of the strain ellipsoids in xy plane are sub-parallel to the NE-SW strike slip faults and were stretched by approaching to the main faults.

Keywords: Ghasem Abad, Kashmar-Kerman structural zone, Microstructural analysis, Finite strain.

Determination of relationship between sedimentological parameters and morphology of linear sand dunes in north of Ahangaran, east of Iran

Rezazadeh Balgori, B.¹, Amini, A.² and Mirab Shabestari, G.R.³

1. MSc. of Sedimentology and Sedimentary Petrology, Faculty of Sciences, Department of Geology, University of Birjand, Iran

2. Assistant Professor, Faculty of Sciences, Department of Geology, Golestan University, Gorgan, Iran

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

Received: 10 September 2016

Accepted: 4 December 2016

Abstract

Field studies and satellite images confirmed the existence of linear sand dunes in the north of Ahangaran region, located in Zirkouh (southern Khorasan province), east of Iran. In evaluation of sand dunes, totally 21 sand dunes from 5 stations in different geographical locations were studied. The obtained sedimentological evidence revealed that Ahangaran sand dunes can be classified into two simple and composite groups morphologically. Results of sedimentological analysis also indicated a positive correlation between particle size and morphology of dunes; i.e. with changes in sedimentological parameters, the morphology of sand dunes grades from simple to composite forms in central and western part of the studied area. The fine-grained pattern of crest is another characteristic which were introduced for the studied linear sand dunes. The comparison of the sedimentological parameters of these sand dunes with the other places of the world such as Kalahari, Namibia, Australia and Egyptian Sinai indicate that the Ahangaran sand dunes with an average of 2.34ϕ in grain size is similar to the other regions, but have lower sorting in the range of 0.79 which is more outstanding than the other parts of the world.

Keywords: Linear dunes, Sedimentology, Morphology, Ahangaran, East of Iran.

Assessment of the activity in the gap zone of the Rudbar Fault, based on the morphotectonic indices of the Sefidrud River, Gilan Province

Ansari, Sh.¹

1. Geological survey of Iran, Gilan branch, Rasht, Iran

Received: 23 April 2016

Accepted: 1 January 2017

Abstract

In this study the morphotectonic indices for a specified length of the Sefidrud River, which is located in the meizoseismal area of the 1990 Rudbar earthquake, have been investigated to constrain the activity of a gap between the Rudbar Fault segments. The Digital Elevation Model (DEM) with 30 m resolution was used to obtain the elevation data. Fifteen km of the Sefidrud River also was divided into 100 -meter segments to calculate the morphotectonic indices. The morphotectonic indices include the sinuosity (SI), stream-length gradient (SL) and river long profile. The sinuosity in this region, where the trend of the Rudbar fault cut across the river, is approximately 1-1.5 and has a lower value relative to the other segments of the river. This indicates that the uplift possibly affected this region and then indicates the high tectonic activity. The stream-length gradient in the target region is approximately >3000 and has a higher value in the region which may be related to the lithological and active tectonic effects. The high value of SL can be used for determining the regions with high potential for the landslides along the strike of the Sefidrud River. The Sefidrud long profile, in aforementioned area, has a bulge or convexity. Such convexity together with the high value of stream-length gradient can indicate that the tectonic activities are significant in this region. By comparing the morphotectonic analysis with the seismotectonic studies such as the Coulomb stress changes due to the 1990 Rudbar earthquake, in which the high stress zones were detected in this region, it can be cluded that the studied region has high tectonic activities and consequently its monitoring to prevent the seismic hazard is essential.

Keywords: Western Alborz, Sefidrud river, Rudbar fault, Morphotectonics, Fault gap.

Investigation of Pollution of Water Resources and Pollution Zoning in the Saroq Watershed (West Azerbaijan Province)

Hatefi, R.¹, Shahsavari, A.A.², Khodaei, K.² and Asadian F.¹

1. MSc., Researcher in Department of Environmental Geology, Research Institute of Applied Science, ACECR

2. Assistant Professor, Researcher in Department of Environmental Geology, Research Institute of Applied Science, ACECR

Received: 14 March 2017

Accepted: 20 May 2017

Abstract

Arsenic is a toxic element with environmental and health risks. The aim of this study is to investigate and monitor arsenic concentration level of pollution and its concentration zoning in the water resources of Saroq watershed. In this study, 45 samples from wells, springs and river were collected in two stages (filtered samples in the first step and bulk samples in the second step). The position of sampling points was determined based on expert judgment and random method. Anions were analyzed by gas chromatography and metals were analyzed by ICP-MS. The overall results indicated that water was polluted by arsenic in some areas. Evaluation of the origin and zoning maps of arsenic in water revealed that the source of pollution is both anthropogenic and geogenic resources. Most of the geogenic sources are located in the north-east and east of the area on the alteration zones and is resulted from Quaternary volcanic rocks forming source of the hot springs in the study area. Mining activities are the most important cause of pollution in the downstream area of the mines in the north of area, thus, it can be said that anthropogenic origin is a major cause of pollution. Transferring and re-deposition of arsenic in the study area is controlled by the solution- deposition and absorb- disposal reactions, which is controlled by Eh and pH. Transporting and re-deposition of arsenic is done by oxy-hydroxides of this element. In general, except for the northern and north-western parts, in most parts of the studied area, the level of pollution is not that much high so by considering appropriate management there will not be much pollution problem in the area.

Keywords: Arsenic, Zoning, Geogenic, Anthropogenic, Saroq.



Vol. 11, No. 44, Winter 2018

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

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

Editor in Chief:

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

Assistant Editor:

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

Editorial Board:

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

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

Alavipanah, S.K., Professor - Tehran University

Fatemi Aghda, S.M., Associate Professor - Tarbiat Moallem University

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

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

Ghazban, F., Associate Professor - Tehran University

Mirzaei, S., Professor - Academic Center for Education, Culture and Research

Moore, F., Professor - Shiraz University

Mousavi Harami, R., Professor - Mashhad University

Raeisi, E., Professor - Shiraz University

Rezaee, M.R., Associate Professor - Tehran University

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

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

Executive board:

Khodaei, K. and Esmaili, E.

Editors:

Atresaei, P.

Designer:

Ansari, A.

Published: Winter 2018

Address:

Shahid Beheshti University, Evin, Tehran, Iran

P.O.Box.

196151171

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

E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com

Website: www.rias.ac.ir

Website Journal: journal.rias.ac.ir

This journal is indexed in the following sites:

<http://www.isc.gov.ir>

<http://www.srlst.com>

<http://www.sid.ir>

<http://www.magiran.com>