



پژوهشکده علوم پایه کاربردی

فصلنامه زمین‌شناسی ایران

سال ۱۳، شماره ۴۹، بهار ۱۳۹۸

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 عبدال... 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، دانشیار 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:

انسیه اسماعیلی

ویراستار:

مینا خطیبی مهر

صفحه‌آرا:

آرزو انصاری

چاپ:

بعثت

تاریخ انتشار: بهار ۱۳۹۸

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 دسترسی است:

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

<http://www.srlst.com>

<http://www.sid.ir>

<http://www.magiran.com>

راهنمای نگارش مقالات

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ارسال نسخه اصل شکل‌ها در ابتدای ارسال مقاله ضروری است.

نوشتار و اعداد روی شکل‌ها کاملاً خوانا باشد.

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

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

ماگماتیسیم فرورانش جزایر کمانی کرتاسه پسین در لبه شمالی ایران مرکزی، جنوب غرب سبزوار

زکيه کاظمی^۱، حبيب ا. قاسمی^{۲*}، فردين موسیوند^۳ و ویلیام گریفین^۴

۱. دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۲. استاد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۳. استادیار زمین‌شناسی اقتصادی، علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۴. استاد زمین‌شناسی، دانشکده مهندسی و علوم، دانشگاه مک کواری، سیدنی، استرالیا

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۷/۱۷

تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۱/۰۷

چکیده

در لبه شمالی زون ایران مرکزی در جنوب غرب سبزوار، توالی ضخیمی از سنگ‌های آذرین-رسوبی به سن کرتاسه پسین برنزد دارد. سنگ‌های آذرین شامل انواع خروجی (تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت) و نفوذی نیمه عمیق (گابرو، گابرو دیوریت، دیوریت و گرانیت) هستند. این سنگ‌های آذرین، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های ماگمایی پهنه‌های فرورانش جزایر کمانی را دارند و در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی در این قلمرو قرار می‌گیرند. ماگمای مادر این سنگ‌ها دارای سرشت تولیت جزایر کمانی بوده و از ذوب بخشی یک منشأ گوشته‌ای تهی شده اسپینل لرزولیتی در خلال بسته شدن حوضه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار در کرتاسه پسین حاصل شده است. این منشأ گوشته‌ای تهی شده تحت تأثیر سیال‌های متاسوماتیک حاصل از آب‌زدایی ورقه اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس قرار داشته است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آذرین، ماگماتیسیم، سبزوار، ایران مرکزی، کرتاسه بالایی، نئوتتیس.

مقدمه

al., 2012; Bauman et al., 1983; Alaminia et al., 2013; Khalatbari et al., 2013; Shafaii Moghadam et al., 2015; Jamshidi et al., 2015; Ghasemi and Rezaei Kahkhaei, 2105; Maghfouri et al., 2016 جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳، ۱۳۹۴؛ جمشیدی، ۱۳۹۴). این سبب شده است که ماگماتیسیم غیرافیولیتی کرتاسه پسین در این پهنه مورد کم توجهی قرار گیرد و اطلاعات بسیار اندکی در مورد آن در دسترس باشد. از این رو، هنوز

بیرونزدگی‌های وسیع افیولیت‌های کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی ترشیری در پهنه سبزوار سبب توجه ویژه سنگ‌شناسان به آن‌ها و تمرکز بر چگونگی تشکیل و تکامل ژئودینامیکی این مجموعه‌ها شده است (Vaziri-Tabar, 1976 Alavi-Tehrani, 1976; Noghreyan, 1982; Lindenberg et al., 1983; Spies et al., 1983; ; Shojaat et al., 2003; Rossetti et al., 2010; Shabanian et

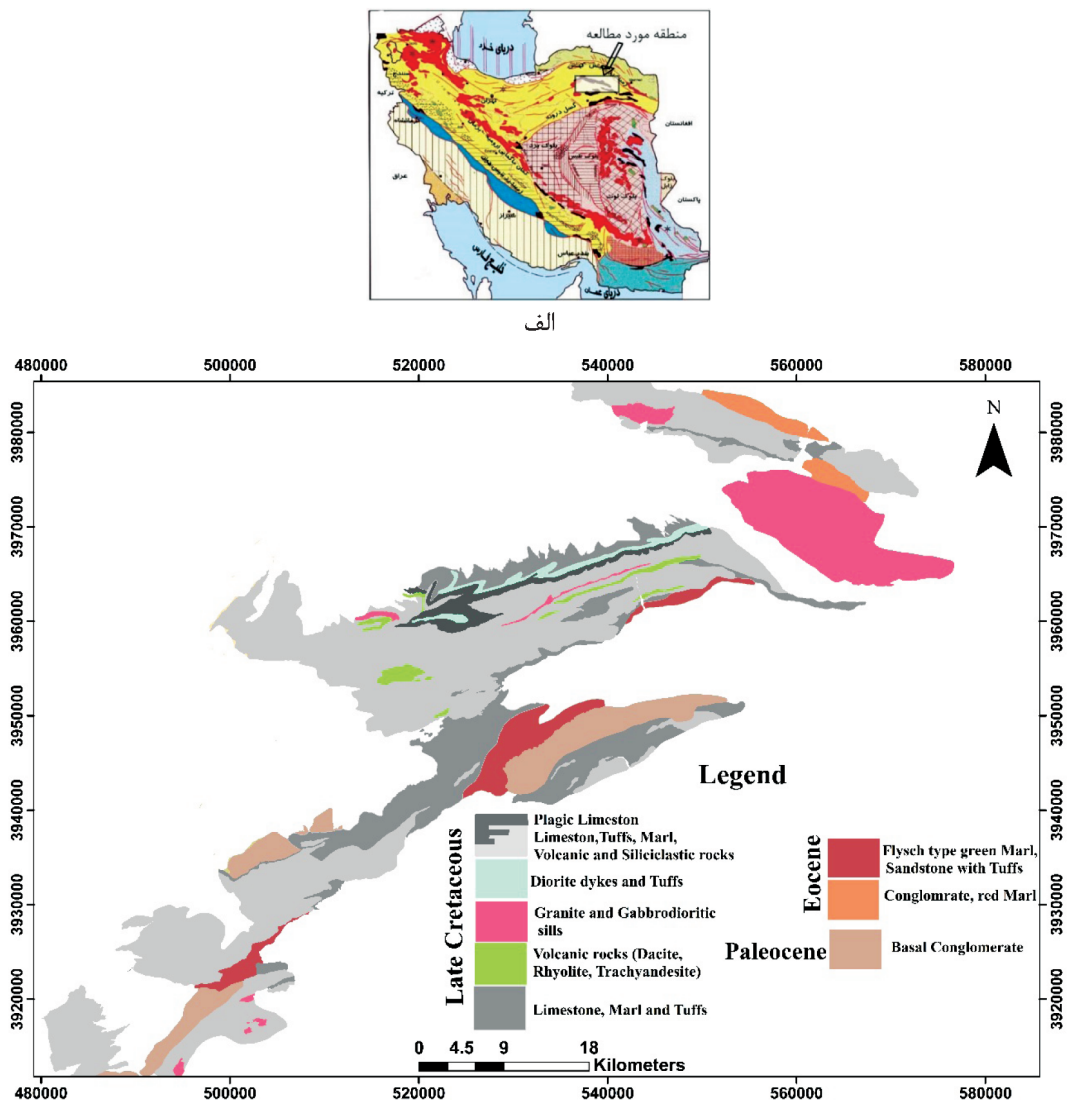
* نویسنده مرتبط: H-ghasemi@shahroodut.ac.ir

تقسیم کرد: (۱) بخش اول با فراوانی سنگ‌های آذرین از قبیل داسیت، ریولیت و تراکی آندزیت مشخص می‌شود. (۲) بخش دوم توالی به‌طور کلی با فراوانی سنگ‌های آذرآواری با ضخامت بیش از ۷۰۰ متر مشخص می‌شود که شامل آگلومرها، انواع توف (لایلی توف، لیتیک توف، کریستال-لیتیک توف) و مقادیر کمی ماسه‌سنگ توفی است و چند سیل گابرو/دیوریتی و استوک‌های گرانیتی در آن نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-الف). (۳) بخش سوم توالی شامل سنگ‌آهک‌های پلاژیک گلوبوترونکانادار همراه با توف، مارن و سنگ‌آهک ماسه‌ای است که در برخی نقاط توسط دایک‌ها و توده‌های کوچک دیوریت پورفیری قطع شده‌اند (شکل ۲-ب). وجود فسیل‌های شاخص از جمله گلوبوترونکانا (به سن کرتاسه پسین) در آهک‌های منطقه نشان‌دهنده سن کرتاسه پسین برای این مجموعه سنگی است (Lindenberg et al., 2016; Maghfouri et al., 2014; Tashi et al., 1983; کاظمی و همکاران، ۱۳۹۴) (شکل ۲-ج، د). داسیت‌ها، ضخیم‌ترین واحد آتشفشانی فلسیک در منطقه هستند که رخنمون اصلی آن‌ها در دره کال مرغ و شمال روستای نوده با مورفولوژی خشن و برجسته و با ساخت منشوری قابل مشاهده است. فرسایش پوست پیازی در آن‌ها سبب ایجاد بالش‌های بزرگ به قطر بیش از ۲ متر شده است (شکل ۲-ه). ریولیت‌ها، دومین واحد ضخیم آتشفشانی فلسیک در منطقه می‌باشند که همانند داسیت‌ها به‌صورت صخره‌ساز و با ساخت منشوری مشاهده می‌شوند (شکل ۲-و). به‌صورت روانه‌های گدازه در بین توف‌ها و سنگ‌های رسوبی منطقه رخنمون دارند (شکل ۲-ر). توده‌های نفوذی نیمه عمیق گابرو/دیوریتی در بین واحدهای آتشفشانی-رسوبی منطقه به‌صورت هم‌روند (سیل گونه) قرار گرفته‌اند. محل تماس این توده‌ها با سنگ‌های دربرگیرنده به‌صورت حاشیه پخته‌شده و تبلور دوباره یافته در سنگ میزبان و حاشیه انجماد سریع در توده دیده می‌شود (شکل ۳-الف). در شمال خاوری روستای اسبکشان، استوک‌های گرانیتی به درون واحد آذرآواری (بخش دوم) نفوذ کرده‌اند و سبب دگرسانی وسیع و کانه‌زایی مس-نقره در سطح تماس شده‌اند (شکل ۳-ب).

یک مدل فراگیر و کامل ژئودینامیکی در ارتباط با ماهیت و چگونگی تکوین و تکامل ماگماتیسیم کرتاسه پسین در پهنه سبزواری ارائه نشده است. البته به دلیل وجود کانه‌سازی‌های مهم اقتصادی فلزات منگنز، مس، روی و آهن در این سنگ‌ها، به‌تازگی چند مطالعه زمین‌شناسی اقتصادی بر روی این توالی آتشفشانی-رسوبی صورت گرفته است (نظیر؛ Maghfouri et al., 2016; Tashi et al., 2014). با در نظر گرفتن این موارد، در این پژوهش با بهره‌گیری از مطالعات دقیق صحرایی و پیگیری برونزدهای صحرایی سنگ‌های آذرین کرتاسه بالایی در تصاویر ماهواره‌ای، برای اولین بار به بررسی سنگ‌شناختی دقیق این مجموعه‌ها از لحاظ کانی‌شناختی، ژئوشیمیایی، تحولات ماگمایی، ویژگی‌های محل منشأ و محیط زمین‌ساختی پرداخته شده است. لازم به توضیح است که توده‌های آذرین نیمه‌عمیق مورد بررسی در این پژوهش (دایک‌ها، سیل‌ها و استوک‌های گرانیتوئیدی) برای اولین بار گزارش می‌شوند. بدون شک، بررسی دقیق این سنگ‌ها و ارائه یک مدل سنگ‌زادی برای تشکیل و تکامل زمین‌ساختی آن‌ها می‌تواند به تکمیل اطلاعات موجود درباره سرگذشت زمین‌شناختی و رژیم زمین‌ساختی حاکم بر پهنه سبزواری در زمان کرتاسه پسین-ترشیری کمک نماید.

زمین‌شناسی

توالی آذرین-رسوبی کرتاسه پسین جنوب سبزواری با روند تقریبی شمال‌شرق-جنوب‌غرب در محدوده طول‌های جغرافیایی $28^{\circ} 56'$ تا $31^{\circ} 57'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ} 15'$ تا $36^{\circ} 08'$ شمالی، در لبه شمالی پهنه ایران مرکزی (Pilger, 1971)، در جنوب باختر سبزواری قرار دارد (شکل ۱). توالی سنگی کرتاسه بالایی در این منطقه شامل سنگ‌های آتشفشانی همراه با میان‌لاپه‌هایی از سنگ‌های آذرآواری و رسوبی است. واحدهای آتشفشانی شامل داسیت، ریولیت، تراکی آندزیت و آذرآواری‌های وابسته (آگلومرها و انواع توف) است که توسط توده‌های گابرو/دیوریتی و گرانیتی قطع شده‌اند. توالی آذرین-رسوبی کرتاسه پسین جنوب سبزواری را می‌توان از پایین به بالا به سه بخش اصلی



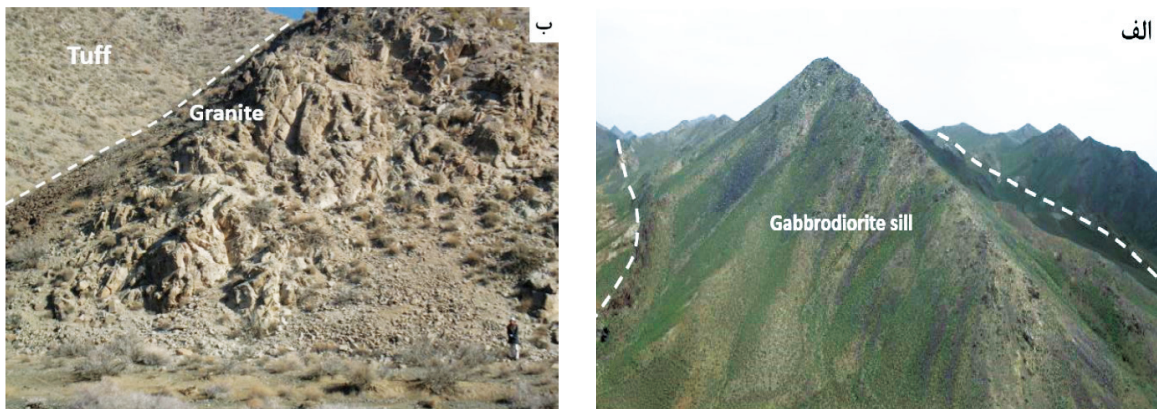
شکل ۱. الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه ساده شده زمین‌ساختاری ایران، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از توالی آتشفشانی-رسوبی جنوب‌غربی سبزواری (برگرفته شده از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سبزواری و ۱:۱۰۰۰۰۰ دارین و اصلاح شده براساس تصاویر ماهواره‌ای و پیمایش‌های صحرایی این پژوهش)

روش مطالعه

در این پژوهش پس از بررسی‌ها و برداشت‌های صحرایی و پیگیری برونزدهای سنگی در تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی، از نمونه‌های برداشته‌شده، مقاطع نازک و نازک-صیقلی تهیه شد و مورد مطالعه قرار گرفت. پس از مطالعات دقیق سنگ‌شناختی، تعداد ۳۴ نمونه سالم با حداقل هوازدگی انتخاب و در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه مک کوری (Macquarie) سیدنی استرالیا، به روش XRF برای عناصر اصلی و Laser-Ablation برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند (جدول ۱). همچنین، تعداد ۱۴ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی نیمه‌عمیق به‌عنوان نمونه‌های نشانگر ماگماتیسیم کرتاسه بالایی برای اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd انتخاب گردیدند و در دانشگاه مک کوری (Macquarie) سیدنی استرالیا، به روش طیف‌سنجی جرمی یونیزاسیون حرارتی مورد آنالیز قرار گرفتند. به‌منظور ارزیابی دقت و صحت دستگاه، از نمونه استاندارد NIST SRM (0.710208 ± 3) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ با میانگین نسبت (0.710208 ± 3) و نمونه استاندارد NIST JMC 321 (0.710208 ± 3) و نمونه استاندارد



شکل ۲. تصاویر صحرایی از توالی آذرین-رسوبی کرتاسه پسین منطقه جنوب غرب سبزوار، الف) داسیت‌های منشوری که یک سیل گابرویی به درون آن‌ها نفوذ کرده است (سوی نگاه به سمت شمال شرق)، ب) تزریق یک استوک کوچک دیوریتی در سنگ‌های آذرآواری و رسوبی کرتاسه بالایی (سوی نگاه به سمت شرق)، ج) آهک‌های پلاژیک گلوبوترونکانادار (جهت تصویربرداری به سمت غرب)، د) تصویر میکروسکوپی از آهک‌های پلاژیک حاوی فسیل گلوبوترونکانا، نور عبوری PPL، ه) تصویری از فرسایش پوست پیازی در داسیت‌ها (سوی نگاه به سمت شمال شرق)، و) تصویری از گدازه‌های ربولیتی به صورت بین لایه‌ای در سنگ‌های آذرآواری و رسوبی (سوی نگاه به سمت شمال شرق)، ر) تصویری از گدازه‌های تراکی‌اندزیتی به صورت بین لایه‌ای در سنگ‌های آذرآواری و رسوبی (سوی نگاه به سمت شمال شرق)



شکل ۳. الف) تصویری از یک سیل گابرودیوریتی که به درون سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین نفوذ کرده است (سوی نگاه به سمت شمال شرق)، ب) تصویری از نفوذ توده گرانیته به درون توالی آذرآواری کرتاسه پسین در نزدیکی روستای اسب کشان (سوی نگاه به سمت شمال شرق)

اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. آثار جذب و تحلیل رفتگی همواره در بلورها به‌ویژه در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. برخی از پلاژیوکلازها به کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت و کلسیت دگرسان شده‌اند و همچنین برخی از آنها بافت ناعادلی غربالی نشان می‌دهند. این بافت‌های ناعادلی (غربالی، گردشدگی، خلیج خوردگی و...) می‌توانند ناشی از اختلاط ماگمایی و تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور، بروز جریان‌های همرفتی و جابه‌جایی بلورها در آشیانه ماگمایی، تغییرات فشار بخار آب و همچنین بالآمدن ماگما و کاهش فشار وارد بر آن باشد که همگی ناعادلی بلورها با ماگمای در حال تبلور را در پی خواهند داشت (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). کلینوپیروکسن‌ها به‌صورت سالم و خودشکل تا نیمه‌خودشکل و دارای ماکل دوتایی می‌باشند و در بیشتر موارد به‌صورت تجمعی با پلاژیوکلاز و یا به‌تنهایی، بافت گلومروپورفیری تشکیل داده‌اند (شکل ۴-ج).

سنگ‌های درونی

سنگ‌های درونی شامل گابروها، گابرودیوریت‌ها و گرانیت‌ها هستند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده گابرودیوریت‌ها و گابروها هستند و از کانی‌های فرعی و ثانویه آن‌ها می‌توان به آمفیبول، آپاتیت‌های سوزنی شکل، کانی‌های کدر، کلریت و سریسیت اشاره کرد. بافت این سنگ‌ها دانه‌ای و در حاشیه‌ها می‌باشد. پلاژیوکلاز اغلب نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار است و در بیشتر موارد دگرسانی ضعیفی را نشان می‌دهد. معمولاً شدت دگرسانی در بخش‌های مرکزی بلور بیشتر است و به تشکیل کلریت و سریسیت منجر شده است. کلینوپیروکسن بیشتر به‌صورت بلورهای درشت خودشکل و گاهی نیز بلورهای کوچک و بدون دگرسانی دیده می‌شود. فراوانی کلینوپیروکسن نسبت به پلاژیوکلاز در نمونه‌های گابرودیوریتی کمتر و در گابروها بیشتر است. کانی‌های کدر و آپاتیت، مهم‌ترین کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها می‌باشند. بلورهای آپاتیت غالباً به اشکال سوزنی شکل و گاهی منشوری در پلاژیوکلازها دیده می‌شوند (شکل ۵-الف، ب).

با میانگین نسبت $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511118 \pm 5)$ به ترتیب برای به‌هنجارسازی نسبت‌های $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ و $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ استفاده شده است. نتایج این سنجش‌های ایزوتوپی در جدول ۲ ارائه شده است.

سنگ‌نگاری

سنگ‌های آتشفشانی

این سنگ‌ها عمدتاً دارای بافت‌های فلسیتی پورفیری، گلومروپورفیری و میکرولیتی پورفیری هستند. کوارتز، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده نمونه‌های داسیتی هستند که در زمینه‌ای ریزبلور از پلاژیوکلاز و کوارتز قرار دارند. کانی اصلی نمونه‌ها، بلورهای خودشکل تا نیمه‌خودشکل پلاژیوکلاز است که اغلب ماکل کارلسباد و پلی‌سنتتیک نشان می‌دهند. در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز، آثار تجزیه به کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت، کلسیت و سریسیت مشاهده می‌شود. بلورهای کوارتز اغلب دارای حالت گردشده و خلیج‌خوردگی و گاهی حاشیه واکنشی می‌باشند. فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، خودشکل تا نیمه‌خودشکل با ابعاد حداکثر ۱/۵ میلی‌متر و به‌صورت منفرد یا تجمعی با پلاژیوکلاز دیده می‌شوند (شکل ۴-الف). پلاژیوکلاز و کوارتز از کانی‌های اولیه قابل تشخیص در سنگ‌های ریولیتی هستند (شکل ۴-ب). بافت کلی این سنگ‌ها پورفیری است. برخی از پلاژیوکلازها دارای بافت غربالی و حالت خوردگی در حاشیه‌ها هستند. درشت بلورهای شکل‌دار کوارتز غالباً دارای خوردگی خلیجی هستند. این می‌تواند ناشی از رشد غیرتعادلی و اثرات انحلالی ناشی از کاهش فشار در حین صعود ماگما بوده باشد (Shelley, 1991). نمونه‌های تراکی‌آندزیتی دارای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن به‌صورت فنوکریست هستند که در زمینه‌ای از شیشه و میکرولیت‌های ریز پلاژیوکلاز قرار دارند. بافت‌های گلومروپورفیری، پورفیری و غربالی از بافت‌های غالب در این سنگ‌ها می‌باشند. پلاژیوکلاز به‌صورت فنوکریست‌های طویل شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (حداکثر تا پنج میلی‌متر)، کانی

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی که مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی را به درصد وزنی و مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی را به بخش در میلیون نشان می‌دهد

Sample	Z-1	Z-2	Z-3	Z-4	Z-5	Z-6	Z-7	Z-8	Z-9	Z-10	Z-11
Type rock	Dacite	Dacite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Trachandesite	Trachandesite	Dacite	Dacite	Rhyolite	Dacite
SiO ₂	64.08	71.93	71.71	74.93	66.85	52.09	58.56	76.60	68.65	69.85	75.13
Al ₂ O ₃	13.07	13.00	12.83	12.63	13.89	16.40	16.71	11.48	13.21	12.51	12.28
Na ₂ O	3.94	3.69	4.17	5.58	6.49	3.49	3.56	3.40	6.59	3.47	5.84
MgO	1.44	1.02	1.11	0.70	1.69	3.95	3.67	0.56	1.20	1.58	0.76
P ₂ O ₅	0.22	0.21	0.25	0.07	0.22	0.14	0.14	0.12	0.21	0.24	0.07
TiO ₂	0.58	0.56	0.57	0.35	0.63	0.76	0.77	0.44	0.80	0.55	0.35
CaO	6.56	4.37	2.69	0.96	2.28	5.51	5.62	2.97	1.95	5.73	1.02
K ₂ O	1.62	0.88	1.96	1.38	0.52	4.43	3.23	1.50	0.56	0.30	0.86
Fe ₂ O ₃	5.95	4.45	4.58	3.52	7.33	11.24	11.45	3.34	6.75	5.11	3.59
MnO	0.18	0.12	0.16	0.11	0.13	0.16	0.16	0.12	0.19	0.18	0.14
LOI	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00
Sum	97.64	100.2	100.02	100.23	100.02	98.20	103.89	100.53	100.12	99.53	100.03
Be	2.35	2.49	3.17	1.42	1.73	2.64	2.57	1.59	2.59	2.45	1.62
Sc	36.83	37.20	32.21	17.05	24.30	48.74	48.81	15.86	37.23	36.41	17.51
V	118.5	106.4	26.21	29.12	97.09	385.85	381.96	78.27	53.76	112.66	29.88
Cr	18.30	18.00	5.70	9.23	9.98	22.45	22.59	7.49	9.95	6.99	7.32
Co	10.72	8.36	3.54	0.69	8.29	27.23	27.51	3.28	7.78	7.31	1.15
Ni	38.23	30.00	7.86	17.86	14.40	10.43	19.20	6.15	12.67	5.62	13.73
Cu	30.17	45.61	6.53	12.48	8.72	19.76	18.93	9.65	12.07	29.44	12.30
Zn	83.95	58.85	67.09	116.49	58.78	49.68	49.87	44.85	101.59	61.35	86.16
Ga	34.43	31.64	32.16	38.85	27.64	257.32	265.54	37.07	19.85	23.69	31.80
Rb	29.92	6.86	24.67	11.13	5.48	31.45	29.12	22.02	4.05	4.14	6.21
Sr	226	425	249	97.94	142.04	152.23	153.39	133.83	29.37	217.89	82.23
Y	24.06	22.44	27.59	29.15	24.06	13.56	13.68	23.14	31.85	20.29	30.42
Zr	54.83	47.09	82.43	88.45	60.66	27.34	27.21	69.89	72.95	50.74	83.91
Nb	0.92	0.77	2.03	2.13	1.55	0.50	0.51	1.28	1.24	0.76	2.18
Mo	0.78	0.85	0.45	0.72	0.77	0.39	0.38	0.76	0.68	0.56	0.74
Sn	7.55	6.41	8.81	2.94	4.91	6.12	6.27	6.37	6.91	7.98	5.44
Cs	0.52	0.16	0.21	0.03	0.05	0.45	0.54	0.30	0.07	0.10	0.00
Ba	304.7	200.9	211.78	224.82	124.07	41.34	40.32	229.32	83.05	122.26	161.85
La	5.67	6.02	5.34	4.60	5.74	4.53	4.46	5.56	4.63	5.43	4.91
Ce	12.78	12.31	14.23	13.00	14.91	9.68	9.91	12.94	12.26	11.65	13.63
Pr	2.07	1.89	1.95	2.03	2.21	1.30	1.37	1.97	1.92	1.70	2.07
Nd	9.49	9.98	8.94	10.68	10.72	6.45	6.72	9.67	10.61	8.92	10.50
Sm	2.93	2.89	3.11	3.22	3.07	1.76	1.84	2.84	3.40	2.55	3.54
Eu	1.03	1.06	1.42	1.00	0.99	0.94	0.98	0.76	1.28	1.02	1.06
Gd	3.58	3.14	4.46	4.06	3.50	2.11	2.13	3.41	4.63	3.24	4.36
Tb	0.67	0.60	0.84	0.73	0.55	0.38	0.35	0.48	0.76	0.55	0.71
Dy	4.36	3.95	4.68	5.19	4.09	2.45	2.58	3.90	5.15	3.76	5.23
Ho	0.90	0.88	1.04	1.14	0.88	0.51	0.53	0.83	1.23	0.83	1.12
Er	2.62	2.58	3.21	3.41	2.77	1.63	1.50	2.50	3.45	2.26	3.54
Tm	0.36	0.34	0.47	0.50	0.41	0.21	0.22	0.39	0.55	0.34	0.50
Yb	3.11	2.58	3.14	3.45	2.99	1.61	1.65	3.11	3.33	2.58	3.91
Lu	0.47	0.38	0.45	0.44	0.45	0.19	0.20	0.41	0.48	0.36	0.56
Hf	1.50	1.55	2.34	2.63	1.91	0.86	0.90	2.31	2.32	1.45	2.56
Ta	0.06	0.04	0.10	0.14	0.08	0.02	0.02	0.05	0.07	0.05	0.13
Au	27.62	29.71	30.20	29.71	31.24	27.15	27.28	28.59	32.12	24.85	31.26
Pb	5.27	3.92	6.90	1.85	1.71	1.52	1.56	3.21	3.84	4.43	1.44
Th	0.93	1.04	2.07	0.79	1.28	0.71	0.76	1.26	0.56	1.01	0.84
U	0.36	0.46	0.60	0.48	0.50	0.23	0.24	0.51	0.32	0.28	0.57

ادامه جدول ۱.

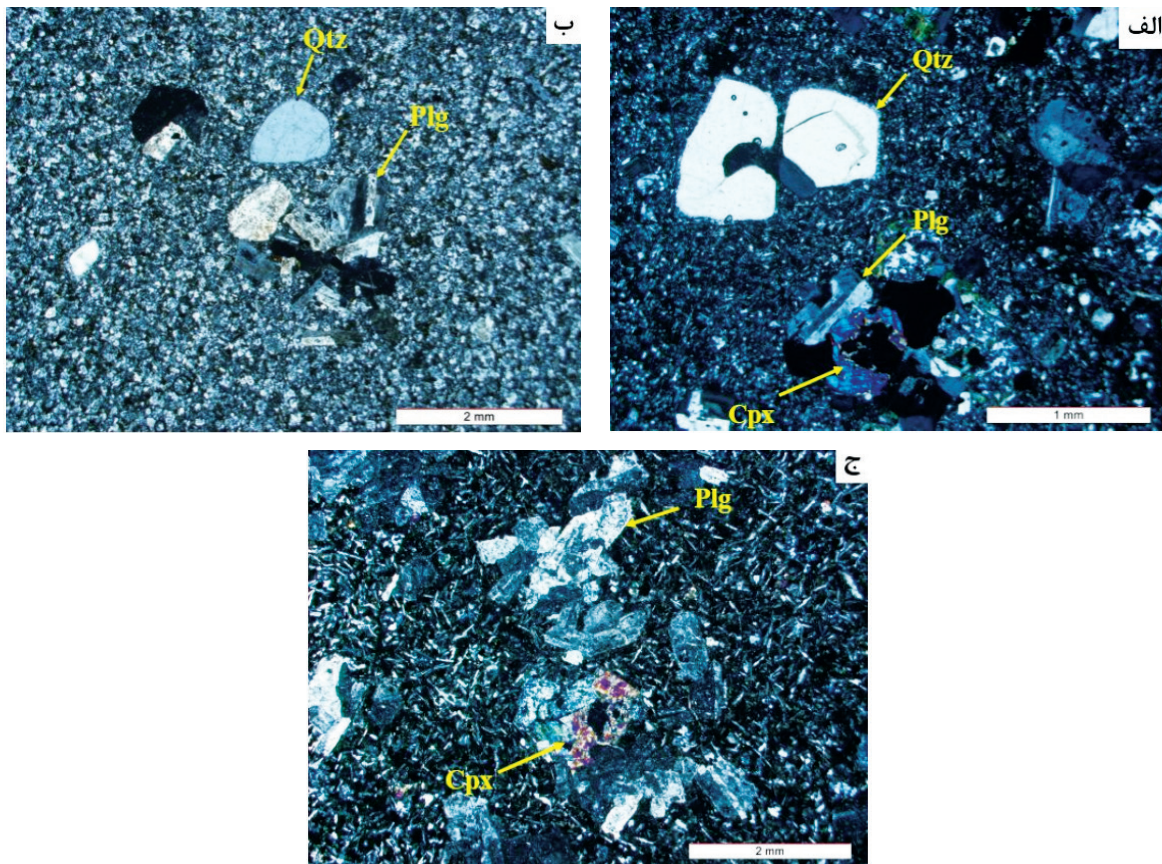
Sample	Z-12	Z-13	Z-14	Z-15	Z-16	Z-17	Z-18	Z-19	Z-20	Z-21	K-1
Type rock	Dacite	Dacite	Rhyolite	Trachandesite	Dacite	Dacite	Rhyolite	Dacite	Dacite	Dacite	diorite Gabbro
SiO ₂	67.38	66.75	68.96	69.86	61.76	70.76	73.96	72.44	73.14	74.45	54.58
Al ₂ O ₃	13.26	13.23	12.27	13.68	15.22	13.56	12.79	12.07	12.73	12.14	14.95
Na ₂ O	3.86	4.30	3.55	7.23	6.87	2.90	2.98	2.99	3.78	3.25	2.71
MgO	1.55	1.45	1.76	1.13	2.42	1.04	0.61	1.02	0.95	0.60	5.88
P ₂ O ₅	0.20	0.23	0.26	0.19	0.25	0.13	0.33	0.21	0.10	0.14	0.11
TiO ₂	0.61	0.62	0.55	0.77	0.68	0.55	0.40	0.71	0.48	0.47	0.64
CaO	4.23	4.72	5.53	1.46	3.29	5.35	4.43	1.99	2.08	3.71	8.26
K ₂ O	1.50	1.60	0.46	0.09	0.14	0.66	1.19	0.66	2.36	1.67	0.79
Fe ₂ O ₃	6.36	6.02	5.48	5.39	8.51	4.95	3.78	5.13	3.80	3.53	11.37
MnO	0.13	0.13	0.18	0.16	0.17	0.11	0.08	0.11	0.07	0.11	0.20
LOI	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.03
Sum	99.09	99.05	99.00	99.81	99.31	100.00	100.54	99.83	99.47	100.07	99.51
Be	2.33	2.97	2.41	2.70	2.54	1.56	1.54	2.92	3.47	1.30	1.10
Sc	37.11	43.85	35.12	36.43	39.89	27.09	27.21	32.20	28.28	11.87	42.55
V	128.59	157.4	102.26	45.37	144.95	168.73	168.56	30.18	10.47	61.66	359.60
Cr	17.54	10.11	7.81	7.88	10.47	7.87	7.67	12.05	6.25	6.93	56.52
Co	11.68	10.63	8.61	6.43	14.24	11.12	11.21	5.54	2.09	2.92	31.02
Ni	11.07	10.08	7.76	6.97	9.88	7.69	7.50	13.09	7.18	7.62	30.67
Cu	24.61	39.79	20.81	8.65	61.31	31.59	32.09	8.40	6.22	8.83	152.33
Zn	72.31	91.33	66.15	83.31	104.38	52.91	52.56	80.40	48.75	39.48	84.84
Ga	30.18	35.66	22.42	14.62	19.09	29.37	29.54	21.12	42.45	28.30	30.22
Rb	29.19	26.07	5.47	1.36	2.16	6.02	6.10	6.06	35.30	16.61	11.60
Sr	226.35	204.3	213.10	69.03	85.65	217.20	217.54	58.86	206.86	109.17	204.29
Y	20.18	25.05	22.90	28.32	24.38	23.48	23.54	34.50	29.88	15.07	13.95
Zr	45.40	51.21	46.64	71.10	53.85	52.74	84.04	78.85	29.18	43.16	34.66
Nb	0.95	1.05	0.93	1.21	1.08	0.90	0.89	1.60	2.40	0.82	0.57
Mo	0.57	0.56	0.45	0.40	0.82	0.52	0.51	0.60	0.35	0.62	0.61
Sn	5.83	7.71	8.89	6.90	9.42	2.50	2.47	47.	8.93	2.87	2.70
Cs	0.47	0.22	0.06	0.04	0.19	0.22	0.21	0.05	0.14	0.36	0.11
Ba	235.61	294.5	136.22	28.35	36.68	143.12	143.56	130.30	307.28	150.13	126.08
La	5.12	6.05	5.76	4.37	5.47	4.51	4.45	4.90	7.70	4.32	4.00
Ce	11.86	13.55	11.71	11.34	14.11	10.18	10.10	12.66	1.65	10.08	9.19
Pr	1.85	2.17	1.94	1.82	2.26	1.74	1.78	2.16	1.92	1.52	1.18
Nd	9.11	10.25	9.39	9.70	10.43	8.86	8.65	11.71	8.85	6.90	6.55
Sm	2.71	3.14	2.97	3.40	3.46	2.73	2.64	3.87	3.21	2.11	1.94
Eu	0.98	1.09	0.89	1.19	1.13	0.84	0.81	1.12	1.41	0.78	0.68
Gd	3.29	3.69	3.48	4.28	3.32	3.24	3.27	4.87	4.51	2.33	2.05
Tb	0.54	0.65	0.56	0.72	0.52	0.59	0.58	0.91	0.83	0.44	0.37
Dy	3.74	4.37	3.95	5.37	4.28	4.38	4.29	6.33	5.57	2.74	2.55
Ho	0.72	0.96	0.86	1.17	0.9	0.93	0.91	1.33	1.04	0.71	0.55
Er	2.35	2.83	2.69	3.22	2.91	2.64	2.49	4.17	3.45	1.71	1.53
Tm	0.31	0.45	0.39	0.47	0.47	0.39	0.38	0.57	0.54	0.24	0.15
Yb	2.28	2.88	2.47	3.28	3.11	2.79	2.70	3.91	4.00	1.93	1.70
Lu	0.32	0.40	0.38	0.47	0.46	0.40	0.38	0.58	0.55	0.27	0.28
Hf	1.40	1.74	1.49	2.29	1.77	1.65	1.39	2.70	3.43	1.46	1.04
Ta	0.06	0.05	0.04	0.06	0.06	0.06	0.06	0.10	0.08	27.19	0.08
Au	49.14	31.93	22.90	29.10	32.47	36.51	36.43	35.61	28.25	2.72	23.35
Pb	4.19	6.42	3.57	2.37	7.20	4.49	4.56	3.78	2.31	0.97	5.60
Th	1.08	1.15	1.07	0.61	1.14	0.78	0.77	0.67	2.99	0.49	0.80
U	0.28	0.37	0.23	0.30	0.45	0.39	0.37	0.50	0.75	27.19	0.28

ادامه جدول ۱.

Sample	K-2	K-3	K-4	K-5	K-6	K-7	K-8	K-9	K-10	K-11	K-12
Type rock	Diorite	Gabbr diorite	Gabbro diorite	Gabbro diorite	Gabbro 0	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite
SiO ₂	53.34	59.99	53.84	68.96	52.45	77.01	77.84	80.95	74.84	80.00	78.12
Al ₂ O ₃	17.80	15.35	19.43	12.27	18.20	12.92	12.78	11.20	13.01	11.53	11.85
Na ₂ O	3.52	3.32	2.95	3.55	4.44	5.03	4.70	4.60	3.60	5.31	4.35
MgO	3.31	2.16	2.56	1.76	2.75	0.81	0.70	0.63	1.28	0.74	0.63
P ₂ O ₅	0.12	0.22	0.13	0.26	0.15	0.02	0.02	0.02	0.07	0.02	0.03
TiO ₂	0.49	0.80	0.66	0.55	0.75	0.24	0.22	0.20	0.40	0.17	0.26
CaO	7.95	6.21	9.59	5.53	6.33	2.78	2.18	1.93	2.73	0.74	2.07
K ₂ O	0.77	1.32	0.63	0.46	2.30	0.30	0.31	0.23	0.34	0.19	0.26
Fe ₂ O ₃	8.31	9.01	9.12	5.48	9.82	1.25	2.30	1.40	3.60	1.90	2.51
MnO	0.19	0.19	0.14	0.18	0.17	0.03	0.02	0.02	0.07	0.01	0.05
LOI	0.07	0.03	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Sum	95.8	98.60	99.08	99.00	97.41	100.41	101.07	101.1	99.95	100.60	100.1
Be	1.46	1.44	1.58	2.26	2.06	1.70	1.62	1.56	1.71	1.46	1.49
Sc	19.41	27.65	26.43	24.10	39.61	16.79	13.02	12.05	18.76	12.52	13.61
V	231.18	213.3	324.20	166.17	317.41	54.23	45.16	43.18	64.70	39.04	35.79
Cr	9.25	11.46	7.45	9.85	6.26	7.42	3.82	2.78	4.79	6.56	8.85
Co	16.05	16.22	19.26	15.57	21.05	1.57	1.93	1.85	5.32	5.86	3.25
Ni	11.49	13.44	13.04	9.72	11.90	14.14	7.18	6.56	6.66	6.69	12.19
Cu	34.61	44.81	179.09	28.56	210.00	6.62	5.91	4.78	11.05	5.40	9.08
Zn	61.46	107.3	61.45	59.93	83.47	5.96	7.94	6.65	13.47	9.58	17.91
Ga	46.24	47.33	31.23	32.24	40.56	16.52	13.59	12.97	16.40	9.78	17.40
Rb	11.41	21.41	10.10	17.38	29.92	1.80	1.91	1.67	2.53	1.09	1.92
Sr	541.15	233.5	340.34	350.54	329.84	134.78	105.18	103.71	122.23	72.19	105.07
Y	10.20	19.92	12.64	9.24	13.86	40.96	43.66	42.97	29.08	26.52	19.26
Zr	49.91	47.88	32.07	46.00	33.30	118.08	125.92	123.87	63.12	63.22	92.18
Nb	2.12	1.01	0.69	2.30	0.82	3.35	2.70	1.98	1.23	1.32	1.80
Mo	0.68	0.85	0.47	0.21	0.98	0.20	0.33	0.26	0.36	1.11	0.37
Sn	2.58	3.53	2.66	6.81	6.15	2.04	9.94	8.65	2.30	3.3	6.41
Cs	0.06	0.24	0.36	0.70	0.54	0.09	0.25	0.17	0.17	0.02	0.13
Ba	227.27	243.6	125.78	233.45	280.97	59.24	40.15	39.00	46.61	20.14	53.91
La	6.50	5.97	4.47	6.29	4.16	4.20	7.24	6.43	3.48	2.61	7.91
Ce	18.51	14.10	9.48	13.11	9.15	12.92	28.17	15.97	8.71	6.88	15.66
Pr	2.04	1.81	1.02	1.74	1.32	2.03	2.21	2.03	1.34	1.05	1.58
Nd	9.18	9.77	6.34	7.04	6.02	10.80	11.77	10.34	7.49	6.09	6.77
Sm	1.80	2.73	1.85	2.19	2.00	3.66	4.13	3.43	2.35	2.34	1.51
Eu	0.52	0.90	0.71	0.61	0.73	0.53	0.47	0.37	0.66	0.49	0.63
Gd	1.89	3.12	1.79	1.56	2.07	4.87	5.11	4.04	3.33	2.71	2.12
Tb	0.42	0.60	0.37	0.27	0.33	0.82	1.00	0.87	0.63	0.56	0.36
Dy	3.23	3.52	2.49	1.70	2.39	6.33	7.23	6.43	4.74	4.88	2.66
Ho	0.65	0.68	0.57	0.40	0.53	1.48	1.67	1.43	1.04	1.02	0.64
Er	1.89	2.21	1.48	0.99	1.28	4.76	4.92	3.65	3.25	3.30	2.00
Tm	0.28	0.23	0.20	0.16	0.20	0.67	0.74	0.69	0.49	0.53	0.31
Yb	2.10	2.69	1.59	1.20	1.59	5.40	5.85	4.67	3.71	3.41	2.68
Lu	0.31	0.35	0.23	0.18	0.25	0.80	0.86	0.76	0.49	0.56	0.41
Hf	1.37	1.34	1.02	1.26	1.22	3.83	4.11	3.23	2.06	2.04	3.02
Ta	0.07	0.07	0.02	0.09	0.04	0.21	0.13	0.12	0.10	0.07	3.02
Au	29.45	31.41	20.51	25.20	30.40	39.08	25.96	23.87	27.44	20.29	22.73
Pb	2.31	6.11	1.50	3.12	3.24	1.12	1.70	1.60	1.26	0.94	1.54
Th	2.19	1.12	0.80	1.77	0.91	1.95	2.26	1.98	0.60	0.69	1.07
U	0.73	0.24	0.27	0.49	0.29	0.72	0.93	0.86	0.38	0.41	0.56

جدول ۲. مقادير نسبت‌های اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و مقادير ϵNd در نمونه‌های انتخاب‌شده از سنگ‌های آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزوار

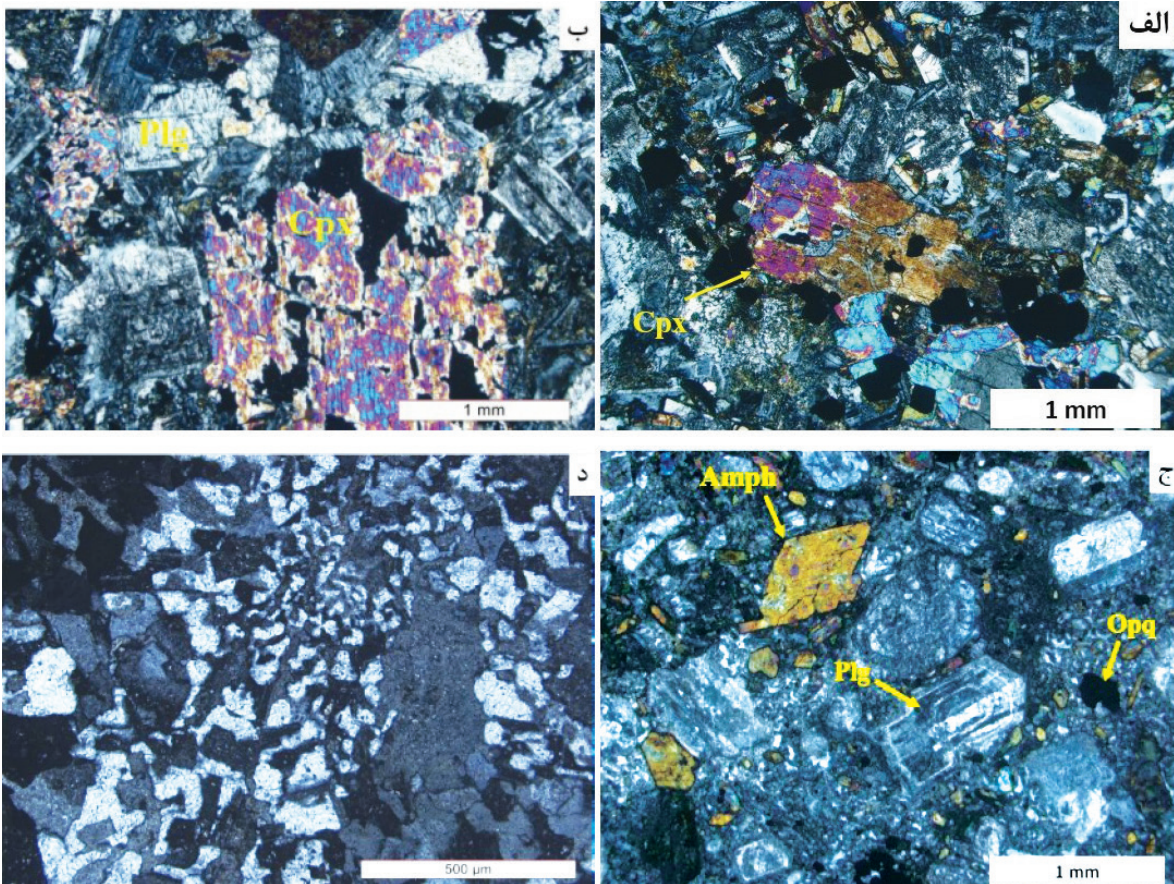
Sample	Type rock	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\text{Nd}\epsilon$
Zn-2	Dacite	۰/۷۰۶۱	۰/۰۴۶۹	۰/۷۰۶۳	۰/۵۱۲۹	۰/۱۷۴۹	۰/۵۱۲۸	۶/۲۳
Zn-4	Rhyolite	۰/۷۰۴۹	۰/۳۲۸۷	۰/۷۰۴۸	۰/۵۱۳۰	۰/۱۸۱۵	۰/۵۱۲۹	۷/۳۸
Zn-5	Rhyolite	۰/۷۰۴۴	۰/۱۱۱۹	۰/۷۰۴۴۵	۰/۵۱۲۹	۰/۱۷۲۴	۰/۵۱۲۸	۶/۳۴
Zn-8	Dacite	۰/۷۰۴۹	۰/۴۷۵۹	۰/۷۰۴۹	۰/۵۱۲۹	۰/۱۷۶۸	۰/۵۱۲۸	۵/۹۴
Zn-10	Rhyolite	۰/۷۰۴۱	۰/۰۵۳۱	۰/۷۰۴۱	۰/۵۱۲۹	۰/۱۷۰۸	۰/۵۱۲۸	۵/۹۱
Zn-16	Trachyandesite	۰/۷۰۴۷	۰/۰۵۸۷	۰/۷۰۴۷	۰/۵۱۳۰	۰/۲۱۱۰	۰/۵۱۲۹	۶/۹۳
Zn-18	Dacite	۰/۶۹۰۵	۰/۰۸۰۱	۰/۷۰۴۹	۰/۵۱۳۰	۰/۱۸۵۵	۰/۵۱۲۸	۶/۳۳
Zn-22	Dacite	۰/۷۰۵۰	۰/۴۴۰۱	۰/۷۰۵۰	۰/۵۱۲۹	۰/۱۸۴۱	۰/۵۱۲۸	۵/۹۵
k-1	Gabbrodiorite	۰/۷۰۴۴	۰/۲۶۵۱	۰/۷۰۴۲	۰/۵۱۲۹	۰/۱۶۸۲	۰/۵۱۲۹	۶/۲۴
k-2	Diorite	۰/۷۰۴۲	۰/۰۶۰۱	۰/۷۰۴۶	۰/۵۱۳۰	۰/۱۱۸۱	۰/۵۱۲۹	۷/۲۲
k-3	Gabbrodiorite	۰/۷۰۴۶	۰/۱۶۴۲	۰/۷۰۴۵	۰/۵۱۲۹	۰/۱۷۸۳	۰/۵۱۲۸	۵/۸۱
k-7	Granite	۰/۷۰۵۳	۰/۰۵۲۹	۰/۷۰۵۸	۰/۵۱۳۰	۰/۱۸۸۹	۰/۵۱۲۹	۷/۰۱
k-10	Granite	۰/۷۰۵۳	۰/۰۵۲۵	۰/۷۰۵۵	۰/۵۱۳۰	۰/۲۱۱۳	۰/۵۱۲۸	۶/۱۳
k-11	Granite	۰/۷۰۵۹	۰/۰۳۸۶	۰/۷۰۵۳	۰/۵۱۳۰	۰/۲۰۴۰	۰/۵۱۲۸	۶/۱۶



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری XPL از سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار، الف) بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپيروکسن و کوارتز در سنگ‌های داسیتی، ب) بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز در سنگ‌های ریولیتی، ج) تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپيروکسن و ایجاد بافت گلومروپورفیری در گدازه‌های تراکی‌اندزیتی (Qtz = کوارتز، Plg = پلاژیوکلاز، Cpx = کلینوپيروکسن؛ علائم اختصاری کانی‌ها از Kretz, 1983)

رنگ صورتی روشن هستند. این سنگ‌ها اغلب دارای بافت دانه‌ای متوسط تا درشت‌دانه بوده و به‌طور گسترده، بافت گرافیکی نشان می‌دهند (شکل ۵-د). پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالی فلدسپار، کانی‌های اصلی سنگ‌های گرانیتی هستند. از کانی‌های فرعی و ثانویه این سنگ‌ها می‌توان به آمفیبول، کلینوپیروکسن، آپاتیت، سربیسیت، کلریت و اپیدوت اشاره کرد. پلاژیوکلاز به‌صورت تیغه‌ای، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در ابعاد مختلف مشاهده می‌شود. در نمونه‌های دگرسان‌شده، بلورهای پلاژیوکلاز به‌شدت به سربیسیت، اپیدوت، کلریت و کلسیت تبدیل شده‌اند. کوارتز به‌صورت نیمه خودشکل تا غیرخودشکل دیده می‌شود.

دیوریت‌ها از نظر کانی‌شناختی دارای پلاژیوکلاز و به‌عنوان کانی‌های اصلی هستند. درشت بلورهای آمفیبول در این سنگ‌ها اغلب به‌صورت دوکی و منشوری‌شکل با چندرنگی سبز تا قهوه‌ای و با داشتن دو سیستم رخ غیرعمود به‌راحتی قابل تشخیص هستند. بلورهای آمفیبول از نوع هورنبلند سبز می‌باشند و اغلب حاوی ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر هستند. پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و با ابعاد متوسط تا ریزدانه دیده می‌شوند و برخی از آنها در اثر دگرسانی، سربیسیتی شده‌اند. بافت این سنگ‌ها معمولاً دانه‌ای و در حاشیه‌ها از نوع پورفیری است (شکل ۵-ج). گرانیت‌ها به علت فراوانی زیاد ارتوکلاز و کمبود کانی‌های آهن و منیزیم‌دار در نمونه دستی دارای

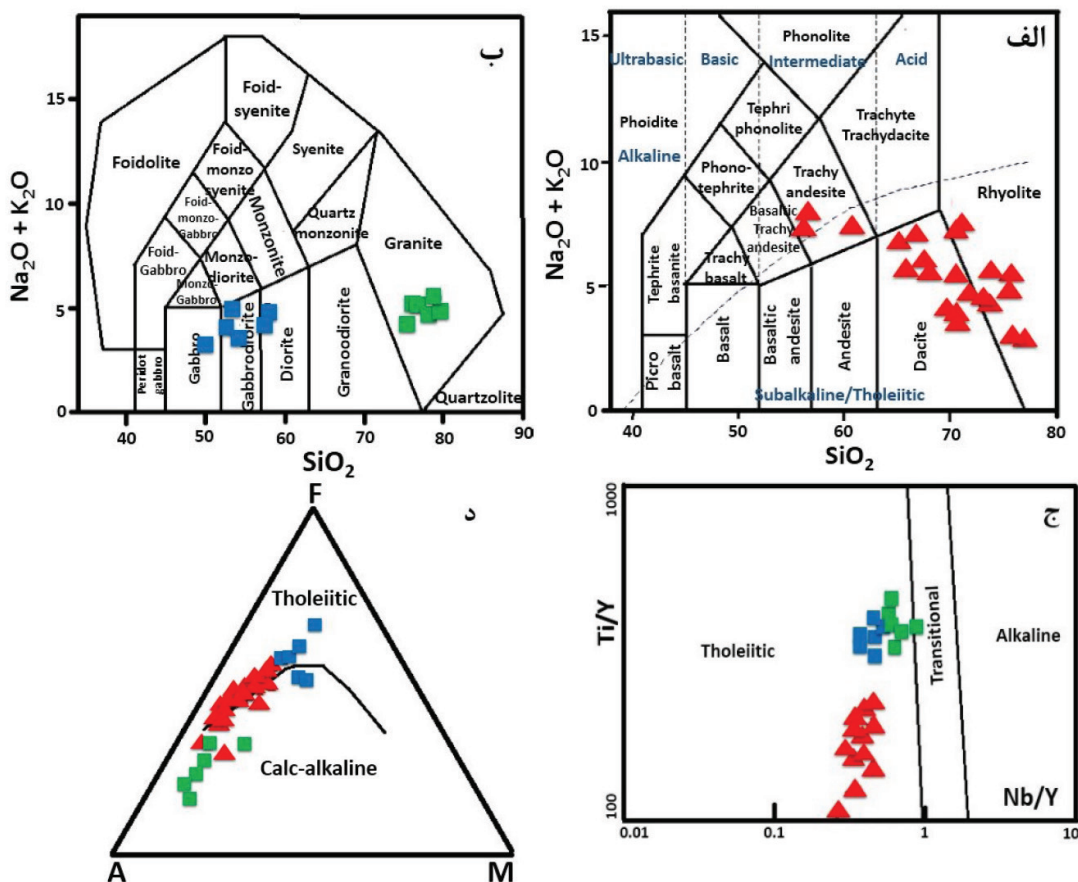


شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری XPL از سنگ‌های نفوذی نیمه‌عمیق در جنوب‌غرب سبزواری. الف) تصویری از درشت بلور کلینوپیروکسن در گابروها که حاوی کانی کدر می‌باشد، ب) درشت بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های گابرودیوریتی، ج) تصویری از بلورهای شکل‌دار آمفیبول و پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی در دیوریت‌ها، د) تصویری از بافت گرافیکی در سنگ‌های گرانیتی (Opq = کدر، Plg = پلاژیوکلاز، Cpx = کلینوپیروکسن؛ علائم اختصاری کانی‌ها از Kretz, 1983)

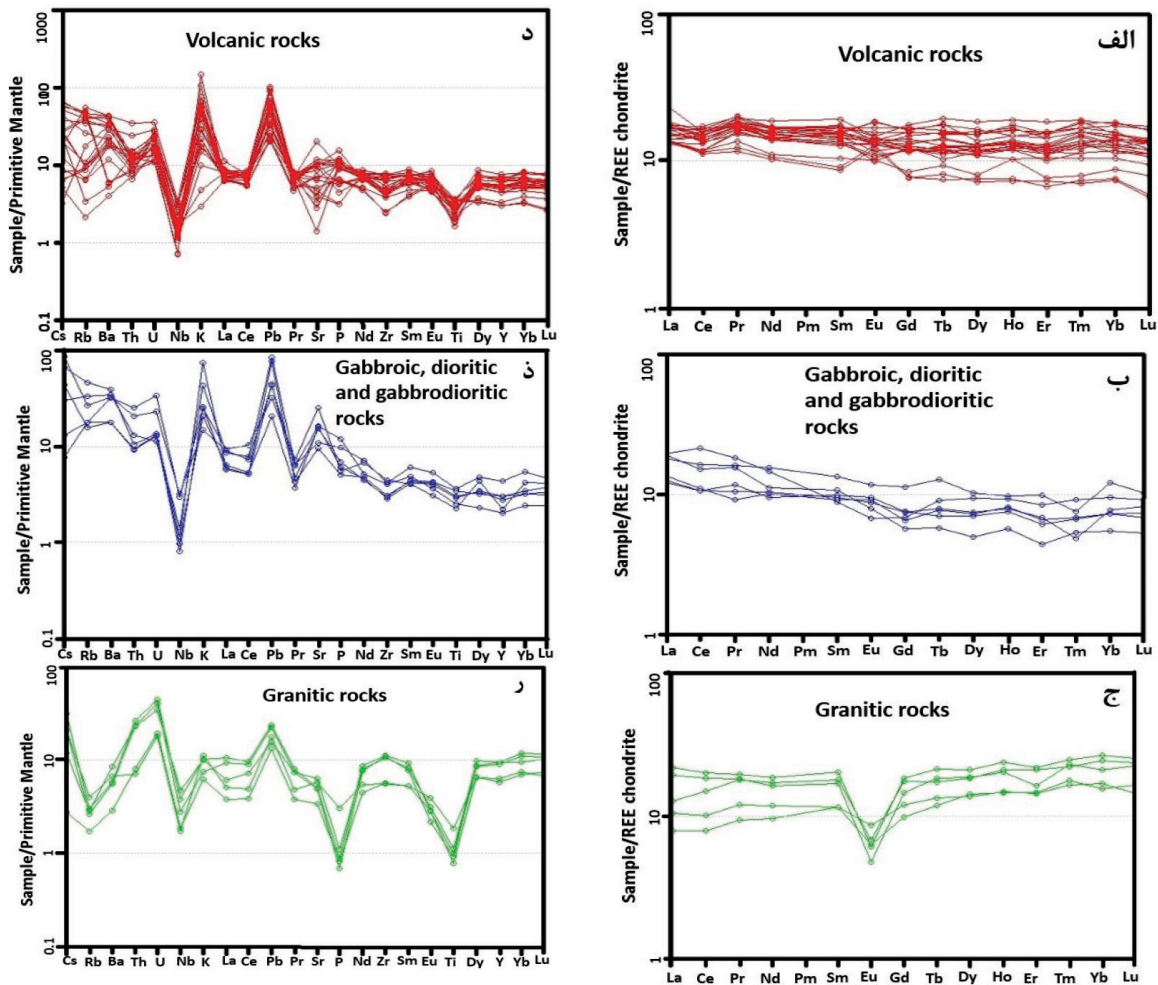
زمین‌شیمی سنگ‌کل

منفی به جدایش پلاژیوکلاز در خلال فرایند تفریق بلوری از ماگمای بازیگ مربوط است (Azer, 2007) که با توجه به وجود سنگ‌های گابرویدیوریتی وابسته در منطقه کاملاً منطقی است. در نمودارهای به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، نمونه‌ها از عناصری همچون U, Pb, K, Ba غنی‌شدگی و از عناصر Zr, Nb, Ti, P, Ta, Th تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این امر بیانگر ویژگی‌های مرتبط با محیط‌های فرورانش می‌باشد (Hawkesworth et al., 1991) (شکل‌های ۷-د، ۷-ذ، ر). با توجه به نمودارهای به‌هنجار شده و عنکبوتی شکل ۷ می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزووار، دارای همخوانی ژئوشیمیایی قابل توجهی هستند و ماگمای سازنده آنها از یک منبع گوشته‌ای یکسان در یک محیط فرورانش نشأت گرفته است.

سنگ‌های آذرین‌های درونی دارای ترکیب گابرو، گابرویدیوریت، دیوریت و گرانیت با محتوی SiO_2 بین ۵۲/۴۵ و ۸۰/۹۵ و سنگ‌های آتشفشانی دارای ترکیب تراکی‌آندزیت، داسیت و ریولیت با محتوای SiO_2 بین ۵۲/۰۹ و ۷۶/۶۰ می‌باشند (شکل ۶-الف، ب). تمامی نمونه‌ها در نمودار Nb/Y در مقابل Ti/Y (Pearce, 1982) در محدوده سری تولیتی تصویر شده‌اند (شکل ۶-ج). در نمودار AFM معرفی شده توسط (Irvine and Baragar, 1971) نمونه‌های سنگی آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزووار در محدوده کالک‌آلکاین تا توله‌ایتی واقع می‌شوند (شکل ۶-د). نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای به‌هنجار شده به کندیرت (Nakamura, 1974) دارای الگوی تقریباً مسطحی از REE با ناهنجاری منفی Eu در نمونه‌های گرانیتی می‌باشند (شکل ۷-الف، ب، ج). علت این ناهنجاری



شکل ۶. موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزووار در نمودارهای طبقه‌بندی، الف) Le Bas et al., 1986، ب) Middlemost, 1985 و نمودارهای تعیین سری ماگمایی، ج) Nb/Y در مقابل Ti/Y (Pearce, 1982)، د) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)



شکل ۷. موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزواری (الف، ب و ج) نمودارهای به‌هنگار شده عناصر کمیاب خاکی نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)، د، ذ و ر) نمودار عنکبوتی به‌هنگار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)

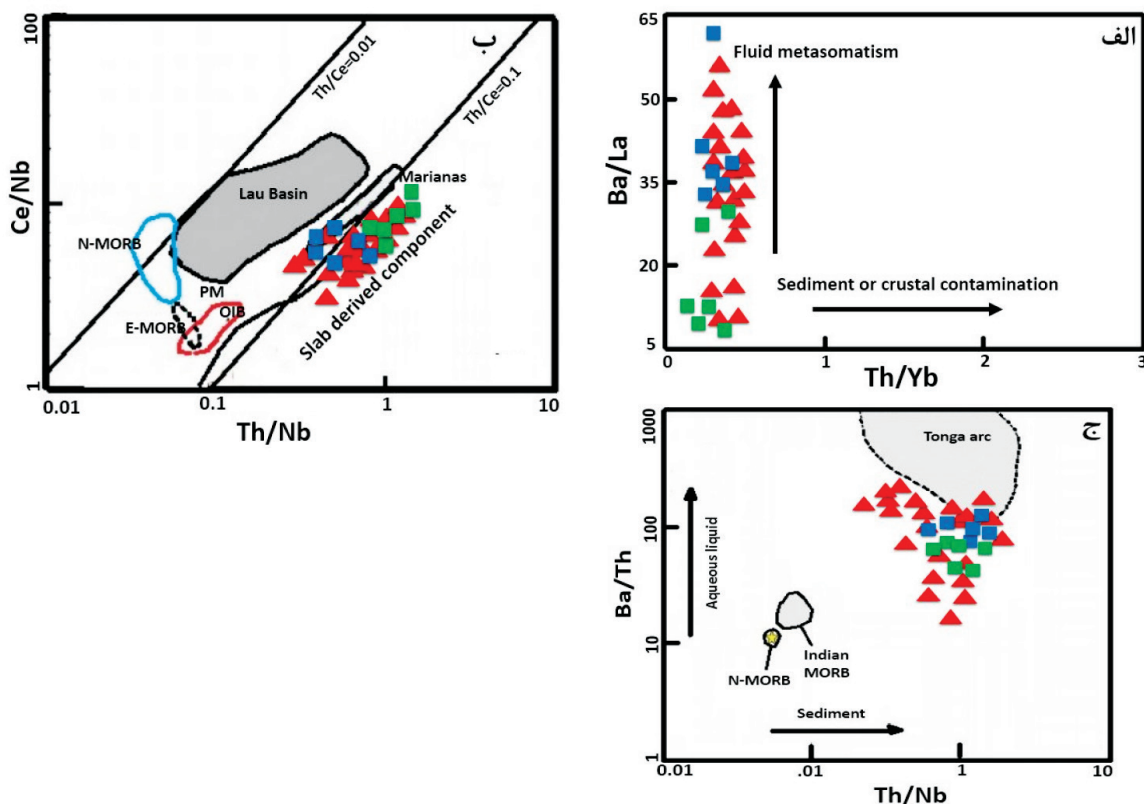
نمودارهای چند عنصری (عنکبوتی) به‌هنگار شده به گوشته اولیه مشاهده می‌شود (شکل‌های ۷-د، ذ، ر)، نمونه‌های آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزواری دارای ناهنجاری منفی از Ti، P و Nb می‌باشند که بیانگر نقش سیال‌های رها شده از ورقه فرورانده در تشکیل آن‌ها است (Smithies et al., 2004). همچنین، در نمودار Ba/La-Th/Yb (Condie, 2005)، نمونه‌ها دارای روند افزایشی در نسبت Ba/La هستند که نشانگر تشکیل آنها در محیط فرورانش و نقش سیال‌های مشتق شده از ورقه فرورانده در زایش ماگما می‌باشد (شکل ۸-الف). این شکل، دخالت رسوب‌های روی ورقه فرورانده در زایش ماگما یا آلایش ماگمایی را تأیید نمی‌کند. علاوه بر این، برای تشخیص بهتر نقش سیال‌های

نقش ترکیبات ورقه فرورنده در زایش ماگما

در زون‌های فرورانش، اجزای درگیر در زایش ماگما را می‌توان شامل ورقه فرورنده، گوه گوشته‌ای روی زون فرورانش، رسوب‌های روی ورقه فرورنده، سیال‌های آزاد شده از ورقه فرورنده در خلال دگرگونی و ترکیبات موجود در مسیر بالآمدن ماگما (شامل گوشته، پوسته اقیانوسی در جزایر کمانی اقیانوسی و پوسته زیرین و بالایی قاره‌ای در کمان‌های حاشیه قاره) دانست. در بیشتر زون‌های فرورانش، گوه گوشته‌ای رویی متحمل متاسوماتیسم ناشی از سیال‌های سرشار از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LIL) رها شده از ورقه فرورنده آزدایی شده و یا مذاب‌های بخشی حاصل از ذوب ورقه فرورنده می‌شود (Tian et al., 2008). همان‌طور که در

طی فرورانش رفتار متفاوتی دارند (Koglin et al., 2009). باریم، در دماهای بالا تحرک پذیری بالایی دارد. توریم، در سیال‌های دما پایین نامتحرک است و تنها در سیال‌ها و مذاب‌های دما بالا متحرک می‌باشد. درحالی‌که نیوبیم تقریباً همیشه نامتحرک است. بنابراین، از نسبت‌های Ba/Th در مقابل Th/Nb می‌توان برای تعیین میزان درگیری مذاب حاصل از ورقه فرورانده شده و رسوب‌های روی آن یا سیال‌های مشتق شده از آب‌زدایی ورقه فرورانده شده در ماگماهای زون فرورانش استفاده کرد (Tian et al., 2008). همان‌طور که در شکل ۸-ج مشاهده می‌شود، رسوب‌های روی ورقه فرورونده در مقایسه با سیال‌های رهاشده از آب‌زدایی ورقه فرورونده، در تولید ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه نقشی نداشته‌اند.

رهاشده از ورقه فرورانده‌شده یا مشارکت رسوب‌های روی ورقه فرورونده در تکوین ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزوار، از نمودار نسبت Th/Nb در مقابل Ce/Nb (Saunders and Tarney, 1984) استفاده شده است (شکل ۸-ب). در این نمودار، اکثر نمونه‌ها دارای نسبت Th/Ce بیشتر از ۰/۱ می‌باشند و در محدوده کمان ماریانا قرار می‌گیرند که بیانگر نقش ترکیبات زون فرورانش (سیال‌ها و یا مذاب‌های حاصل از ورقه فرورانده شده و رسوب‌های روی آن) در تولید ماگمای مادر سنگ‌های آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزوار است. برای داشتن درک بهتر از نقش ترکیبات شیمیایی مرتبط با فرورانش، تغییرات عناصری همچون Ba ، Th و Nb مورد بررسی قرار گرفت. این عناصر با وجود داشتن ضرایب تفکیک مشابه، در

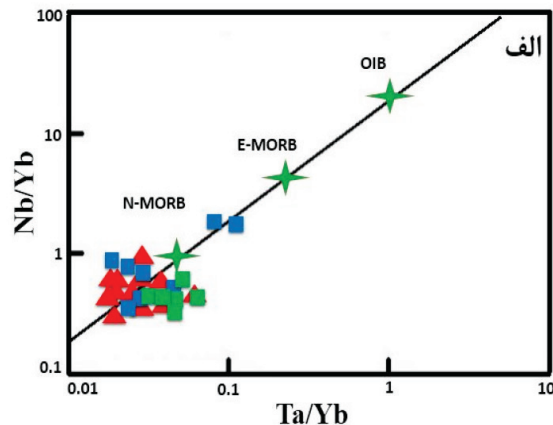
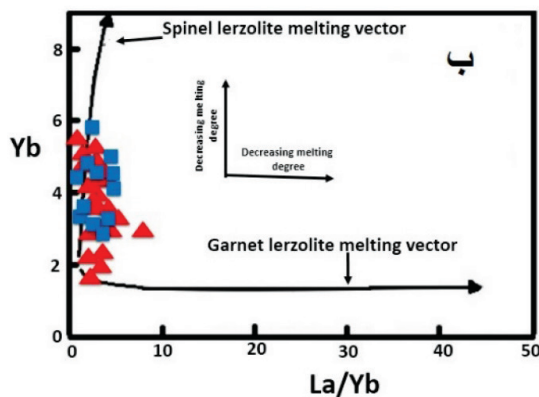


شکل ۸. موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزوار در نمودارهای الف) $Ba/La-Th/Yb$ (Condie, 2005)، ب) Th/Nb در مقابل Ce/Nb (Saunders and Tarney, 1984)، ج) Ba/Th در مقابل Th/Nb (Tian et al., 2008)

ویژگی‌های محل منشأ و محیط زمین‌ساختی زایش ماگما

(Pang et al., 2013)، ناحیه منشأ نمونه‌ها در محدوده N-MORB قرار گرفته است (شکل ۹-الف). این نمودار نشان می‌دهد که گوشته محل منشأ ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزووار، از یک خاستگاه تهی‌شده سرچشمه گرفته است. حساسیت توزیع REE‌ها نسبت به حضور گارنت در سنگ خاستگاه، احتمالاً نقش مهمی در ایجاد روندهای جدایشی REE بازی می‌کند (Coban, 2007). همان‌طور که در نمودارهای به‌هنجار شده به کندریت (شکل ۷-الف، ب، ج) مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد بررسی دارای الگوی مسطحی از REE و بدون غنی‌شدگی مشخص از LREE می‌باشند که بیانگر نبود گارنت در گوشته محل منبع ماگمای تولیدکننده آن‌ها است. علاوه بر این، همه نمونه‌ها در نمودار La/Yb-Yb (Ozdemir and Güleç, 2014) نزدیک به منحنی ذوب اسپینل لرزولیت تصویر می‌شوند (شکل ۹-ب).

همراهی معنی‌دار تراکی‌آندزیت، داسیت و ریولیت در یک واحد آتشفشانی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از نظر زایشی به هم مرتبط می‌باشند. بررسی الگوهای نمودارهای عنکبوتی به‌هنجارشده به گوشته اولیه و کندریت نشان می‌دهند که سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزووار، همخوانی ژئوشیمیایی قابل توجهی دارند. این امر نشان می‌دهد که ماگمای سازنده آن‌ها از ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای واحد با فرآیندهای مشابه به وجود آمده است. جهت تعیین ویژگی‌های محل منشأ و محیط زمین‌ساختی تشکیل این سنگ‌ها از نمودارهای مختلف مبتنی بر عناصر کمیاب استفاده شده است. در نمودار Nb/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1982؛

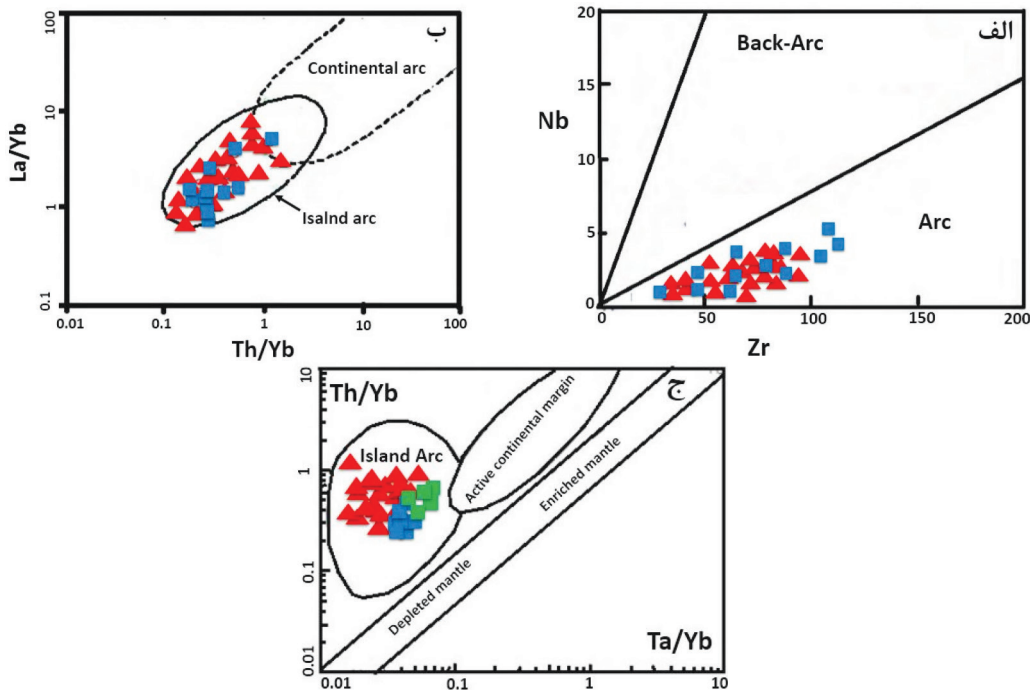


شکل ۹. موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزووار در نمودارهای الف) Nb/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1982؛) و ب) La/Yb-Yb (Ozdemir and Güleç, 2014) (Pang et al., 2013).

منشأ مذاب مفید می‌باشد. نمونه‌های مورد مطالعه دارای نسبت بالایی از Th/Yb هستند و در این نمودار در محدوده جزایر کمانی و نزدیک به گوشته تهی‌شده قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-ج).

از نظر ایزوتوپی، نسبت اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ سنگ‌های آذرین بیرونی (داسیت، ریولیت و تراکی‌آندزیت) و درونی (گابرودیوریت، دیوریت و گرانیت) منطقه مطالعاتی به ترتیب بین ۰/۷۰۶۱-۰/۶۹۵ و ۰/۷۰۴۲-۰/۷۰۵۹ و نسبت اولیه

در نمودار Zr در مقابل Nb (Tatsumi et al., 1983) که متمایزکننده محیط پشت کمان از کمان می‌باشد، نمونه‌های مورد مطالعه در محیط مرتبط با کمان واقع می‌شوند (شکل ۱۰-الف). علاوه بر این، نمودار La/Yb در مقابل Th/Yb (Condie, 1989)، موقعیت نمونه‌های بررسی شده را در منطقه جزایر کمانی نشان می‌دهد (شکل ۱۰-ب). نمودار دو متغیره Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983) جهت بررسی محیط زمین‌ساختی و تهی‌شدگی یا غنی‌شدگی



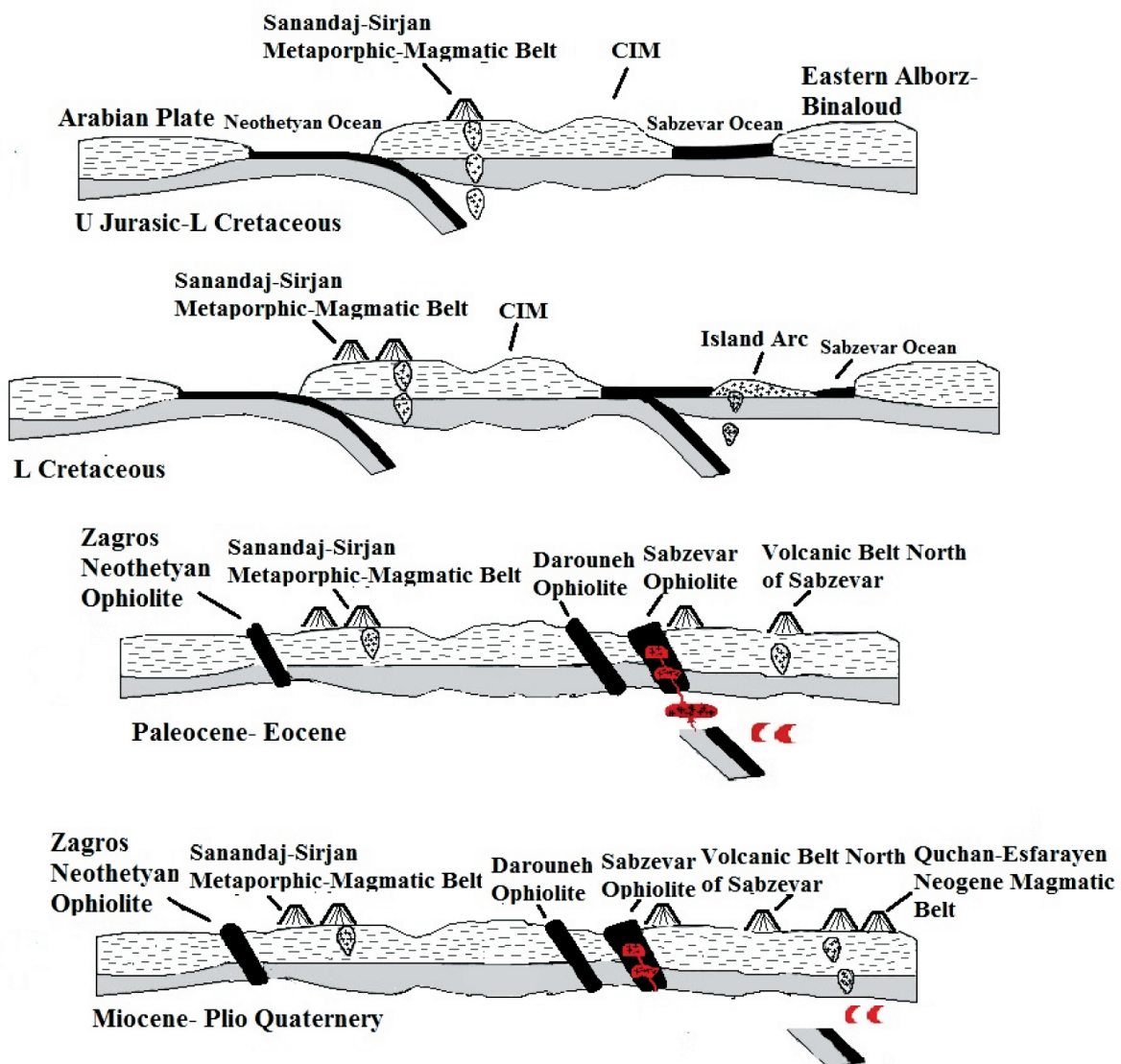
شکل ۱۰. موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزواری در نمودارهای الف) Zr در مقابل Nb (Tatsumi et al., 1983)، ب) La/Yb در مقابل Th/Yb (Condie, 1989)، ج) La/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1983)

در تریاس بالایی در حوضه زاگرس، ماگماتیسم کمانی ژوراسیک در زون سنندج-سیرجان رخ داده و حوضه کششی پشت کمانی آن در ورقه ایران مرکزی در مناطق نائین-بافت، سیستان و سبزواری-جنوب البرز ایجاد شده است (Agard et al., 2005; Omrani et al., 2008; Fürsich et al., 2010; Rossetti et al., 2009; قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰، ۱۳۹۲؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳ و ۱۳۹۴؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷). عده‌ای از پژوهشگران، زمان بسته شدن این اقیانوس و تشکیل آمیزه افیولیتی ناشی از برخورد ورقه عربی به خرد قاره ایران مرکزی را به کرتاسه بالایی یا پالئوسن-ائوسن نسبت داده‌اند (Berberian and Berberian, 1981; Baroz et al., 1983; Stampfli and Borel, 2002; Arvin et al., 2007; Omrani et al., 2008). ماگماتیسم ناشی از همگرایی و جایگیری نهایی افیولیت‌های سبزواری به‌وسیله فعالیت‌های ماگمایی پس‌افیولیتی از ائوسن تا پلیوسن ادامه یافته است (Spies et al., 1983; Shojaat et al., 2003; Ghasemi and Rezaei Kahkhaie, 2015; Jamshidi et al., 2015; قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ آن‌ها نیز بین 0.51293 – 0.51301 و 0.51292 – 0.51297 متغیر می‌باشد (جدول ۲). به‌طور کلی، سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی دارای مقادیر ایزوتوپی Sr و Nd مشابهی هستند که بیانگر ارتباط ژنتیکی آنهاست. شواهد ژئوشیمیایی همگی حاکی از تولید ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین جنوب غرب سبزواری در یک محیط فرورانش جزیره کمانی در خلال فرورانش حوضه اقیانوسی نئوتتیس سبزواری در طی کرتاسه پسین می‌باشد. پژوهشگرانی که به مطالعات زمین‌شناسی در این پهنه پرداخته‌اند، مدل‌های ژئودینامیکی متفاوتی برای تحول حوضه اقیانوسی نئوتتیس سبزواری ارائه کرده‌اند (Rossetti et al., 2010; Jamshidi et al., 2015; et al., 2015; جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳ و ۱۳۹۴). در اکثر این مدل‌ها، به تشکیل حاشیه فعال قاره‌ای و کمان ماگمایی ژوراسیک در زون سنندج-سیرجان اشاره شده است (Ghasemi and Talbot, 2006; Rossetti et al., 2010). به عقیده برخی از پژوهشگران، شروع فرورانش اقیانوسی نئوتتیس در تریاس بالایی بوده است (Berberian and King, 1981; Arvin et al., 2007; Bagheri and Stampfli, 2008). در نتیجه فرورانش به سمت شمال شرقی اقیانوس نئوتتیس

ماگمایی با طبیعت کالک‌آکالن در زمان سنوزوئیک و فعالیت‌های ماگمایی درون ورقه قاره‌ای در نئوژن و کواترنر شده است. گنبد‌های آداکیتی نوارهای ماگمایی شمال سبزوار (Moghadam et al., 2016) و جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳ و ۱۳۹۴؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۸۹؛ گردیده و همکاران، ۱۳۹۷) به‌عنوان فرآورده تحولی و تکاملی این کمان ماگمایی مطرح شده است (شکل ۱۱).

و ۱۳۹۴؛ جمشیدی، ۱۳۹۴؛ جمشیدی و قاسمی، ۱۳۹۴؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷). جزایر کمانی جنوب‌غربی سبزوار با سرشت آهکی قلیایی-تولیتی، در طی کرتاسه پسین با فرورانش به سمت شمال شاخه شمالی اقیانوس نئوتتیس (حوضه اقیانوسی سبزوار) به زیر ورقه بینالود (البرز شرقی) تشکیل شده‌اند. این کمان ماگمایی که در ابتدا (کرتاسه پسین) از نوع جزایر کمانی بوده است، با ادامه فرورانش و اتصال آن به لبه جنوبی منطقه البرز خاوری (بینالود)، به یک پهنه فرورانش حاشیه قاره تبدیل شده و سبب بروز فعالیت‌های



شکل ۱۱. مدل زمین‌ساختی نمادین برای بیان تحول و تکامل ماگماتیسم مزوزوئیک-سنوزوئیک در حوضه سبزوار

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی و آذرین درونی جنوب باختر سبزواری به سن کرتاسه بالایی شامل داسیت، ریولیت، تراکی آندزیت، گابرو، دیوریت، گابرودیوریت و گرانیت هستند. این سنگ‌ها بخشی از توالی آتشفشانی-رسوبی فسیل‌دار کرتاسه بالایی می‌باشند. سنگ‌های آذرین جنوب‌غرب سبزواری دارای ماهیت تولییتی بوده و بر اساس نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی در محیط جزایر کماتی مرتبط با فرورانش قرار می‌گیرند. ماگمای مادر این سنگ‌ها از ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده توسط سیال‌های برگرفته شده از آب‌زدایی ورقه اقیانوسی فرورانده شده نتوتتیس حوضه اقیانوسی سبزواری منشأ گرفته است. فرورانش رو به شمال این ورقه اقیانوسی به زیر لبه جنوبی البرز شرقی (بینالود) سبب بروز ماگماتیسیم تولییتی جزایر کماتی در جنوب باختر سبزواری در طی کرتاسه پسین شده است.

منابع

- ع.، ۱۳۸۹. سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سن تابش سنجی گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس کمان قاره‌ای نئوژن، جنوب قوچان، مجله بلوشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۸، ۳، ۳۴۷-۳۷۰.
- قاسمی، ح. و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازی‌قلیایی در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۹، ۴، ۶۹۹-۷۱۴.
- قاسمی، ح. و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۲. بررسی خصوصیات ناحیه منشأ سنگ‌های آلکالن بازیگ قاعده سازند شمشک در البرز شرقی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۷، ۲۷، ۱۷-۲۹.
- قاسمی، ح.، رستمی، ح. و صادقیان، م.، ۱۳۹۷. ماگماتیسیم بازی در حوضه کششی پشت‌کمانی ژوراسیک زیرین-میانی در لبه شمالی پهنه‌های ایران مرکزی-جنوب البرز شرقی، شاهرود-دامغان. فصلنامه علوم زمین، ۲۷، ۱۰۷، ۱۳۶-۱۲۳.
- کاظمی، ز.، قاسمی، ح. و موسیوند، ف.، ۱۳۹۴. ماگماتیسیم کرتاسه پسین در لبه شمالی زون ایران مرکزی، جنوب‌غرب سبزواری. مجموعه مقالات نوزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۴۰۴-۴۱۳.
- گردیده، س.، قاسمی، ح. و صادقیان، م.، ۱۳۹۷. سن سنجی U-Pb بر بلورهای زیرکن، نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd و زمین‌شیمی گنبد‌های آداکیتی نئوژن کمان ماگمایی قوچان-اسفراین، شمال شرق ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۶، ۲، ۴۵۵-۴۷۸.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 94, 401-19.
- Alavi-Tehrani, N., 1976. Geology and petrography in the ophiolite rang NW of Sabzevar (Khorasan/Iran). PhD thesis, The University of Saarbrücken, German.
- Alaminia, Z., Karimpour, M.H., Homam,
- جمشیدی، خ.، قاسمی، ح. و صادقیان، م.، ۱۳۹۳. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آداکیتی سیلیس بالای پساافیولیتی سبزواری. مجله پترولوژی، ۵، ۱۷، ۵۱-۶۸.
- جمشیدی، خ.، قاسمی، ح. و میائو، ل.، ۱۳۹۴. سن سنجی U-Pb و تعیین ترکیب منشأ گنبد‌های آداکیتی پساافیولیتی سبزواری. مجله پترولوژی، ۶، ۲۳، ۱۲۱-۱۳۸.
- جمشیدی، خ.، ۱۳۹۴. پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژن گنبد‌های آداکیتی شمال باختر، سبزواری. رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- طاشی، م.، موسیوند، ف. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۵. الگوی رخداد کانه‌زایی مس طبیعی در سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد مس-نقره گرماب پایین، جنوب‌شرق سبزواری، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۰، ۴۰، ۸۹-۱۰۵.
- طاشی، م.، موسیوند، ف. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۶. کانه‌زایی مس-نقره سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد نوع بشی در توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین: مثال موردی کانسار گرماب پایین: جنوب‌شرق شاهرود، زمین‌شناسی اقتصادی، ۹، ۱، ۲۱۳-۲۳۳.
- قاسمی، ح.، صادقیان، م.، خانعلیزاده، ع. و تنها،

- M. and Finger, F., 2013. The magmatic record in the Arghash region (northeast Iran) and tectonic implications. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 102, 1603-1625.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A., 2007. Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30, 474-489.
 - Azer, M.K., 2007. Tectonic significance of Late Precambrian calc-alkaline and alkaline magmatism in Saint Katherina area, southern Sinai, Egypt. *Geologica Acta*, 5, 255-272.
 - Bagheri, S. and Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Poshte-Badam metamorphic complex in Central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*, 451, 123-155.
 - Baroz, F., Macaudiere J., Montigny R., Noghreyan M., Ohnenstetter, M. and Rocci G., 1983. Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar range (Iran) and possible geotectonic reconstructions, Report 51, Geological Survey of Iran, 205-237.
 - Bauman, A., Spies, O. and Lensch, G., 1983. Strontium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between Kashmar, Sabzevar and Quchan NE Iran Geodynamic project (geotraverse) in Iran. Final report, Geological Survey of Iran. Report no.51.
 - Berberian, M. and King, G. C. P., 1981. Toward a paleogeography and tectonic evaluation of Iran. *Canadian journal of Earth Science*, 5, 101-117.
 - Berberian, M., and Berberian M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution*. American Geophysical Union & Geological Society of America. Washington, 5-32.
 - Coban, H., 2007. Basalt magma genesis and fractionation in collision and extension related provinces: A comparison between Eastern, Central and Western Anatolia, *Earth-Science Reviews*, 80, 219-238.
 - Condie, K. C., 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes?. *Lithos*, 79, 491-504.
 - Condie, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos*, 23, 1-18.
 - Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M. R., 2009. The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin. *Geological*, London, Special Publications, 312, 1, 189-203.
 - Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Science*, 26, 693-683.
 - Ghasemi, H. and Rezaei, Kahkhaei. M., 2015. Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan-Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran. *Mineralogy and Petrology*, 109, 2, 235-252.
 - Hawkesworth, C.J., J.M. Hergt, R.M. El-lam, and F. McDermott., 1991. Element fluxes associated with subduction related magmatism, *Phil. Trans. Society, London*, A335, 393-405.

- Irvine, T., and Baragar, W. R. A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- Jamshidi, K., Ghasemi, H., Troll, V.R., Sadeghian, M. and Dahren, B., 2015. Magma storage and plumbing of adakite-type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, northeast Iran. *Solid Earth*, 6, 49-72.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock forming minerals. *American Mineralogists*, 68, 277-279.
- Khalatbari, M., Babaie, H. and Gani, M., 2013. Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 70-71, 209-230.
- Koglin, N., Dimitrios, K. and Thomas, R., 2009. The Lesvos mafic-ultramafic complex, Greece, ophiolite or incipient rift? *Lithos*, 108, 243-261
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streck-eisen, A. and Zanettin B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27,3, 375-750.
- Lindenberg, H.G., Gorler, K. and Ib-beken, H., 1983. Stratigraphy, structure and oro-genetic evolution of the Sabzevar zone the area of Oryan Khorasan, NE, Iran. *Geological Society of Iran*, Rep. NO. 51, 120-142.
- Maghfouri, S., Rastad, E., Mousivand, F., Lin, Y., and Zaw, Kh., 2016. Geology, ore fa-cies and sulfur isotopes geochemistry of the Nudesh Besshi-type volcanogenic massive sulfide deposit, southwest Sabzevar basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* (in press).
- Middlemost, E. A. K., 1985. *Magma and Magmatic Rocks*. Longman, London.
- Moghadam, H.S., Rossetti, F., Lucci, F., Chiaradia, M., Gerdes, A., Martinez, M.L., Ghorbani, G. and Nasrabady, M., 2016. The calc-alkaline and adakitic volcanism of the Sa-bzevar structural zone (NE Iran): implications for the Eocene magmatic flare-up in Central Iran. *Lithos*, 248, 517-535.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
- Noghreyan M. K., 1982. Evolution geochimique, mineralogique et structurale d'une edifice ophiolitique singulier: le massif de Sabzevar (partie central), NE de Iran, PhD theses, University de Nancy, France.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008. Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adak-ites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106, 380-398.
- Ozdemir, Y. and Güleç, N., 2014. Geological and geochemical evolution of the quaternary Süphan Stratovolcano, eastern Anatolia, Turkey: evidence for the lithosphere-Asthenosphere interaction in post-collisional volcanism. *Journal of Petrology*, 55, 37-62.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180-181, 234-251.
- Pearce, J.A., 1982. *Trace Element Charac-*

- teristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. In *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* (R.S. Thorpe, ed.). John Wiley and Sons, Chichester, U.K., 525-548.
- Pearce, J. A., 1983. The Role of Subcontinental Lithosphere in the Magma Genesis at Destructive Plate Margin. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Natwich Shiva, 230-249.
 - Pilger, A., 1971. Die zeitlich-tektonische Entwicklung der iranischen Gebirge. *Clausthaler Geol Abh* 8, 1-27.
 - Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. and Moin Vazir, H., 2010. Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Terra Nova*, 22, 26-34.
 - Saunders, A.D. and Tarney, J., 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basin. In: Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (Eds.), *Marginal Basin Geology*. Geological Society of London, Special Publication 16, 59-76.
 - Shabaniyan E., Acocella V., Gioncada A., Ghasemi H. and Bellier O., 2012. Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey. *Tectonics*, 31, 3013-3042.
 - Shafaii Moghadam, H., Kheder, M., Arai, Sh., Stern, R., Ghorbani, Gh., Tamura, A. and Ottley, CH., 2015. Arc-related harzburgite-dunite-chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: A model for formation of podiform chromitites. *Gondwana Research*, 27, 575-593.
 - Shelley, D., 1991. *Igneous and Metamorphic Rocks Under the Microscope*. Chapman and Hall, London.
 - Shojaat, B., Hassanipak, A. A., Mobasher, K. and Ghazi, A. M., 2003. Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 1053-1067.
 - Smithies, R., Champion, D. and Sun, S. S., 2004. Evidence for early LREE-enriched mantle source regions: diverse magmas from the c. 3.0 Ga Mallina Basin, Pilbara Craton, NW Australia. *Journal of Petrology*, 45, 1515-1537.
 - Spies O., Lensch, G. and Mihm, A., 1983. Geochemistry of the post-ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan (NW Iran). Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. Geological Society of Iran, R. 51.
 - Stampfli, G.M. and Borel, G. D., 2002. A plate tectonic model for the Palaeozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letter*, 196, 17-33.
 - Sun, S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication 42, 313-345.
 - Tashi, M., Mossivand, F. and Ghasemi, H., 2014. Volcanogenic massive sulfide Cu-Ag mineralization in the Kharturan area, southeast of Shahrood. In: *International Workshop on IWTO-MA 2014*, October 12-16, Wuhan, China.
 - Tian, L., Castillo, P.R., Hawkins, J.W., Hilton, D.R., Hanan, B.H. and Pietruszka,

- A.J., 2008. Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of lavas from the central Lau Basin: implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178, 657-670.
- Tatsumi, Y., Sakuyama, M., Fukuyama, H. and Kushiro, I., 1983. Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones (Japan arc). *Journal of Geophysical Research*, 88, 5815-5825.
- Vaziri-Tabar, F., 1976. Geologie und petrographie der ophiolithe und ihrer vulcanosedimentaren Folgeprodukte im ostteil des Bergzugs nordlich Sabzevar Khorasan (Iran). PhD Thesis University of Saarbrucken, German.

تأثیر سازند متحرک گچساران بر سبک چین‌خوردگی و تکامل تکتونیکی تاقدیس رگ سفید در فروافتادگی دزفول جنوبی

مهدی یوسفی^۱، سید مرتضی موسوی^{۲*} و محمد مهدی خطیب^۳

۱. دانش‌آموخته تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

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

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

تاریخ دریافت: ۹۶/۱۱/۱۸

تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۲/۰۹

چکیده

رفتار شکل‌پذیر و ضخامت قابل توجه از سازند نامقاوم گچساران در بالای واحدهای مقاوم میانی کربناته در توالی رسوبی فروافتادگی دزفول جنوبی، منجر به بروز سبک‌های متفاوت چین‌خوردگی در بالا و پایین این سازند و همچنین تکامل ساختارهای توسعه‌یافته در واحدهای سنگی منطقه شده است؛ به طوری که ساختارهای بخش بالایی و پایینی آن کاملاً از یکدیگر جدا شده و بر یکدیگر منطبق نیستند. محاسبه زاویه بین یالی، شیب راندگی اصلی و درصد نازک‌شدگی در تاقدیس واقع در بالای افق گچساران، چین‌های جدایشی گسل خورده را نشان می‌دهد که نشانگر هندسه چین در مرحله ابتدایی توسعه این تاقدیس می‌باشد. نیمرخ‌های لرزه‌ای تاقدیس در زیر افق گچساران، سبک چین‌خوردگی وابسته به انتشار گسل را نشان می‌دهند. در فرو افتادگی دزفول جنوبی، چین‌خوردگی در سازند گچساران با طول موج‌های کوتاه‌تر و به شکل چین‌های ناهماهنگ رخ می‌دهد و به‌عنوان سطح تجزیه برای چین‌های زیرین عمل می‌کند که ناودیس‌ها در این افق متحرک به‌طور مستقیم، تاقدیس‌های سازند کربناته را می‌پوشانند. چین‌های مدور در تاقدیس زیرین در سازندهای کربناته، چین‌های تحمیلی همراه با گسل‌های پرشیب هستند که بالایی یک سطح جدایشی عمیق جدایش یافته‌اند و نهایتاً به‌وسیله دگرشکلی پیش‌رونده، گسل خورده‌اند. تفسیر مقاطع لرزه‌ای در فروافتادگی دزفول جنوبی نشان می‌دهد که مهاجرت جانبی در واحدهای نمکی ۲ و ۴ سازند گچساران رخ می‌دهد و واحدهای بالایی و پایینی سازند گچساران در مهاجرت نمک نقشی ایفا نمی‌کنند. مهاجرت جانبی نمک سازند میوسن گچساران به‌وسیله رشد تاقدیس زیرسطحی در طی چین‌خوردگی و بارگذاری سازندهای رویی در بالای سازند گچساران انجام می‌شود.

واژه‌های کلیدی: تاقدیس رگ سفید، سبک چین‌خوردگی، سازند گچساران، چین‌خوردگی جدایشی.

مقدمه

(Koyi, 2000 and). سبک دگربرختی پوشش رسوبی در کمربندهای چین‌خورده-رانده دارای افق‌های جدایش میانی، در بالا و زیر این افق‌های جدایش متفاوت است و سبک چین‌خوردگی در سطح الزاماً ساختارهای ژرف را

ویژگی‌های مکانیکی پوشش رسوبی یکی از عوامل اساسی کنترل‌کننده سبک دگربرختی در کمربندهای چین‌خورده-رانده است (Davis and Engelder, 1985; Cotton)

* نویسنده مرتبط: mmoussavi@birjand.ac.ir

فروافتادگی دزفول از زیر پهنه زاگرس چین خورده قرار دارد (شکل ۱). این تاقدیس هلالی شکل در جنوب غرب ایران و در ۱۵۰ کیلومتری جنوب شرق اهواز واقع شده است. رخنمون‌های سطح الارضی در این منطقه متشکل از تپه ماهوری‌های کم ارتفاع از سازند آجاجاری می‌باشد. سازند میشان فقط در دو پنجره فرسایشی در امتداد بخش جنوب غربی ساختار دیده می‌شود و سازندهای قدیمی‌تر از میشان در سطح زمین رخنمون ندارند. این تاقدیس در افق مخزنی آسماری دارای طول تقریبی ۵۴ کیلومتر و عرض متغیر ۴ تا ۵/۵ کیلومتر در بخش جنوب شرق، و ۵ تا ۸/۳ کیلومتر در بخش شمال غرب می‌باشد. شیب دامنه شمالی تاقدیس رگ سفید ۱۲ تا ۳۵ درجه است که این مقدار به حدود ۴۰ تا ۷۰ درجه در دامنه جنوبی تغییر می‌کند (شکل ۲). تاقدیس مذکور از نوع نامتقارن، و شیب زیاد در یال جنوب غربی متأثر از گسل‌های تراستی فراوان در یال جلویی می‌باشد. این تاقدیس بر روی افق آسماری دارای دو کوهانک یا برجستگی با دو روند محوری متفاوت می‌باشد: برجستگی یا کوهانک جنوب شرقی دارای روند محوری شمال غرب-جنوب شرق است که در منتهی‌الیه جنوب شرق توسط گسل عادی با جهت شیب احتمالی شمال شرق از تاقدیس بی‌بی حکیمه جدا می‌گردد. همچنین برجستگی یا کوهانک شمال غربی دارای روند تقریباً شمالی-جنوبی می‌باشد که تحت تاثیر عملکرد خطواره گسلی هنديجان-ایذه روند محور تاقدیس نسبت به جهت عمومی میدان حدود ۳۰ درجه به سمت شمال چرخش پیدا کرده است.

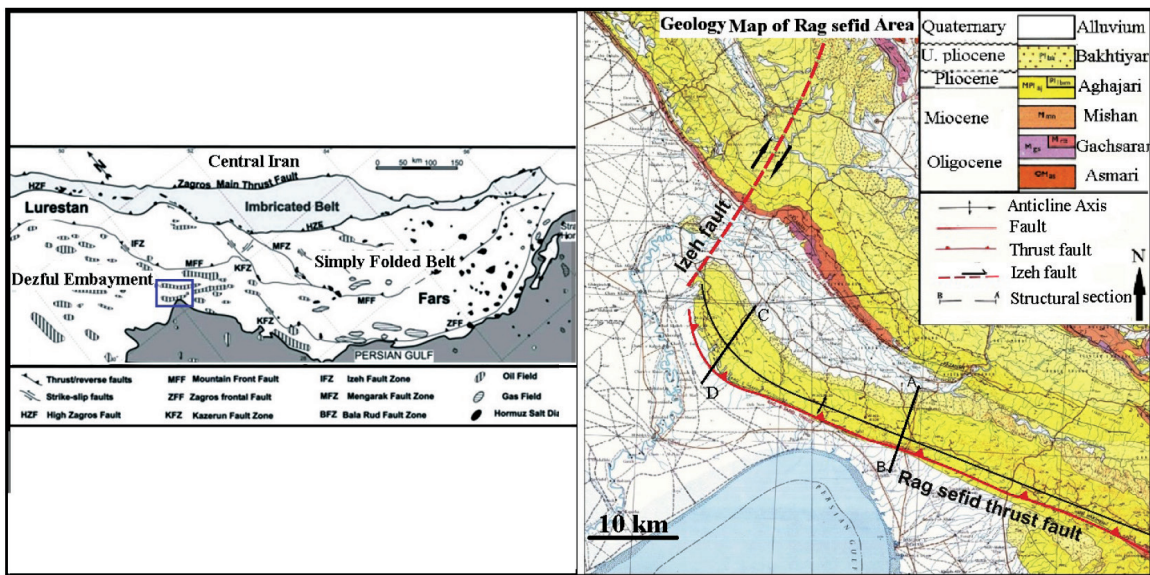
چینه‌شناسی مکانیکی بخش جنوبی فروافتادگی دزفول

پوشش رسوبی فروافتادگی دزفول ضخامتی بین ۱۰ تا ۱۶ کیلومتر دارد و شامل چندین مجموعه از لایه‌های پرقوام است که توسط افق‌های کم قوام تبخیری و شیلی با پتانسیل عملکرد به عنوان افق‌های جدایشی از هم جدا شده‌اند (شکل ۳). در فروافتادگی دزفول شاهد سطحی از وجود سری هرمرز قابل مشاهده نیست؛ اما خطوط لرزه‌نگاری بازتابی بر روی تاقدیس دارخوین، بازتابنده‌های تقریباً پرشیبی در مقایسه

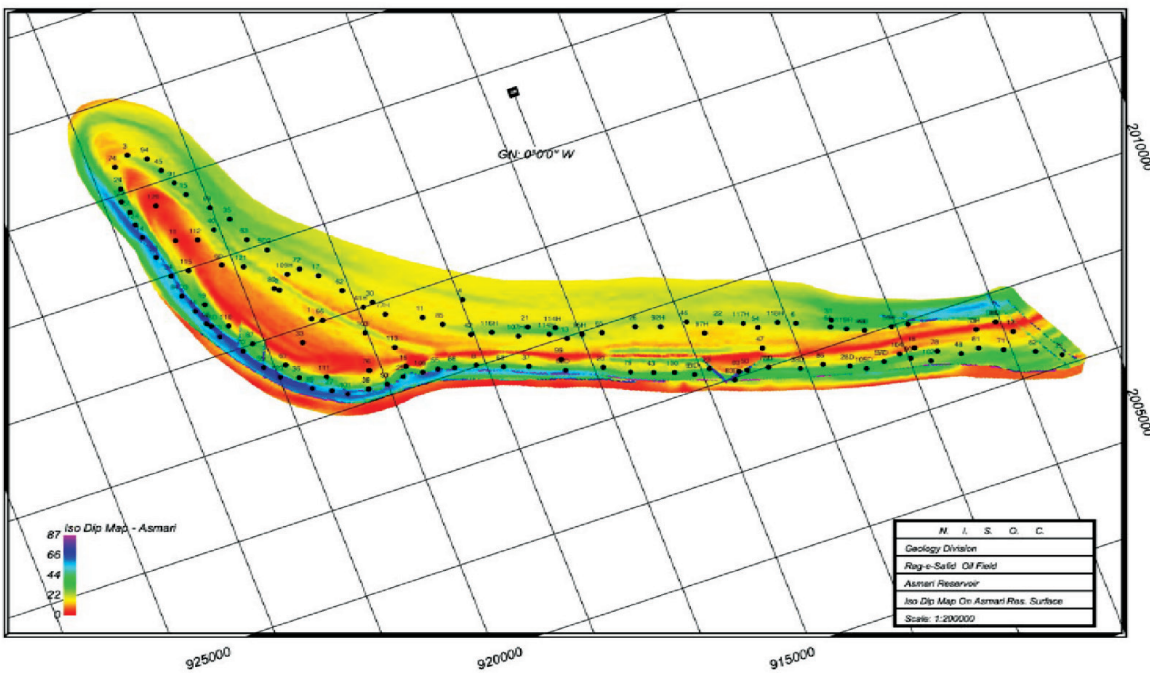
منعکس نمی‌کند (O' Brein, 1957; Massoli and Koyi, 2006; Sherkati et al., 2006). پوشش رسوبی زاگرس دارای تغییرات قابل توجه در رخساره و ستبرای واحدهای سنگی است. الگوی چین خوردگی در کمربند چین خورده-رانده زاگرس به شدت متأثر از رفتار مکانیکی واحدهای سنگی آن است و هندسه تاقدیس‌های زاگرس غالباً افزون بر نوع دگرشکلی، تابع عملکرد مکانیکی واحدهای چینه نگاری می‌باشد. در چند سال اخیر پژوهشگران بسیاری به مطالعه چینه نگاری مکانیکی و عملکرد افق‌های شکل‌پذیر جدایشی میانی در کمربند چین خورده-رانده زاگرس پرداخته‌اند و اهمیت این موضوع را تبیین کرده‌اند (O'Brien, 1957; Bahroudi and Koyi, 2003; Sherkati and Letouzey, 2004; Sherkati et al., 2006; Carruba et al., 2006). در ستون چینه‌شناسی زاگرس سطوح مقاومی وجود دارد که توسط سطوح جدایش تبخیری و شیلی تفکیک می‌شوند و در طی دگرشکلی به عنوان افق‌های متحرک میانی درگیر می‌شوند (Sherkati and Letouzey, 2004). همچنین مطالعاتی در جهت مدل‌سازی چین‌های ناهماهنگ (disharmonic folding) جهت نشان دادن تکامل جنبشی نمک میوسن میانی گچساران در زاگرس انجام شده است (Egdell, 1996; Sattarzadeh et al., 2000; Bonini, 2003; Koyi et al., 2004). در این مطالعه بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی، خطوط لرزه‌نگاری بازتابی (Seismic profiles) و داده‌های چاه، تحلیل هندسی و سبک چین خوردگی در تاقدیس‌های فوقانی شکل گرفته در سازند گچساران و در تاقدیس زیرسطحی (سازندهای مقاوم کربناته میانی) چین رگ سفید در بخش جنوبی فروافتادگی دزفول (شکل ۱) انجام، و شناسایی فاکتورهای مؤثر بر هندسه این تاقدیس‌ها صورت می‌گیرد. همچنین تاثیر واحدهای متحرک در بروز سبک‌های مختلف چین خوردگی در بخش‌های مختلف این تاقدیس تعیین، و الگوی تکاملی چین‌ها بیان می‌شود.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای و ساختاری تاقدیس رگ سفید

از لحاظ ساختاری تاقدیس رگ سفید در بخش جنوبی



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی گستره تاقدیس رگ سفید که در کمربند چین رانده زاگرس (Sepehr and Cosgrove, 2004) با مستطیل آبی نشان داده شده است. خطوط AB و CD، مکان نیمرخ‌های بازتابی عمود بر تاقدیس را نشان می‌دهند

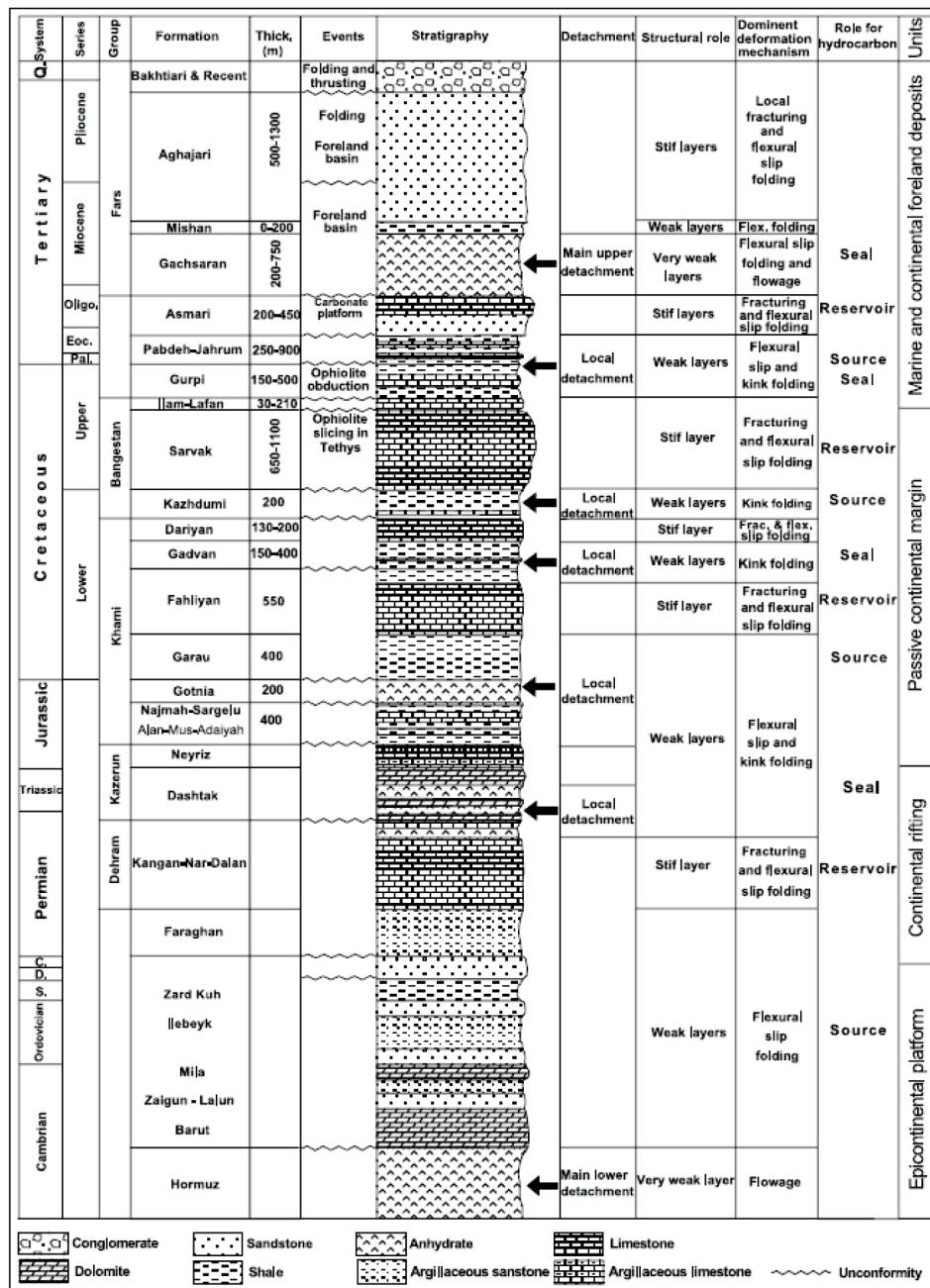


شکل ۲. نقشه هم‌شیب (Isodip Map) افق آسماری در تاقدیس رگ سفید. به افزایش شیب یال جنوبی نسبت به یال شمالی توجه شود

با بازتابنده‌های کم شیب بخش عمیق را نشان می‌دهند. این بازتابنده‌های پرشیب احتمالاً در ارتباط با دیاپیریسیم سری هرمز می‌باشند (Abdollahi Fard et al., 2006). علاوه بر این، شواهدی دال بر دیاپیریسیم سری هرمز در منطقه مرزی عراق و کویت وجود دارد. از سوی دیگر رسوبات تبخیری (Sherkati and Letouzey, 2004) (Sherkati, and Letouzey, 2004; Abdollahi Fard) آنوکامبرین یا شیل‌های کامبرین را به‌عنوان افق جدایشی اصلی قاعده‌ای برای فروافتادگی دزفول در نظر گرفته‌اند. تبخیری‌های سازند دشتک در اکثر نقاط کمربند زاگرس به استثنای زاگرس بلند که سازند خانه کت جایگزین آن می‌شود، به‌عنوان افق جدایشی عمل کرده است

بالایی-پالئوژن سازندهای گورپی و پابده و پاره سازند کلهر (تبخیری‌های الیگوسن در قاعده سازند آسماری) پتانسیل عملکرد به‌عنوان افق جدایشی را دارند (Abdollahi Fard et al., 2006). نقش افق جدایشی فوقانی را تبخیری‌های سازند گچساران در دگرریختی فروافتادگی دزفول بر عهده دارند (Sherkati et al., 2006; Abdollahi Fard et al., 2006; Sepehr et al., 2004).

etal., 2006; Farzipour-Saein et al., 2009; Verges et al., 2014; Najafi et al., 2011). واحدهای شیلی و تبخیری ژوراسیک (سازندهای عدایه، موس، علن، سرگلو و گوتنیا)، شیل‌های کرتاسه زیرین و میانی) سازند گرو و کژدمی پتانسیل عملکرد به‌عنوان افق جدایشی را در زمان دگرریختی داشته‌اند (Abdollahi Fard et al., 2006; Sherkati et al., 2006). به سمت بالا شیل و مارن‌های کرتاسه



شکل ۳. ستون چینه‌شناسی ساده شده فروافتادگی دزفول و حوادث تکتونیکی اصلی در آن. ستون شامل چندین واحد پرقوام است که توسط واحدهای کم قوام از هم جدا شده‌اند (Abdollahi Fard et al., 2006)

روش مطالعه

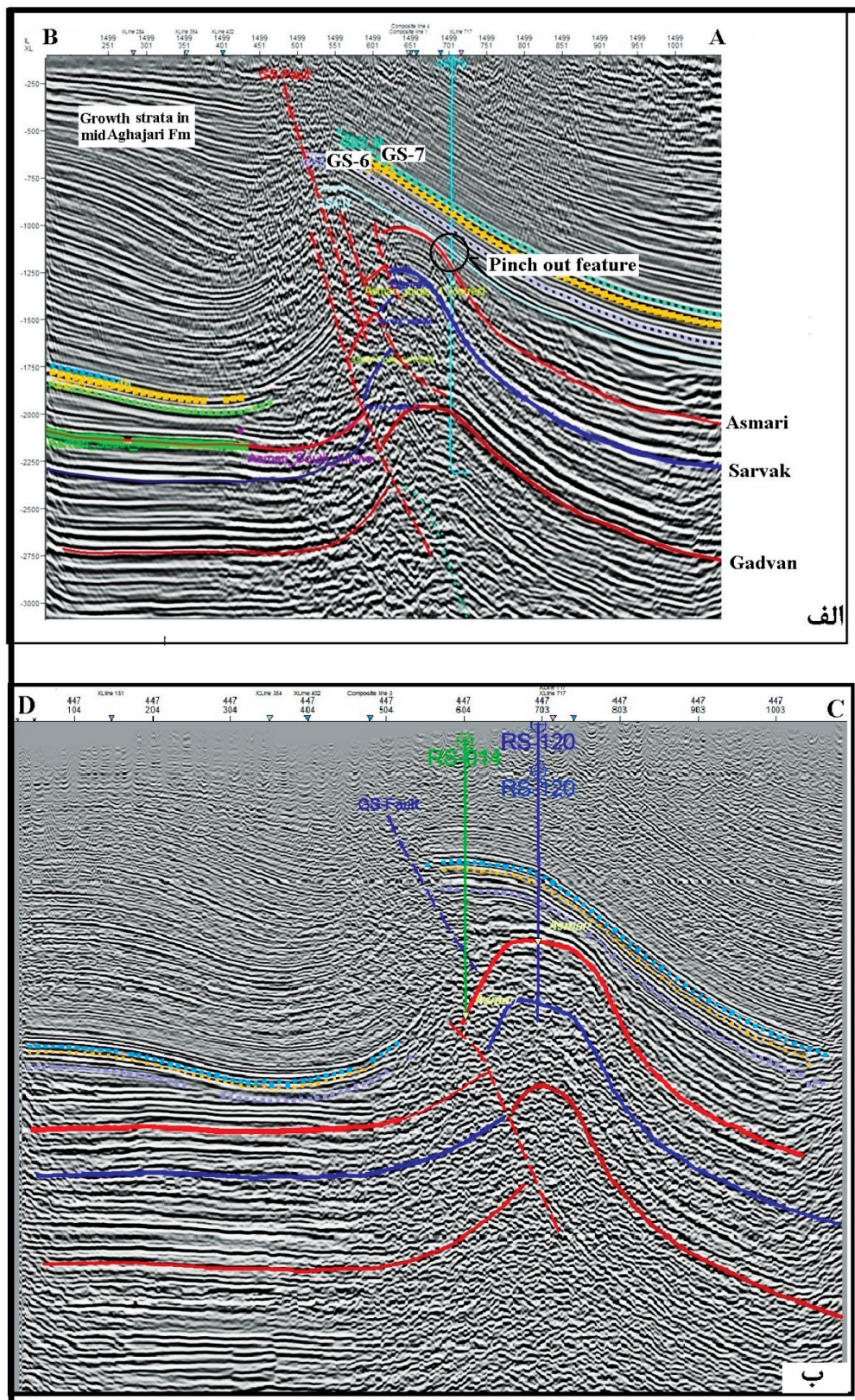
هندسه ساختاری تاقدیس رگ سفید

رخنمون سطحی در بخش جنوبی دزفول به طور عمده شامل سازندهای مارنی میشان، آواری آجاجاری و رسوبات عهد حاضر می‌باشد (شکل ۱). ساختارهای تاقدیسی زیرسطحی (زیر سازند گچساران) میادین نفتی بزرگی را در منطقه تشکیل داده‌اند. یکی از این میادین نفتی تاقدیس رگ سفید می‌باشد. جهت بررسی هندسه تاقدیس رگ سفید در بخش جنوبی فروافتادگی دزفول نیمرخ‌های لرزه‌ای، عمود بر محور این تاقدیس در بخش‌های غربی و شرقی انتخاب شده است (شکل ۱). کیفیت نیمرخ‌های لرزه‌ای اجازه شناسایی ساختارها را تا سازند گدوان می‌دهد. در ادامه هندسه تاقدیس رگ سفید در این نیمرخ‌های لرزه‌نگاری توصیف شده است.

تفسیر نیمرخ‌های لرزه‌ای عمود بر تاقدیس رگ سفید

سه حوضه تبخیری نئوژن اصلی در کمربند زاگرس توسعه یافته‌است: حوضه تبخیری میوسن ابتدایی کلهر که در جنوب پهنه لرستان قرار دارد (Ahmadhadi et al., 2011; Saura et al., 2007)، حوضه نمکی میوسن ابتدایی تا میانی فارس در جنوب خلیج فارس و سازند میوسن میانی گچساران به همراه انیدریت، مارن، نمک (James and Wynd, 1965) که نه تنها در فروافتادگی دزفول بلکه در جنوب غرب لرستان نیز نهشته شده است. در این حوضه‌ها سازند گچساران که در طی چین خوردگی زاگرس درگیر شده است، نقش مهمی در جلوگیری از فرار سیالات سازند آسماری در فروافتادگی دزفول بازی می‌کند (Abdollahi et al., 2011; Fard et al., 2011). تکتونیک نامقاوم سازند گچساران یک نشانه قابل توجه در تفاسیر لرزه‌ای در فروافتادگی دزفول است. الگوی بازتابنده‌های لرزه‌ای واحدهای نامقاوم آشفته هستند به خصوص در جایی که آنها از قله به طرف پهلوهای تاقدیس‌های زیری جریان می‌یابند. نیمرخ‌های لرزه‌نگاری AB و CD (شکل ۱) به ترتیب بخش شرقی و غربی تاقدیس رگ سفید را پوشش می‌دهند. عدم کیفیت مناسب مقاطع لرزه‌ای اجازه تفسیر ساختارها تا اعماق را نمی‌دهد. مقاطع

ترسیمی و تفسیر داده‌ای بازتابی در هر دو نیمرخ، یک راندگی عمقی جلویی احتمالاً منشأ گرفته در افق متحرک پایینی پالئوزوئیک که تا بخش بالایی سازند گچساران نفوذ کرده و باعث ایجاد دگرریختی اصلی و بریدگی واضح در سازندهای حدفاصل آسماری از سازند گدوان شده است، را نشان می‌دهد. در منطقه لولایی تاقدیس در حد فاصل بین سرسازندهای آسماری و گدوان یک افزایش ضخامت نسبت به یال‌های تاقدیس دیده می‌شود. به نظر می‌رسد این امر به دلیل حرکت تبخیری‌های پاره سازند کلهر و مارن سازندهای پابده و گورپی از یال‌ها به طرف منطقه لولایی تاقدیس باشد (شکل ۴ الف و ب). در تاقدیس‌های زیرسطحی پدیده انتشار و توسعه راندگی‌های جدید در فرودپواره راندگی‌های قبلی مشهود است؛ به نحوی که حداقل چهار راندگی در افق‌های جدایشی میانی منشأ گرفته‌اند که باعث بروز پله‌ای شدن یال جنوب غربی از راس سازندهای آسماری و سرروک شده است (شکل ۴ الف). همچنین در طی دگرریختی یک راندگی بالایی که ریشه در سازند شکل‌پذیر گچساران دارد، به سطح رسیده است. عملکرد این راندگی باعث شده که محور تاقدیس بالایی افق گچساران نسبت به محور تاقدیس اصلی پایینی دچار جابجایی شده باشد و همچنین باعث شده هندسه و سبک تاقدیس در زیر این سازند متفاوت از هندسه تاقدیس فوقانی باشد. بازتابنده‌های لرزه‌ای سازندهای میشان، آجاجاری و بخش‌های بالایی سازند گچساران به طرف بالا کشیده و سربریده شده‌اند که این مورد حرکت رو به بالایی مواد نامقاوم از میان مقطع چینه‌شناسی به شکل دیپایر نمکی را پیشنهاد می‌دهد. به عبارت دیگر تحذب سازند گچساران در این مقاطع می‌تواند در پاسخ به حرکات تکتونیک و بارگذاری رسوبات آواری ضخیم آجاجاری درون تاقدیس‌ها باشد. چینه‌های رشدی (Growth strata) هم‌زمان با تکتونیک در سازند آجاجاری و میشان دچار کج‌شدگی شده‌اند که عملکرد راندگی‌های عمیق و هم‌زمانی با فعالیت تکتونیک را نشانگر هستند؛ به نحوی که این چینه‌های رشدی در فرودپواره راندگی‌ها، ناودیس فرودپواره را تشکیل می‌دهد و در فرادپواره راندگی‌ها پرشیب گشته‌اند (شکل ۴ الف و ب).

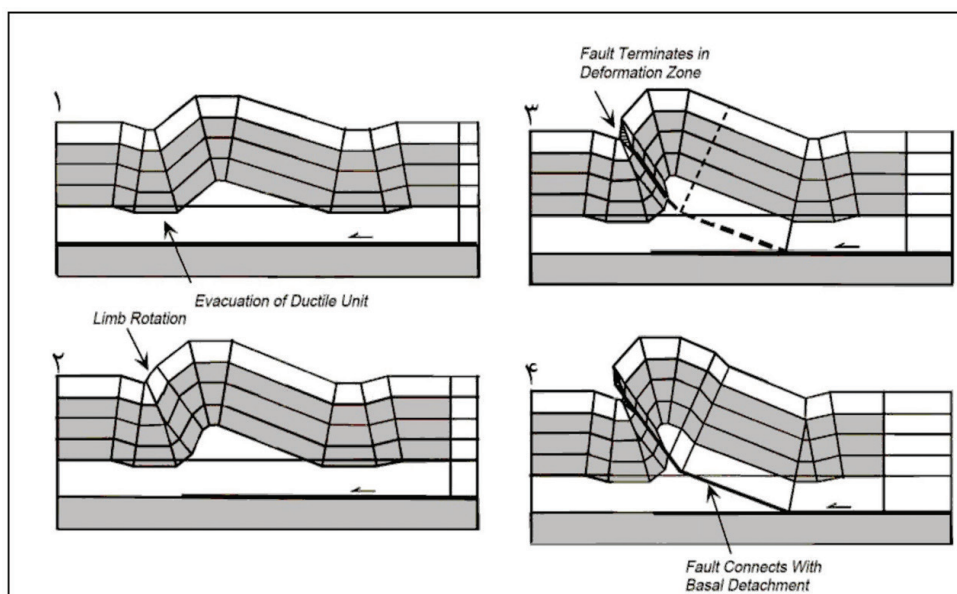


شکل ۴. الف و ب) نیمرخ‌های لرزه‌ای AB و CD به ترتیب در بخش شرقی و غربی تاقدیس رگ سفید: یک راندگی با عمق زیاد در یال جنوب غربی مشاهده می‌شود و با ادامه دگرریختی یک راندگی بالایی با ریشه در سازند گچساران به سطح رسیده است. همچنین اثر مهاجرت و انتشار راندگی‌ها در فرودپواره راندگی‌های قبلی مشهود است

سازوکار چین خوردگی در تاقدیس واقع در بالای سازند گچساران

تاقدیس بالایی به صورت نامتقارن در اثر بروز راندگی در افق متحرک بالایی در سازند گچساران شکل گرفته است. زاویه بین یالی ۱۰۰ درجه و شیب یال پشتی به میزان ۳۵ درجه و همچنین مقایسه ستبرای لایه مینا و پهلوئی پیشانی نشان دهنده ۳۰ درصد ضخیم شدگی پیش یال می باشد که با مقدار تغییرات ضخامت به دست آمده از نیمرخ های لرزه نگاری در تاقدیس بالایی هسته دار شده در سازند گچساران، همخوانی دارد (جدول ۱) و با این پارامترها سبک چین خوردگی جدایشی را نشان می دهد که یال پیشانی دچار برش شدگی شده است (شکل ۶a). همچنین شکل چین خوردگی در تاقدیس بالایی، هندسه مشابه با مدل ۱ (Mitra, 2002) چین خوردگی جدایشی گسل خورده نشان را می دهد (شکل ۵). که در این مدل چین خوردگی در واحد شکل پذیر (در اینجا بخش های پایینی واحد کم قوام گچساران) مقدم بر گسلش است. در ادامه رشد چین و چرخش پیش یال با افزایش دگرشکلی اتفاق می افتد. انتشار گسل در واحد پر قوام پیش یال و اتصال این گسل به افق جدایشی، مرحله نهایی در تکامل این سبک چین خوردگی است.

همواره روش های متفاوتی برای بررسی هندسه چین ها به کار رفته است که می توان به مقایسه هندسه چین با شکل های ارایه شده توسط (Mitra, 2002) و استفاده از نمودارهای چین های مرتبط با گسل های راندگی ارائه شده توسط (Jamison, 1987) اشاره کرد (Jamison, 1987). با استفاده از پارامترهای هندسی و تغییرات ضخامت یال ها برای سازوکارهای اصلی چین خوردگی مرتبط با گسل، نمودارهایی ارائه کرده است. پارامترهای مورد استفاده در این نمودارها شامل زاویه پلکان گسل (α) یا شیب پس یال (αb)، زاویه بین یالی چین (γ) و تغییرات ضخامت پیش یال نسبت به پس یال می باشند. این پارامترها در انواع چین های مرتبط با گسل به هم وابسته اند. همان طور که قبل تر اشاره شد در نیمرخ های لرزه نگاری تاقدیس رگ سفید واقع در دزفول جنوبی، دو تاقدیس بالا و پایین افق گچساران با جابجایی در محور چین ها وجود دارد. این پارامترها برای تاقدیس بالایی ریشه هسته دار شده در سازند گچساران و همچنین برای تاقدیس واقع در زیر افق گچساران در جدول ۱ آورده شده است. موقعیت هر یک از تاقدیس های رگ سفید با استفاده از این پارامترها بر روی نمودارهای (Jamison, 1987) مشخص شده است.



شکل ۵. الگوی ۱ تکامل جنبشی چین های جدایشی گسل خورده نامتقارن: (۱) شکل گیری چین اولیه، (۲) رشد چین با چرخش پیش یال، (۳) انتشار گسل در واحدهای پر قوام پیش یال، (۴) اتصال گسل به افق جدایشی (Mitra, 2002)

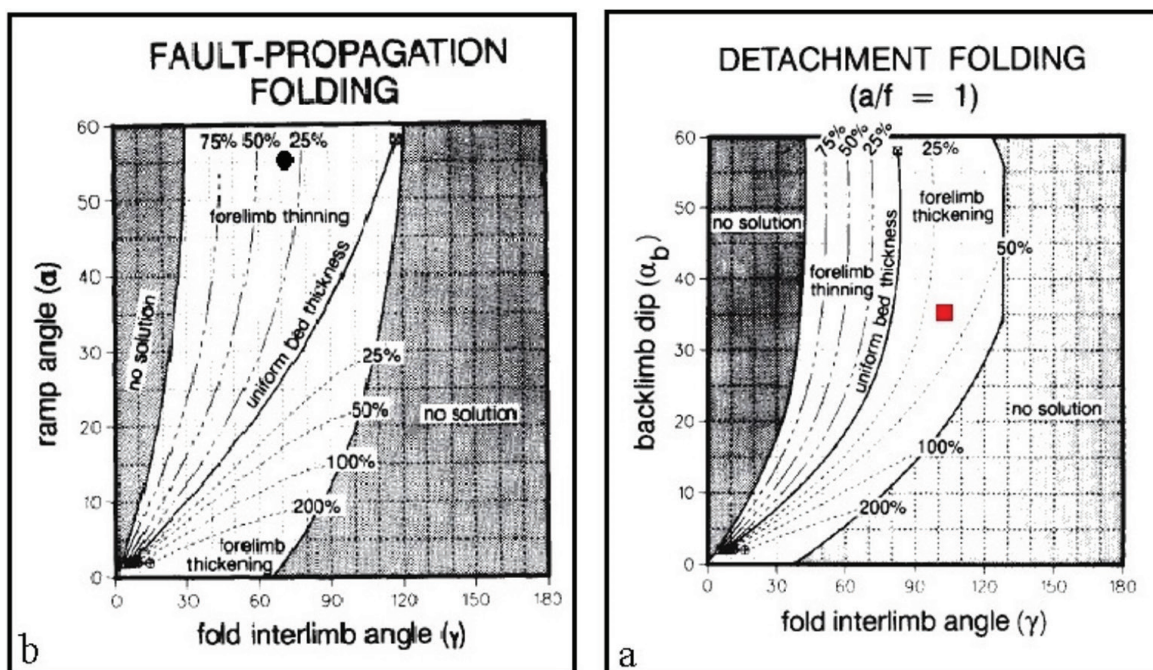
سازوکار چین خوردگی در تاقدیس‌های واقع در زیر سازند گچساران

زیرسطحی در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری AB و CD همخوانی دارد (جدول ۱) و با این پارامترها سبک چین خوردگی انتشار گسل را نشان می‌دهد (شکل ۶b). همچنین اثر مهاجرت و انتشار راندگی‌ها در فرودبواره راندگی‌های قبلی در این نیمرخ مشهود است (شکل ۴).

زاویه بین یالی ۷۰ درجه و شیب راندگی اصلی به میزان ۵۵ درجه و همچنین مقایسه ستبرای لایه مبنا و پهلوی پیشانی نشان دهنده ۳۰ درصد نازک شدگی پیش‌یال می‌باشد که با مقدار تغییرات ضخامت به دست آمده از تاقدیس

جدول ۱. داده‌های مربوط به نیمرخ لرزه‌نگاری جهت استفاده از نمودارهای (Jamison, 1987)

تاقدیس فوقانی	تاقدیس زیرین	زاویه بین یالی (γ)
۱۰۰	۷۰	شیب پس‌یال (α_b) یا شیب پلکان گسل (α)
۳۵	۵۵	تغییرات ضخامت پیش‌یال (درصد)
۳۰٪ ضخیم شدگی	۳۰٪ نازک شدگی	



شکل ۶. نمایش موقعیت نیمرخ لرزه‌نگاری بازتابی تاقدیس رگ سفید بر روی نمودارهای (Jamison, 1987)، (a) مربع قرمز موقعیت جایگاه تاقدیس بالایی و سبک چین خوردگی جدایشی را نشان می‌دهد، (b) دایره مشکی موقعیت جایگاه تاقدیس زیرسطحی و سبک چین خوردگی انتشار گسلی را نشان می‌دهد

گچساران نشان می‌دهد. همچنین برای تاقدیس زیرین (نیمرخ‌های AB و CD) که الگوی چین خوردگی بیشتر در ارتباط با انتشار راندگی‌ها هستند، رده‌های ۲ را در یال شمال شرقی کم شیب تر و رده ۳ را در یال‌های جنوب غربی پرشیب‌تر نشان می‌دهند (جدول ۲). تغییرات چین‌شناسی مکانیکی سازندهای مختلف که نقش اصلی را در تعیین مدل جنبشی

تقسیم‌بندی تاقدیس‌های فوقانی و زیری رگ سفید بر پایه نحوه قرارگیری خطوط هم‌شیب

نحوه قرارگیری خطوط هم‌شیب و تغییرات ضخامت یال‌های تاقدیس رگ سفید نسبت به منطقه لولایی آن، رده‌های ۱c را برای تاقدیس فوقانی شکل گرفته در سازند

جدول ۲. پارامترهای هندسی استخراج شده از نیمرخ‌های لرزه‌نگاری در تاقدیس‌های فوقانی و زیرین سازند گچساران

تاقدیس زیرین AB	تاقدیس زیرین CD	تاقدیس فوقانی		روده‌بندی Ramsay & Huber (1987)
۳۰	۴۰	۳۵	α زاویه ایزوگون‌ها	
۰/۸۹	۰/۷۶	۰/۹۳	$t' \alpha$ یال شمال خاوری	
۱/۲	۱	۱/۱۶	$T' \alpha$ یال شمال خاوری	
۲	۲	۱c	رده چین	
۴۷	۶۰	۴۵	α ایزوگون‌ها	
۰/۶۵	۰/۴۷	۰/۸	$t' \alpha$ یال جنوب باختری	
۱/۰۸	۰/۸	۱/۱	$T' \alpha$ یال جنوب باختری	
۳	۳	۱c	رده چین	

نمی‌باشد. در مقابل سطح گسستگی فوقانی قابل مشاهده بر روی زمین و همین‌طور بر روی خطوط لرزه‌ای است؛ بنابراین امکان تجزیه و تحلیل نحوه فعال شدن این افق طی چین‌خوردگی وجود دارد. بر اساس افق‌های لرزه‌ای موازی و چین‌خورده تا افق پالئوزوئیک پسین، چنین به نظر می‌رسد که سطح گسستگی تحتانی می‌بایست حداقل ۹ تا ۱۰ کیلومتر زیر سطح دریا در جنوب شرق فروافتادگی دزفول قرار داشته باشد (Sherkati and Letnezeey, 2004). شیل‌های پالئوزوئیک زیرین کاندیدای مناسبی جهت سطح گسستگی تحتانی در این منطقه هستند. تاقدیس فوقانی رگ سفید در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری (Mitra, 2002) چین‌های جدایشی گسل‌خورده نوع ۱c را نشان می‌دهند. براساس این مدل، تاقدیس بالایی در رگ سفید در مسیر این نیمرخ‌های لرزه‌نگاری ابتدا به‌صورت یک چین جدایشی با دامنه کم تشکیل شده است. در ادامه با افزایش میزان کوتاه‌شدگی، یال‌های چین (به‌ویژه یال جنوب باختری) دچار چرخش شده است. این چرخش باعث تمرکز کرنش در یال جنوب باختری و گسل‌خوردگی این یال شده است. سرانجام این گسل به قاعده افق جدایشی متصل شده است (شکل ۵). در تاقدیس‌های زیرسطحی رگ سفید، کندی چین را به شکل نیمه زاویه‌دار و زاویه بین یالی مقادیر کم را نشان می‌دهد. در بخش‌های شرقی و غربی کلاس چین در یال‌های پستی و جلویی رده‌های ۲ و ۳ را دارا می‌باشند. مسیریابی راندگی پرشیب اصلی در تاقدیس رگ سفید و بی‌بی حکیمه که در واقع قطعاتی از گسل پیش‌گودال^۱

چین‌خوردگی به عهده دارند به همراه تغییرات مکانیزم دگرشکلی و تغییرات نسبت ضخامت واحدهای سنگی پرقوام به کم قوام، موجب شکل‌گیری رده‌های مختلف چین در تاقدیس‌های فوقانی و زیر سازند گچساران شده است.

بحث

تحلیل سبک‌های مختلف چین‌خوردگی در توالی رسوبی تاقدیس رگ سفید

جنبش‌شناسی چین‌خوردگی در مراحل مختلف تکامل چین‌های جدایشی گسل‌خورده تغییر می‌کند. چرخش یال، مهاجرت لولا و برش داخلی مهمترین سازوکارهای دگربرختی در مراحل مختلف رشد یک چین جدایشی گسل‌خورده هستند و چین‌خوردگی در ارتباط با گسلش تنها در مراحل پایانی چین‌خوردگی حائز اهمیت می‌باشد. چین‌های جدایشی گسل‌خورده در مناطق با اختلاف مقاومت زیاد بین واحدهای مختلف ستون چینه‌شناسی مانند کمر بند چین‌خورده-رانده زاگرس از فراوانی بالایی برخوردار هستند (Mitra, 2002). در فروافتادگی دزفول به دلیل وجود افق‌های جدایشی قوی، چین‌های جدایشی و جدایشی گسل‌خورده، ساختارهای متداول می‌باشند (Sherkati and Letouzey, 2004; Carruba et al., 2006). همچنین در فروافتادگی دزفول گروه مقاوم، واحد ساختمانی منفردی را تشکیل می‌دهد که میان دو افق گسستگی تحتانی و فوقانی قرار گرفته‌اند و درعین حال تعدادی سطوح گسستگی میانی نیز در داخل این مدل رسوبی مقاوم گزارش شده است. افق گسستگی تحتانی در عمق بیش از ۱۰ کیلومتر قرار گرفته و حتی به کمک داده‌های لرزه‌ای نیز قابل مشاهده

1. Zagros foredeep fault

می باشند و مقطع ترسیمی توسط (Sherkati et al., 2006) نشان می دهد این گسل از لایه جدایشی پالتوزوئیک پایینی ریشه دار شده و تا بخش میانی سازند گچساران، رسوبات را دچار برش خوردگی کرده است. تفسیر مقاطع لرزه ای و یال پشتی پرشیب، ادامه این راندگی را تا افق متحرک پایینی تأیید می کند. محاسبه زاویه بین یالی و درصد نازک شدگی پیش یال و مقایسه با نمودارهای (Jamison, 1987) در تاقدیس های زیری، سبک چین خوردگی وابسته به انتشار گسل را نشان می دهند. در مقاطع مذکور آثار انتشار مهاجرت راندگی ها در فرودیواره راندگی های قبلی قابل مشاهده است. به نظر می رسد تغییر کلاس چین در تاقدیس فوقانی از رده ۱۰ به رده ۲ و ۳ در تاقدیس زیری و همچنین تغییر سبک چین از چین های جدایشی به سبک انتشار گسلی، نشانه افزایش کوتاه شدگی، پیشرفت دگرشکلی و تکامل چین در تاقدیس زیری باشد. می توان پیشنهاد داد که اختلاف در سبک چین خوردگی تاقدیس های بالایی و پایینی به دلیل به ضخامت بیشتر واحد متحرک (نمک عضوهای ۲ و ۴ سازند گچساران) و همچنین رئولوژی ترد و شکننده سازندهای کربناته در تاقدیس زیرین می باشد که در طی فرایند چین خوردگی اجازه انتقال دگرریختی از سبک چین جدایشی به سبک انتشار گسل را می دهد.

نمک نسبت داده شوند. به عبارت دیگر تغییرات ضخامت در نمک های بخش میانی سازند گچساران وابسته به حوادث همزمان با نهشتگی (ساختار on-lap features در شکل ۴ الف) می باشد. (Sherkati et al., 2005) و Abdollahie (2006) پیشنهاد دادند هندسه 'pinch and swell' در سازند گچساران قبل از نهشتگی سازند آغاچاری توسعه یافته است که می تواند ناشی از انباشتگی تجمعی یا یک مهاجرت اولیه باشد. در هر دو حالت وجود مرحله ابتدایی از فرایند چین خوردگی جهت تشکیل این ساختار نیاز است. همچنین حرکت نمک گچساران به وسیله گرانش به طرف فرورفتگی ها توسط (Sherkati et al., 2005) پیشنهاد شد. این مدل یک مرحله چین خوردگی اولیه در خلال یا بلافاصله بعد از نهشتگی سازند گچساران را در نظر می گیرد که با حرکت نمک به طرف ناودیس ها همراه است (Verges et al., 2011). نیز توسعه چین خوردگی ناهماهنگ در درون واحدهای متحرک بالایی گچساران در مفهوم مهاجرت جانبی تبخیری ها را پیشنهاد داد. نتایج ما و تفسیر مقاطع لرزه ای در فروافتادگی دزفول جنوبی نشان می دهد که مهاجرت جانبی در واحدهای نمکی ۲ و ۴ سازند گچساران رخ می دهد و واحدهای بالایی و پایینی سازند گچساران در مهاجرت نمک نقشی ایفا نمی کنند. همان طور که در شکل ۷ نشان داده شده است، رسوبات همزمان با تکنونیک آغاچاری در ناودیس ها همراه با فرونشست محلی هستند. واحدهای نامقاوم درون سازند گچساران زیر این سکانس آواری به طور جانبی به اطراف جریان می یابند. بنابراین احتمالاً علاوه بر مداومت نیروهای فشارشی در فاز کوتاه شدگی زاگرس و رشد تاقدیس های زیری، بارگذاری رسوبات نئوژن آواری در ناودیس ها می تواند دلیل دیگری برای حرکت و جریان یافتن سازند متحرک گچساران باشد (شکل ۷).

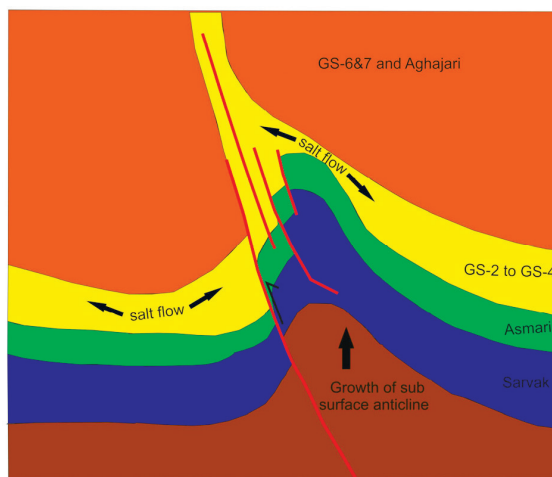
مقطع لرزه ای عبوری از تاقدیس بالایی نشانگر هندسه چین در مرحله ابتدایی توسعه این تاقدیس است. در این مقطع سازند گچساران در دو پهلوی این تاقدیس تجمع کرده است. این مورد مهاجرت اولیه سازند گچساران که در مرحله اولیه چین خوردگی رخ داده است، را نشان می دهد. سازند گچساران به وسیله چین خوردگی کوتاه تر و ناهماهنگ

نقش تبخیری های سازند گچساران در تکامل چین خوردگی فروافتادگی دزفول جنوبی

رفتار شکل پذیر واحدهای نامقاوم درون سازند گچساران به توسعه چین های ناهماهنگ بالای آن می انجامد. به طور کلی چین ها در بالای سازند گچساران در فروافتادگی دزفول تنگ و با طول موج کوتاه هستند (Abdollahie Fard et al., 2011) که شباهتی با ساختارهایی که توالی کربناته زیری را تحت تاثیر قرار داده اند، ندارند و در بعضی مکان ها ضخیم شدگی مهم و حرکات بزرگ تبخیری ها را درون این سازند ایجاد کرده اند (Carruba et al., 2006). دگرشکلی درون سازند گچساران که همراه با تغییرات اساسی ضخامت در چین های نوع زاگرسی و توسعه چین های ناهماهنگ هستند (Talbot and Koyi, 1988)، اساساً می توانند به جریان

باعث گسترش چین خوردگی پلی هارمونیک شده است. در نیمرخ‌های لرزه‌ای بازتابی عمود بر تاقدیس رگ سفید، یک راندگی عمقی جلویی منشأ گرفته در افق متحرک پایینی پالئوزوئیک که تا بخش بالایی سازند گچساران نفوذ کرده است، باعث ایجاد دگرریختی اصلی و بریدگی واضح در سازندهای حدفاصل آسماری از سازند گدوان شده است. با ادامه دگرریختی یک راندگی بالایی که ریشه در سازند شکل‌پذیر گچساران دارد به سطح رسیده است و باعث خمش در رخنمون سطحی سازندهای آغاچاری و میشان شده است. عملکرد این راندگی باعث شده که محور تاقدیس بالایی افق گچساران نسبت به محور تاقدیس اصلی پایینی دچار جابجایی شده باشد و همچنین فعال شدن افق متحرک بالایی گچساران باعث شده است که هندسه و سبک تاقدیس در زیر این سازند متفاوت از هندسه تاقدیس فوقانی باشد. چین‌های رشدی هم‌زمان با تکتونیک در سازند آغاچاری و میشان دچار خمیدگی شده‌اند که عملکرد راندگی‌های عمقی و هم‌زمانی با تکتونیک را نشانگر هستند. پارامترهای هندسی و شکل چین خوردگی نشان می‌دهد که تاقدیس‌های فوقانی رگ سفید در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری، چین‌های جدایشی گسل خورده نوع ۱c را نشان می‌دهند. در تاقدیس‌های زیرسطحی رگ سفید، کلاس چین در یال‌های پشتی و جلویی رده‌های ۲ و ۳ را دارا می‌باشد. محاسبه زاویه بین یالی و درصد نازک شدگی پیش‌یال و مقایسه با نمودارهای (Jamison, 1987) در نیمرخ‌های تاقدیس زیری، سبک چین خوردگی وابسته به انتشار گسل را نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد تغییر کلاس چین در تاقدیس فوقانی از رده ۱c به رده ۲ و ۳ در تاقدیس‌های زیری و همچنین تغییر سبک چین از چین‌های جدایشی به سبک انتشار گسلی، نشانه افزایش کوتاه‌شدگی، پیشرفت دگرشکلی و تکامل چین در تاقدیس‌های زیری باشد. نتایج ما و تفسیر مقاطع لرزه‌ای در فروافتادگی دزفول جنوبی نشان می‌دهد که مهاجرت جانبی در واحدهای نمکی (ممبرهای ۲ و ۴ سازند گچساران) رخ می‌دهد و واحدهای بالایی و پایینی سازند گچساران در مهاجرت نمک نقشی ایفا نمی‌کنند. رسوبات هم‌زمان با تکتونیک آغاچاری در

و گسلش دگرشکل می‌شود و به‌عنوان سطح تجزیه برای چین‌های زیرین عمل می‌کند که ناودیس در این افق متحرک به‌طور مستقیم تاقدیس‌های سازند کربناته را می‌پوشاند. چین‌های مدور در تاقدیس زیرین در سازندهای کربناته، چین‌های تحمیلی همراه با گسل‌های پرشیب هستند که بالایی یک سطح جدایشی عمیق جدایش یافته‌اند و نهایتاً به‌وسیله دگرشکلی پیش‌رونده گسل می‌خورند (چین‌های جدایشی گسل خورده Mitra, 2002). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت رفتار شکل‌پذیر و ضخامت قابل توجه از سازند گچساران در بالای کربنات‌های مقاوم میانی در توالی رسوبی فروافتادگی دزفول جنوبی، منجر به بروز سبک‌های متفاوت چین خوردگی در بالا و پایین آن و همچنین تکامل ساختارهای توسعه یافته در واحدهای سنگی منطقه شده است. به‌طوری‌که ساختارهای بخش بالایی و پایینی آن کاملاً از یکدیگر جدا شده و بر یکدیگر منطبق نیستند. تحلیل تفاوت ساختارهای توسعه یافته در واحدهای سنگی جوان‌تر و قدیمی‌تر از سازند گچساران در اکتشاف ساختارهای ذخایر هیدروکربوری اهمیت فراوان دارد.



شکل ۷. مدل مفهومی از مهاجرت جانبی نمک سازند میوسن گچساران که به‌وسیله رشد تاقدیس‌های زیرسطحی و نهشتگی سازندهای رویی جریان می‌یابد

نتیجه‌گیری

سازند گچساران در فروافتادگی دزفول جنوبی به دلیل رفتار متحرک آن به‌عنوان سطح جدایشی عمل نموده و ساختارهای بالا و پایین خود را از یکدیگر جدا کرده است و

- Carruba, S., Perotti, C.R., Buonaguro, R., Calabrò, R., Carpi, R. and Naini, M., 2006. Structural pattern of the Zagros fold-and-thrust belt in the Dezful Embayment (SW Iran): Geological Society of America, Special Papers, 414, 11-32.

- Cotton, J. T. and Koyi, H. A., 2000. Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: Application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan, Geological Society of America Bulletin, 112, 351-363.

- Davis, D. M. and Engelder, T., 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts, Tectonophysics, 19, 67-88.

- Edgell, H. S., 1996. Salt tectonism in the Persian Gulf Basin. In Salt Tectonics Geological Society of London, Special Publication, 100, 129-151.

- Farzipour Saein, A., Yassagi, A., Sherkat, S. and Koyi, H., (2009b) Mechanical stratigraphy and folding style of the Lurestan region in the Zagros fold thrust belt, Iran. Journal Geological Society, 166, 1101-1115.

- Ghanadian, M., Faghieh, A., Abdollahi Fard, I., Kusky, T. and Maleki, M., 2017. On the role of incompetent strata in the structural evolution of the Zagros fold-thrust belt, Dezful Embayment, Iran. Marine and Petroleum Geology, 81, 320-333.

- James, G. S. and Wynd, J. G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 49, 2182-245.

- Jamison, W. R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terrains. Journal of Structural Geology, 9, 207-219.

ناودیس‌ها با فرونشست محلی همراه هستند. واحدهای نامقاوم درون سازند گچساران زیر این سکانس آواری به‌طور جانبی به اطراف جریان می‌یابند. بنابراین احتمالاً علاوه بر مداومت نیروهای فشارشی در فاز کوتاه شدگی زاگرس و رشد تاقدیس‌های زیرسطحی، بارگذاری رسوبات نئوژن آواری در ناودیس‌ها می‌تواند دلیل دیگری برای حرکت و جریان یافتن سازند متحرک گچساران باشد.

منابع

- Abdollahi Fard, I., Braathen, A., Mokhtari, M. and Alavi, S. A., 2006. Interaction of the Zagros fold thrust belt and the Arabian type, deep-seated folds in the Abadan Plain and the Dezful Embayment, SW Iran. Petroleum Geoscience, 12, 347-362.

- Abdollahi Fard, I., Sepehr, M. and Sherkat, S., 2011. Neogene salt in SW Iran and its interaction with Zagros folding. Geological Magazine, 14, 854-867

- Ahmadhadi, F., Lacombe, O. and Daniel, J. M., 2007. Early reactivation of basement faults in Central Zagros (SW Iran): evidence from pre-folding fracture populations in the Asmari Formation and Lower Tertiary paleogeography. In Thrust Belts and Foreland Basins: From fold kinematics to hydrocarbon systems. Springer, 205-28.

- Bahroudi, A. and Koyi, H. A., 2003. Effect of spatial distribution of Hormuz salt in deformation style in the Zagros fold-and-thrust belt: An analog modeling approach. Journal of the Geological Society, London, 160, 719-733, doi: 10.1144/0016-764902-135.

- Bonini, M., 2003. Detachment folding, fold amplification, and diapirism in thrust wedge experiments. Tectonics 22, TC1065; doi:10.1029/2002TC001458.

- Koyi, H. A., Sans, M. and Bahroudi, A., 2004. Modelling the deformation front of fold-thrust belts containing multiple weak horizons. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata*, 45, 101-113.
- Massoli, D., Koyi, H. A. and Barchi, M. R., 2006. Structural evolution of a fold and thrust belt generated by multiple de'collements: Analogue models and natural examples from the northern Apennines (Italy), *Journal of Structural Geology*, 28, 185-190.
- Mitra, S., 2002. Structural models of faulted detachment folds. *AAPG Bulletin*, 86, 1673-1694, doi: 10.1306/61EEDD3C-173E-11D7-8645000102C1865D.
- Najafi, M., Yassaghi, A., Bahroudi, A., Verges, J. and Sherkati, S., 2014. Impact of the late Triassic dashtak intermediate décollement horizon on anticline geometry in the central frontal Fars, SE Zagros Fold belt, Iran. *Journal Marine and Petroleum Geology*, 54, 23-36.
- Ramsay, J. G. and Huber, M. I., 1987. *The techniques of modern structural geology: Folds and fractures 2*, Academic Press.
- O'Brien, C. A. E., 1957. Salt diapirism in south Persia. *Geology Mijnbouw*, 19, 357-376.
- Sattarzadeh, Y., Coscrov, J. W. and Vitafinzi, C., 2000. The interplay of faulting and folding during the evolution of the Zagros deformation belt. *Geological Society of London, Special Publication*, 169, 187-96.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J. W., 2004. Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 829-843, doi:10.1016/j.marpetgeo.2003.07.006.
- Sherkati, S. and Letouzey, J., 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone Dezful Embayment), Iran, *Marine and Petroleum Geology*, 21, 535-554.
- Sherkati, S., Letouzey, J. and Frizon de Lamotte, D., 2006. The Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation and sandbox modeling. *Tectonics*, 25, 1-27.
- Saura, E., Verges, J., Homke, S., Blanc, E., Serraliel, J., Bernaola, G., Casciello, E., Fernandez, N., Romaine, I., Casini, G., Embry, J. C., Sharp, I. and Hunt, D., 2011. Basin architecture and growth folding of the NW Zagros during the Late Cretaceous and Early Tertiary. *Journal of the Geological Society*, 168, 235-50
- Talbot, C. J. and Koyi, H., 1988. Active mylonites of Neoproterozoic rock salt in the Zagros. In *Fault-Related Rocks; A photographic atlas*. Princeton University Press, 554-5.
- Verges, J., Goodarzi, M. G. H., Emami, H., Karpuz, R., Efstathiou, J. and Gillespie, P., 2011. Multiple detachment folding in Pusht-e Kuh arc, Zagros: role of mechanical stratigraphy. In *Thrust Fault Related Folding*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 94, 1-26.

بررسی کارایی مدل هیبریدی هالت-وینترز موجکی (WHW) در شبیه‌سازی تراز سطح ایستابی آبخوان ساحلی ارومیه

علی میرعربی^۱، حمیدرضا ناصری^۲ و محمد نخعی^۳ و فرشاد علیجانی^۴

۱. دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۲. استاد گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۳. استاد گروه زمین‌شناسی کاربردی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، کرج

۴. استادیار گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۷/۱۴

تاریخ پذیرش: ۹۷/۱۲/۰۷

چکیده

پیش‌بینی تراز سطح آب زیرزمینی به‌منظور درک صحیح در مورد روند تغییرات آبخوان و مدیریت و برنامه‌ریزی این منابع آبی ارزشمند، بسیار مهم است. این مقاله از مدل هیبریدی هالت‌وینترز موجکی (WHW) برای اولین بار در شبیه‌سازی تراز سطح ایستابی بهره گرفته است. بدین منظور از سری زمانی ۱۶ ساله نوسانات ماهانه تراز سطح آب زیرزمینی در دو چاه مشاهده‌ای آبخوان ساحلی ارومیه استفاده شد. در WHW سری زمانی مادر به چندین زیر سری با مقیاس‌های زمانی مختلف تبدیل شد، سپس زیر سری‌های زمانی به‌صورت تک‌تک به‌عنوان ورودی مدل HW قرار گرفته و با تجمیع خروجی‌ها تراز محاسباتی سطح ایستابی به دست آمد. پس از آن عملکرد مدل WHW با مدل‌های خطی HW، ARIMA و SARIMA و نیز مدل‌های هوشمند غیرخطی شبکه عصبی (ANN) و رگرسیون بردار پشتیبان (SVR) مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج نشان داد که در مدل WHW در مقایسه با مدل‌های خطی، معیار خطای NSE و RMSE در مرحله آزمون به ترتیب تا ۳۰ و ۶۰ درصد ارتقا یافته و در مقایسه با مدل‌های غیرخطی ANN و SVR عملکرد برابر و مشابه داشته است. همچنین نتایج نشان داد که هرچه تراز سطح آب زیرزمینی از تناوب‌های چندگانه و غیرفصلی بیشتری برخوردار باشد، دقت مدل WHW در قیاس با مدل‌های خطی بیشتر می‌شود.

واژه‌های کلیدی: هالت وینترز، تبدیل موجک، شبکه عصبی، رگرسیون بردار پشتیبان، آب زیرزمینی.

مقدمه

زیرزمینی علاوه بر مدل‌های دانش مبنا (عددی، فیزیکی و تحلیلی)، مدل‌های داده‌مبنای (سری زمانی) زیادی تکامل یافته است. سری زمانی تراز سطح آب زیرزمینی همانند سایر فرآیندهای هیدرولوژیک و اقلیمی دارای سه جزء اساسی خود همبسته، تناوب (به‌صورت فصلی) و تصادفی (گوس) می‌باشند (نورانی و همکاران، ۱۳۹۷). تفاوت مدل‌های داده

شبیه‌سازی دقیق و واقعی نوسانات تراز سطح ایستابی می‌تواند نقش مهمی در حل بسیاری از مشکلات هیدروژئولوژیکی و محیط زیستی داشته باشد و اطلاعات موثری در ارتباط با برنامه‌ریزی و مدیریت کمی و کیفی منابع آبی ارائه کند. جهت شبیه‌سازی نوسانات سطح آب

* نویسنده مرتبط: H-nassery@sbu.ac.ir

دریاچه ارومیه) و مقایسه عملکرد آن با مدل‌های خطی SARIMA, ARIMA, HW و مدل‌های غیرخطی شبکه عصبی (ANN) و رگرسیون بردار پشتیبان (SVR) مورد ارزیابی قرار دهد. اصولاً تغییرات منظم و فصلی آب و هوایی بر نوسانات سطح دریاچه به‌طور مستقیم مؤثر است و نوسانات دریاچه نیز بر تراز آب زیرزمینی ساحلی تأثیر دارد. بنابراین در آبخوان‌های ساحلی علاوه بر فرآیندهای هیدروکلیماتولوژی و هیدروژئولوژی، نوسانات دریاچه نیز بر تراز آب زیرزمینی ساحلی اثرگذار می‌باشد که هرچه از دریاچه فاصله گرفته شود از شدت تأثیر آن کاسته می‌شود. از این رو بررسی تأثیر نوسانات سطح دریاچه بر روی عملکرد مدل‌های مذکور از دیگر اهداف این پژوهش است. این نکته قابل ذکر است که تاکنون از این مدل هیبریدی در مدل‌سازی تراز سطح آب زیرزمینی استفاده نشده است؛ اما در سایر زمینه‌ها همچون پدیده‌های هیدروکلیماتولوژیکی از قبیل پیش‌بینی رواناب و تغییرات درجه حرارت (نورانی و همکاران، ۱۳۹۷) و پیش‌بینی بار الکتریسیته کوتاه‌مدت از مدل هیبریدی WHW استفاده شده است (Sudheer and Suseelatha, 2015).

منطقه مورد مطالعه

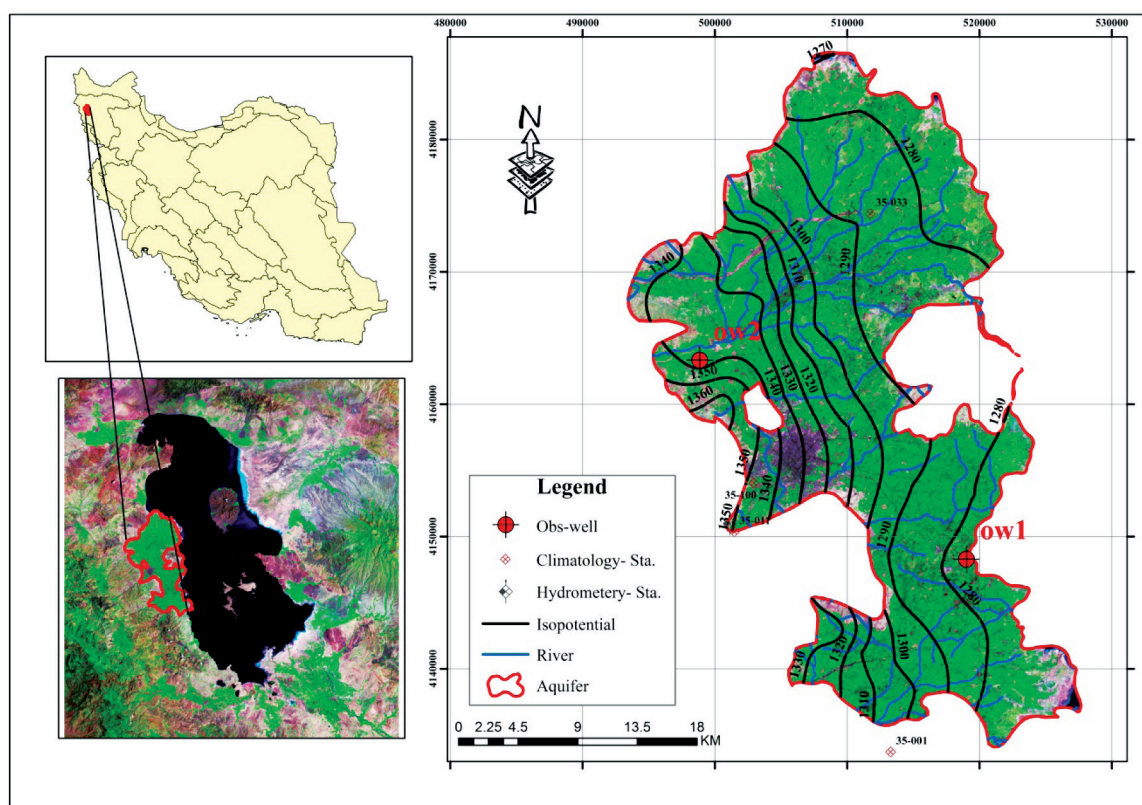
منطقه مورد مطالعه آبخوان ارومیه با طول جغرافیایی $39^{\circ} 13' 46''$ و عرض جغرافیایی $36^{\circ} 31' 17''$ در شمال غرب ایران با متوسط بارندگی 304 میلی‌متر در سال دارای اقلیم سرد و خشک می‌باشد. ارتفاعات مشرف به این محدوده از نظر تغذیه دشت توسط آورد رودخانه‌های واقع در (شهرچای، باراندوز چای و نازلو چای) دارای اهمیت می‌باشند که قسمتی از نزولاتی که در سطح کوهستان‌های مرتفع ریزش می‌کنند از طریق آبراهه‌ها و همچنین وجود سیستم‌های درز و شکاف به زمین نفوذ نموده و در اعماق زمین به سطح آب‌های زیرزمینی رسیده و آن را تغذیه می‌نماید. آبخوان ارومیه در اراضی ساحلی و کم‌شیب ضلع غربی دریاچه ارومیه واقع شده است و به‌عنوان آبخوان ساحلی محسوب می‌شود. آبخوان ارومیه با مساحت 764 کیلومترمربع دارای 18803 حلقه چاه عمیق و نیمه‌عمیق و 46 دهنه چشمه و 49 رشته قنات می‌باشد (شرکت آب منطقه‌ای آذربایجان غربی،

مبنا متأثر از توانایی آن‌ها در کنترل این اجزاء می‌باشد. از مدل‌های داده مبنای کلاسیک که در دهه‌های اخیر در مدل‌سازی نوسانات تراز آب زیرزمینی استفاده شدند می‌توان به مدل‌های خطی ARIMA و SARIMA اشاره کرد. مدل هالت وینترز (Holt-Winters) نیز از جمله مدل‌های کلاسیک، خطی و تک متغیره می‌باشد که در اوایل دهه ۶۰ میلادی ارائه شد و یکی از ایده‌های اصلی آن، پیش‌بینی آینده بر اساس میانگین وزنی به مشاهدات گذشته است، به‌طوری‌که مشاهدات نزدیک‌تر دارای وزن بیشتر و مشاهدات دورتر دارای وزن کمتری هستند. اخیراً از این مدل به‌منظور تجزیه، تحلیل و شبیه‌سازی تراز آب زیرزمینی کم‌عمق و ساحلی استفاده شده است (Yang et al., 2017). جهت شبیه‌سازی نوسانات کوتاه‌مدت میزان تغییرات کلرید در آب زهکشی شده از معادن اوسترون از مدل هالت وینترز استفاده شده است (Dabrowska et al., 2015).

از طرف دیگر با ورود تئوری نوین تبدیل موجک به حیطه علم ریاضی و مهندسی، استفاده از موجک‌ها به‌عنوان ابزاری مناسب در پیش‌پردازش و تبیین اجزای اساسی سری زمانی به‌سرعت افزایش یافته است. تبدیل موجک که توانایی بیان اطلاعات فرکانسی و زمانی را به‌صورت همزمان برای یک سیگنال دارا می‌باشد قادر است یک سری زمانی را به زیرسری‌هایی در حوزه فرکانس و زمان تجزیه کند. تجزیه در حوزه فرکانس و زمان منجر به افزایش کنترل اجزای سری زمانی به‌ویژه حالت فصلی در رفتار یک سری زمانی و بهبود نتایج پیش‌بینی‌ها می‌شود (نورانی و همکاران، ۱۳۹۷). هرچند مدت زیادی از عمر تئوری موجک نمی‌گذرد، اما در سال‌های اخیر به‌طور گسترده در مدل‌سازی سری‌های زمانی هیدرولوژیک استفاده شده و با ارائه اطلاعات در سطوح مختلف فرکانسی کمک شایانی را در مدل‌سازی کرده است.

در این پژوهش سعی بر این است که با استفاده همزمان از توانایی‌های تبدیل موجک و قابلیت مدل هالت وینترز و ارائه مدل هیبریدی هالت وینترز موجک (WHW)، برای اولین بار شبیه‌سازی تراز آب زیرزمینی در دو چاه مشاهده‌ای آبخوان ساحلی (نزدیک‌ترین و دورترین چاه مشاهده‌ای به

۱۳۹۳). حداکثر سطح برخورد به آب در مجاورت ارتفاعات حاشیه غربی دشت در قسمت‌های جنوبی در حدود ۱۰ متر و در محدوده‌های شمالی حدوداً ۴۰ متر مشاهده گردید. بر اساس تراز سطح آب زیرزمینی (شکل ۱)، جهت جریان آب زیرزمینی از غرب به شرق می‌باشد. به‌منظور شبیه‌سازی ماهانه نوسانات تراز سطح آب زیرزمینی آبخوان ساحلی ارومیه و بررسی میزان تأثیرپذیری مدل از نوسانات سطح آب دریاچه از داده‌های ماهانه سطح آب زیرزمینی در دو چاه مشاهده‌ای به نام‌های OW1 و OW2 (شکل ۱) از سال آبی ۸۰-۱۳۷۹ لغایت ۹۵-۱۳۹۴ به مدت ۱۶ سال استفاده شد. چاه مشاهده‌ای OW1 که در منطقه شرق دشت و در مجاورت دریاچه ارومیه قرار دارد بیانگر تأثیرپذیری زیاد از نوسانات سطح آب دریاچه و چاه مشاهده‌ای OW2 در منطقه غرب دشت و دور از دریاچه نشان‌دهنده تأثیرپذیری کم از نوسانات سطح آب دریاچه می‌باشند. مشخصات آماری آب زیرزمینی در چاه‌های مشاهده‌ای مورد مطالعه در جدول ۱ نشان داده شده است.



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه همراه با موقعیت چاه‌ها و خطوط هم پتانسیل

جدول ۱. پارامترهای آماری تراز آب زیرزمینی در چاه‌های مشاهده‌ای مورد مطالعه

چاه‌های مشاهده‌ای	پارامترهای آماری			
	میانگین	بیشینه	کمینه	انحراف معیار
OW1	۱۲۷۷/۰۱	۱۲۷۹/۳۷	۱۲۷۴/۹۱	۱/۱۱
OW2	۱۳۴۳/۲۲	۱۳۶۲/۴۱	۱۳۲۳/۲۹	۷/۱۸

مدل های خطی سری زمانی

اصولاً مدل های تحلیل سری زمانی (داده مینا) به مدل خطی و غیرخطی یا تک متغیره و چندمتغیره تقسیم بندی می شوند. از انواع مدل های خطی می توان به SARIMA, ARIMA, AR, MA و HW اشاره کرد.

الف) مدل ARIMA و SARIMA: از جمله روش های پیش بینی، روش یک متغیره مدل باکس-جنکینز است (Box et al., 2015). در این روش برازش داده ها پس از تعیین مرتبه تفاضلی کردن و تعیین مرتبه هر یک از فرآیندهای اتو رگرسیون (AR) و میانگین متحرک (MA) انجام می شود. مدل ARIMA به صورت (p,d,q) نمایش داده می شود که p نشانگر مرتبه خودهمبستگی، d مرتبه تفاضلی غیرفصلی و q مرتبه تأخیر زمانی برای خطای پیش بینی می باشد. هرگاه در یک سری بعد از هر فاصله زمانی مشخص (S) شباهت هایی پیدا شود، سری دارای رفتار فصلی یا تناوبی با دوره تناوب S می شود. برای مدل سازی این نوع سری زمانی معمولاً مدل SARIMA (q,d,p)(Q,D,P) که حالت کلی ARIMA می باشد، استفاده می شود. در این مدل ضرایب (q,d,p) مربوط به بخش غیرفصلی و (Q,D,P) مربوط به بخش فصلی سری زمانی می باشد (Box et al., 2015). مدل های ARIMA و SARIMA به طور کلی دارای چهار مرحله شناسایی مدل، برازش الگو، تشخیص درستی الگو و پیش بینی می باشند. بررسی مناسب مدل با تجزیه و تحلیل خطای باقیمانده مدل برازش داده شده صورت می گیرد. چنانچه مدل درست تشخیص داده شده باشد، باقی مانده ها باید دارای خواص متغیرهای تصادفی مستقل با میانگین صفر و واریانس ثابت باشند.

ب) مدل هالت وینترز (HW): معمولاً برای پیش بینی سری های زمانی که علاوه بر روند، دارای تغییرات فصلی یا سیکلی هستند از مدل هالت وینترز استفاده می شود. اساس این مدل ها بر میانگین موزون استوار است که در این میانگین، بیشترین وزن به جدیدترین مشاهده، وزن کمتر به مشاهده قبل از آن و الی آخر داده می شود. برای به کارگیری این مدل نیاز به برآورد سه مؤلفه سطح یا (میانگین)، روند (T) و تناوب یا فصلی (S) می باشند (Winters, 1960).

منظور از تناوب در این مدل تغییراتی است که دوره تکرار آن ها حداکثر یک سال باشند. مدل هالت وینترز شامل سه معادله هموارساز S_t ، F_t و T_t به ترتیب برای درجه، روند و جزء فصلی می باشد. سه عامل ذکر شده مطابق روابط زیر محاسبه می شوند (Winters, 1960):

$$F_t = \alpha(F_{t-1} - T_{t-1}) + (1 - \alpha) \frac{Y_{t-1}}{S_{t-K}} \quad (1)$$

$$S_t = \Delta S_{t-K} + (1 - \Delta) \frac{Y_t}{F_t} \quad (2)$$

$$T_t = \gamma T_{t-1} + (1 - \gamma)(F_t - F_{t-1}) \quad (3)$$

در این روابط F_t مقدار هموارساز عامل سطح برای زمان t ، F_{t-1} معادل مقدار هموارساز عامل سطح برای زمان $t-1$ ، Y_{t-1} برابر مقدار واقعی داده برای زمان $t-1$ ، T_t مقدار روند تخمین زده شده، S_t مقدار عامل فصلی تخمین زده شده و α ، Δ و γ همگی ضرایب هموارسازی هالت وینترز هستند که مقدار آن ها همواره بین صفر و یک خواهد بود.

تبدیل موجک

تابع تبدیل موجک قابلیت تجزیه سری زمانی به چندین زیرسری زمانی با مقیاس های مختلف را دارد و با بررسی زیر سری های زمانی به دست آمده از سری زمانی کلی، رفتار کوچک مقیاس و بزرگ مقیاس یک فرآیند هیدرولوژیک را آنالیز می کند (Sang, 2012). تابع موجک، تابعی است که دو ویژگی مهم نوسانی بودن و کوتاه مدت بودن را دارد. $\varphi(x)$ ، تابعی موجک است اگر و فقط اگر تبدیل فوریه آن $\varphi(\omega)$ ، شرط زیر را به انجام برساند (Mallet, 1998).

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \frac{|\varphi(\omega)|}{|\omega|^2} d\omega < +\infty \quad (4)$$

این شرط با عنوان شرط پذیرفتگی برای موجک $\varphi(x)$ شناخته می شود. $\varphi(x)$ تابع موجک مادر است (رابطه ۵) که ضرایب a و b در آن نقش انتقال و مقیاس سیگنال مورد نظر را دارند (Mallet, 1998).

$$\varphi_{a,b}(x) = \frac{1}{\sqrt{a}} \varphi\left(\frac{x-b}{a}\right) \quad (5)$$

در نهایت ضرایب موجک در هر نقطه از سیگنال (b) و برای هر مقدار از مقیاس (a) با رابطه (۶) قابل محاسبه است:

روش اجرا شود (نورانی و همکاران، ۱۳۹۷). در روش اول تک تک فرکانس‌های تقریب (A) و جزئیات (D_1, D_2, \dots, D_i) به صورت جداگانه وارد مدل HW می‌شوند. در این روش به ازای تعداد هر یک از زیرسری‌های تقریب و جزئیات، مدل HW وجود خواهد داشت. در ادامه مقادیر شبیه‌سازی هر یک از زیرسری تقریب و جزئیات سری زمانی با یکدیگر جمع و سری زمانی شبیه‌سازی شده به دست می‌آید. در روش دوم به منظور جلوگیری از ازدیاد مدل‌ها و تسریع در مدل‌سازی، مراحل مدل HW طی دو مرتبه صورت می‌گیرد. به طوری که یک بار تقریب (a) و بار دیگر مجموعه فرکانس‌های جزئیات شامل ($D_1 + D_2 + \dots + D_i$) با مدل HW مدل می‌شوند. در انتها طبق اصل جمع آثار، نتایج خروجی از هر دو مدل HW با یکدیگر جمع می‌شوند تا سری زمانی محاسباتی به دست آید. مطالعات قبلی در شبیه‌سازی فرآیندهای هیدروکلیماتولوژیک نشان می‌دهد که استفاده از روش اول از دقت و کارایی بالاتری در مقایسه با روش دوم برخوردار است (نورانی و همکاران، ۱۳۹۷)؛ بنابراین در این پژوهش از روش اول جهت استفاده مدل هیبریدی WHW استفاده شده است. با توجه به مقیاس تجزیه تبدیل موجک استفاده شده ($i=3$) بنابراین به تعداد فرکانس حاصل از تبدیل موجک یعنی چهار ریزفرکانس ($i+1$)، مدل WHW وجود خواهد داشت. در این پژوهش برای انجام تبدیل موجک از زبان برنامه‌نویسی MATLAB و برای مدل HW از نرم‌افزار Minitab استفاده شده است.

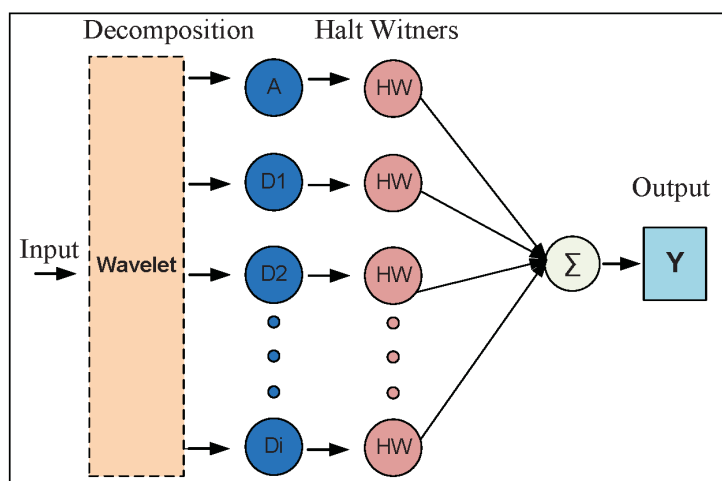
$$CWT(a, b) = Wf(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(x) \varphi\left(\frac{x-b}{a}\right) dx = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x) \varphi_{a,b}(x) dx \quad (6)$$

توابع موجک دارای انواع بسیاری هستند که مهم‌ترین و پرکاربردترین آن‌ها شامل تابع موجک db4 می‌باشند که با توجه به کارهای گذشته صورت گرفت (Moosavi et al., 2013). در این مقاله نیز برای مدل‌سازی سری‌های زمانی ماهانه از این موجک مادر با سه سطح تجزیه استفاده شده است.

مدل هیبریدی حالت وینترز موجکی (WHW)

ساختار مدل هیبریدی WHW از دو بخش تبدیل موجک و HW تشکیل شده است که تبدیل موجک نقش پیش‌پردازش داده‌های ورودی و مدل HW نقش مدل‌سازی را دارد (شکل ۲). در روش پیشنهاد شده ابتدا سری زمانی تراز ماهانه سطح آب زیرزمینی (H) به فرکانس‌های با درجه تجزیه مختلف تجزیه می‌شوند. اگر i درجه تجزیه سری زمانی H در نظر گرفته شوند، به $i+1$ فرکانس شامل فرکانس تقریب (D) و فرکانس‌های جزئیات (D_1, D_2, \dots, D_i) تجزیه می‌شود. بنابراین تعداد داده‌های ورودی برابر با $i+1$ خواهد بود که در مرحله بعد داده‌های تجزیه‌شده برای مدل‌سازی به عنوان ورودی مدل HW به کار گرفته می‌شوند.

مدل HW یک مدل تک متغیره است و فقط یک متغیر به عنوان ورودی به آن وارد می‌شود. بنابراین بعد از استفاده از اعمال تبدیل موجک بر روی سری زمانی و استخراج فرکانس‌ها، مدل ترکیبی WHW می‌تواند به دو



شکل ۲. ساختار شماتیکی مدل حالت وینترز موجکی

(Nakhaei and Saberi, 2012).

در مدل ترکیبی WHW تمام فرکانس‌های حاصل از تبدیل موجک در مدل‌سازی تراز سطح آب زیرزمینی در نظر گرفته می‌شود. برای اعمال تبدیل موجک در مدل HW، ابتدا سری زمانی مورد نظر در نرم‌افزار MATLAB و تبدیل موجک با موجک مادر db4 با سطح ۳ تجزیه شد و به یک فرکانس تقریب (A) و سه فرکانس جزئیات (D_2, D_1, D_3) تبدیل گردید. سپس تک‌تک فرکانس‌ها در نرم‌افزار Minitab توسط ماژول HW مدل شده است. جهت انجام مدل HW ابتدا مقادیر α, γ و Δ که ضرایب هموارسازی نمایی هالت وینترز هستند برای تک‌تک فرکانس‌ها برآورد شدند. در مرحله بعد به منظور صحت سنجی مدل انتخابی، مقدار هر یک از فرکانس‌ها طی دوره ۹۱-۱۳۹۰ تا ۹۵-۱۳۹۴ با استفاده از ضرایب مذکور محاسبه شده است. در انتها و طبق اصل جمع آثار، خروجی مدل‌ها با یکدیگر جمع و سری زمانی محاسباتی به دست آمد. مراحل شبیه‌سازی مدل هیبریدی WHW و مقایسه مقادیر فرکانس‌ها واقعی و شبیه‌سازی شده در OW1 و OW2 به همراه ضرایب هموارسازی و معیار سنجش خطا (مرحله صحت سنجی) در شکل‌های ۳ و ۴ آورده شده است.

جهت بررسی و اثبات سازگاری و کارایی مدل ترکیبی WHW با مدل‌های خطی و غیرخطی از مقایسه نتایج مدل WHW با مدل‌های ARIMA, HW, SARIM و شبکه عصبی مصنوعی (ANN) و رگرسیون بردار پشتیبان (SVR) استفاده شد. در مدل‌های ARIMA, HW و SARIM از تغییرات تراز سطح آب زیرزمینی چاه‌های مشاهده‌ای مورد مطالعه و در مدل‌های ANN و SVR از داده‌های سطح آب دریاچه، بارش، میزان آبدهی نزدیک‌ترین ایستگاه هیدرومتری به‌عنوان ورودی مدل استفاده شد. شایان ذکر است عواملی همچون میزان برداشت از چاه‌های بهره‌برداری و میزان آب برگشتی به آبخوان نیز از عوامل موثر در نوسانات سطح آب زیرزمینی منطقه است. اما این اطلاعات یا به‌صورت مستقیم قابل اندازه‌گیری نبوده و یا به‌صورت منظم و با بازه زمانی ماهانه مورد اندازه‌گیری قرار نگرفته و در دسترس نمی‌باشند. لذا به‌منظور جلوگیری

معیار ارزیابی خطا

در این پژوهش از ویژگی‌های آماری جذر میانگین مربعات خطا (RMSE)، ضریب همبستگی (R) و نش-ساتکلیف (NSE) مطابق با روابط زیر به‌منظور ارزیابی کارایی و خطای هر شبکه و توانایی آن برای پیشگویی دقیق استفاده شد.

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |H_{Pi} - H_{Oi}| \quad (7)$$

$$R = \frac{(\sum_{i=1}^N (H_{Oi} - \bar{H}_O)(H_{Pi} - \bar{H}_P))^2}{\sum_{i=1}^N (H_{Oi} - \bar{H}_O)^2 \sum_{i=1}^N (H_{Pi} - \bar{H}_P)^2} \quad (8)$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (H_{Oi} - H_{Pi})^2}{\sum_{i=1}^N (H_{Oi} - \bar{H}_O)^2} \quad (9)$$

در روابط فوق H_{Oi} نتایج مشاهداتی، H_{Pi} نتایج محاسباتی و N تعداد کل مشاهدات است. بهینه‌ترین جواب برای مدل هنگامی ایجاد خواهد شد که RMSE و MAE به سمت صفر و R و NSE به سمت یک میل کند.

نتایج مدل‌سازی و بحث

در این پژوهش با بهره‌گیری از مدل هیبریدی هالت وینترز موجکی (WHW) به شبیه‌سازی و پیش‌بینی ماهانه تراز آب زیرزمینی در افق زمانی پیش‌رو ($t+1$) در دو چاه مشاهده‌ای آبخوان ساحلی و مقایسه عملکرد با مدل خطی ARIMA, HW و SARIMA و مدل‌های غیرخطی شبکه عصبی (ANN) و رگرسیون بردار پشتیبان (SVR) و تأثیر نوسانات دریاچه بر میزان عملکرد مدل‌ها پرداخته شده است. در مدل ترکیبی WHW برای سنجش اثر آنالیز موجک بر فرآیند مدل‌سازی، داده‌ها پیش‌پردازش و چند مقایسه شده و به‌عنوان ورودی مدل HW استفاده می‌شوند. تبدیل موجک، داده‌ها را در مقیاس‌های زمانی مختلف (درجه تجزیه) ارزیابی می‌کند. بنابراین سری‌های زمانی کوتاه و بلند مقیاس در این فرآیند از هم جدا می‌شوند. به بیان کامل‌تر هنگامی که از تبدیل موجک در ورودی مدل استفاده می‌شود به دلیل ماهیت چند مقیاس بودن آن، موجب افزایش دقت مدل در تشخیص و دریافت ویژگی‌های غیرخطی و بلندمدت سری زمانی می‌شوند. در این پژوهش سری‌های زمانی با سطح تجزیه ۳ با تابع موجک db4 استفاده شده است

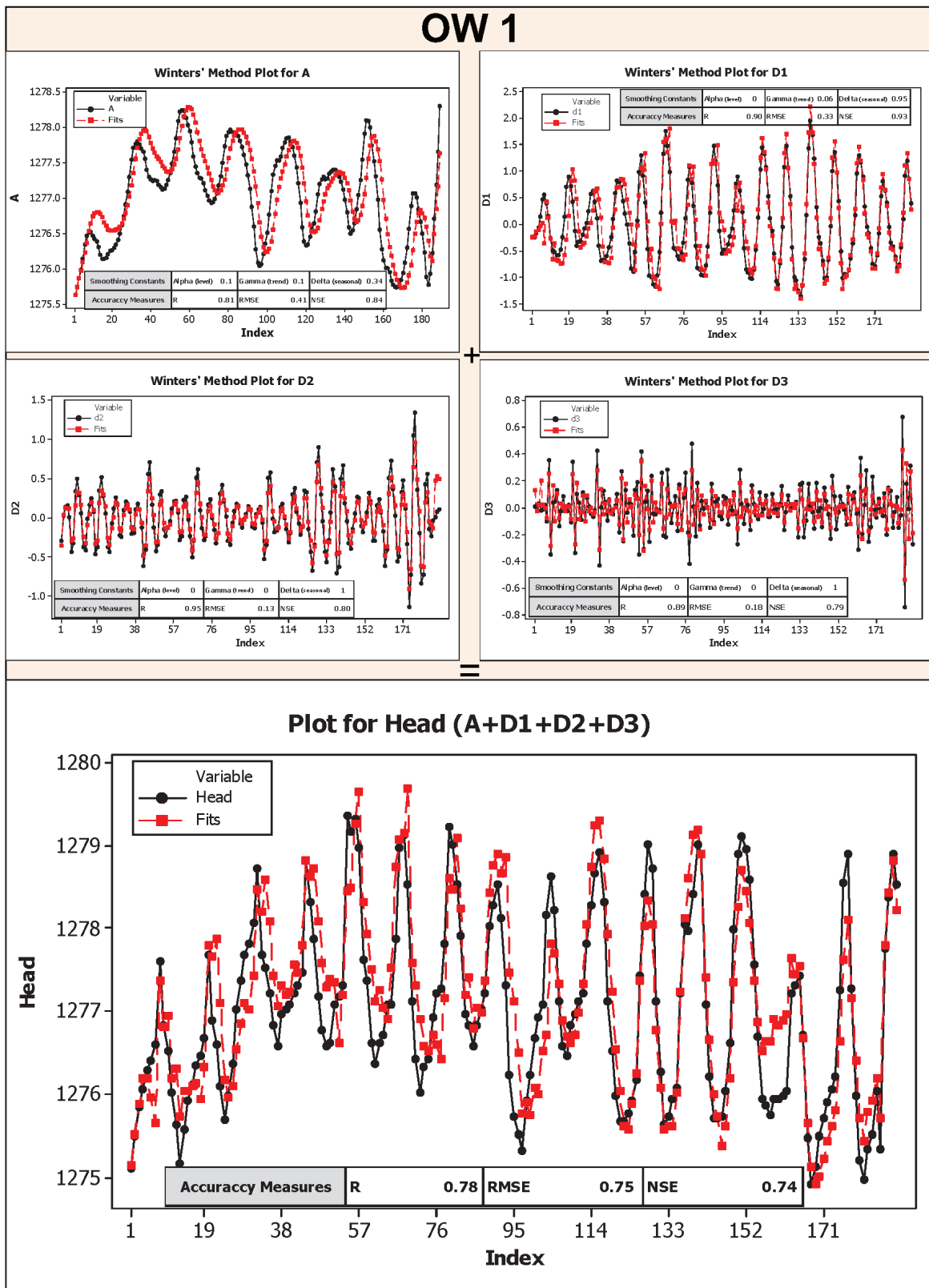
را در مدل‌سازی به دست آورد، اما در چاه OW2 ویژگی خود همبسته و فصلی تک تناوبه کمتر از چاه OW1 است و دارای تناوب‌های چندگانه است که اعمال تبدیل موجک در بهبود مدل بسیار مؤثر بوده است. در نتیجه می‌توان مدل ترکیبی WHW را به‌عنوان مدلی مطلوب برای شبیه‌سازی تراز سطح ایستابی با تناوب چندگانه و غیرخطی معرفی کرد. در مقایسه نتایج مدل‌های ARIMA و SARIMA همچنین می‌توان قوی بودن ویژگی خودهمبستگی و تناوب‌های فصلی منظم چاه OW1 نسبت به OW2 استنباط نمود، چرا که نتایج به‌دست‌آمده در مدل SARIMA برای چاه مشاهده‌ای OW1 بهتر از OW2 می‌باشد.

نتایج حاکی از عملکرد و دقت مناسب مدل‌های غیرخطی ANN و SVR نسبت به مدل‌های خطی و هیبریدی است. به علت ساختار بالقوه، الگوریتم آموزش وجود هسته پردازش در مدل‌های غیرخطی ANN و SVR، امکان فراگیری کامل اطلاعات آب زیرزمینی اعم از فرآیندهای پیچیده و غیرخطی و ارتباط زمانی آن‌ها مهیا و در نتیجه دقت شبیه‌سازی فراهم می‌شود. به‌طورکلی عملکرد مدل هیبریدی WHW از مدل‌های ARIMA، HW و SARIMA بهتر است و در قیاس با مدل‌های غیرخطی ANN و SVR، عملکرد مشابهی دارد. مدل ترکیبی WHW را می‌توان یک مدل شبه غیرخطی در نظر گرفت که از طریق مدل خطی HW تک‌تک فرکانس‌های سری زمانی که باعث ایجاد رفتار خطی شده را شبیه‌سازی و با تجمیع آثار هر یک از فرکانس‌های شبیه‌سازی شده به مدل‌سازی فرآیندهای نسبتاً پیچیده اقدام می‌کند. گفتنی است هرچه احصای ریز فرکانس (با به‌کارگیری موجک مادر و سطح تجزیه مناسب) با دقت بیشتر صورت گیرد به‌مراتب دقت مدل هیبریدی در مدل‌سازی فرآیندهای غیرخطی افزایش می‌یابد.

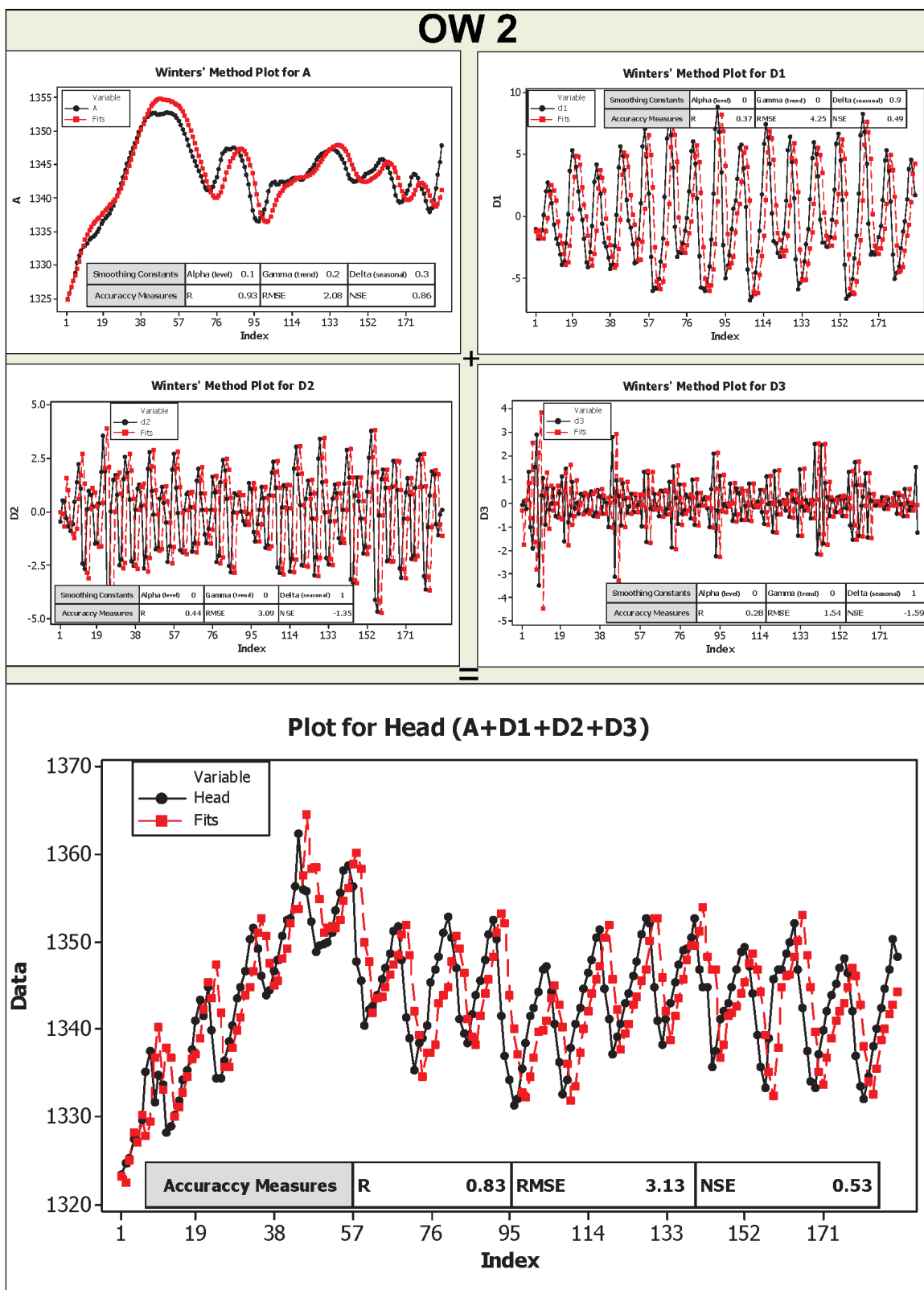
در مقایسه دو چاه مورد مطالعه، دقت تمامی مدل‌ها در چاه OW1 نسبت به چاه OW2 بیشتر است. دلیل این موضوع در ماهیت سری زمانی آن‌ها نهفته است. به‌طوری‌که چاه OW1 که در مجاورت دریاچه و متأثر از نوسانات منظم فصلی آن است، دارای رفتار فصلی و خودهمبستگی قوی‌تر است و به‌راحتی با مدل‌های خطی و

از افزایش ابعاد ورودی و خطای مدل امکان استفاده این قبیل اطلاعات وجود نداشت. در مدل‌های ARIMA و SARIMA ابتدا تغییرات تراز سطح آب زیرزمینی با استفاده از مدل‌های فصلی ایستا شد و سپس با بهره‌گیری از قابلیت‌های تحلیل خودهمبستگی (ACF) و خودهمبستگی جزئی (PACF) ضرایب مربوطه شامل (p,d,q,P,D,Q) شناسایی شد. در مدل شبکه عصبی از شبکه پرسپترون چند لایه (MLP) و جهت آموزش از الگوریتم لونیگ-مارکوت و تعیین تعداد بهینه گره میانی از روش سعی و خطا استفاده شد. در طراحی ساختار مدل SVR از تابع RBF و انتخاب پارامترهای بهینه γ, ϵ, C از روش سعی و خطا استفاده شد (Kecman, 2005). با کدنویسی در نرم‌افزار MATLAB تراز سطح آب زیرزمینی آبخوان ساحلی ارومیه در مدل‌های ANN و SVR شبیه‌سازی شد. ساختار و نتایج مدل‌های HW, SARIM, ARIMA, ANN و SVR در جدول ۲ ارائه شده است.

مطابق جدول، مدل ترکیبی WHW نتایج بهتری را نسبت به مدل HW ارائه داده است که توانایی تبدیل موجک در آنالیز و چند مقایسه کردن سری زمانی و قابلیت مدل HW در شبیه‌سازی هر یک از فرکانس‌ها را نشان می‌دهد. در واقع مدل HW به دلیل ماهیت خودهمبستگی و تک‌تناوبی قادر نیست به‌تنهایی تراز آب زیرزمینی آبخوان ساحلی که از مشخصات چند تناوبه برخوردار است را مدل‌سازی کند. استفاده از قابلیت چند مقایسه شدن سری زمانی و استخراج تناوب‌های چندگانه، غیرخطی و بلندمدت تراز آب زیرزمینی در تبدیل موجک، منجر به افزایش دقت مدل HW در شبیه‌سازی می‌شود. با مقایسه نتایج مدل‌های WHW و HW در دو چاه مشاهده‌ای مورد مطالعه، آشکار می‌شود که در چاه OW2 تبدیل موجک تأثیر بسیار بیشتری در افزایش دقت مدل فصلی HW داشته است، به‌طوری‌که در OW2 مقدار RMSE را ۶۶ درصد و مقدار NSE را ۳۰ درصد بهبود داده درحالی‌که در OW1 مقادیر RMSE و NSE به ترتیب به میزان ۱۴ و ۸ درصد افزایش یافته است. این بیانگر آن است که چاه OW1 دارای تناوب‌های فصلی منظم است و می‌توان با مدل‌های فصلی تک‌تناوبه نیز نتایج مناسبی



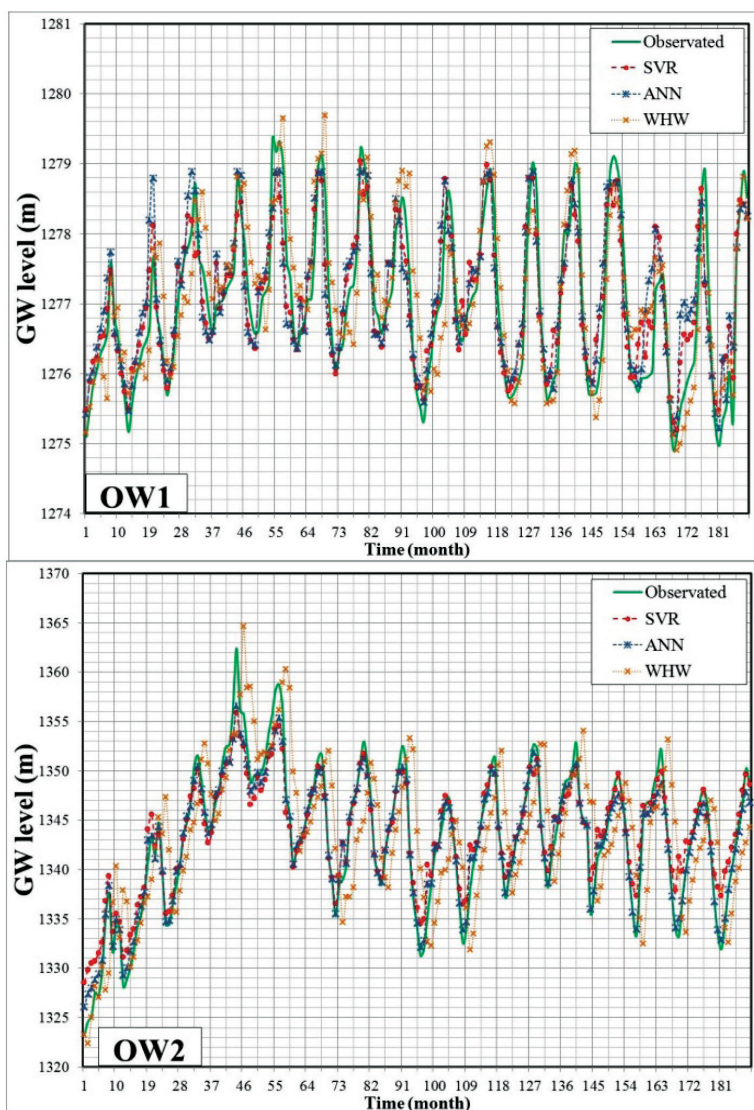
شکل ۳. مراحل شبیه‌سازی فرکانس‌های سری زمانی OW1 در مدل WHW به همراه ضرایب هموارسازی و معیار سنجش خطا در چاه OW1



شکل ۴. مراحل شبیه‌سازی فرکانس‌های سری زمانی OW2 در مدل WHW به همراه ضرایب هموارسازی و معیار سنجش خطا در چاه OW2

جدول ۲. ساختار و نتایج مدل های HW, ARIMA, SARIM, ANN و SVR در چاه های مورد مطالعه

Obs. well	Data-Driven models	Structure	Trianing Step			Testing Step		
			R	RMSE	NSE	R	RMSE	NSE
OW1	WHW	db4 , i=3	0.87	0.67	0.67	0.78	0.75	0.74
	HW(α, γ, Δ)	(0.2,0.1,0.3)	0.81	0.64	0.79	0.69	0.86	0.68
	ARIMA(p,d,q)	(1,1,1)	0.67	1.28	0.61	0.72	1.60	0.55
	SARIMA(p,d,q)(P,D,Q)	(1,1,1)(2,1,1)12	0.73	0.82	0.66	0.80	1.20	0.63
	ANN	(4,3,1)	0.85	0.54	0.72	0.86	0.67	0.73
	SVR(γ, ϵ, C)	(10,0.1,15)	0.90	0.43	0.82	0.90	0.59	0.78
OW2	WHW	db4 , i=3	0.88	1.12	0.73	0.83	3.13	0.53
	HW(α, γ, Δ)	(0.2,0.1,0.3)	0.94	1.44	0.89	0.78	5.20	0.45
	ARIMA(p,d,q)	(1,0,1)	0.84	2.77	0.77	0.75	6.20	0.34
	SARIMA(p,d,q)(P,D,Q)	(1,0,1)(2,1,1)12	0.96	1.89	0.94	0.69	5.77	0.63
	ANN	(4,2,1)	0.93	2.81	0.86	0.88	2.71	0.77
	SVR(γ, ϵ, C)	(1,0.1,20)	0.92	3.01	0.84	0.85	3.28	0.63



شکل ۵. تراز سطح ایستابی مشاهداتی و محاسباتی حاصل از مدل های WHW, ANN و SVR در چاه های OW1 و OW2

SARIMA مورد مقایسه و تحلیل قرار گرفت. در مدل‌های SARIMA, ARIMA, HW و WHW از سری زمانی تراز سطح آب زیرزمینی به‌عنوان ورودی مدل برای پیش‌بینی سطح ایستابی استفاده شد. نتایج حاصله گویای این واقعیت است که مدل ترکیبی WHW دقت و کارایی بهتری نسبت به مدل‌های خطی SARIMA, ARIMA, HW داشته و هرچه سری زمانی مورد مطالعه از تناوب‌های چندگانه و مولفه‌های غیرفصلی بیشتری برخوردار باشد، دقت مدل هیبریدی WHW بیشتر می‌شود. لذا می‌توان استنباط کرد که در آبخوان ساحلی، مدل WHW برای شبیه‌سازی تراز سطح آب زیرزمینی در بخش‌های دورتر از دریاچه به دلیل وجود رفتار خودهمبستگی ضعیف و لزوم اعمال تبدیل موجک در جهت تجزیه و احصای تناوب نامنظم سری زمانی عملکرد مطلوبی دارد. همچنین کارایی مدل هیبریدی WHW با مدل‌های هوشمند غیرخطی شبکه‌عصبی (ANN) و رگرسیون بردار پشتیبان (SVR) به صورتی که سری زمانی تراز سطح آب دریاچه، سطح آب زیرزمینی، بارش، آبدهی ایستگاه هیدرومتری و به‌عنوان ورودی به مدل غیرخطی استفاده گردید مورد ارزیابی قرار گرفت. با توجه به اختلاف ناچیز مقادیر معیار خطای R, RMSE و NSE در مدل WHW و مدل‌های ANN و SVR، تشابه و برابری عملکرد و کارایی مدل هیبریدی WHW با عملکرد مدل‌های غیرخطی ANN و SVR در پیش‌بینی تراز سطح ایستابی آب زیرزمینی در افق زمانی پیش رو (t+1) به اثبات رسید.

منابع

- شرکت آب منطقه‌ای آذربایجان غربی، ۱۳۹۳. گزارش توجیهی ممنوعیت دشت ارومیه، دفتر مطالعات پایه.
- نورانی، و.، شرقی، الف. و نجفی، ح.، ۱۳۹۷. مدل‌سازی پدیده‌های هیدروکلیماتولوژیکی با استفاده از مدل ترکیبی موجک-هالت وینترز، ۱۴، شماره ۱، ۵۹-۷۰.
- Box, G.E., Jenkins, G.M., Reinsel, G.C. and Ljung, G.M., 2015. Time series analysis: Forecasting and control (5th ED). John Wiley and Sons, 680.

حتی غیرخطی شبیه‌سازی می‌شود. چاه OW2 در دورترین نقطه آبخوان نسبت به دریاچه قرار دارد و نوسانات آن کمتر تحت تأثیر دریاچه و بیشتر متأثر از فرآیندهای تصادفی، ناشناخته و نامنظم هیدروکلیماتولوژی و هیدروژئولوژیک و عوامل غیرطبیعی از قبیل تغییر رژیم تخلیه و تغذیه ناشی از ایجاد دایک و سدها در ارتفاعات و بر روی رودخانه‌ها و همچنین چاه‌های بهره‌برداری می‌باشد. این فرآیندها منجر به ایجاد نویز، تناوب غیرفصلی و پیچیدگی فراوان در سری زمانی چاه مذکور می‌شود. از این‌رو مدل‌سازی آن حتی در مدل‌های ANN و SVR با نتیجه مطلوبی صورت نمی‌گیرد (RMSE_{ANN}=2.17, RMSESVR=3.28). در شکل ۵ داده‌های مشاهداتی در مقایسه با داده‌های محاسباتی حاصل از مدل‌های ANN, WHW و SVR در دو چاه مشاهده‌ای مورد مطالعه نشان داده شده است.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش، برای اولین بار از توابع تبدیل موجک برای رفع مشکل ماهیت خودهمبستگی، تک تناوبی بودن و افزایش ارتقای عملکرد مدل خطی هالت وینترز (HW) و در نتیجه ایجاد مدل هیبریدی WHW در پیش‌بینی ماهانه تراز سطح آب زیرزمینی در افق زمانی پیش رو (t+1) استفاده شده است. آبخوان ساحلی ارومیه به‌عنوان یک آبخوان مناسب جهت بررسی میزان تأثیر نوسانات سطح دریاچه ارومیه بر دقت پیش‌بینی مدل هیبریدی HWH مورد استفاده گرفت. در این راستا ابتدا با تبدیل موجک مادر db4 با مقیاس تجزیه سه سطحی سری زمانی ماهانه تراز سطح آب زیرزمینی دو چاه مشاهده‌ای یکی در منطقه شرق آبخوان و در مجاورت دریاچه ارومیه دیگری در منطقه غرب و دور از دریاچه به ریز فرکانس‌ها (یک فرکانس تقریب و سه فرکانس جزئیات) تجزیه شد. سپس تک‌تک فرکانس‌های تجزیه‌شده به‌عنوان داده‌های ورودی در مدل HW استفاده و در انتها نتایج خروجی از هر یک از چهار مدل HW با یکدیگر جمع شد تا سری زمانی محاسباتی در مدل هیبریدی WHW به دست آید. به‌منظور ارزیابی کارایی و عملکرد مدل هیبریدی، نتایج آن با مدل‌های خطی ARIMA, HW و

- Dąbrowska, D., Sołtysiak, M. and Wąligóra, J., 2015. Short term forecasting of the chloride content in the mineral waters of the Ustroń Health Resort using SARIMA and Holt-Winters models. *Environmental and Socio-economic Studies*, 3, 57-65.
- Kecman, V., 2005. *Support Vector Machines: An Introduction, Theory and Applications*. Springer-Verlag, New York, 4, 1-48.
- Mallat, S.G., 1998. *A Wavelet Tour of Signal Processing*. Second ed. Academic Press. SanDiego , 637.
- Moosavi, V., Vafakhah, M., Shirmohammadi B. and Behnia, N., 2013. A wavelet-ANFIS hybrid model for groundwater level forecasting for different prediction periods. *Water Resources Management*, 27, 1301-1321.
- Nakhaei, M. and Saberi, A., 2012. A combined Wavelet-Artificial Neural Network model and its application to the prediction of groundwater level fluctuations. *Journal Geopersia*, 2, 77-91.
- Sang, Y.F., 2012. A practical guide to discrete wavelet decomposition of hydrologic time series. *Water Resources Management*, 26, 3345-3365.
- Sudheer, G. and Suseelatha, A., 2015. Short term load forecasting using wavelet transform combined with Holt-Winters and weighted nearest neighbor models. *International Journal of Electrical Power and Energy Systems*, 64, 340-346.
- Winters, P.R., 1960. Forecasting sales by exponentially weighted moving averages. *Management Science*, 6, 324-342.
- Yang, Q., Wang, Y., Zhang, J. and Delgado, J., 2017. A comparative study of shallow groundwater level simulation with three time series models in a coastal aquifer of south china. *Applied Water Science*, 7, 689-698.

الگوی ساختاری بخش خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ، آمیزه افیولیتی اسفندقه، جنوب باختر ایران

صحرا جلالت وکیل‌کندی^۱، مجید شاه‌پسند زاده^{۲ و ۳}، مهدی هنرمند^۲ و حمید احمدی‌پور^۴

۱. کارشناس ارشد گروه علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان

۲. دانشیار گروه علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان

۳. استادیار گروه اکولوژی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان

۴. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر، کرمان

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۲/۱۹

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۴/۰۴

چکیده

توده پریدوتیتی ده‌شیخ به‌عنوان بخشی از آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه در جنوب بافت، در استان کرمان قرار دارد. مطالعه ساختارهای مجموعه‌های افیولیتی به لحاظ درک ژئودینامیک کمربندهای کوهزایی از اهمیت زیادی برخوردار است. در این پژوهش، عناصر ساختاری بخش خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ مورد مطالعه قرار گرفته و الگوی دگرشکلی حاکم بر منطقه و ارتباط آن با کمربند کوهزایی زاگرس مطالعه شده است. چین‌خوردگی نوارهای کرومیتیتی، دایک‌های دونیتی-پیروکسنیتی و توسعه پهنه‌های برشی شکل‌پذیر تا شکننده (گسل‌ها و رگه‌های منیزیت) ساختارهای اصلی این منطقه را شکل داده‌اند. شواهد ساختاری نشان‌دهنده رویداد دو مرحله متوالی دگرشکلی کششی/تراکشنی (D_1) و ترافشارشی راست‌بر (D_2) در این منطقه است. دگرشکلی کششی/تراکشنی اولیه در یک محیط پشت قوسی حین صعود توده پریدوتیتی ده‌شیخ سبب جایگزینی این گوشته لیتوسفری در اعماق کم‌پوسته با دگرشکلی کرومیتیتی‌ها و تزریق دایک‌های دونیتی-پیروکسنیتی شده است. دگرشکلی ترافشارشی راست‌بر بعدی با تشکیل پهنه‌های برشی شکل‌پذیر-شکننده موجب جایگزینی آن در پهنه دگرگونی فشار بالا-درجه حرارت پایین سنندج-سیرجان شده است.

واژه‌های کلیدی: آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه، تحلیل ساختاری، توده پریدوتیتی ده‌شیخ، زاگرس.

مقدمه

خاورمیانه (مانند ترکیه، سوریه، یونان، اروپای خاوری، قبرس و دینایدز-هلنیدز مدیترانه) را به افیولیت‌های آسیای خاوری (مانند عمان، افغانستان و پاکستان) متصل می‌نماید (Sengor, 1990; Alavi, 1994; Robertson, 2002; Shojaat et al. 2003; Dilek and Furnes, 2009). بخشی از کمربند افیولیتی تتیس در ایران به‌صورت باریکه‌ای در شمال خاور کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس ظاهر

افیولیت‌ها نقش مهمی در درک تحولات ژئودینامیک، ویژگی‌های ژئوشیمیایی-سنگ‌شناسی و فرآیندهای زمین‌ساختی و ماگمایی لیتوسفرهای اقیانوسی در طول زمان دارند. کمربند افیولیتی تتیس از طولانی‌ترین کمربندهای افیولیتی جهان است که از قبرس تا عمان با طولی حدود ۳۰۰۰ کیلومتر امتداد دارد. این کمربند، افیولیت‌های

* نویسنده مرتبط: m.shahpasandzadeh@kgut.ac.ir

داده‌های ساختاری با استفاده از کمپاس برون‌تون در ۲۸ ایستگاه ساختاری برداشت گردیده و نقشه دقیق ساختاری منطقه (با مقیاس ۱:۲۰/۰۰۰) تهیه شده است. این نقشه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای Aster و Google Earth، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰/۰۰۰ ارزوئیه (سهندی و همکاران، ۱۳۸۶) و عکس‌های هوایی (مقیاس متوسط ۱:۵۰/۰۰۰) منطقه مورد مطالعه تهیه گردیده است. در هر ایستگاه ساختاری، هندسه عناصر ساختاری و شواهد جنبشی برداشت و تحلیل شده است. استریوگرام این عناصر ساختاری با استفاده از نرم‌افزار Rockware، Tectonics FP و Faultkin بر روی نیم‌کره زیرین شبکه هم مساحت (اشمیت) ترسیم و تفسیر شده است.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

توده پریدوتیتی ده‌شیخ بین طول‌های جغرافیایی $۵۶^{\circ}۱۹'۰۸''$ و $۵۶^{\circ}۲۵'۵۰''$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $۲۸^{\circ}۱۶'۰۴''$ و $۲۸^{\circ}۲۱'۰۳''$ شمالی، در کمربند آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه در جنوب خاور ایران، در استان کرمان قرار دارد (شکل ۲). در بخش شمال-شمال خاور این توده، رخنمون‌های کوچکی از مجموعه‌های دگرگونی سرگز-آبشوراز پهنه دگرگونی فشار بالا-درجه حرارت پایین سنندج-سیرجان قرار دارد. بخش خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ با نهشته‌های کواترنری و بخش شمال باختر-باختر آن با کنگلومرای بختیاری پوشیده شده است (شکل ۲). توده پریدوتیتی ده‌شیخ از واحدهای سنگی هارزبورژیت، دونیت، لرزولیت، پیروکسنیت، کرومیتیت و گابروهای لایه‌ای تشکیل شده است.

هارزبورژیت واحد سنگی اصلی تشکیل‌دهنده توده پریدوتیتی ده‌شیخ است که نسبت به سایر واحدها از مقاومت بیشتری برخوردار بوده و همین امر موجب ایجاد توپوگرافی مرتفع و صخره‌ای شده است. دونیت‌ها عمدتاً به صورت عدسی‌شکل، نامنظم، نواری و به صورت پراکنده توسط هارزبورژیت‌ها احاطه شده‌اند. لرزولیت‌ها خارجی‌ترین قسمت توده را شکل داده و در ضلع شمال-شمال خاور

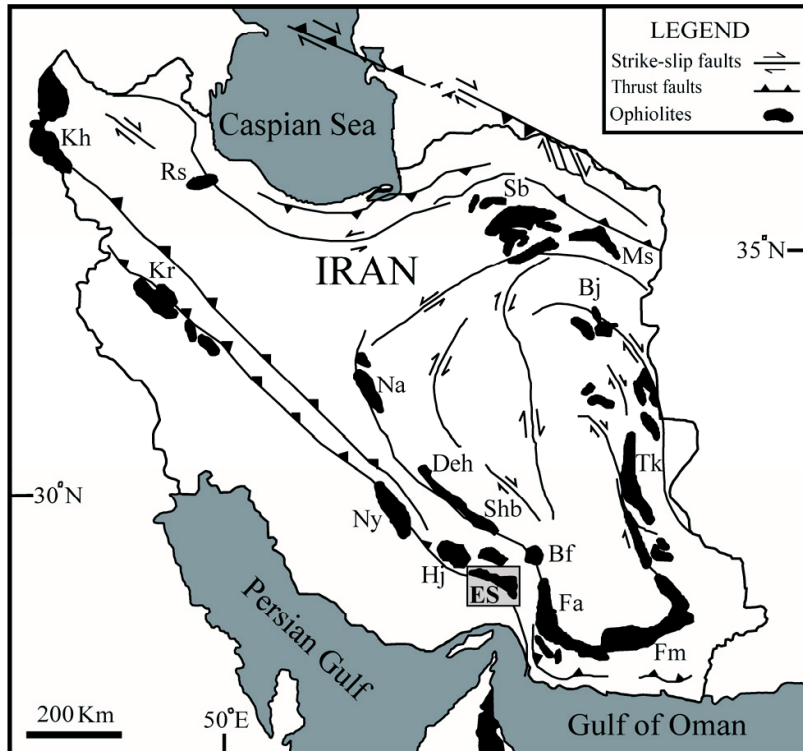
گشته است. در سال‌های اخیر پژوهش‌های متعددی بر روی افیولیت‌های تتیس به‌ویژه افیولیت‌های عمان، قبرس و ترکیه صورت گرفته است (مانند Floyd et al., 1998; Robertson, 2002; Godard et al., 2006)، اما مطالعات اندکی در زمینه تحلیل ساختاری و الگوی دگرشکلی افیولیت‌های کمربند کوهزایی زاگرس، با وجود گسترش زیاد آنها انجام گرفته است (Sarkarinejad, 2005).

منطقه ده‌شیخ به‌عنوان بخشی از کمربند آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه، در انتهای جنوب خاوری پهنه راندگی‌های زاگرس در محل تلاقی با آمیزه‌های افیولیتی ایران مرکزی رخنمون دارد (سبزه‌ای و همکاران، ۱۹۹۴، شکل ۱). آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه، بخشی از کمربند آمیزه‌های افیولیتی زاگرس بیرونی به شمار می‌آیند (شکل ۱، Jannessary et al., 2012; Shafaii Moghadam and Stern, 2011). افیولیت‌های کمربند کوهزایی زاگرس، پهنه زمین‌درز ما بین عربستان و اوراسیا را تعریف می‌نمایند (Stöcklin, 1974) و در بخش مرکزی کمربند افیولیتی کرتاسه پسین تتیس جای دارند (Dilek and Furnes, 2009; Robertson, 2002; Sengor, 1990).

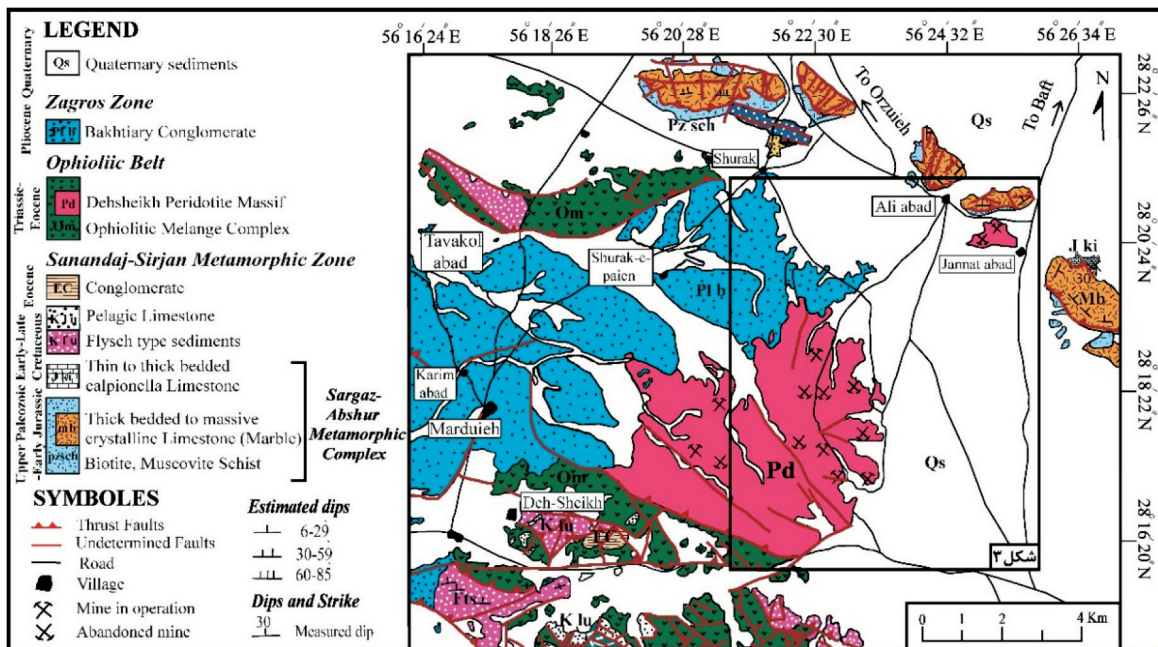
تحلیل هندسی و جنبشی عناصر ساختاری و شناسایی الگوی دگرشکلی حاکم بر توالی‌های افیولیتی-آمیزه‌های افیولیتی منطقه مورد مطالعه، با توجه به اهمیت آن‌ها در درک ژئودینامیک کمربند کوهزایی زاگرس به‌عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا، دارای اهمیت فراوانی است. هدف از این پژوهش، تحلیل عناصر ساختاری منطقه مورد مطالعه و بررسی الگوی دگرشکلی ناحیه‌ای بخش خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ در کمربند کوهزایی زاگرس است.

روش مطالعه

به‌منظور انجام مطالعات ساختاری ابتدا تهیه، تحلیل، پردازش و تفسیر نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی (با مقیاس متوسط ۱:۵۰/۰۰۰) و تصاویر ماهواره‌ای (Aster و Google Earth) منطقه با استفاده از نرم‌افزارهای Arc GIS، ENVI و Adobe Illustrator صورت گرفته است. پس از آن طی چندین مرحله عملیات صحرایی،



شکل ۱. نقشه پراکندگی افیولیت‌ها-آمیزه‌های افیولیتی و گسل‌های اصلی ایران. موقعیت کمربند آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه در شکل نشان داده شده است. افیولیت‌ها: خوی (Kh)، کرمانشاه (Kr)، نیریز (Ny)، حاجی‌آباد (Hj)، اسفندقه (Es)، فاریاب (Fa)، فونج-مسکوتان (Fm)، بافت (Bf)، شهرباک (Shb)، دهشیر (Deh)، نائین (Na)، رشت (Rs)، سبزار (Sb)، مشهد (Ms)، بیرجند (Bj) و چهل‌کوره (Tk). (با تغییرات از Ghazi et al., 2004)



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده توده پریدوتیتی ده‌شیخ (با تغییرات از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰/۰۰۰ ارزوئی) سهندی و همکاران، (۱۳۸۶). موقعیت شکل ۳، با کادر مستطیلی سیاه رنگ مشخص شده است

فازهای کانایی را نشان می‌دهند (شکل ۴ الف). تفاوت در زمان تبلور و تغییر در میزان کانی‌های الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز موجب ایجاد این لایه‌بندی شده است. در قاعده گابروهای لایه‌ای، لایه‌های تیره غنی از پیروکسن (ضخامت حدود ۱-۱۰ سانتی‌متر) و لایه‌های روشن غنی از پلاژیوکلاز (ضخامت حدود ۰/۶-۱/۰ سانتی‌متر) مشاهده می‌شوند. میانگین موقعیت هندسی لایه‌بندی این گابروها ۲۷۸، ۴۹ NE است (شکل ۴ ب). مرز بین گابروهای لایه‌ای و توده پریدوتیتی به احتمال گشته‌ای ده‌شیخ، به‌عنوان مرز موهو پترولوژیکی در قاعده این برش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس پیشنهاد می‌شود.

تحلیل هندسی دونیت‌ها- کرومیتیت‌ها و چین‌خوردگی نوارهای کرومیتیتی

در برخی مناطق، کرومیتیت‌های موجود در دونیت‌ها دارای بافت نواری هستند (شکل ۵ الف-ب). در واقع، در این مناطق توالی لایه‌های غنی از کرومیت و الیوین (لایه‌های کرومیتیت و دونیت) تشکیل شده که لایه‌بندی کرومیتیت‌ها را تعریف می‌نمایند. در این مناطق، مرز مشخصی بین کرومیتیت و دونیت وجود دارد که لایه‌بندی ایزومودال را شکل داده است، اما گاهی این لایه‌بندی تدریجی^۱ است (Irvine, 1982) (شکل ۵ ب). ضخامت لایه‌های کرومیتیتی بین ۱ تا ۱۰ سانتی‌متر متغیر است. این نوارهای کرومیتیتی دارای میانگین موقعیت هندسی ۵۷، ۳۱۸ NE، تقریباً به‌موازات لایه‌بندی گابروهای لایه‌ای هستند (شکل ۶).

در منطقه مورد مطالعه، کرومیتیت‌ها متحمل کشیدگی و طول‌شدگی شده که با تشکیل و توسعه ساختارهای ریزبودیناژ^۲ (شکل ۵ پ)، ریزشکستگی‌های کشش-جدایش^۴ (شکل ۵ ت) و خطواره کانایی^۵ (شکل ۵ ث) همراه بوده است. ریزبودیناژها در مقیاس میکروسکوپی در اثر اعمال فشارش و کشیدگی، به‌موازات محور کشیده کرومیت‌ها در شرایط دمایی بالا ایجاد می‌شوند (Misch, 1969; Ji and Zhao, 1993).

1. Isomodal layering
2. Modally graded layering
3. Microboudinage
4. Pull-apart microfractures
5. Mineral lineation

توده پریدوتیتی ده‌شیخ به شکل تپه‌های نارنجی رنگ قابل مشاهده هستند که عمدتاً توسط کنگلومرای بختیاری پوشیده شده‌اند. پیروکسنیت‌ها به‌صورت دایک‌های ارتوپروکسنیتی و کلینوپروکسنیتی گزارش می‌شوند. در توده پریدوتیتی ده‌شیخ، کانسارهای کرومیتیتی در معادن متعددی توسط شرکت معادن کرومیت اسفندقه به‌صورت روباز یا زیرزمینی به‌طور فعال استخراج می‌شوند. این کانسارها به‌صورت عدسی‌شکل، نامنظم و پراکنده، دایک‌ها، رگه‌ها، غلاف‌ها و یا لایه‌هایی با چندین متر طول و چندین متر ضخامت مشاهده می‌شوند. دونت‌ها، سنگ میزبان کرومیت‌ها محسوب می‌شوند. کانسارهای کرومیتیتی بافت‌های اولیه دانه‌پراکنده، توده‌ای، گره‌ای (دانه‌تسبیجی)، لایه‌بندی دانه‌تدریجی و نواری و بافت‌های ثانویه ناشی از دگرشکلی شکل‌پذیر شامل بافت جریان‌ی یا شلین، کشیدگی، طول‌شدگی و بودین‌شدگی را نشان می‌دهند. گابروهای لایه‌ای در بخش شمال خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ، در مجاورت مجموعه‌های دگرگونی سرگز-آبشور رخنمون یافته‌اند (شکل ۳).

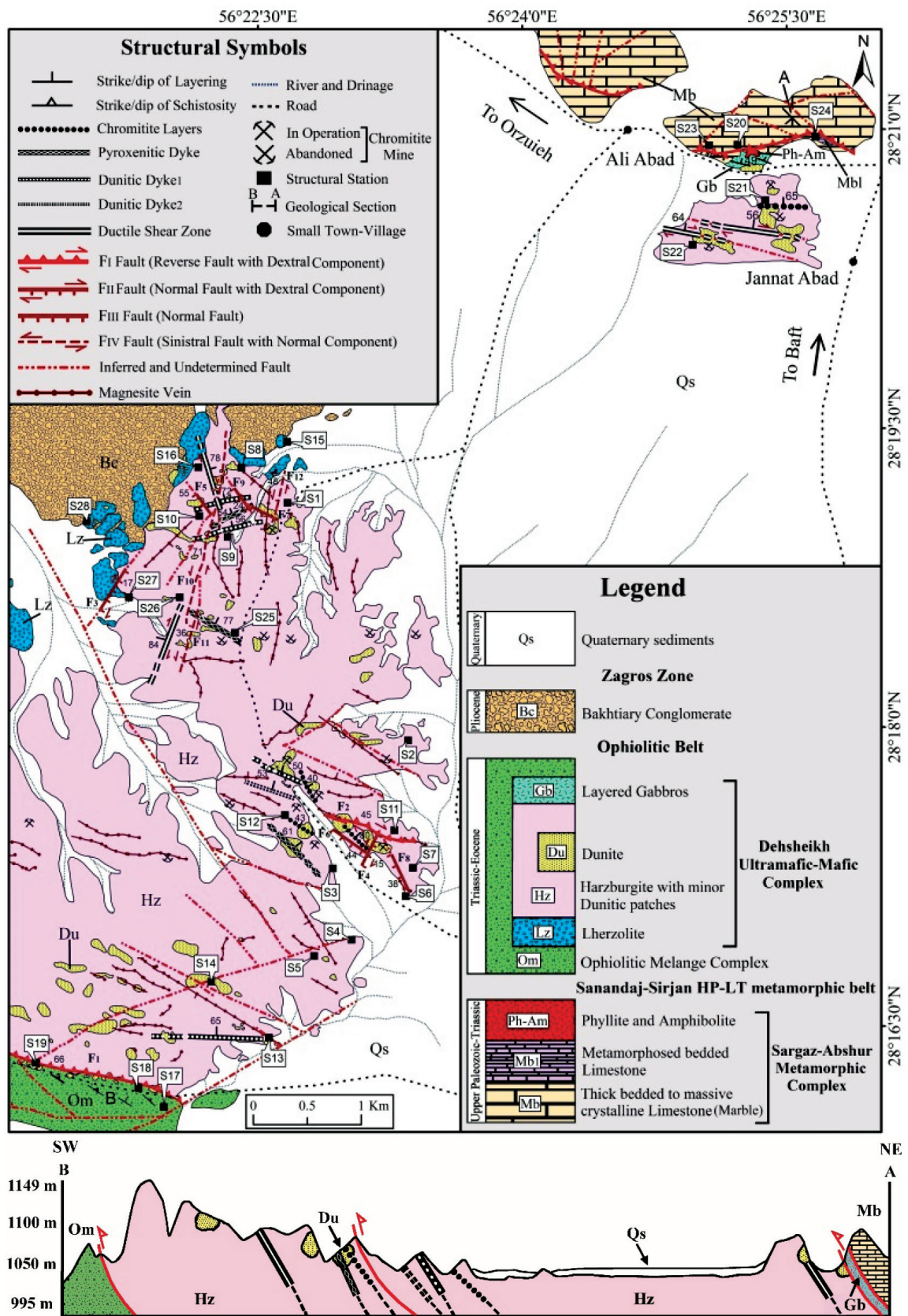
بحث

تحلیل هندسی و جنبشی ساختارها

به‌منظور تحلیل ساختاری و بررسی الگوی دگرشکلی ناحیه‌ای بخش خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ، (۱) لایه‌بندی گابروهای لایه‌ای، (۲) لایه‌بندی و چین‌خوردگی-کشیدگی واحدهای دونیت-کرومیتیت، (۳) دایک‌های دونیتی و پیروکسنیتی، (۴) پهنه‌های برشی شکل‌پذیر و (۵) گسل‌ها و رگه‌های منیزیت مورد بررسی قرار گرفته است. در ادامه، ویژگی‌های هندسی و جنبشی هر یک از ساختارهای یادشده ارائه شده است.

تحلیل هندسی لایه‌بندی گابروهای لایه‌ای

گابروهای لایه‌ای، بخش مافیک توده پریدوتیتی ده‌شیخ را تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای از سنگ آهک‌های متبلور سفید رنگ و مرمهرهای مجموعه‌های دگرگونی سرگز-آبشور رخنمون یافته‌اند. این گابروها لایه‌بندی ایزومودال^۱ (Irvine, 1982) مشخص و آشکاری، ناشی از تغییر در مقدار



شکل ۳. نقشه و برش ساختاری بخش خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ. در این نقشه واحدهای سنگی، موقعیت ایستگاه‌های ساختاری و هندسه-کینماتیک ساختارهای اندازه‌گیری شده، نشان داده شده است

(Coleman, 1977).

تحلیل هندسی دایک‌های دونیتی و پیروکسنیتی

در توده پریدوتیتی ده‌شیخ، دایک‌های ناپیوسته و گسیخته دونیتی و پیروکسنیتی کمابیش موازی با لایه‌بندی دونیت-کرومیتیت‌ها و گابروهای لایه‌ای مشاهده می‌شوند (شکل ۳). در این توده دو نوع دایک دونیتی مشاهده می‌شود. دایک‌های دونیتی نسل اول ($Du d_1$) با میانگین موقعیت هندسی $N 62, 269$ در هارزبورژیت‌ها نفوذ نموده و ضخامت آنها بین ۵۰ سانتی‌متر تا حدود ۳ متر متغیر است (شکل ۶ و ۷ الف). در برخی مناطق دایک‌های پیروکسنیتی در این دایک‌های دونیتی نفوذ نموده و آنها را قطع کرده‌اند (شکل ۷ ب). دایک‌های دونیتی نسل دوم ($Du d_2$) با میانگین موقعیت هندسی $NE 50, 293$ و ضخامت ۱-۱۰ سانتی‌متر به‌طور پراکنده در کانسارهای کرومیتیتی مشاهده می‌شوند (شکل ۵ ج و ۶). در واقع، دایک‌های دونیتی نسل دوم ($Du d_2$) نوارهای کرومیتیتی چین‌خورده را قطع می‌نمایند، که جوان بودن تریق این دایک‌ها نسبت به لایه‌بندی کرومیتیتی و چین‌خوردگی آنها را نشان می‌دهند (شکل ۵ ج). دایک‌های پیروکسنیتی ($d Px$) با ضخامت ۲ سانتی‌متر تا حدود ۲ متر دارای میانگین موقعیت هندسی $NE 67, 287$ هستند (شکل ۶). این دایک‌های پیروکسنیتی نیز بر دو نوع هستند: دایک‌های کلینوپیروکسنیتی و ارتوپیروکسنیتی. دایک‌های کلینوپیروکسنیتی واحدهای سنگی هارزبورژیت‌ها، لرزولیت‌ها، دونیت‌های نامنظم و غلافی، دایک‌های دونیتی نسل اول و کرومیتیت‌ها را قطع نموده‌اند (شکل ۷ ب). در صورتی که دایک‌های ارتوپیروکسنیتی عمدتاً در واحدهای سنگی هارزبورژیتی مشاهده می‌شوند (شکل ۷ پ).

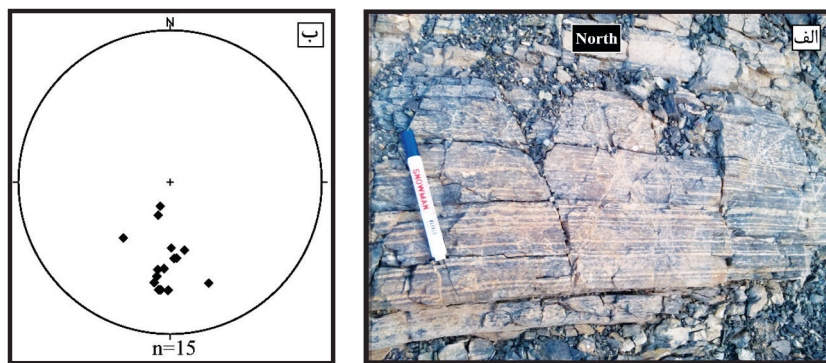
مطالعات نشان می‌دهد دایک‌های دونیتی و پیروکسنیتی توده پریدوتیتی ده‌شیخ، دارای سطح تماس مشخص و ناگهانی با سنگ دیواره هستند و بر این اساس از دایک‌های نوع نفوذی^۴ به شمار می‌آیند (Boudier and

کشش-جدایش، ریزشکستگی‌های کششی نیمه‌موازی هستند که در شرایط دما و فشار بالا، عمود بر جهت تنش محلی در کرومیت‌های تغییرشکل یافته به وجود می‌آیند (Leblanc and Nicolas, 1992; Najafzadeh et al., 2008). این ریزساختارها به‌احتمال ناشی از دگرشکلی شکل‌پذیر ادخال‌های^۱ ضعیف الیوین در زمینه غنی از کرومیت هستند (Nicolas, 1989). خطواره کانیاپی ناشی از جهت‌یابی ترجیحی و انتظام بلورهای کرومیت در جهت کشش است که می‌تواند نشانگر دما و فشار بالایی باشد که طی آن اسپینل‌ها به‌صورت کشیده و جهت یافته درآمده‌اند (Mercier and Nicolas, 1975). علاوه بر این ساختارها، چین‌های بی‌ریشه یال موازی^۲ (شکل ۵ ج) نیز در کرومیتیت‌ها تشکیل شده است. در این منطقه، چین‌های بی‌ریشه یال موازی به‌صورت ناپیوسته و در زمینه‌ای از کرومیت‌های با بافت دانه‌پراکنده مشاهده می‌شوند. در پهنه لولایی این چین‌ها با میانگین موقعیت هندسی $N 40 E, 53$ غنی‌شدگی کرومیت مشاهده می‌شود (شکل ۵ ج). یک یال این چین‌ها دارای میانگین موقعیت هندسی $NW 60, 262$ (A) و یال دیگر دارای میانگین موقعیت هندسی $297, 44$ (B) است (شکل ۵ ج).

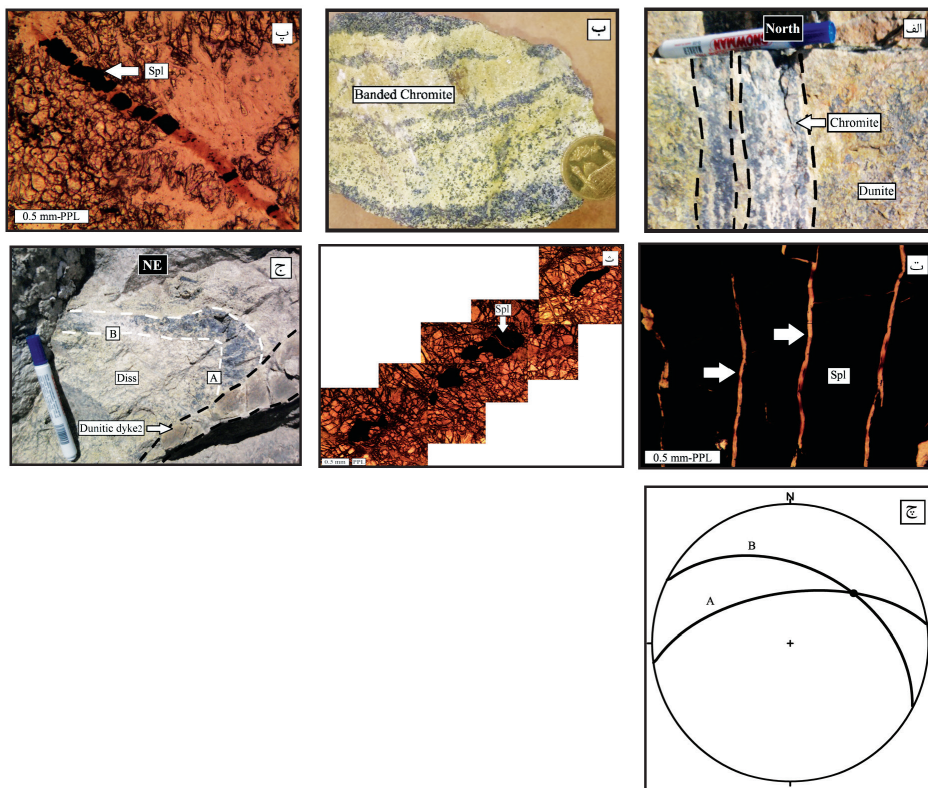
بنابر مطالعات (Mercier and Nicolas, 1975)، کشیدگی و طویل‌شدگی کرومیتیت‌ها حاصل دگرشکلی شکل‌پذیر گوشته‌ای در شرایط دما و فشار بالا است. به‌علاوه، چین‌های بی‌ریشه یال موازی به‌احتمال در اثر تخت‌شدگی^۳ شدید کرومیتیت‌ها در شرایط دگرشکلی حالت جامد دمای بالا و یا در پهنه‌های برشی دمای بالا رخ داده است. (Najafzadeh et al., 2008) وجود چین‌های یال موازی را نشانه جابه‌جایی ناگهانی و کوتاه‌شدگی محلی، در اثر دگرشکلی دمای بالای یک ماگمای در حال تبلور می‌دانند. بنابر نظر (Coleman, 1977) نیز چین‌های یال موازی نشانگر شرایط پلاستیک با مرزهای نامشخص هستند. همچنین به عقیده (Den Tex, 1969)، این چین‌خوردگی‌ها به‌احتمال در نتیجه درجه حرارت و فشار بالای گوشته پریدوتیتی دگرگون‌شده تشکیل گردیده‌اند؛ باین‌حال، این ویژگی‌ها اغلب به علت سرپانتینیتی شدن و توسعه ساختارهای شکننده کم‌عمق بعدی پنهان می‌شوند

1. Inclusion
2. Rootless isoclinal folds
3. Flattening
4. Intrusive

Peighambari et al. (2011)، دایک‌های دونیتی از واکنش مذاب‌های اولیه با سنگ‌های پریدوتیتی در شرایط گوشته‌ای ایجاد شده‌اند. دایک‌های پیروکسنیتی نیز به احتمال حاصل ذوب بخشی و واکنش مذاب/سیال با پریدوتیت‌ها هستند (Kelemen et al., 1992; Peighambari et al., 2011). (Nicolas, 1977; Nicolas and Jackson, 1982). تزریق دایک‌های نفوذی زمانی انجام شده که پریدوتیت‌ها در حالت جامد بوده و نمی‌توانسته‌اند به‌طور قابل ملاحظه با این دایک‌ها واکنش داده باشند (Boudier and Nicolas, 1977; Nicolas and Jackson, 1982). بنا بر مطالعات



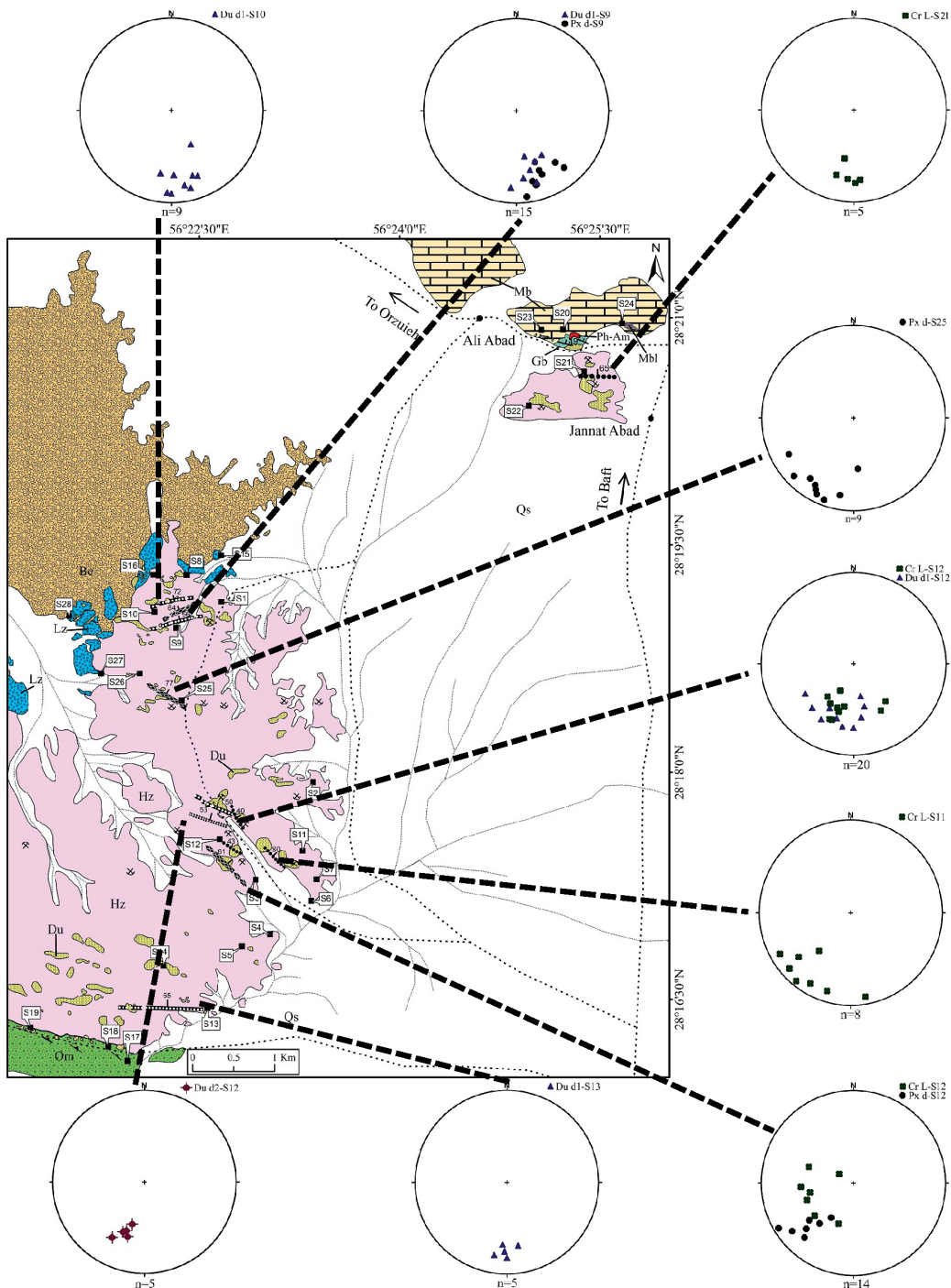
شکل ۴. الف) لایه‌بندی ایزومودال گابروهای لایه‌ای در توده پریدوتیتی ده‌شیخ، در موقعیت UTM $X=443216$ و $Y=31358136$ (دید به سمت شمال)، ب) استریوگرام قطب لایه‌بندی گابروها بر روی نیم‌کره زیرین شبکه هم‌مساحت (اشمیت)



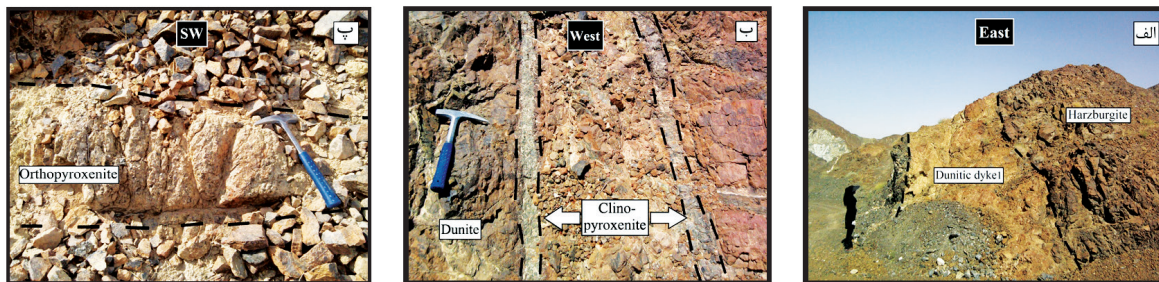
شکل ۵. شواهد دگرشکلی کرومیتیت‌ها در بخش خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ. الف) لایه‌بندی کرومیتیت، در موقعیت UTM $X=443180$ و $Y=31296487$ (دید به سمت شمال)، ب) نوارهای کرومیتیتی دارای هر دو نوع مرز مشخص و تدریجی با سنگ میزبان دونیتی، پ) ریزودیناز کروم اسپینل (Spl) در دونیت، ت) ریزشکستگی‌های کشش-جدایش در کرومیتیت، ث) انتظام کانی‌های کرومیت در هارزبورژیت، ج) چین‌خوردگی نوار کرومیتیتی (چین بی‌ریشه یال موازی) در زمینه کانسنگ کرومیتیت با بافت دانه‌پراکنده (Diss). این نوار کرومیتیتی چین‌خورده توسط دایک دونیتی قطع شده است، در موقعیت UTM $X=439119$ و $Y=31300417$ (دید به سمت شمال خاور)، چ) استریوگرام دوایر بزرگ میانگین موقعیت هندسی نوار کرومیتیتی چین‌خورده (شکل ج) بر روی نیم‌کره زیرین شبکه هم‌مساحت (اشمیت)

پریدوتیتی ده‌شیخ به دو نوع شکل‌پذیر و شکننده (گسل‌ها و پهنه‌های گسلی) قابل تقسیم هستند. در مطالب بعدی، ابتدا پهنه‌های برشی شکل‌پذیر و سپس پهنه‌های برشی شکننده (گسلی)، مورد تحلیل قرار گرفته‌اند.

تحلیل هندسی و جنبشی پهنه‌های برشی
 مطالعات ساختاری در پهنه‌های برشی کمک فراوانی به شناخت سازوکار آن‌ها جهت بازسازی دگرشکلی منطقه مورد مطالعه می‌نماید. پهنه‌های برشی در بخش خاوری توده



شکل ۶. استریوگرام قطب عناصر ساختاری (لایه‌بندی دونیت-کرومیتیت (CrL)، دایک‌های پیروکسنیتی (Px d) و دایک‌های دونیتی دسته اول (Du d₁) و دوم (Du d₂)، بخش خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ بر روی نیم‌کره زیرین شبکه هم‌مساحت (اشمیت). مخفف عناصر ساختاری و شماره ایستگاه‌های ساختاری (S)، در هر یک از استریوگرام‌ها در قسمت بالا-سمت راست درج شده است



شکل ۷. دایک‌های نفوذی در بخش خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ. الف) دایک دونیتی دسته اول در هارزبورژیت، در موقعیت $X = \text{UTM } 439014$ و $Y = 3130042$ (دید به سمت خاور)، ب) دایک‌های کلینوپروکسنیتی موازی هم که دایک دونیتی موجود در هارزبورژیت‌ها را قطع کرده‌اند، در موقعیت $X = \text{UTM } 438585$ و $Y = 3132651$ (دید به سمت باختر)، پ) دایک ارتوپروکسنیتی در هارزبورژیت، در موقعیت $X = \text{UTM } 437997$ و $Y = 3132817$ (دید به سمت جنوب باختر)

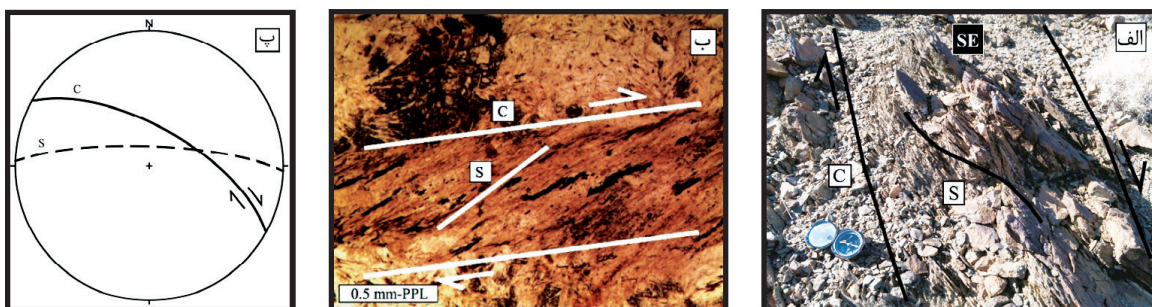
تحلیل هندسی و جنبشی پهنه‌های گسلی

گسل‌ها و پهنه‌های گسلی مهم‌ترین و فراوان‌ترین عناصر ساختمانی موجود در منطقه مورد مطالعه هستند (شکل ۳). گسل‌ها عمدتاً در واحدهای سنگی هارزبورژیتی و لرزولیتی با طولی حدود ۳-۵/۰ کیلومتر مشاهده می‌شوند. ضخامت پهنه‌های گسلی موجود در این توده پریدوتیتی از ۱۰ سانتی‌متر تا ۴ متر متغیر است. در حواشی و درون پهنه‌های گسلی، رگه‌های منیزیت با ضخامت حدود ۱ سانتی‌متر تا ۳-۲ متر و به دو صورت گل‌کلمی و توده‌ای قابل مشاهده هستند. این رگه‌ها از شکستگی‌ها و گسل‌های منطقه مورد مطالعه تبعیت نموده و تشکیل آنها توسط این گسل‌ها کنترل شده است. رگه‌های منیزیت گاهی به علت مقاومت بالا در برابر هوازدگی به صورت برجستگی‌های صخره مانند برونزد دارند (شکل ۹ الف). در این پهنه‌ها، عمدتاً برش‌های گسلی متشکل از کلاست‌های ریز و درشت زاویه‌دار سنگ‌های میزبان (هارزبورژیت، لرزولیت و یا دونیت) به رنگ‌های سبز لجنی، نارنجی و خاکستری تیره در زمینه‌ای از قطعات بسیار ریز سفید رنگ منیزیت یافت می‌شوند (شکل ۹ ب). این کلاست‌ها بیش از ۳۰ درصد حجم سنگ را شکل می‌دهند و اندازه آن‌ها بین کمتر از یک میلی‌متر تا بیش از ۵/۰ متر متغیر است. در برخی از پهنه‌ها، آرد گسلی و کاتاکلاسیت نیز مشاهده می‌شود. در آرد گسلی تعداد کمی از قطعات زاویه‌دار بزرگ به صورت جدا و پراکنده در خمیره دانه‌ریز مشاهده می‌شوند (شکل ۹ ج). اندازه قطعات آرد گسلی عمدتاً ریزتر از ۱/۰ میلی‌متر بوده و خمیره آن کمتر از ۳۰ درصد است.

تحلیل هندسی و جنبشی پهنه‌های برشی شکل‌پذیر

پهنه‌های برشی شکل‌پذیر به‌طور پراکنده عمدتاً در شمال-شمال خاور توده پریدوتیتی ده‌شیخ قابل مشاهده هستند (شکل ۳). میانگین ضخامت این پهنه‌ها حدود ۵/۰ متر است. این پهنه‌های برشی عمدتاً با کاهش شدید اندازه دانه‌های سنگ میزبان همراه هستند. رخ نوار برشی نوع C یا S-C یکی از نشانه‌های اصلی تعیین جهت برش در این پهنه‌های برشی است (شکل ۸ الف). در رخ نوار برشی نوع C، سطوح C نسبت به مرزهای پهنه برشی موازی، اما سطوح S مایل هستند. سطوح S در جهت برش به صورت نوارهای خمیده، سبب ایجاد الگوی زیگموییدال شده‌اند. میانگین موقعیت هندسی سطوح C و S، به ترتیب NE ۶۶، ۲۹۹ و NE ۷۸، ۲۷۲ است (شکل ۸ ج). پهنه‌های برشی شناسایی شده در این منطقه، یک برش غالب راست‌الغز راست‌بر با مؤلفه معکوس (بالا به سمت جنوب خاور) را نشان می‌دهند.

به‌منظور مقایسه پهنه‌های برشی شکل‌پذیر در مقیاس‌های مزروسکوپی و میکروسکوپی، از واحدهای سنگی این پهنه‌ها مقاطع نازک میکروسکوپی جهت‌دار تهیه گردیده است. در این مقاطع، فابریک نوع S-C شناسایی شده که برش غالب راست‌الغز راست‌بر پهنه‌های برشی منطقه مورد مطالعه را تأیید می‌نماید (شکل ۸ ب). این جهت برش به‌خوبی با برش راست‌الغز راست‌بر سرپانتین‌های رشته‌ای (کریزوتیل) مشخص می‌شود. بنابر این مطالعات، پهنه‌های برشی شکل‌پذیر در مقیاس میکروسکوپی و رخنمون تطابق هندسی-جنبشی مناسبی را با یکدیگر نشان می‌دهند.



شکل ۸. الف) پهنه برشی راست‌الغز راست‌بر با مؤلفه معکوس (بالا به سمت جنوب خاور) با فابریک رخ نوار برشی نوع C در هارزبورژیت، در موقعیت $Y = 3135208$ و $X = 443304$ UTM (دید به سمت جنوب خاور)، ب) نمایی میکروسکوپی از فابریک C در پهنه برشی با برش غالب راست‌الغز راست‌بر در هارزبورژیت، پ) استریوگرام دایر بزرگ میانگین موقعیت هندسی سطوح C و S پهنه‌های برشی فوق بر روی نیم‌کره زیرین شبکه هم‌مساحت (اشمیت)



شکل ۹. تصاویر صحرایی رگه‌های منیزیت و پهنه‌های گسلی در توده اولترامافیک ده‌شیخ. الف) رگه صخره‌مانند منیزیت ($NE 52, 277$) به ضخامت حدود ۳ متر در هارزبورژیت، در موقعیت $Y = 3129166$ و $X = 440089$ UTM (دید به سمت شمال خاور)، ب) پهنه گسلی متشکل از برش گسلی ($262, 77 NW$) به ضخامت حدود ۵۰ سانتی‌متر در هارزبورژیت، در موقعیت $Y = 3132864$ و $X = 438662$ UTM (دید به سمت شمال باختر)، پ) پهنه گسلی متشکل از آرد گسلی ($172, 45 SW$) به ضخامت حدود ۳۰ سانتی‌متر در هارزبورژیت، در موقعیت $Y = 3129596$ و $X = 439669$ UTM (دید به سمت جنوب باختر)

الگوی ساختاری ناحیه مورد مطالعه

جدایش، خطواره کانیایی و چین‌های بی‌ریشه یال موازی در آن‌ها تشکیل شده است. وجود این ساختارها به احتمال نشان‌دهنده دگرشکلی شکل‌پذیر حالت جامد دمای بالا در گوشته بالایی زیر لیتوسفر تحت یک رژیم کششی یا تراکشی است. علاوه بر این، طی این مرحله دگرشکلی، دایک‌های دونیتی در هارزبورژیت‌ها و کرومیتیت‌ها و دایک‌های پیروکسنیتی در هارزبورژیت‌ها، دونیت‌ها، لرزولیت‌ها و کرومیتیت‌های توده پریدوتیتی ده‌شیخ تزریق شده‌اند. دایک‌های نفوذی یادشده در مراحل نهایی ذوب بخشی گوشته پریدوتیتی (Peighambari et al., 2011) پس از تشکیل سایر واحدهای سنگی توده پریدوتیتی ده‌شیخ در دیابیر گوشته‌ای در حال بالا آمدن به اعماق کم، تزریق شده‌اند.

دگرشکلی اولیه توده پریدوتیتی ده‌شیخ، نشان‌دهنده این است که این توده ابتدا در محیط زمین‌ساختی کششی/تراکشی

توده پریدوتیتی ده‌شیخ بخشی از گوشته زیر لیتوسفری اقیانوس نئوتتیس را تشکیل می‌دهد که به شکل دیابیری به سمت بخش‌های فوقانی پوسته در بلوک قاره‌ای سندنج-سیرجان صعود نموده و متحمل ذوب بخشی و متاسوماتیسم گوشته‌ای شده است (Peighambari et al., 2011). مطالعات انجام گرفته بر روی توده پریدوتیتی ده‌شیخ نشان می‌دهد که این توده طی بالا آمدن، تحت تأثیر دو مرحله دگرشکلی متوالی کششی/تراکشی (D_1) و ترافشارشی راست‌بر (D_2) قرار گرفته است. دگرشکلی کششی/تراکشی با توسعه و دگرشکلی ساختارهای کششی، تحت شرایط گوشته‌ای همراه بوده است. در اثر این دگرشکلی، کرومیتیت‌ها در حین یا پس از تشکیل، تحت تأثیر کشیدگی و طولیل‌شدگی قرار گرفته و ساختارهای کششی از جمله ریزودیناژها، ریزشکستگی‌های کشش-

شده است. مرحله اول دگرشکلی در یک رژیم زمین‌ساختی کششی/تراکشی در حوضه پشت قوسی اسفندقه رخ داده و با دگرشکلی کرومیتیت‌ها و توسعه دایک‌های دونیتی و پیروکسنیتی همراه بوده است. دگرشکلی کرومیتیت‌ها موجب تشکیل ساختارهای کششی از جمله ریزبودیناژها، ریزشکستگی‌های کشش-جدایش، خط‌واره کانایی و چین‌های بی‌ریشه یال موازی شده است. در پهنه لولایی چین‌های بی‌ریشه یال موازی با میانگین موقعیت هندسی $530 \text{ N}40\text{E}$ غنی‌شدگی کرومیت مشاهده می‌شود. دایک‌های دونیتی و پیروکسنیتی تقریباً به موازات لایه‌بندی دونیت-کرومیتیت‌ها و گابروهای لایه‌ای نفوذ نموده‌اند. این ساختارها دارای امتداد غالب NW-SE هستند. مرحله دوم دگرشکلی با توسعه پهنه‌های برشی شکل‌پذیر و شکننده (گسل‌ها) در یک رژیم زمین‌ساختی ترافشارش راست‌بر همراه بوده است. پهنه‌های برشی شناسایی شده یک برش غالب راست‌الغز راست‌بر با مؤلفه معکوس (بالا به سمت جنوب خاور) و میانگین موقعیت هندسی $299, 66 \text{ NE}$ را نشان می‌دهند. شکل‌گیری پهنه ترافشارشی یادشده در این بخش از کمربند کوهزایی زاگرس را می‌توان به همگرایی مایل ورقه عربی و ایران مرکزی نسبت داد.

سپاسگزاری

این پژوهش بخشی از پایان‌نامه کارشناسی ارشد صحرا جلالت در دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته را تشکیل می‌دهد. از شرکت مهندسی مشاور سورگان پارسه به علت حمایت‌های مالی در اجرای این پایان‌نامه تشکر می‌شود.

منابع

- سبزه‌ای، م.، مجیدی، ب.، بربریان، م.، هوشمندزاده، ع. و علوی‌تهرانی، ن.، ۱۹۹۴. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ حاجی‌آباد. چهارگوش شماره ۱۱۲، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- سهندی، م.ر.، عزیزیان، ح.، ناظم‌زاده، م.، نوازی، م. و عطاپور، ح.، ۱۳۸۶. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ ارزوئیه. چهارگوش شماره ۷۲۴۶، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

(حوضه پشت قوسی اسفندقه (Shafaii Moghadam et al., 2010; Shafaii Moghadam et al., 2009)). قرار داشته و سپس شروع به بالا آمدن به سمت بخش‌های فوقانی پوسته در پهنه دگرگونی فشار بالا-درجه حرارت پایین سنندج-سیرجان نموده است. مرحله کششی برای بالا آمدن دیپایر گوشته لرزولیتی مجموعه افیولیتی صوغان و ذوب بخشی این دیپایر توسط (Ahmadipour et al., 2003). پیشنهاد شده است. بنابر مطالعات (Ghasemi et al., 2002). نیز تزریق دایک‌های گابرویی در مجموعه افیولیتی سیخوران به دنبال بالا آمدگی گوشته و بازشدگی حوضه (پشت قوسی؟) تحت شرایط کششی/تراکشی صورت گرفته است. هم‌چنین مطالعات انجام گرفته توسط (Shafaii Moghadam et al., 2009) بر روی مجموعه‌های افیولیتی نائین-بافت، نشان می‌دهد که این مجموعه‌های افیولیتی در اثر عملکرد یک زمین‌ساخت تراکشی در حوضه‌های پشت قوسی تشکیل شده‌اند. ایشان تشکیل این حوضه‌های تراکشی را ناشی از فرورانش مایل اقیانوس تتیس به زیر بلوک قاره‌ای ایران دانسته‌اند (Shafaii Moghadam et al., 2009).

در مراحل بعدی، توده پریدوتیتی ده‌شیخ تحت تأثیر دگرشکلی ترافشارشی راست‌بر به موازات راستای غالب ساختارهای زاگرس قرار گرفته است. این دگرشکلی موجب تشکیل پهنه‌های برشی شکل‌پذیر راست‌الغز راست‌بر با مؤلفه معکوس (بالا به سمت جنوب خاور) با توسعه رخ نوار برشی نوع S-C در مقیاس رخنمون و میکروسکوپی قرار گرفته است. توسعه این پهنه‌های برشی حین جایگزینی توده پریدوتیتی ده‌شیخ در اعماق کم پهنه دگرگونی فشار بالا-درجه حرارت پایین سنندج-سیرجان رخ داده است.

نتیجه‌گیری

توده پریدوتیتی ده‌شیخ از واحدهای سنگی هارزبورژیت، دونیت، لرزولیت، کرومیتیت و گابروهای لایه‌ای تشکیل شده است. این توده بخشی از گوشته زیر لیتوسفری اقیانوس نئوتتیس را تشکیل می‌دهد که طی بالا آمدن و جایگزینی در موقعیت کنونی خود در پهنه دگرگونی فشار بالا-درجه حرارت پایین سنندج-سیرجان متحمل دو مرحله دگرشکلی متوالی کششی/تراکشی (D_1) و ترافشارشی (D_2) راست‌بر

- Ahmadipour, H., Sabzehei, M., Whitechurch, H., Rastad, E. and Emami, M.H., 2003. Soghan complex as an evidence for paleospread-ing center and mantle diapirism in Sanandaj-Sirjan zone (South-East Iran). *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 14, 2, 157-172.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.
- Boudier, F. and Nicolas, A., 1977. Structural controls on partial melting in the Lanzo peridotites, In: H. J. B. Dick (ed), *Magma Genesis*, In: Nicolas, A., *Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*. Oregon Department of Geology and Mineral Industries, 96, 63-68.
- Coleman, R. G., 1977. *Ophiolites, Ancient Oceanic lithosphere?* Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 229.
- Den Tex, E., 1969. Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: A contribution to the discussion of the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks", by Wyllie. P.J., *Tectonophysics*, 7, 457-488.
- Dilek, Y. and Furnes, H., 2009. Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. *Lithos*, 113, 1-20.
- Floyd, P. A., Yaliniz, M. K. and Goncuoglu, M. C., 1998-Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolitic plagiogranites, Central Anatolian crystalline complex, Turkey. *Lithos*, 42, 225-241.
- Ghasemi, H., Juteau, T., Bellon, H., Sabzehei, M., Whitechurch, H. and Ricou, L.E., 2002. The mafic-ultramafic complex of Sikhoran (Central Iran): a polygenetic ophiolite complex. *Comptes Rendus Geoscience*, 334, 431-438.
- Ghazi, A.M., Hassanipak, A.A., Mahoney, J.J. and Duncan, R.A., 2004. Geochemical characteristics, 40Ar-39Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, S.E. Iran. *Tectonophysics*, 393, 175-196.
- Godard, M., Bosch, D. and Einaudi, F., 2006. A MORB source for low-Ti magmatism in the Semail ophiolite. *Chemical Geology*, 234, 58-78.
- Irvine, T.N., 1982. Terminology for layered intrusions. *Journal of Petrology*, 23, 127-162.
- Jannessary, M. R., Melcher, F., Lodziak, J. and Meisel, TH. C., 2012. Review of platinum-group element distribution and mineralogy in Chromitite ores from southern Iran. *Ore Geology, Reviews*, 48, 278-305.
- Ji, S. and Zhao, P., 1993. Location of tensile fracture within rigid-brittle inclusions in a ductile flowing matrix, *Tectonophysics*, 220, 23-31.
- Kelemen, P.B., Dick, H.J.B. and Quick, J.E., 1992. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 358, 635-641.
- Leblanc, M. and Nicolas, A., 1992. Ophiolitic chromitites. *International Geology Review*, 34, 7, 653-686.
- Mercier, J-C. C. and Nicolas, A., 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts, *Journal of Petrology*, 16, 454-487.
- Misch, P., 1969. Paracrystalline microboudinage of zoned grains and other criteria for synkinematic growth of metamorphic minerals, *American Journal Science*, 267, 43-63.
- Najafzadeh, A. R., Arvin, M., Pan, Y. and Ahmadipour, H., 2008. Podiform chromitites in the Sorkhband ultramafic complex, Southern

- Iran: evidence for ophiolitic chromitite. *Journal of sciences Islamic Republic of Iran*, 19, 49-65.
- Nicolas, A., 1989. *Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*. Kluwer Academic Publishers, 367.
 - Nicolas, A. and Jackson, M., 1982. High-temperature dikes in peridotites: origin by hydraulic fracturing. *Journal of Petrology*, 23, 568-582.
 - Peighambari, S., Ahmadipour, H., Stosch, H. G. and Daliran, F., 2011. Evidence for multi-stage mantle metasomatism at the Dehsheikh peridotite massif and chromite deposits of the Orzuieh coloured mélange belt, southeastern Iran. *Ore Geology Reviews*, 39, 245-264.
 - Robertson, A. H. F., 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65, 1-67.
 - Sarkarinejad, Kh., 2005. Structures and microstructures related to steady-state mantle flow in the Neyriz ophiolite, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 859-881.
 - Sarkarinejad, K., 2007. Quantitative finite strain and kinematic flow analyses along the Zagros transpression zone, Iran, *Tectonophysics*, 442, 49-65.
 - Sarkarinejad, K., Godin L. and Faghih, A., 2009. Kinematic vorticity analysis and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology related to inclined extrusion of the HP-LT metamorphic rocks along the Zagros accretionary prism, Iran. *Journal of Structural Geology*, 31, 691-706.
 - Sengor, A.M.C., 1990. A New Model for the late Paleozoic-Mesozoic Tectonic Evolution of Iran and Implications for Oman. *Geological Society Special Publication*, 49, 797-831.
 - Shafaii Moghadam, H., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. and Monsef, I., 2009. Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *Comptes Rendus Geosciences*, 341, 1016-1028.
 - Shafaii Moghadam, H., Stern, R.J. and Rahgoshay, M., 2010. The Dehshir ophiolite (central Iran): Geochemical constraints on the origin and evolution of the Inner Zagros ophiolite belt, *Geological Society of America Bulletin*, 122, 9/10, 1516-1547.
 - Shafaii Moghadam, H. and Stern, R.J., 2011. Late Cretaceous forearc ophiolites of Iranian. *Island Arc*, 20, 1-4.
 - Shojaat, B., Hassanipak, A.A., Mobasher, K. and Ghazi, A.M., 2003. Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 1053-1067.
 - Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran, *The Geology of Continental Margins*, Springer, 873-887.

تحلیل دو بعدی واتنش پایدار در مرم‌های بودین دار ناحیه خلج با استفاده از دایره مور، جنوب مشهد

محمد رضا شیخ‌الاسلامی^(۱)

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

تاریخ دریافت: ۹۶/۱۲/۱۶

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۱/۱۵

چکیده

مرم‌های ناحیه خلج بخشی از واحدهای سنگی مجموعه دگرگونی مشهد هستند که تحت تأثیر سه مرحله دگرریختی قرار گرفته‌اند. به‌منظور بررسی واتنش پایدار در مرحله اول دگرریختی، کشیدگی ایجاد شده در بودین‌ها در هفت ایستگاه اندازه‌گیری و سپس با استفاده از دایره مور مورد تحلیل قرار گرفتند. نتایج این بررسی‌ها نشان می‌دهد که نسبت قطرهای بیضوی واتنش دو بعدی برای این دگرریختی در ایستگاه‌های مختلف بین ۱/۰۵ تا ۱/۳۶ متغیر است. همچنین میزان بیشینه زاویه برش طی دگرریختی مرحله اول بین ۴ تا ۲۰ درجه می‌باشد. این نتایج با مشاهدات صحرایی که نشان می‌دهند دگرریختی غالب در جریان مرحله اول دگرریختی در رژیم برش محض روی داده و با تشکیل چین‌های پیوسته و بودین‌های تخته شکلاتی همراه است، مطابقت دارند. بودین‌های مورد بررسی در اثر ایجاد کشیدگی در دو جهت شکل گرفته‌اند. نتایج حاصل از بررسی واتنش همچنین نشان‌دهنده آن است که در جریان دگرریختی مرحله اول ۰/۵ تا یک برابر تغییر حجم مثبت در مرم‌های ناحیه خلج روی داده است.

واژه‌های کلیدی: خلج، بودین، دگرریختی، واتنش پایدار، دایره مور.

مقدمه

شاخص‌های واتنش پایدار^۱ شامل شاخص‌های طولی^۲ و شاخص‌های زاویه‌ای^۳ امکان تحلیل دو بعدی و سه بعدی واتنش را فراهم می‌سازند (Ragan, 2009). با تعیین این شاخص‌ها برآورد شدت دگرریختی^۴ و تعیین نسبت بیضوی واتنش دو بعدی و سه بعدی امکان‌پذیر خواهد بود. مبنای اصلی تعیین این شاخص‌ها، استفاده از عناصر کشیده شده و یا چرخیده در جریان دگرریختی نظیر سنگواره‌ها و بودین‌ها هستند (Ramsay 1968; Ramsay and Huber, 1983). در مناطق با درجه دگرگونی بالا، استفاده از سنگواره‌ها

1. Finite strain parameters
2. Longitudinal strain parameters
3. Angular strain parameters
4. Strain intensity

* نویسنده مرتبط: rezasheikholeslami@yahoo.com

حاوی قطعات بودین شده از جنس چرت‌های آهن‌دار، چرت‌های رادیولاریتی و سنگ‌آهک ماسه‌ای بوده و تحت اثر چین‌خوردگی و دگرریختی در مقیاس‌های رخنمون و ناحیه‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۲ الف و ب).

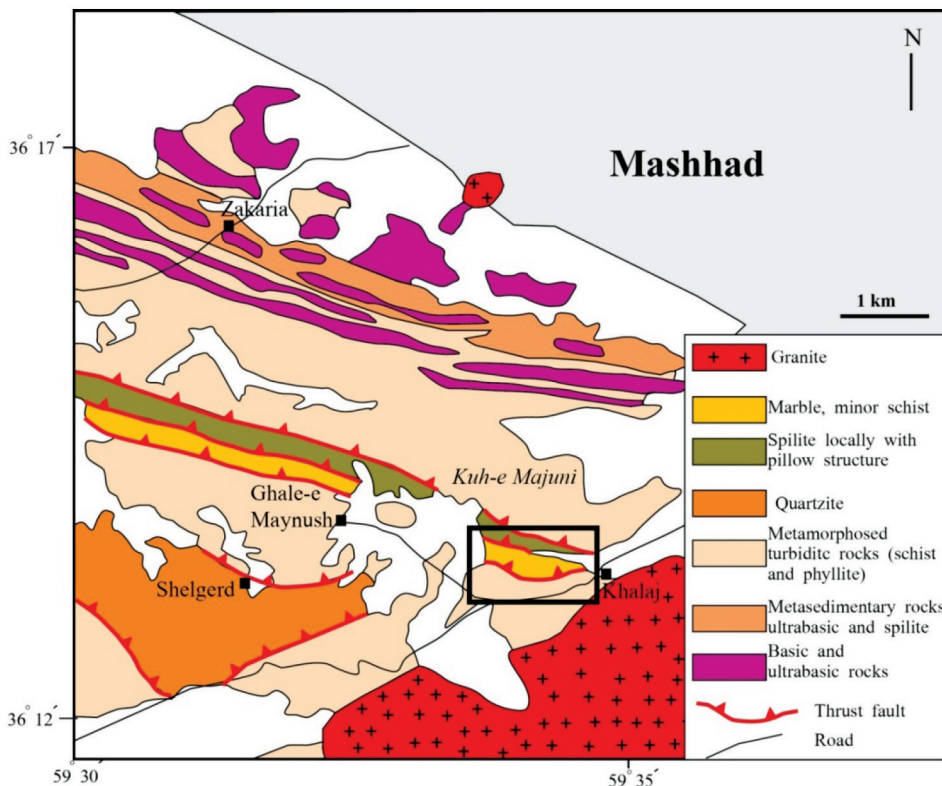
توالی دگرریختی در مرم‌های ناحیه خلج

مرم‌های ناحیه خلج همراه با دیگر واحدهای سنگی در مجموعه دگرگون مشهد متحمل دگرریختی ناحیه‌ای شده‌اند. به دلیل ویژگی‌های ریولوژیکی مرم‌ها، توالی‌های دگرریختی ناحیه‌ای در این واحد سنگی در قیاس با دیگر واحدهای سنگی نظیر شیست و اسلیت نمایان‌تر هستند. در اولین مرحله دگرریختی (D_1)، برگوارگی رسوبی اولیه توسط چین‌های F_1 چین‌خورده و برگوارگی S_1 به موازات سطح محوری این دسته از چین‌ها ایجاد شده است. کشیدگی طبقات در جریان این مرحله از دگرریختی که در شرایط برش محض غالب روی داده باعث بودین شدگی در راستای برگوارگی S_1 شده است. بودین‌های حاصل موضوع مطالعه در این مقاله هستند (شکل ۲ الف). دو دسته خطوارگی شامل خطوارگی کانی حاصل انتظام کانی‌های دگرگونی درجه پایین نظیر مسکوویت، و خطوارگی سایشی حاصل لغزش طبقات بر روی یکدیگر نیز در این مرحله به وجود آمده‌اند. این دسته از خطوارگی‌ها به دلیل آنکه توسط رویداد D_2 تحت تاثیر قرار گرفته‌اند گسترش کمی داشته و نافذ نیستند. در مرحله دوم دگرریختی که با ایجاد پهنه‌های برشی در ضخامت‌های متفاوت همراه شده، ساختارهای میلونیته شامل چین‌های تک‌شیب، چین‌های نیامی، چین‌های مایل، اجسام عدسی شکل با تقارن تک‌شیب و نیز خطوارگی کشیدگی کانی گسترش یافته‌اند (شیخ‌الاسلامی و همکاران ۱۳۹۲). چین‌های شکل گرفته در مرحله پیشین، در این مرحله کشیده و یا بریده شده و به صورت چین‌های بدون ریشه (rootless fold) در آمده‌اند (شکل ۲ ب). ساختارهای مربوط به مرحله‌های دگرریختی D_1 و D_2 توسط ریزچین‌های مرحله دگرریختی D_3 فرانهاد شده و برگوارگی ریزچین با شیب به سمت شمال غرب و جنوب شرق بر روی آن‌ها شکل گرفته‌اند (Sheikholeslami and Kouhpeyma, 2012).

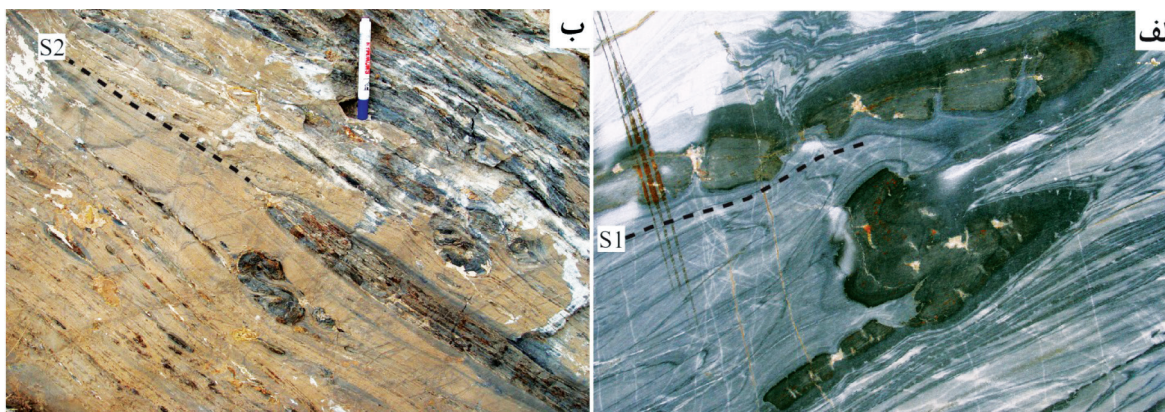
آن‌ها تحلیل دو بعدی واکنش پایدار در مرم‌های ناحیه خلج انجام شده است. اندازه‌گیری‌های لازم شامل طول کنونی و طول اولیه بودین‌ها و نیز تعیین راستای خطوارگی غالب در زمان تشکیل بودین‌ها، در چند ایستگاه انجام و سپس با استفاده از دایره مور مورد بررسی و تحلیل قرار گرفته‌اند. در نهایت نتایج به دست آمده از دایره مور برای تحلیل دو بعدی واکنش پایدار و انطباق با ساختارهای زمین‌شناسی و توالی دگرریختی ناحیه‌ای به کار برده شده‌اند.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

مرم‌های ناحیه خلج بخشی از سنگ‌های دگرگون جنوب مشهد هستند که طی کوهزاد برخوردی میان ایران مرکزی و صفحه توران، در جریان رویداد سیمین پیشین دگرگون و دگرشکل شده‌اند (Boulin, 1988). سنگ‌های با خاستگاه رسوبی در این مجموعه شامل انواع شیست‌ها، اسلیت، فیلیت، مرمر، کوارتزیت، متاچرت و برش کربناته به سن پرمین هستند که در زمان فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس کهن (Paleotethys) در شرایط توریدایتی و در محیط پیش‌کمانی-گودال شکل گرفته‌اند (Alavi, 1991; Taheri and Ghaemi, 1994). در جریان فرآیند برخورد، این مجموعه‌های رسوبی با سنگ‌های با خاستگاه اقیانوسی شامل انواع سنگ‌های اولترابازیک، بازالت و اسپلیت درهم‌آمیخته و سپس مورد نفوذ سه مرحله تزریق گرانیته قرار گرفته‌اند (Karimpour et al., 2006; Madjidi, 1983). و سبزه‌ای و همکاران (۱۳۷۳) بر این باورند که سنگ‌های آذرین در ناحیه مشهد از نوع گدازه‌های مافیک و اولترامافیک هستند، در حالی که (Alavi (1991) و (Ghazi et al., (2001) این سنگ‌ها را افیولیت می‌دانند. در ناحیه خلج در جنوب مشهد، سنگ‌های اسپلیتی متراکم و دگرریخت به همراه مرم‌های کلسیتی و دولومیتی با همبری گسله از نوع راندگی در میان شیست‌های آلومینوسیلیکات‌دار رخنمون دارند (شکل ۱). اثر حرارتی ناشی از تزریق گرانیته مشهد باعث تشکیل دگرگونی مجاورتی و تبلور کانی‌های شاخص این نوع دگرگونی نظیر استارولیت در شیست‌ها شده است (Sheikholeslami and Kuhpeyma, 2012). مرم‌ها



شکل ۱. پراکندگی واحدهای سنگی در جنوب و جنوب غرب مشهد. محدوده مرمهای مورد بررسی در ناحیه خلج در کادر مستطیلی به رنگ زرد مشخص شده است (برگرفته از Taheri and Ghaemi, 1996)



شکل ۲. الف) بودین شدگی و چین خوردگی در مرمهای ناحیه خلج. بودین‌های از جنس چرت‌های آهن‌دار و یا چرت‌های رادیولاریتی در راستای برگوارگی S_1 شکل گرفته‌اند، ب) چین‌های بدون ریشه که در اثر ایجاد پهنه‌های برش ساده و بریده و جابجا شدن چین‌های مرحله اول شکل گرفته‌اند. بودین‌های شکل گرفته در این مرحله به نسبت بودین‌های مرحله قبل کشیده‌تر هستند

تحت اثر ریزچین خوردگی‌های نسل سوم قرار می‌گیرند. بررسی هندسی چین‌های بازچین‌خورده نشانگر آن است که پس از چین خوردگی نسل اول، چین‌های نسل دوم و سوم به ترتیب به صورت هم‌محور^۱ ولی با صفحات محوری با شیب متفاوت،

1. Overprinting
2. Refolded
3. Coaxial

بررسی روابط فرانهادگی^۱ ساختارهای شکل گرفته طی سه مرحله دگرریختی نشان می‌دهد که چین‌ها و بودین‌های ایجاد شده در مرحله D_1 تحت تاثیر چین‌های F_2 مربوط به رویداد دگرشکلی D_2 قرار گرفته‌اند. نتیجه این فرآیند ایجاد بودین‌ها و چین‌های بازچین‌خورده^۲ است. با ادامه دگرشکلی و طی مرحله دگرشکلی D_3 چین‌های نسل قبل برای بار سوم

مطابق با گونه‌ی III الگوی تداخلی چین‌ها (Ramsay and Huber, 1983) بر روی نسل‌های قبلی خود اثر گذاشته‌اند.

محاسبه شاخص‌های واتنش پایدار بر پایه بودین‌ها

بودین‌ها لایه‌های مقاوم سنگی هستند که توسط کشیدگی از حالت اولیه خود خارج و به قطعات کوچکتری تقسیم شده‌اند. این ساختارها اطلاعاتی در خصوص واتنش، سوی برش و مقاومت واحدهای سنگی مختلف به دست می‌دهند. بودین‌ها در یال چین‌ها، یعنی جایی که بیشترین پهن‌شدگی و کشیدگی موازی با لایه‌بندی روی می‌دهد، فراوان‌تر هستند. این ساختارها به دو دسته بودین‌های ساده^۱ و یا بودین‌های تخته شکلاتی^۲ تقسیم‌بندی می‌شوند (Ramsay and Huber, 1983). بودین‌های ساده از یک لایه قطعه‌قطعه شده سوسیسی تشکیل شده‌اند که در آن، بخش‌های عدسی شکل طویل به موازات یکدیگر قرار گرفته‌اند. این ساختارها حاصل کشیدگی لایه در یک جهت می‌باشند. بودین‌های تخته شکلاتی در شرایطی به وجود می‌آیند که کشیدگی در دو جهت روی می‌دهد و نتیجه آن تشکیل بودین‌ها به صورت تخته‌های سه بعدی جدا از هم است (Zulauf et al., 2011). بیشتر بودین‌های بررسی شده در ناحیه مورد مطالعه از نوع بودین‌های جعبه شکلاتی هستند، ولی بودین‌های ساده از نوع سوسیسی نیز به میزان کمتر در مرمرها حضور دارند. از دیگر ویژگی‌های ساختاری مرمرها، حضور گسلش عادی است که باعث جابجایی قطعات بودین شده است. این حالت گاه منجر به تشکیل سامانه گسله‌های عادی پلکانی شده است. برای محاسبه شاخص‌های واتنش، اندازه‌گیری طول کنونی و طول اولیه بودین‌ها در شش ایستگاه در واحدهای مرمر خلع به انجام رسید. اندازه بودین‌ها متفاوت و جهت کشیدگی آن‌ها به صورت پراکنده و در راستاهای مختلف می‌باشد.

اولین گام در محاسبه شاخص‌های طولی واتنش پایدار اندازه‌گیری نسبت طول کنونی بودین‌ها به طول اولیه آن‌ها می‌باشد. این شاخص تحت عنوان کشیدگی^۳ نامیده شده و با نماد (1+e) نمایش داده می‌شود. شاخص بعدی مربع کشیدگی^۴ است و بنا به تعریف مربع نسبت طول کنونی به طول اولیه بودین

است. این پارامتر با نماد (l) نمایش داده می‌شود. آخرین شاخص طولی عکس مربع کشیدگی^۵ است که با نماد (λ) بیان شده و در ترسیم دایره مور مورد استفاده قرار می‌گیرد. شاخص‌های زاویه‌ای واتنش شامل زاویه برش (y) و واتنش برشی زاویه‌ای (g) می‌باشند که رابطه‌ی زیر بین آن‌ها برقرار است:

$$\tan \psi = \gamma$$

γ' پارامتری است که بین شاخص طولی و زاویه‌ای واتنش از طریق فرمول زیر رابطه برقرار می‌کند (Ramsay, 1968).

$$\gamma' = \gamma/\lambda$$

برآورد نسبت بیضوی واتنش دو بعدی و بیشینه زاویه برش با استفاده از دایره مور واتنش

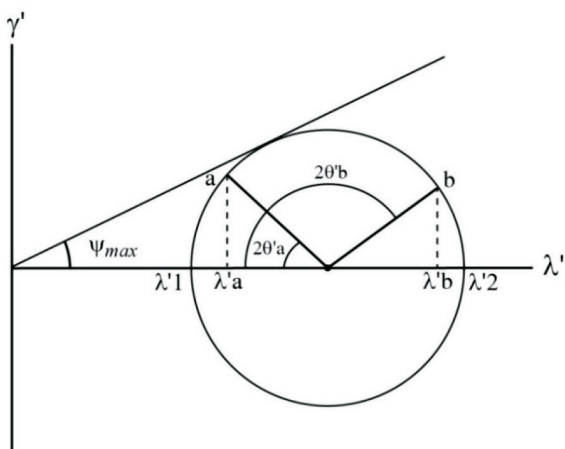
یکی از روش‌های تعیین نسبت بیضوی واتنش دو بعدی در سنگ‌های دگرریخت، استفاده از دایره مور است. دایره مور واتنش به روشی مشابه با دایره مور ترسیم شده و در برآورد مقادیر بیشینه و کمینه واتنش مورد استفاده قرار می‌گیرد. در دایره مور واتنش، بر روی محور افقی مقادیر λ' و بر روی محور عمودی مقادیر γ' نشان داده می‌شود (Nadi, 1963; Treagus, 1987). به منظور رسم دایره مور دو بعدی، مقادیر مربوط به پارامتر عکس مربع کشیدگی در دو راستای متفاوت (راستای a و b) محاسبه و بر اساس زاویه بین هر کدام از این راستاها با جهت تعیین شده x بیضوی واتنش (یعنی زوایای θ_1 و θ_2)، بر روی محیط دایره پیاده می‌شوند. با استفاده از دایره مور ترسیم شده مقادیر λ'_1 و λ'_2 قابل محاسبه خواهند بود. با محاسبه این دو مقدار، درجه بیضویت^۶ یا نسبت طول محور بزرگ به طول محور کوچک بیضوی واتنش (R) از طریق رابطه زیر به دست می‌آید:

$$R = \sqrt{\lambda'_2/\lambda'_1}$$

استفاده دیگر از دایره مور واتنش تعیین زاویه برش بیشینه (ψ_{max}) در جریان دگرریختی است. اندازه‌گیری این زاویه با رسم مماس بر محیط دایره و تعیین زاویه خط مماس با محور افقی امکان‌پذیر خواهد بود (شکل ۳).

1. Ordinary boudins
2. Chocolate tablet boudins
3. Stretch
4. Quadratic stretch
5. Reciprocal quadratic stretch
6. Ellipticity

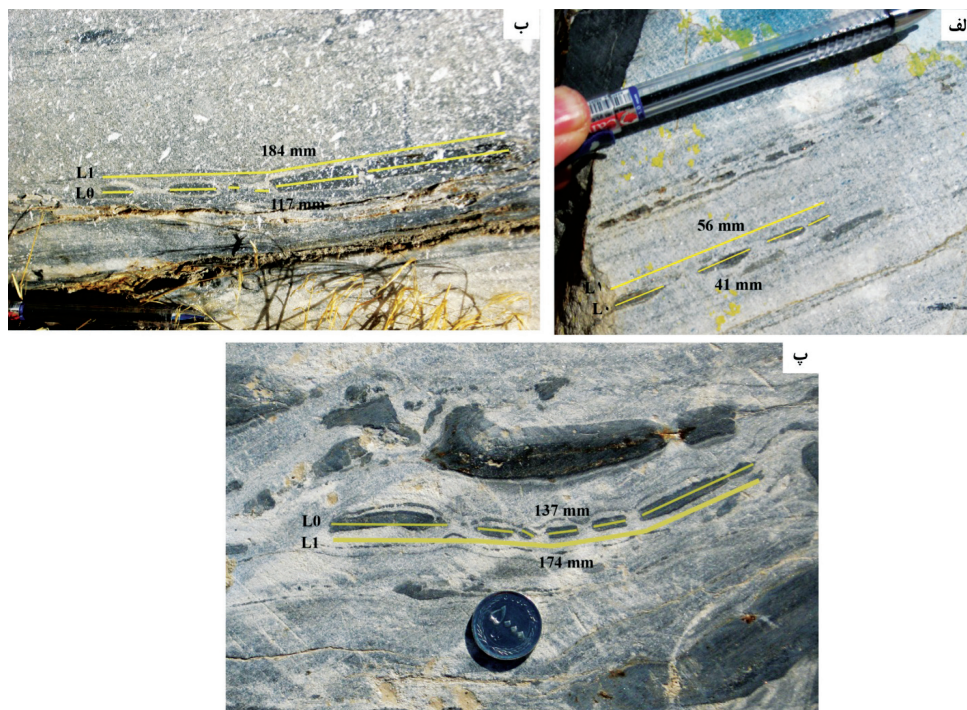
ناحیه خلیج خطوارگی غالب، خطوارگی L_2 مربوط به مرحله دگرریختی D_2 می‌باشد، باید به شیوه‌ای مناسب راستای محور X بیضوی واتنش مربوط به دگرریختی D_1 را شناسایی کرد تا راستای کشیدگی بودین‌ها در ایستگاه‌های مختلف با آن به دست آید. راهکار مورد استفاده در این مقاله استفاده از روش ترسیمی (Lisle and Regan, 1988) می‌باشد. بر پایه این روش تعیین وضعیت بیضوی واتنش شامل درجه بیضویت و نیز راستای محور X با استفاده از تعیین مقدار کشیدگی در سه جهت متفاوت، با استفاده از دایره مور امکان‌پذیر می‌باشد. برای استفاده از این روش مقادیر طول کنونی و طول اولیه بودین‌ها در سه جهت متفاوت با آزمایشات 0.90 ، 140 و 170 در ایستگاه اول (ایستگاه A) اندازه‌گیری و سپس برای تعیین واتنش‌های طولی و تعیین راستای ناحیه‌ای محور X بیضوی واتنش مورد استفاده قرار گرفتند (شکل‌های ۴، ۵ الف و جدول ۱). دلیل انتخاب این نقطه برای تعیین محور X بیضوی واتنش، وجود معدن متروکه سنگ مرمر (سنگ چینی) و حضور سینه‌کارهای مناسب و متعدد برای اندازه‌گیری بودین‌ها در راستاهای مختلف می‌باشد.



شکل ۳. چگونگی رسم دایره مور دو بعدی با داشتن دو مقدار عکس مربع کشیدگی (λ'_a و λ'_b) مربوط به دو عنصر ساختاری کشیده شده و تعیین زاویه هر کدام با محور X بیضوی واتنش. با استفاده از دایره مور ترسیم شده مقادیر محورهای بیشینه و کمینه کشیدگی (λ'_1, λ'_2) و نیز نسبت واتنش بیضوی دوبعدی (R) به همراه زاویه برش بیشینه (ψ_{max}) به دست خواهند آمد (الیاسی ۱۳۹۱، با تغییرات)

محاسبه راستای بیشینه کشیدگی در جریان مرحله دگرریختی D_1

همان‌گونه که عنوان شد برای ترسیم دایره مور نیاز به دانستن زاویه بین راستای کشیدگی با محور X بیضوی واتنش در زمان تشکیل بودین‌ها می‌باشد. با توجه به اینکه در



شکل ۴. تعیین مقدار کشیدگی بر پایه نسبت طول کنونی به طول اولیه بودین‌های جعبه شکلاتی در سه راستای مختلف در ایستگاه A، (الف) بودین در راستای 140 ، (ب) بودین در راستای 170 و (پ) بودین در راستای 90

جدول ۱. اطلاعات مربوط به اندازه‌گیری طول کنونی به طول اولیه بودین‌ها، راستا و زاویه آن‌ها با محور X در ایستگاه‌های اندازه‌گیری در مرمرهای ناحیه خلج

ایستگاه	شماره بودین اندازه‌گیری شده	طول کنونی (L_1) (میلی‌متر)	طول اولیه (L) (میلی‌متر)	راستای اندازه‌گیری بودین برحسب آزیموت	زاویه با خطوارگی (θ°)
	۱	۵۶	۴۱	۱۴۰	-
A	۲	۱۸۴	۱۱۷	۱۷۰	-
	۳	۱۷۴	۱۳۷	۰۹۰	-
B	۴	۳۲۳	۲۸۲	۲۲۰	۲۴
	۵	۲۰۵	۱۷۴	۳۱۵	۶۱
C	۶	۴۳۵	۳۱۱	۱۹۰	۶
	۷	۷۲۵	۵۷۸	۰۸۰	۶۴
D	۸	۱۱۱	۷۲	۱۱۰	۸۶
	۹	۱۵۹	۱۲۵	۰۴۱	۲۵
E	۱۰	۷۷۰	۶۲۰	۱۳۰	۶۶
	۱۱	۱۲۰	۱۰۱	۱۶۰	۳۶
	۱۲	۹۷۰	۷۸۰	۰۵۰	۳۱
F	۱۳	۱۵۹	۱۴۱	۱۱۵	۸۱

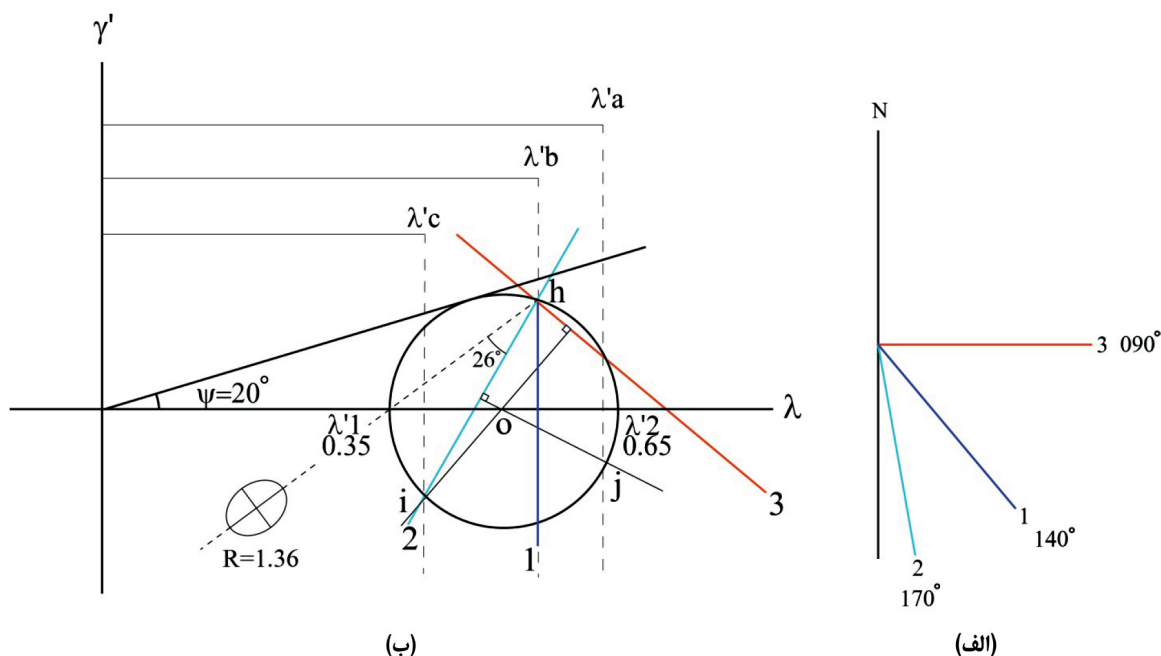
۲۶ درجه با راستای ۲ می‌سازد، به این ترتیب محور بیشینه کشیدگی یا محور X بیضوی واتنش در جریان دگرریختی D_1 دارای آزیموت ۱۹۶ درجه است. نسبت طول محور بزرگ به طول محور کوچک بیضوی واتنش در این ایستگاه بر پایه این محاسبات برابر $1/36$ می‌باشد (شکل ۵ ب).

محاسبه شاخص‌های واتنش پایدار و رسم دایره‌های مور واتنش در ایستگاه‌های مختلف

پس از تعیین راستای X بیضوی واتنش مربوط به دگرریختی مرحله D_1 ، مقادیر کشیدگی از روی اندازه‌گیری طول کنونی به طول اولیه بودین‌ها در دو راستای مختلف در ایستگاه‌های B تا F محاسبه گردید. بر پایه این محاسبات شاخص‌های واتنش پایدار، دایره مور و وضعیت بیضوی واتنش برای هر کدام از این ایستگاه‌ها به شرح زیر تعیین شدند:

ایستگاه B: بودین‌های برداشت شده در این ایستگاه بیشتر از نوع بودین‌های تخته شکلاتی و کمتر از نوع سوسیسی هستند. کشیدگی بودین‌ها در این ایستگاه بر پایه طول کنونی و طول اولیه در دو راستای ۲۱۰ و ۳۱۵ درجه اندازه‌گیری شدند (جدول ۱ و شکل ۵ الف و ب). زاویه بین محور X بیضوی واتنش و راستاهای اندازه‌گیری شده ۲۴

برای رسم دایره مور با توجه به داده‌های اندازه‌گیری شده در ایستگاه A، خط عمودی معرف محور λ' را رسم نموده و مقادیر به دست آمده λ' از روی کشیدگی محاسبه شده در راستاهای ۱، ۲ و ۳ را به فاصله از آن جدا می‌کنیم ($\lambda'a, \lambda'b, \lambda'c$) (شکل ۵ ب). از انتهای این خطوط عمودی عبور داده و نقطه اختیاری H را روی عمود $\lambda'b$ (راستای ۱) در نظر می‌گیریم. از این نقطه خطوط مربوط به راستای ۲ و ۳ را مطابق با زاویه قرارگیری آن‌ها نسبت به راستای ۱ جدا می‌کنیم (شکل ۵ الف). این خطوط عمودهای $\lambda'a$ و $\lambda'c$ را به ترتیب در نقاط Z و I قطع می‌نمایند. خطوط عمود بر hi و hj را از میانه آن‌ها رسم کرده تا یکدیگر را در نقطه O قطع نمایند. این نقطه مرکز دایره مور ما خواهد بود. برای تعیین محور λ' ، پاره‌خطی افقی را به گونه‌ای رسم می‌کنیم که از نقطه O گذشته و محور λ' را قطع نماید. نقطه O مرکز دایره مور می‌باشد. دایره به مرکزیت O را به گونه‌ای رسم می‌کنیم که از نقاط i، h، و Z گذشته و به این ترتیب دایره مور رسم می‌شود. با رسم دایره مور، مقادیر λ'_1 و λ'_2 به ترتیب $0/35$ و $0/65$ و مقدار بیشینه برش زاویه‌ای ۲۰ درجه به دست می‌آیند. راستای بیشینه کشیدگی یا محور X از اتصال نقطه h به نقطه معرف λ'_1 بر روی محور افقی دایره مور به دست خواهد آمد. این خط زاویه



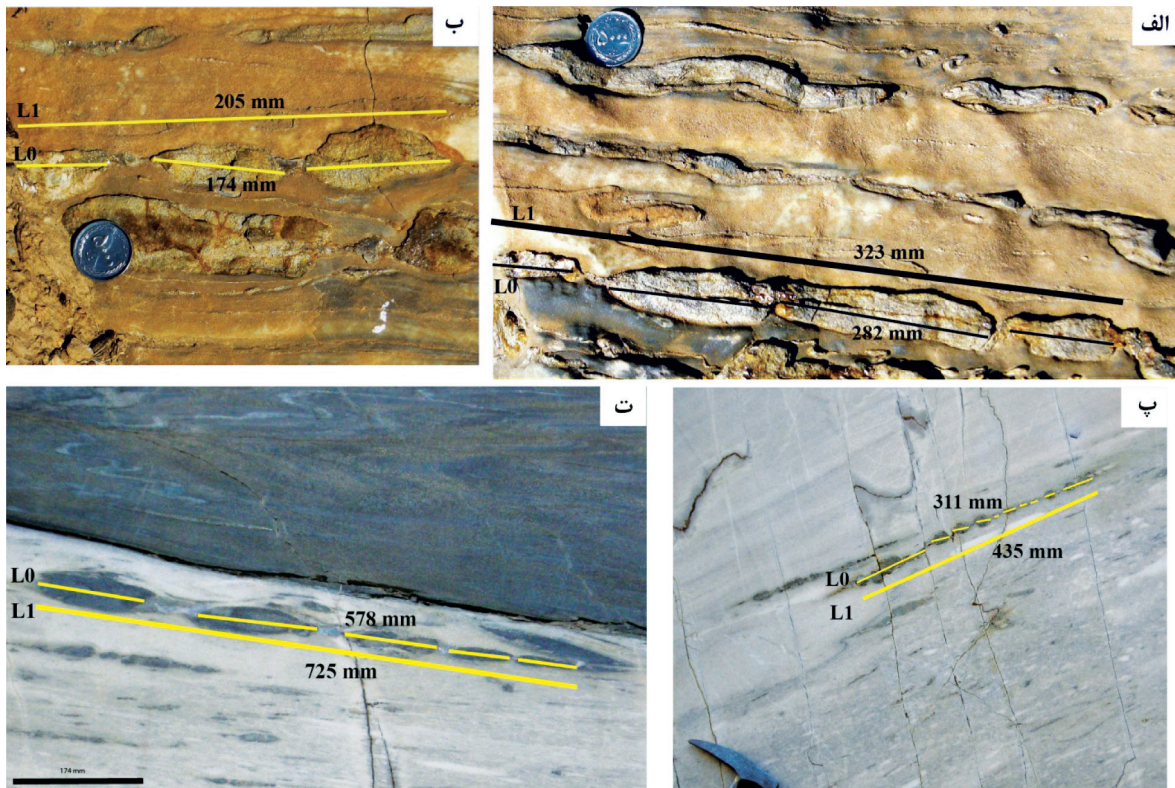
شکل ۵. الف) نمایش آزمایشات راستاهای اندازه‌گیری بودین‌ها در ایستگاه A، ب) روش ترسیمی برای یافتن نسبت بیضوی واتنش و راستای بیشینه کشیدگی بر پایه دایره مور با استفاده از اندازه‌گیری مقدار کشیدگی در سه راستای متفاوت (روش Lisle and Ragan, 1988)

جدول ۲. نتایج محاسبه شاخص‌های واتنش پایدار و وضعیت بیضوی واتنش با استفاده از دایره مور در ایستگاه‌های A تا F

Station	(1+e) _a	(1+e) _b	λ _a	λ _b	λ' _a	λ' _b	λ' ₁	λ' ₂	λ ₁	λ ₂	R	ψ°
A*	۱/۵۷	۱/۲۷	۲/۴۶	۱/۶۱	۰/۴۰	۰/۶۲	۰/۳۵	۰/۶۵	۲/۸۵	۱/۵۳	۱/۳۶	۲۰
B	۱/۱۷	۱/۱۴	۱/۳۸	۱/۳۱	۰/۷۲	۰/۷۶	۰/۷۰	۰/۷۸	۱/۴۲	۱/۲۸	۱/۰۵	۴
C	۱/۳۹	۱/۲۵	۱/۹۵	۱/۵۷	۰/۵۱	۰/۶۴	۰/۵۰	۰/۶۷	۲/۰۰	۱/۴۹	۱/۱۵	۱۰
D	۱/۵۴	۱/۲۷	۲/۳۷	۱/۶۱	۰/۴۲	۰/۶۷	۰/۳۷	۰/۶۳	۲/۷۰	۱/۵۸	۱/۳۰	۱۷
E	۱/۲۴	۱/۱۸	۱/۵۴	۱/۴۱	۰/۶۵	۰/۷۱	۰/۶۰	۰/۷۲	۱/۶۶	۱/۳۸	۱/۰۹	۸
F	۱/۲۴	۱/۱۲	۱/۵۴	۱/۲۷	۰/۶۵	۰/۷۹	۰/۵۸	۰/۸۰	۱/۷۲	۱/۲۵	۱/۱۷	۱۳

* در این ایستگاه اندازه‌گیری کشیدگی در سه جهت انجام شده است. (1+e)=1.37

و ۶۱ درجه هستند. دایره مور ترسیم شده بر پایه این مقادیر نشان‌دهنده‌ی نسبت کوچک بیضوی واتنش (۱/۰۵) و زاویه برش ۴ درجه می‌باشد (جدول ۲ و شکل ۷ الف).
 ایستگاه C: بودین‌های برداشت شده در این ایستگاه از هر دو نوع بودین‌های تخته شکلاتی و سوسیسی هستند. مقدار کشیدگی این بودین‌ها در دو راستای ۱۹۰ و ۰۸۰ اندازه‌گیری شده‌اند (شکل ۶ پ و ت). زاویه بین محور کشیدگی بیشینه ناحیه‌ای با راستاهای اندازه‌گیری شده، ۶ و ۶۴ درجه هستند (جدول ۱). دایره مور ترسیم شده بر پایه این مقادیر نشان‌دهنده نسبت بیضوی واتنش ۱/۱۵ و زاویه برش ۱۰ درجه می‌باشد (جدول ۲ و شکل ۷ ب).
 ایستگاه D: بودین‌های این ایستگاه به‌طور کامل از نوع تخته شکلاتی هستند (شکل ۸ الف و ب). مقدار کشیدگی در این ایستگاه در دو راستای ۱۱۰ و ۴۱ اندازه‌گیری شده‌اند (جدول ۱). زاویه بین محور کشیدگی بیشینه ناحیه‌ای با راستاهای کشیدگی در این ایستگاه ۸۶ و ۲۵ درجه هستند. دایره مور ترسیم شده بر پایه این مقادیر نشان‌دهنده‌ی نسبت بیضوی واتنش ۱/۳۰ و زاویه برش بیشینه ۱۷ درجه می‌باشد (جدول ۲ و شکل ۹ الف).



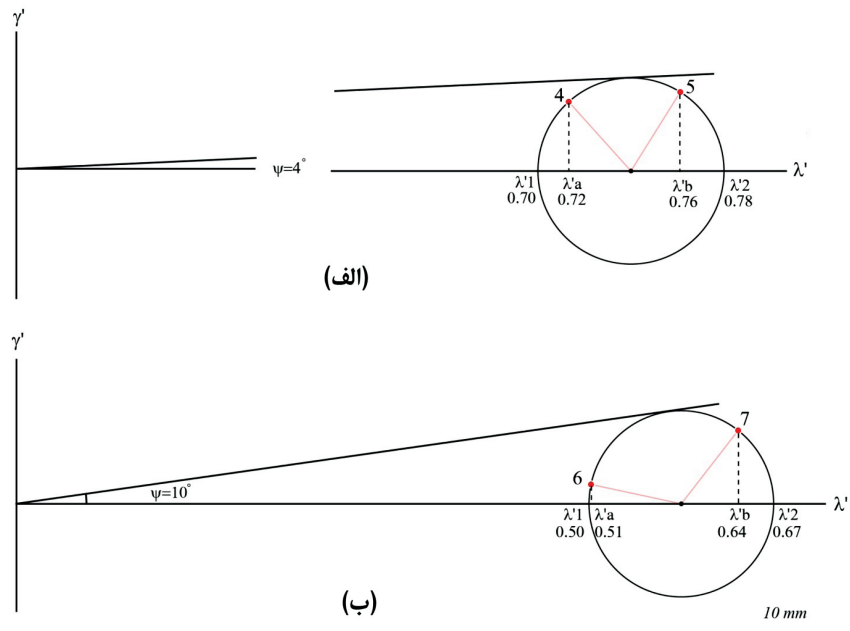
شکل ۶. نمایش بودین‌ها و مقادیر اندازه‌گیری شده طول کنونی به طول اولیه در دو ایستگاه B و C، الف و ب) ایستگاه B؛ اندازه‌گیری بودین‌ها در دو راستای ۳۲۰ و ۲۱۵ انجام شده است، پ و ت) ایستگاه C؛ اندازه‌گیری نسبت‌های طولی در راستاهای ۱۹۰ و ۰۸۰ انجام شده است. در شکل پ جابجایی عادی به صورت پلکانی در بودین روی داده است

بحث

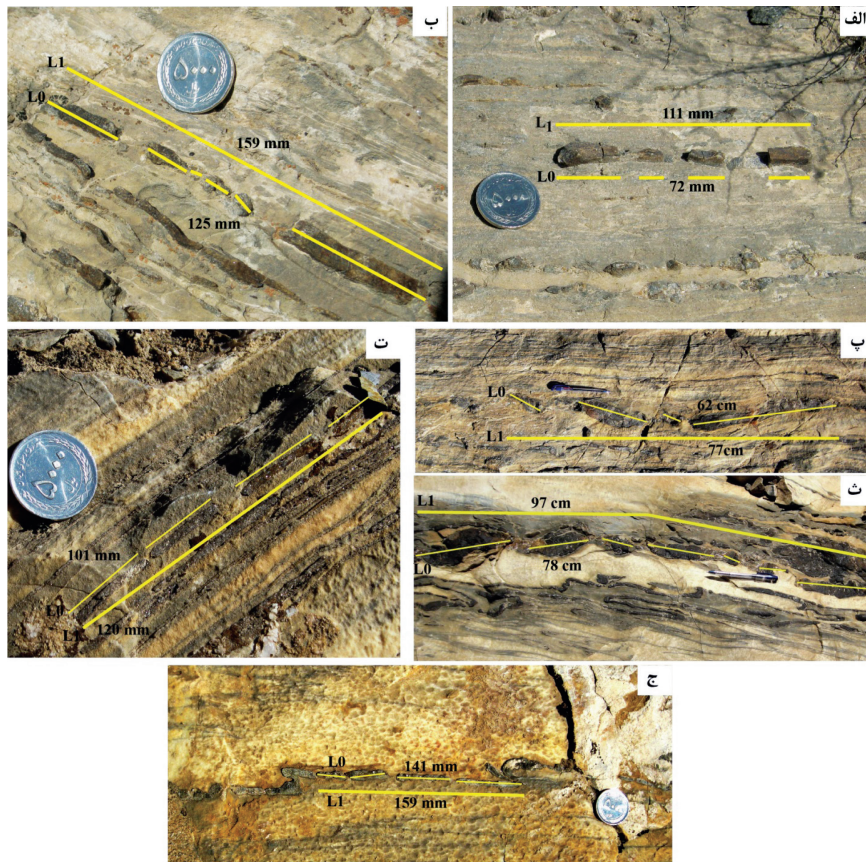
زاویه برش بیشینه پایین (۴ تا ۲۰ درجه) و نیز شدت واتنش پایین که از روی مقادیر کم نسبت بیضوی واتنش (R) حاصل از دایره مور به دست آمده‌اند (۱/۰۵ تا ۱/۳۶)، انطباق مناسبی با هندسه ساختارهای ایجاد شده در ناحیه خلج دارند. این انطباق با تحلیل واتنش در ایستگاه‌های مختلف و طبقه‌بندی دو بعدی واتنش با استفاده از نمودار (Ramsay and Huber, 1983) قابل بحث می‌باشد (شکل ۱۰). محور افقی این نمودار برحسب مقدار بیشینه کشیدگی در راستای محور بزرگ بیضوی واتنش و محور عمودی برحسب مقدار کمینه کشیدگی در راستای محور کوچک بیضوی واتنش مدرج شده است. این نمودار در محل مختصات (۱ و ۱) (مرکز دایره فرضی اولیه پیش از شروع دگر بختی) به سه محدوده تقسیم می‌شود. میدان یک شامل بیضوی‌هایی است که در آن مقادیر $1+e_1$ و $1+e_2$ هر دو بزرگتر از یک هستند و بیضوی واتنش به طور کامل خارج از دایره مرجع قرار گرفته است. در

ایستگاه E: بودین‌های این ایستگاه نیز همانند ایستگاه پیشین به گونه تخته شکلاتی هستند (شکل ۸ پ و ت). مقدار کشیدگی در این ایستگاه در دو راستای ۱۳۰ و ۱۶۰ اندازه‌گیری شده‌اند (جدول ۱). زاویه بین محور کشیدگی بیشینه ناحیه‌ای با راستاهای اندازه‌گیری کشیدگی در این ایستگاه ۶۶ و ۳۶ درجه هستند. دایره مور ترسیم شده بر پایه این مقادیر نشان دهنده‌ی نسبت بیضوی واتنش ۱/۰۹ و زاویه برش ۸ درجه می‌باشد (جدول ۲ و شکل ۹ ب).

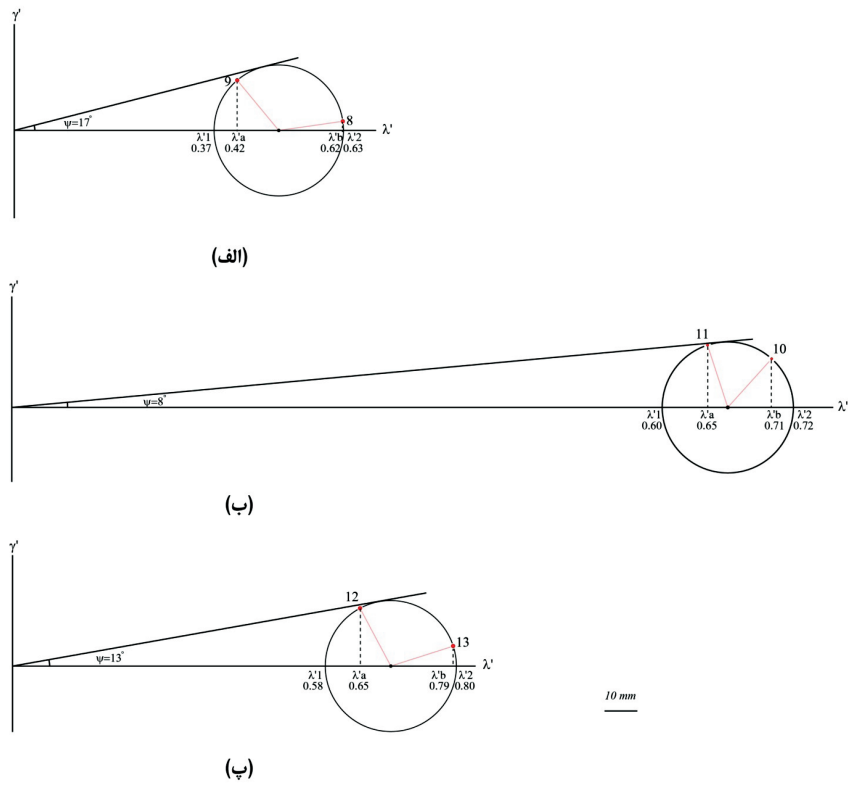
ایستگاه F: بودین‌های نوع جعبه شکلاتی در این ایستگاه در دو راستای ۱۵۰ و ۱۱۵ اندازه‌گیری شده‌اند (شکل‌های ۸ ت و ج). مقدار کشیدگی در این ایستگاه در دو راستای ۱۳۰ و ۱۶۰ اندازه‌گیری شده‌اند (جدول ۱). زاویه بین محور کشیدگی بیشینه ناحیه‌ای با راستاهای اندازه‌گیری کشیدگی در این ایستگاه ۶۶ و ۳۶ درجه هستند. دایره مور ترسیم شده بر پایه این مقادیر نشان دهنده‌ی نسبت بیضوی واتنش ۱/۰۹ و زاویه برش ۸ درجه می‌باشد (جدول ۲ و شکل ۹ پ).



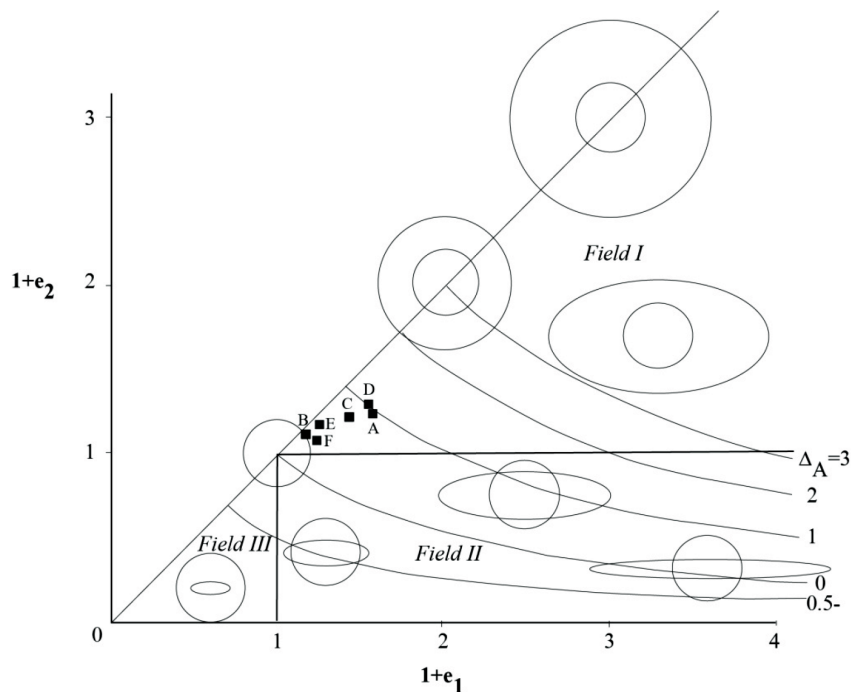
شکل ۷. دایره‌های مور ترسیم شده بر پایه داده‌های اندازه‌گیری شده، الف) ایستگاه B؛ ب) ایستگاه C. نسبت بیضوی واتنش و زاویه برش بیشینه در ایستگاه B به ترتیب $1/0.5$ و 4 درجه و در ایستگاه C، $1/1.5$ و 10 درجه هستند



شکل ۸. نمایش بودین‌ها و مقادیر اندازه‌گیری شده طول کنونی و طول اولیه آن‌ها در ایستگاه‌های D، E، F و B (الف و ب) ایستگاه D؛ اندازه‌گیری کشیدگی در این ایستگاه در دو راستای ۱۱۰ و ۰۴۱ انجام شده است. پ و ث) ایستگاه E؛ اندازه‌گیری کشیدگی در این ایستگاه در دو راستای ۱۳۰ و ۱۶۰ انجام شده است. ت و ج) ایستگاه F؛ اندازه‌گیری کشیدگی در این ایستگاه در دو راستای ۰۵۰ و ۱۱۵ انجام شده است. جابجایی عادی در بودین‌های شکل پ، ت و ث دیده می‌شود



شکل ۹. دایره‌های مور ترسیم شده بر پایه داده‌های اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های D تا F، الف) ایستگاه D؛ نسبت بیضوی واکنش و زاویه برش بیشینه در این نقطه ۱۷ و ۱/۳۰ درجه است. ب) ایستگاه E؛ نسبت بیضوی واکنش و زاویه برش بیشینه در این ایستگاه ۸ و ۱/۰۹ درجه است. پ) ایستگاه F؛ نسبت بیضوی واکنش و زاویه برش بیشینه در این نقطه ۱۳ و ۱/۱۷ درجه است



شکل ۱۰. طبقه‌بندی شکل بیضوی واکنش با استفاده از نمودار ترسیمی $1+e_1$ در مقابل $1+e_2$ (Ramsay and Huber, 1983). بیضوی‌های واکنش به شکل‌های مختلف در میدان‌های سه گانه قرار خواهند گرفت. نسبت‌های کشیدگی بیشینه و کمینه به دست آمده در ایستگاه‌های مختلف همگی در میدان I قرار گرفته‌اند. پراکندگی نقاط بر روی منحنی‌های تغییر حجم نشان می‌دهد که سنگ‌های ناحیه خلج بین ۰/۵ تا یک برابر تغییر حجم مثبت داشته‌اند

تاثیر پهنه‌های برشی ایجاد شده طی برش ساده و در مرحله دوم دگرریختی بر آن‌ها اندک بوده است (شکل ۲ الف). بودین‌های چین خورده در منطقه نشان می‌دهند که تشکیل بودین‌ها مقدم بر چین خوردگی بوده و در جریان کوتاه شدگی ابتدا بودین‌ها شکل گرفته‌اند و پس از آن چین خوردگی روی داده است. این حالت می‌تواند در اثر تغییرات میدان واتنش از کشش به فشارش در جریان پیشرفت برش محض روی داده باشد. بررسی‌های صورت گرفته توسط شیخ الاسلامی و همکاران (۱۳۹۲) نشان می‌دهد عامل دگرریختی در منطقه، تنش اصلی شمال شرقی ناشی از همگرایی صفحات ایران مرکزی و توران است. این تنش اصلی به دو مولفه تنش عمودی و تنش برشی تقسیم شده است. در مراحل آغازین همگرایی، بخش عمده‌ای از مولفه عمودی تنش باعث ایجاد اولین مرحله دگرریختی در رخساره شیبست سبز شده است. اثر این دگرریختی که حاصل فشردگی طبقات است باعث شکل‌گیری چین‌های نسل اول، برگوارگی نسل اول و ایجاد لایه‌های بودین شده موضوع این مقاله شده است. در مرحله بعد، همزمان با توسعه دگرریختی و فعال شدن تنش برشی در ناحیه، مرحله دوم دگرریختی با ایجاد ساختارهای برشی و فرانهادگی ساختارهای جدید بر روی ساختارهای مرحله پیشین در شرایط دگرگونی رخساره آمفیبولیت روی داده است (Sheikholeslami and Kouhpeyma, 2012).

نتیجه‌گیری

در این پژوهش با محاسبه مقادیر کشیدگی در بودین‌های موجود در مرمهرهای خلیج که طی مرحله اول دگرریختی ناحیه‌ای به وجود آمده‌اند، شاخص‌های طولی مورد نیاز برای رسم دایره مور محاسبه شده‌اند. اندازه‌گیری مقادیر واتنش در ایستگاه‌های اندازه‌گیری نشان می‌دهد که واتنش در مرحله اول دگرریختی چندان بالا نیست، به طوری که بیشینه نسبت بیضوی واتنش عدد ۱/۳۶ می‌باشد (جدول ۲). این مرحله از دگرریختی حاصل انقباض شدید در راستای عمود بر بیضوی واتنش است که نتیجه آن ایجاد چین‌های نسل اول و بودین‌های غالب جعبه شکلاتی هستند. دایره‌های مور ترسیم شده در ایستگاه‌های مختلف نشان می‌دهند که زاویه

این حالت تغییر حجم مثبت روی می‌دهد. در میدان ۲ مقدار $1+e_1$ بزرگتر از یک و مقدار $1+e_2$ کوچکتر از یک است. در این محدوده، هم تغییر حجم مثبت، و هم تغییر حجم منفی روی می‌دهد. در میدان ۳ هر دو مقدار $1+e_1$ و $1+e_2$ کوچکتر از یک هستند، در نتیجه بیضوی واتنش به طور کامل درون دایره مرجع قرار گرفته و تغییرات حجم منفی خواهد بود.

به منظور تحلیل واتنش دو بعدی مقادیر $1+e_1$ و $1+e_2$ با استفاده از I_1 و I_2 به دست آمده از دایره مور در ایستگاه‌های مختلف محاسبه و بر روی نمودار شکل ۱۰ منتقل شده‌اند ($1+e=\sqrt{I_1}$). نمودار حاصل نشان می‌دهد که تمامی نقاط در محدوده میدان یک قرار می‌گیرند. بیضوی واتنش مربوط به این میدان نشان می‌دهد که کشیدگی می‌تواند در تمام راستاها روی دهد. این بدان معنی است که طبقات مقاوم واقع در میان طبقات نامقاوم می‌تواند در تمامی جهات کشیده شده و به تبع آن بودین‌ها نیز می‌توانند در تمامی جهات شکل گیرند. این وضعیت با پراکندگی بودین‌ها در مرمهرهای ناحیه خلیج مطابقت دارد، زیرا بودین‌های این ناحیه در راستای خاصی گسترش نداشته و تنوع راستاهای اندازه‌گیری شده بودین‌ها نشان از کشیدگی در جهات متفاوت دارد (جدول ۱). این شرایط دگرریختی باعث تشکیل ساختارهای تخته شکلاتی و گسل‌های عادی در ناحیه مورد بررسی شده است (شکل‌های ۶ و ۸). محدوده شماره یک همچنین حاصل انقباض شدید در راستای عمود بر بیضوی است که در نتیجه آن ساختمان‌های پهن شده و یا کلوچه‌ای به وجود آمده‌اند. نسبت‌های پایین درجه بیضویت یا نسبت بیضوی واتنش به دست آمده در ایستگاه‌های مختلف نشان می‌دهد که کشیدگی در راستای هر دو محور اصلی بیضوی واتنش روی داده و از این رو نسبت عددی به دست آمده پایین است.

مقادیر بیشینه زاویه برش که بر پایه دایره مور در ایستگاه‌های مختلف تعیین شده بین ۴ تا ۲۰ درجه متغیر است. این میزان کم از زاویه برش بیشینه با مشاهدات میدانی از هندسه و کینماتیک ساختارهای ناحیه مطابقت دارد. همان‌گونه که در ابتدای مقاله عنوان شد، چین‌ها و بودین‌های شکل گرفته در مرحله اول دگرریختی بیشتر تحت تاثیر فشردگی حاصل از برش محض قرار گرفته و

merian events in Afghanistan and adjoining regions. *Tectonophysics* 148, 235-278.

- Ghazi, A. M., Hassanipak, A. A., Tucker, P. J., Mobasher, K. and Duncan, R. A., 2001. ⁴⁰Ar-³⁹Ar Geochronology and Geochemistry of the Paleo-Tethyan Mashhad ophiolite, NE Iran. Abstract as: Eos (Transactions American Geophysical Union), 82,47, Fall Meeting

- Karimpour, M.H., Farmer, L., Ashouri, C. and Saadat, S., 2006. Major, Trace and REE geochemistry of Paleo-Tethys Collision-Related gneissoids from Mashhad, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 17,2, 127-145

- Lisle, R. J. and Ragan D. M., 1988. Brevia: Strain from three stretches: a simple Mohr circle solution. *Journal of Structural Geology*, 10, 905-906.

- Madjidi, B., 1983. The geochemistry of ultrabasic and basic lava flows occurrences in northern Iran. In *Geodynamic project in Iran. Geological Survey of Iran, report*, 51, 436-477.

- Nadai, A., 1963. *Theory of Flow and Fracture of Solids. Engineering Societies Monographs. McGraw-Hill, New York.* 705.

- Ragan, D. M., 2009. *Structural geology; An Introduction to Geometrical Techniques, fourth edition. Cambridge University Press,* 602.

- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks: McGraw-Hill, New York.* 410.

- Ramsay, J.G. and Huber M.I., 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology: Strain Analysis: Academic Press, London.* 307.

- Sheikholeslami, M.R. and Kouhpeyma, M., 2012. Structural analysis and tectonic evolution of the eastern Binalud Mountains, NE Iran. *Journal of Geodynamics*, 61, 23-46.

- Taheri, J. and Ghaemi, B., 1996. *Geologi-*

برش بیشینه بین ۴ تا ۲۰ درجه می باشد (شکل های ۷ و ۹). این بدان معنی است که میزان چرخش مواد طی این مرحله از دگرریختی کم، و دگرریختی در شرایط برش محض غالب روی داده است. نتایج به دست آمده با مشاهدات صحرایی ساختارها مطابقت داشته به گونه ای که چین ها و بودین های شگل گرفته در مرحله اول به حالت پیوسته دیده می شوند. همین ساختارها هنگامی که تحت تاثیر مرحله دوم دگرریختی برشی قرار می گیرند به حالت چین های کشیده و بی ریشه نمایان می شوند (شکل های ۲ الف و ب). تحلیل واتنش دو بعدی با استفاده از نمودار (شکل ۱۰) بر پایه مقدار کشیدگی بیشینه و کمینه بودین ها نشان می دهد که تمامی نمونه های مورد بررسی در محدوده میدان یک قرار می گیرند. این بدان معنی است که کشیدگی در جهات مختلف روی داده و حاصل آن ایجاد بودین های تخته شکلاتی و گسله های عادی است (Ramsey and Huber, 1983). با استفاده از نمودار شکل ۱۰ مشخص می شود که در جریان دگرریختی مرحله اول مقدار ۰/۵ تا یک برابر تغییر حجم مثبت در سنگ های ناحیه خلج روی داده است.

منابع

- ایبسی، م.، ۱۳۹۱. مبانی زمین شناسی ساختمانی، انتشارات دانشگاه تهران، ۱۲۸.

- سبزه ای، م.، پورلطیفی، ع.، بهروزی، ا. و جعفری صدر، ع.، ۱۳۷۳. پدیده های تفریق در ماگماهای اولترابازیک. گدازه های اولترامافیک، مافیک و اولاکوژن های پالئوزوییک ایران زمین. سیزدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، ۶۵-۷۹

- شیخ الاسلامی، م.ر.، حقی پور، ن.، نواب پور، پ.، نواب مطلق، ا.، کوه پیما، م.، مافی، آ. و حیدر زاده، ق.، ۱۳۹۲. بررسی های زمین شناسی و زمین ساختی در پهنه کپه داغ-بینالود. پژوهشکده علوم زمین، نشر رهی، ۲۳۴.

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*. 103, 983-992.

- Boulin, J., 1988. Hercynian and Eo-cim-

cal Map of Mashhad, Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran.

- Treagus, S. H., 1987. Mohr circles for strain, simplified, Geological Journal, 22, 119-132
- Zulauf, G., Gutierrez-Alonso, G., Kraus,

R., Petschick, R. and Potel, S., 2011. Formation of chocolate-tablet boudins in a foreland fold and thrust belt: A case study from the external Variscides (Almograve, Portugal), Journal of Structural Geology, 33, 1639-1649

بررسی شیمی کانی‌ها، جایگاه زمین‌ساختی و پتروژنز توده‌های نفوذی کمپلکس سورات (شمال غرب تکاب)-ایران

ثریا دادفر^{۱*}، فرهاد آلیانی^۲، علی اکبر بهاری فر^۳ و محمدحسین زرین کوب^۴

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

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

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

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

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۹/۱۱

تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۲/۰۹

چکیده

توده‌های نفوذی کمپلکس سورات بخشی از توده‌های نفوذی زون سنندج-سیرجان را تشکیل می‌دهند. براساس مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، منطقه مورد مطالعه از هورنبلند گابرو، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت، گرانودیوریت و تونالیت تشکیل شده است. تجزیه مایکروپروب کانی‌های آمفیبول (در گرانودیوریت و مونزودیوریت)، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار (در مونزودیوریت، گرانودیوریت و تونالیت) نشان می‌دهد که آمفیبول‌ها از نوع مگنزیوهورنبلند، پلاژیوکلازها از نوع آلبیت تا اولیگوکلاز و آلکالی فلدسپارها از نوع ارتوکلاز هستند. با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی، واحد مونزودیوریت (توده‌های خانقلی و ترک‌دهره) از نوع I، با ماهیت کالک‌آلکان و متآلومین، در محدوده کمان ماگمایی (VAG) و دارای میزان نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه و ϵNd به ترتیب برابر با ۰/۷۰۴۴۸ و ۰/۱۲- است و از ماگمایی گوشته‌ای، که تحت فرایندهای آلیش پوسته‌ای قرار گرفته، ایجاد شده است. واحد گرانودیوریت (توده‌های پیچاقچی، حمزه قاسم و شمال شرق خانقلی)، از نوع I با ماهیت متآلومین تا پرآلومین و کالک‌آلکان است که در محدوده کمان ماگمایی VAG همراه با انکلاو ریز دانه مافیک، میزان نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه و ϵNd به ترتیب برابر با ۰/۷۰۵۲۹ و ۰/۸۲-، از اختلاط ماگمای مشتق شده از گوشته با مذاب حاصل از ذوب پوسته، ایجاد شده است. تونالیت-ترنجمیت‌ها از نوع I با ماهیت کالک‌آلکان و پرآلومین بوده که با توجه به مقادیر پایین عدد منیزیم $\text{Mg}\#$ (۱۱/۶-۲/۹)، Cr (۲۰-۴۶) و Ni (۲/۴-۱)، مقادیر پایین نسبت‌های Nb/Ta و La/Yb، Sr/Y و الگوهای کمتر تفریق یافته عناصر نادر خاکی و آنومالی منفی Eu، حاصل ذوب پوسته آمفیبولیتی هستند که خود از ذوب پوسته مافیک ضخیم شده یا بازالت‌های زیر صفحه‌ای در اعماق و فشار پایین با حضور پلاژیوکلاز در ناحیه منشا تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: گرانیتوئید تیپ I، شیمی کانی، آلیش پوسته‌ای، اختلاط ماگمایی، شمال غرب تکاب.

مقدمه

به طور کلی زون سنندج-سیرجان از کمپلکس‌های دگرگونی و توده‌های گرانیتوئیدی تشکیل یافته است. کمپلکس‌های دگرگونی در نقاط مختلف زون سنندج-

سیرجان براساس داده‌های استراتیگرافی و ایزوتوپی، به پرکامبرین، پالئوزوئیک یا مزوزوئیک نسبت داده شده‌اند (Nutman et al., 2013; Hassanzadeh and Wernicke, 2016). در شمال غربی ایران و در منطقه

* نویسنده مرتبط: soraya.dadfar64@gmail.com

روش مطالعه

جهت بررسی ویژگی های سنگ نگاری و ژئوشیمیایی توده های نفوذی منطقه، ضمن انجام بازدیدهای صحرایی از واحدهای مختلف سنگ های آذرین نفوذی منطقه مورد مطالعه نمونه برداری صورت گرفت که ۵۲ عدد از این نمونه ها جهت مطالعات سنگ نگاری انتخاب شدند. به منظور بررسی شیمی کانی های سنگ های مورد بررسی ۱۶ نقطه بلورآمفیبول، ۶۵ نقطه از پلاژیوکلاز و ۵ نقطه آلکالی فلدسپار به وسیله دستگاه ریزپردازنده الکترونی مدل (JEOL JXA8230 (5-WDS) در آزمایشگاه علوم زمین دانشگاه تورنتو کشور کانادا تجزیه شدند. آزمایش های انجام شده در شرایط تابش پرتو با ولتاژ شتاب دهنده ۰/۲ تا ۳۰ kV و شدت جریان ۱۰-۱۲ تا ۰/۲ تا ۰/۷ Ampre میکرومتر انجام گرفت. نتایج بررسی ها در جداول (۱، ۲ و ۳) ارائه شده اند. تعداد ۱۸ نمونه جهت تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه شرکت MS Analytical Services Ltd کشور کانادا ارسال شد (جدول ۴). جهت تعیین عناصر اصلی از روش ذوب لیتیوم بورات ICP-OES و جهت تعیین عناصر فرعی و نادر خاکی از روش لیتیوم بورات ICP-MS استفاده شده است. هم چنین تعداد دو نمونه از لیتولوژی اصلی توده های پیچاقچی، ترکه دره و قره زاغ، جهت آنالیز ایزوتوپ های Sr و Nd به آزمایشگاه علوم زمین دانشگاه Capetown کشور آفریقای جنوبی ارسال شد (جدول ۵). روش آماده سازی نمونه ها و جداسازی شیمیایی پودرها به روش استاندارد HNO₃-HF براساس مطالعات Míková (2007) and Denková بوده است. نمونه ها توسط جمع آوری کننده چندگانه ICP-MS MC برروی Instruments NuPlasma HR Nu شده اند. مقادیر ایزوتوپ Sr با استفاده از استاندارد NIST SRM987 و مقادیر ایزوتوپ Nd با استفاده از استاندارد JNdi-1 اندازه گیری شده اند. به منظور بررسی داده های به دست آمده در تفکیک عنصری و تعیین خاستگاه و محیط تکتونیکی از نرم افزارهای Excel و GCDkit استفاده شده است.

تکاب-شاهین دژ، کمپلکس های دگرگونی مشاهده می شوند که به پرکامبرین نسبت داده شده اند، کمپلکس سورات یکی از این کمپلکس های دگرگونی است که در محدوده استان آذربایجان غربی، مابین شهرهای تکاب و شاهین دژ (شمال جاده تکاب به شاهین دژ) واقع شده است (شکل ۱-الف) که دارای ارتباط تکتونیکی با سنگ های رسوبی است. دو واحد اصلی زمین شناسی برای سنگ های رسوبی پرکامبرین تا پالئوزوئیک این منطقه تعریف شده است (خلقی خسرقی، ۱۹۹۴): ۱. سازند کهر مربوط به پرکامبرین بالایی که متشکل از اسلیت، ماسه سنگ و تا حدودی سنگ های ولکانیک اسیدی بوده که تا رخساره آمفیبولیت-شبیست سبز دگرگون شده اند؛ ۲. دولومیت پرکامبرین-کامبرین و اردوئین (سازندهای پایندر و سلطانیه)، ماسه سنگ، شیل و سنگ آهک دولومیتی (سازندهای باروت، لالون و میلا) (شکل ۱-ب).

از جمله مطالعات انجام شده بر روی توده های نفوذی واقع در کمپلکس سورات می توان به خلقی و وثوقی عابدینی (۱۳۸۲) اشاره نمود که سن مطلق توده پیچاقچی را به روش K-Ar، ۷۴/۲۰ میلیون سال تعیین کردند و این سن بیانگر زمان کرتاسه بالا-پالئوسن و رخداد تکتونیکی لارامید است. (Jamshidi Badr et al., 2013)، سه دسته سنگ پلوتونیک را در کمپلکس سورات معرفی نموده اند: دسته اول-سینوگرانیت هایی که به روش U-Pb دارای سن تقریبی ۵۴۰ میلیون سال (۵۴۰±۶ و ۵۳۷±۸) بوده و گرانیت های برخورد قاره-قاره معرفی شده اند. دسته دوم و سوم به عنوان گرانیت های منسوب به فرورانش معرفی شده اند که دارای سن ۵۹±۷/۲ میلیون سال بوده که طی رول بک صفحه فرورانده نئوتتیس قبل از برخورد عربی با اورازیا و تشکیل کوهزایی زاگرس، در زون سنندج-سیرجان تشکیل شده اند. در این مطالعه سعی شده با اتکا به نتایج حاصل از داده های ایزوتوپی، آنالیز سنگ کل و تجزیه شیمیایی کانی ها به بررسی سنگ نگاری، ترکیب کانی شناسی، ارتباط ژنتیکی بین بخش های مختلف، منشأ ماگمای سازنده و جایگاه تکتونیکی توده های نفوذی واقع در بخش های جنوب شرقی، جنوبی و غربی کمپلکس سورات، پرداخته شود.

زمین‌شناسی

توده‌های گرانیتوئیدی شمال غرب تکاب در طول جغرافیایی ۴۱° ۴۶' تا ۵۵° ۴۶' شرقی و عرض جغرافیایی ۲۹° ۳۶' تا ۳۵° ۳۶' شمالی واقع شده‌اند (شکل ۱-ب). برونزد سنگ‌های گرانیتوئیدی در بخش‌های مختلف محدوده مورد مطالعه دارای تفاوت‌های کانی‌شناسی و بافتی مشخصی است که توسط سنگ‌های دگرگونی متنوع شامل میکاشیست، گارنت شیست، آندالوزیت شیست، کوردیریت شیست، کیانیت شیست، فیبرولیت شیست، اکتینولیت شیست و گارنت آمفیبولیت احاطه شده‌اند (Jamshidi Badr et al., 2013). توده‌های مورد مطالعه در این پژوهش شامل توده‌های گرانیتوئیدی واقع در بخش‌های جنوبی (توده‌های ترکه‌دره و حمزه قاسم)، جنوب شرقی (توده‌های خانقلی و شمال شرق خانقلی)، غرب و جنوب غرب (توده پیچاقچی) کمپلکس سورات هستند (شکل ۱-ب).

توده‌های گرانیتوئیدی ترکه‌دره و خانقلی رخنمون‌هایی از گرانیت مزوکرات (مونزودیوریت براساس مطالعات پتروگرافی) خاکستری رنگ جهت یافته هستند که توسط رگه‌هایی از کوارتز و فلدسپار صورتی با ضخامت متغیر ۵ تا ۱۰ سانتی‌متر و اشکال مختلف قطع شده‌اند (شکل ۲-الف و ب). توده ترکه‌دره توسط دایک‌های مافیک به رنگ خاکستری تیره با ضخامت ۱/۵ متر و راستای شمال غرب-جنوب شرق مورد نفوذ قرار گرفته است. مجرد و همکاران (۱۳۸۶)، جایگیری دایک‌های گابرویی را به گسل‌های نرمال درون توده ترکه‌دره با سن بعد از پالئوسن نسبت داده‌اند. بعلاوه در برخی رخنمون‌های این توده آثار جهت یافتگی و تفکیک بخش‌های تیره و روشن قابل مشاهده است که با گسترش تفکیک بخش‌های تیره و روشن، رخنمون‌هایی در ظاهر با ساختارهای میگماتیته نیز مشاهده می‌شود (شکل ۲-الف). در توده‌های خانقلی و ترکه‌دره انکلاوهای مافیک ریزدانه با اشکال دایره‌ای و بیضی قابل مشاهده هستند. در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شاهین دژ (خلقی خسرقی، ۱۹۹۴) توده پیچاقچی به صورت یک باتولیت یک دست با ترکیب گرانیت مزوکرات (گرانودیوریت براساس مطالعات پتروگرافی) گزارش شده است. اما این توده با توجه به مشاهدات

صحرایی و بررسی داده‌های ماهواره‌ای، از دو بخش گرانیت مزوکرات (گرانودیوریت براساس مطالعات پتروگرافی) واقع در بخش شرقی توده، (شکل ۲-ج) و لوکوگرانیت (تونالیت براساس مطالعات پتروگرافی) هم تیپ دوران (بخش غربی توده) تشکیل شده است (شکل ۲-د). (Jamshidi Badr et al., 2013)، جایگیری این توده را به عملکرد گسل امتدادلغز N40E نسبت داده‌اند. رخنمون‌های گرانیت مزوکرات (گرانودیوریت براساس مطالعات پتروگرافی) در توده پیچاقچی به رنگ خاکستری روشن، غالباً هوازده با فرسایش پوست پیازی هستند که اغلب توسط رگه‌هایی از کوارتز و فلدسپار با ضخامت متوسط پنج سانتی‌متر قطع شده‌اند و اکثراً در بخش‌های شمالی به صورت جهت یافته دیده می‌شوند. همچنین انکلاوهای مافیک ریزدانه با اشکال دایره‌ای به قطر ده سانتی‌متر نیز در این توده قابل مشاهده است (شکل ۲-ه).

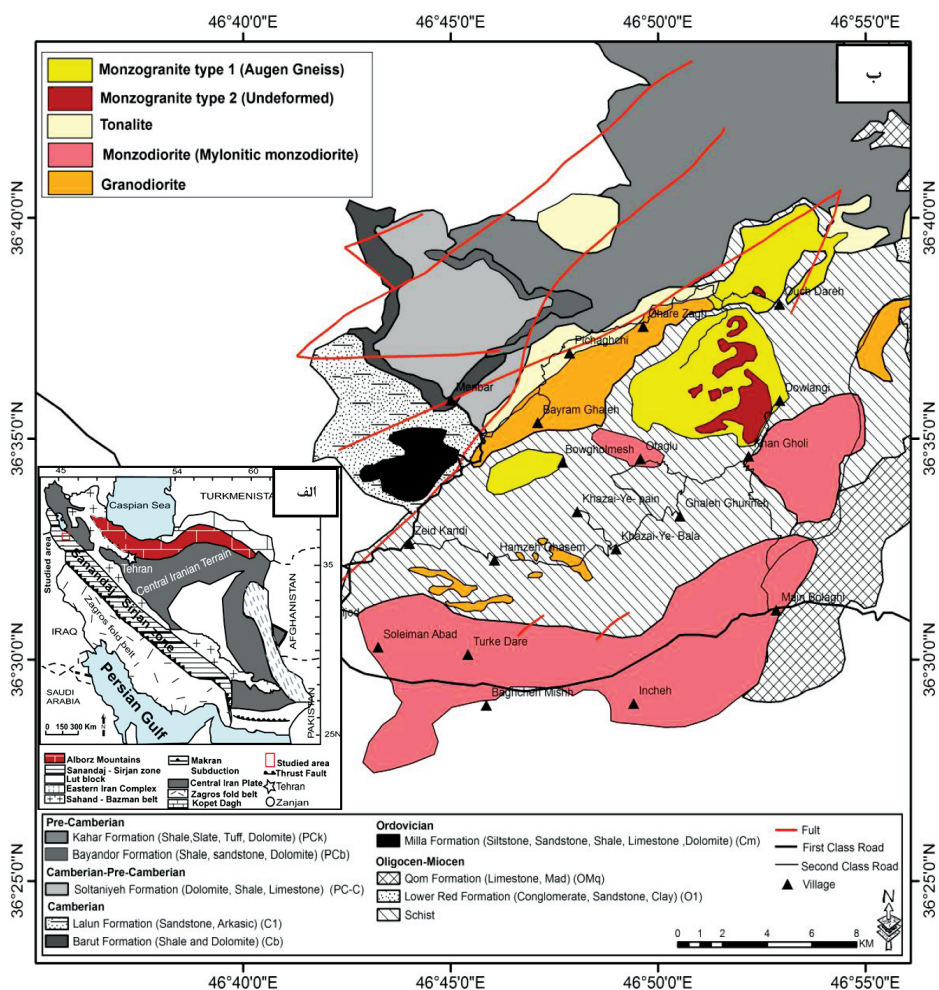
مرز رخنمون لوکوگرانیت هم تیپ دوران و گرانیت مزوکرات (گرانودیوریت براساس مطالعات پتروگرافی) یک مرز گسله می‌باشد که در این مرز لوکوگرانیت (تونالیت براساس مطالعات پتروگرافی) توسط دایک‌های دیوریتی با ضخامت متوسط یک متر مورد نفوذ قرار گرفته است (شکل ۲-و). علاوه بر این، رخنمون‌های کوچکی از گرانیت مزوکرات (گرانودیوریت براساس مطالعات پتروگرافی) در شمال شرق توده خانقلی، نزدیک روستای حمزه قاسم و توده ترکه‌دره نیز مشاهده می‌شود.

سنگ‌نگاری

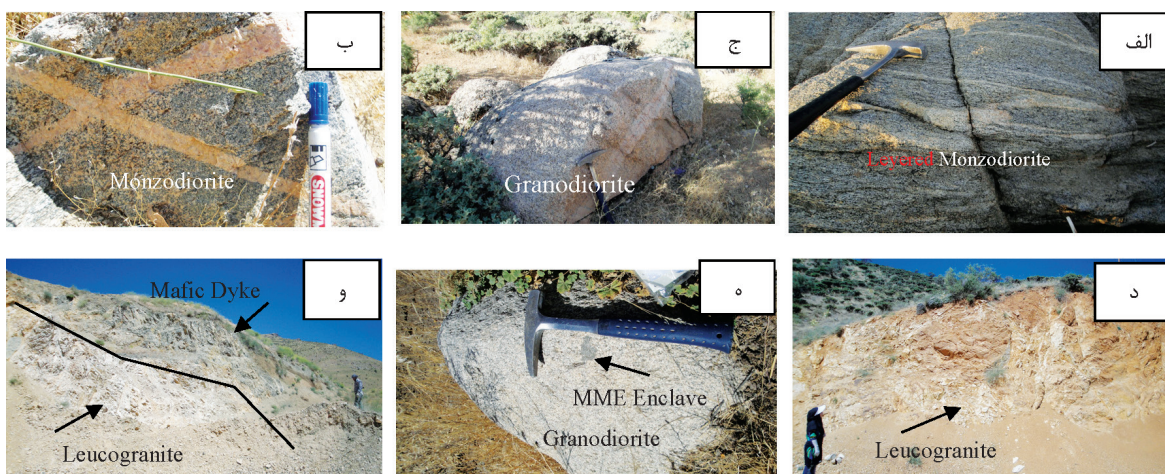
براساس مطالعات سنگ‌نگاری، سنگ‌های نفوذی موجود در منطقه مورد مطالعه به سه دسته واحدهای مافیک (هورنبلند گابرو)، حدواسط (کوارتز دیوریت و مونزودیوریت) و فلسیک (شامل گرانودیوریت و تونالیت) قابل تقسیم‌بندی هستند.

واحد مافیک: شامل دایک‌هایی با ترکیب هورنبلند گابرو در توده ترکه‌دره است.

- هورنبلند گابرو: این واحد به رنگ سبز تیره (ملانوکرآت)، ریز دانه با بافت ساب‌هدرال تا آن‌هدرال گرانولار مشاهده می‌شود. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۴۰-۴۵٪)،



شکل ۱. الف) نقشه تقسیم‌بندی ساختاری ایران که محدوده مورد مطالعه بر روی آن مشخص شده است (Shahabpour, 1994)، ب) نقشه زمین‌شناسی کمپلکس سورسات (با تغییرات براساس نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شاهین‌دژ (خلقی خسرقی، ۱۹۹۴))



شکل ۲. الف) رخنمون گرانیت مزوکرات (مونزودیوریت براساس مطالعات پتروگرافی) لایه‌بندی شده در توده ترک‌دره، ب) تصویری از رخنمون گرانیت مزوکرات (مونزودیوریت براساس مطالعات پتروگرافی) خانقلی، ج) تصویری از رخنمون گرانیت مزوکرات (گرانودیوریت براساس مطالعات پتروگرافی) پیچاقچی، د) رخنمون لوکوگرانیت هم تیب دوران در بخش‌های غربی توده پیچاقچی (دید به سمت غرب)، ه) انکلاوهای ریز دانه مافیک در میزبان گرانیتی، و) نمایی از دایک‌های مافیک در بخش لوکوکرات توده پیچاقچی (دید به سمت غرب)

اسفن، کانی اوپاک، زیرکن و کانی‌های ثانویه شامل کلریت و سرسیت هستند. کوارتز همراه با خاموشی موجی و ساختارهای تبلور مجدد، غالباً به صورت ادخال در بلورهای آمفیبول مشاهده می‌شوند. بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکل ثانویه، غالباً سریسیتی و دارای آثار شکستگی هستند که گاهاً توسط کوارتز پر شده است. آمفیبول را می‌توان اغلب به صورت ماهی‌گون مشاهده نمود. ارتوکلازها نیز به صورت ساختار پورفیروکلاست‌های کرنشی هستند. بیوتیت نیز اکثراً در راستای برگرگی و گاهی به صورت بلورهای ماهی‌گون قابل مشاهده است. به ندرت می‌توان هسته‌هایی از بلورهای پیرکسن مشاهده نمود که از حاشیه به هورنبلند تبدیل شده‌اند. انکلاوهای ریزدانه با ترکیبی مشابه با ترکیب کانی‌شناسی سنگ میزبان با بافت‌های اینترگرانولار، پوئیکلیتیک و زونینگ در پلاژیوکلاز نیز در واحد مونزودوریت مشاهده می‌شوند.

واحد فلسیک: به لحاظ ترکیبی در دو دسته گرانودوریت (بخش شرقی توده پیچاقچی و رخنمون‌هایی کوچک در نزدیک روستای حمزه‌قاسم، شمال شرق خانقلی و توده ترکه‌دره) و تونالیت (بخش غربی توده پیچاقچی) قابل تقسیم‌بندی است.

گرانودوریت: این واحد به رنگ خاکستری روشن (مزوکرات) و ریز تا متوسط دانه است. به ترتیب می‌توان به بافت‌های ساب‌هدرال تا آن‌هدرال گرانولار، پوئیکلیتیک، میرمکیت، زونینگ در پلاژیوکلاز و آنتی راپاکیوی اشاره کرد. کانی‌های اصلی شامل کوارتز (۴۰-۴۵٪)، پلاژیوکلاز (۳۰-۴۰٪)، الکالی‌فلدسپار (۱۰-۲۰٪) و بیوتیت (۱۰-۱۵٪) هستند. کانی‌های فرعی شامل آمفیبول، زیرکن و همچنین کانی‌های ثانویه شامل کلریت و سریسیت هستند (شکل ۳-د، و، ه). بلورهای کوارتز همراه با خاموشی موجی و ساختارهای تبلور مجدد، بلورهای پلاژیوکلاز اکثراً به صورت سریسیتی و همراه با بافت زونینگ (زونینگ نوسانی شکل ۶) در برخی بلورها همراه با آثار ماکل ثانویه و بلورهای بیوتیت به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار هستند که اغلب از حاشیه به کلریت تبدیل شده‌اند. در این واحد انکلاوهای ریزدانه با ترکیب

هورنبلند (۳۵-۴۰٪) و کلینوپیروکسن (۱۵-۲۰٪) و کانی‌های فرعی اسفن، الکالی‌فلدسپار و بیوتیت می‌باشند (شکل ۳-الف). بلورهای پلاژیوکلاز غالباً سریسیتی و دارای آثار شکستگی هستند، آمفیبول به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار دیده می‌شود و کلینوپیرکسن غالباً از حاشیه به آمفیبول تبدیل شده است.

واحد حدواسط: شامل ترکیب کوارتز دیوریت (به صورت دایک در توده پیچاقچی) و مونزودوریت (توده‌های خانقلی، ترکه‌دره) می‌باشد.

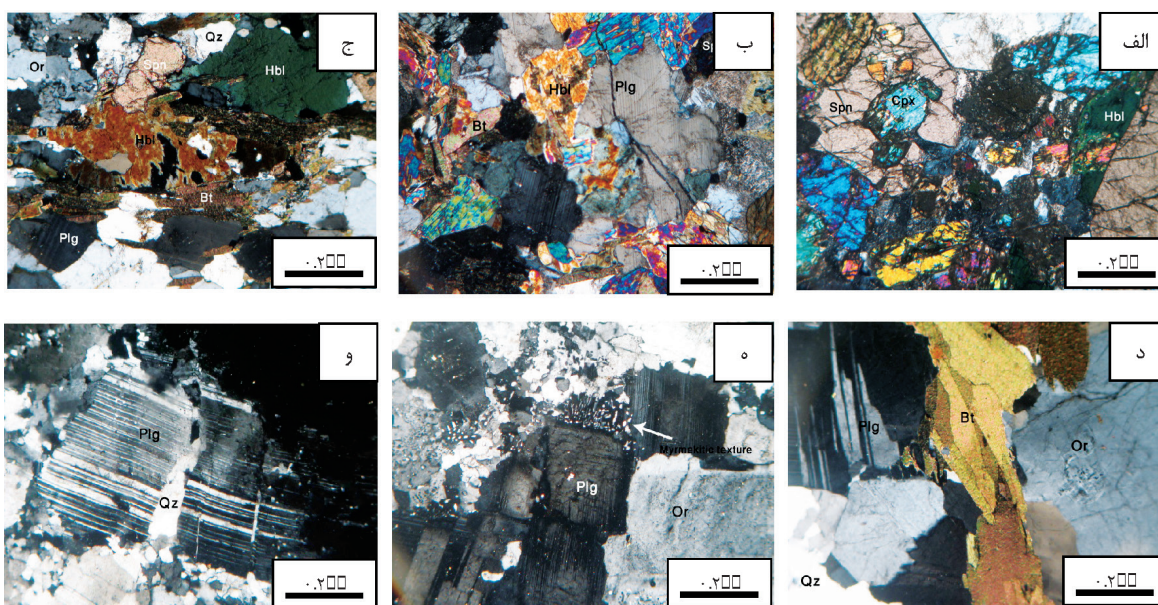
• کوارتز دیوریت: به رنگ خاکستری تیره (مزوکرات)، ریزدانه با بافت ساب‌هدرال تا آن‌هدرال گرانولار می‌باشند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز حدود (۴۵-۵۵٪)، هورنبلند (۳۵-۴۰٪) و بیوتیت (۱۰-۱۵٪) بوده و کانی‌های فرعی شامل الکالی‌فلدسپار، کوارتز و اسفن می‌باشد (شکل ۳-ب). بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکل ثانویه، غالباً سریسیتی و دارای آثار شکستگی هستند، آمفیبول غالباً به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و بیوتیت به صورت بلورهای پراکنده و شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار قابل مشاهده است.

• مونزودوریت: این واحد با رنگ خاکستری تیره (مزوکرات)، ریزدانه همراه با جهت‌یافتگی کانی‌های تیره در نمونه دستی قابل مشاهده است. بعلاوه ریزساختارها و پدیده‌های حاصل از دگرشکلی در این واحد در مقیاس میکروسکوپی نیز به خوبی قابل مشاهده است. بافت اصلی این دسته نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل گرانولار و در نمونه‌های دگرشکل شده پورفیروکلاستیک و بافت‌های فرعی شامل پوئیکلیتیک و میرمکیت هستند که به نظر می‌رسد میرمکیت‌های ذکر شده حاصل از تاثیر تنش باشند. با توجه به مطالعه پتروگرافی و اینکه کمتر از ۵۰ درصد حجم سنگ متحمل کاهش اندازه دانه شده است، می‌توان نمونه‌های دگرشکل شده این واحد را در دسته پروتومیلونیت دسته‌بندی نمود. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۴۰-۵۰٪)، آمفیبول (۲۵-۳۵٪)، الکالی‌فلدسپار (۱۵-۲۰٪) و بیوتیت (۱۰-۱۵٪) است (شکل ۳-ج). کانی‌های فرعی شامل پیرکسن،

بلورهای کوارتز همراه با خاموشی موجی و ساختارهای تبلور مجدد هستند. پلاژیوکلازها عمدتاً همراه با ماگل شطرنجی و شکستگی هستند که با کوارتز پر شده است. در جریان دگرسانی سدیک با افزوده شدن Na^+ به ساختمان کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار، نوعی پلاژیوکلاز سدیک با بافت میکروسکوپی خاص شکل می‌گیرد (More and Liou, 1979). هریک از بخش‌های شطرنج حالتی شبیه مربع نامنظم دارد. آثار و شواهد دگرشکلی چون شکستگی و ماگل ثانویه در پلاژیوکلاز نشان‌دهنده دگرشکلی در حالت شکننا در این واحد است.

کوارتز دیوریت با کانی‌شناسی هورنبلند و پلاژیوکلاز، بیوتیت و کانی‌های فرعی آلکالی فلدسپار و اسفن و بافت اینترگرانولار نیز مشاهده می‌شود.

تونالیت: رخنمون واحد لوکوگرانیت هم تیپ دوران را می‌توان در بخش غربی توده پیچاقچی مشاهده نمود که در نمونه دستی به رنگ سفید و متوسط دانه است. این سنگ‌ها عمدتاً بافت ساب هدرال تا ان هدرال گرانولار همراه با بافت فرعی چون پوئیکلیتیک هستند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۶۰-۷۰٪) و کوارتز (۳۰-۳۵٪) و کانی‌های فرعی شامل زیرکن و اسفن هستند (شکل ۳-و). بعلاوه به‌عنوان کانی ثانویه می‌توان به سریسیت اشاره کرد.



شکل ۳. الف) نمایی از هورنبلند گابرو (بررسی در نور XPL)، ب) نمایی از کوارتز دیوریت (بررسی در نور XPL)، ج) نمایی از واحد مونوزدیوریت (بررسی در نور XPL)، د) نمایی از واحد گرانودیوریت (بررسی در نور XPL)، ه) نمایی از واحد گرانودیوریت (بررسی در نور XPL)، و) نمایی کلی از واحد تونالیت (بررسی در نور XPL). (علائم اختصاری کانی‌ها: کلینوپیرکسن=Cpx، کوارتز=Qz، پلاژیوکلاز=Plg، بیوتیت=Bt، ارتوکلاز=Or، اسفن=Spn، هورنبلند=Hbl) (Whitney and Evans, 2010)

جدول ۱. نتایج حاصل از تجزیه آمفیبول در واحدهای مونوزدیوریتی و گرانودیوریتی جنوب سورسات

Comment	Type	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	FeO(%)	MnO(%)	MgO(%)	CaO(%)	Na ₂ O(%)	K ₂ O(%)	(OH)(%)	Total
IR-T_C2_c2_1	Grano	۴۵/۱۹	۰/۵۸	۱۰/۱۲	۱۷/۶۹	۰/۵۰	۱۰/۶۶	۱۰/۷۷	۱/۰۵	۲/۰۲	۱/۴۱	۱۰۰/۰۰
IR-T_C2_c2_2	Grano	۴۷/۰۹	۰/۴۷	۸/۷۹	۱۶/۵۷	۰/۵۰	۱۱/۶۷	۱۰/۷۴	۱/۰۲	۱/۶۲	۱/۵۴	۱۰۰/۰۰
IR-T_C2_c2_3	Grano	۴۵/۸۰	۰/۶۳	۱۱/۲۸	۱۷/۶۱	۰/۴۱	۱۰/۲۶	۱۰/۴۴	۱/۳۲	۲/۳۰	۰/۰۰	۱۰۰/۰۶
IR-T_D3_c1_1	Monzo	۴۷/۴۱	۰/۸۹	۸/۴۷	۱۴/۸۲	۰/۳۲	۱۳/۰۵	۱۰/۷۲	۱/۱۸	۱/۷۳	۱/۴۰	۱۰۰/۰۰
IR-T_D3_c1_2	Monzo	۵۰/۰۲	۰/۶۴	۶/۳۹	۱۳/۳۳	۰/۲۸	۱۴/۷۲	۱۰/۸۸	۰/۹۶	۱/۱۴	۱/۶۴	۱۰۰/۰۰
IR-T_D3_c1_3	Monzo	۴۷/۷۳	۰/۸۳	۸/۰۹	۱۴/۳۵	۰/۲۳	۱۳/۳۴	۱۰/۸۲	۱/۱۲	۱/۵۷	۱/۹۲	۱۰۰/۰۰
IR-T_D3_c2_1	Monzo	۴۵/۹۴	۰/۷۵	۹/۵۷	۱۶/۰۷	۰/۳۰	۱۲/۳۵	۱۰/۴۴	۱/۴۸	۲/۱۹	۰/۹۲	۱۰۰/۰۰
IR-T_D3_c2_2	Monzo	۴۵/۵۷	۰/۸۰	۹/۶۶	۱۶/۷۵	۰/۳۲	۱۱/۶۸	۱۰/۳۸	۱/۵۲	۲/۱۳	۱/۱۹	۱۰۰/۰۰
IR-T_D3_c2_3	Monzo	۴۶/۴۰	۰/۶۳	۹/۱۶	۱۶/۳۳	۰/۳۲	۱۲/۰۳	۱۰/۶۲	۱/۳۱	۱/۷۴	۱/۴۷	۱۰۰/۰۰

ادامه جدول ۱.

Comment	Type	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	FeO(%)	MnO(%)	MgO(%)	CaO(%)	Na ₂ O(%)	K ₂ O(%)	(OH)(%)	Total
IR-T_C10_c1_1	Monzo	۵۳/۴۷	۰/۲۳	۳/۴۲	۱۲/۸۷	۰/۴۴	۱۵/۳۵	۱۰/۹۱	۰/۶۹	۰/۷۷	۱/۸۵	۱۰۰/۰۰
IR-T_C10_c1_2	Monzo	۴۷/۳۶	۰/۸۳	۷/۸۴	۱۶/۳۱	۰/۳۳	۱۲/۱۶	۱۰/۵۰	۱/۳۷	۱/۸۶	۱/۴۵	۱۰۰/۰۰
IR-T_C10_c1_3	Monzo	۴۷/۴۱	۰/۹۳	۷/۴۷	۱۶/۳۴	۰/۳۷	۱۲/۱۷	۱۰/۴۲	۱/۴۰	۱/۸۴	۱/۶۶	۱۰۰/۰۰
IR-T_C10_c2_1	Monzo	۴۶/۵۳	۱/۰۷	۷/۷۴	۱۶/۷۳	۰/۳۴	۱۱/۸۶	۱۰/۳۶	۱/۵۶	۱/۹۶	۱/۸۵	۱۰۰/۰۰
IR-T_C10_c2_2	Monzo	۴۸/۳۲	۰/۵۰	۷/۵۴	۱۵/۶۹	۰/۳۹	۱۳/۱۰	۱۰/۴۷	۱/۲۷	۱/۶۷	۱/۰۶	۱۰۰/۰۰
IR-T_C10_c2_3	Monzo	۴۸/۴۰	۰/۶۳	۷/۵۳	۱۵/۹۴	۰/۳۰	۱۲/۶۹	۱۰/۴۰	۱/۳۷	۱/۷۴	۱/۰۰	۱۰۰/۰۰
IR-T_C10_c5_1	Monzo	۳/۲۷	۰/۴۲	۱۸/۱۴	۱۸/۶۰	۰/۰۰	۰/۱۶	۱/۷۶	۰/۳۲	۱/۱۷	۵۶/۱۶	۱۰۰/۰۰
IR-T_C10_c5_2	Monzo	۴/۷۰	۰/۲۰	۹/۸۰	۹/۲۴	۰/۰۰	۰/۳۸	۱/۲۹	۰/۲۶	۰/۸۳	۷۳/۳۱	۱۰۰/۰۰
IR-T_C10_c5_3	Monzo	۵۲/۴۰	۰/۲۰	۴/۳۱	۱۳/۵۷	۰/۳۴	۱۴/۹۰	۱۰/۸۱	۰/۸۵	۰/۹۵	۱/۶۹	۱۰۰/۰۰
IR-T_A13_c1_1	Monzo	۴۹/۴۷	۰/۳۷	۶/۸۳	۱۵/۰۹	۰/۳۲	۱۳/۶۰	۱۰/۶۳	۱/۱۵	۱/۱۶	۱/۴۰	۱۰۰/۰۰
IR-T_A13_c1_2	Monzo	۵۴/۴۰	۰/۲۳	۳/۱۶	۱۲/۲۵	۰/۳۱	۱۶/۳۳	۱۰/۹۲	۰/۵۶	۰/۴۴	۱/۴۰	۱۰۰/۰۰
IR-T_A13_c1_3	Monzo	۴۹/۷۳	۰/۴۵	۶/۷۲	۱۴/۵۴	۰/۳۰	۱۳/۵۲	۱۰/۷۰	۱/۰۵	۱/۱۷	۱/۸۲	۱۰۰/۰۰
IR-T_A13_c2_1	Monzo	۴۸/۳۶	۰/۴۹	۷/۱۶	۱۴/۷۲	۰/۳۳	۱۲/۹۷	۱۰/۵۶	۱/۱۸	۱/۳۵	۲/۹۰	۱۰۰/۰۰
IR-T_A13_c2_2	Monzo	۴۷/۵۳	۰/۵۳	۷/۸۲	۱۴/۲۷	۰/۲۸	۱۱/۸۷	۹/۸۱	۱/۴۰	۲/۶۳	۳/۸۷	۱۰۰/۰۰
IR-T_A13_c2_3	Monzo	۴۸/۷۸	۰/۴۷	۷/۲۹	۱۴/۸۱	۰/۳۵	۱۳/۲۷	۱۰/۶۹	۱/۱۴	۱/۳۱	۱/۹۰	۱۰۰/۰۰
IR-T_A13_c4_1	Monzo	۵۰/۹۲	۰/۲۰	۱/۱۸	۷/۶۲	۰/۲۸	۱۲/۶۴	۲۱/۲۴	۰/۷۰	۰/۰۹	۵/۱۲	۱۰۰/۰۰
IR-T_A13_c4_2	Monzo	۵۴/۷۴	۰/۲۱	۲/۸۸	۱۱/۸۸	۰/۲۹	۱۶/۱۳	۱۰/۹۲	۰/۵۵	۰/۵۰	۱/۹۰	۱۰۰/۰۰
IR-T_A13_c4_3	Monzo	۵۰/۷۴	۰/۳۱	۵/۷۱	۱۳/۹۰	۰/۳۱	۱۴/۲۱	۱۰/۷۲	۰/۸۹	۰/۹۱	۲/۳۰	۱۰۰/۰۰

جدول ۲. محاسبه کاتیون‌ها براساس ۲۳ اکسیژن. $(2+Mg) = (Mg)/(Mg+Fe)$

Comment	Type	Si	Al IV	Al VI	Al t	Fe ³⁺	Ti	Fet	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	B	Ca	B	Na	#Mg
IR-T_C2_c2_1	Grano	۶/۶۲	۱/۳۷	۰/۳۷	۱/۷۴	۰/۸۱	۰/۰۶	۲/۱۶	۱/۳۵	۰/۰۶	۲/۳۳	۱/۶۹	۰/۲۹	۰/۳۷	۱/۶۹	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۶۳
IR-T_C2_c2_2	Grano	۶/۸۴	۱/۱۵	۰/۵۷	۱/۷۲	۰/۷۸	۰/۰۵	۲/۰۱	۱/۲۳	۰/۰۶	۲/۵۲	۱/۶۷	۰/۲۸	۰/۳۰	۱/۶۷	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۶۷
IR-T_C2_c2_3	Grano	۶/۷۵	۱/۲۴	۰/۶۳	۱/۸۸	۰/۵۲	۰/۰۶	۲/۰۸	۱/۵۵	۰/۰۵	۲/۱۶	۱/۵۸	۰/۳۶	۰/۴۱	۱/۵۸	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۵۸
IR-T_D3_c1_1	Monzo	۶/۸۳	۱/۱۶	۰/۲۷	۱/۴۴	۰/۷۴	۰/۰۹	۱/۷۸	۱/۰۴	۰/۰۳	۲/۸۰	۱/۶۵	۰/۳۳	۰/۳۱	۱/۶۵	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۷۳
IR-T_D3_c1_2	Monzo	۷/۱۲	۰/۸۸	۰/۱۹	۱/۰۷	۰/۷۶	۰/۰۶	۱/۵۸	۰/۸۲	۰/۰۳	۳/۱۲	۱/۶۵	۰/۲۶	۰/۲۰	۱/۶۵	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۷۹
IR-T_D3_c1_3	Monzo	۶/۸۹	۱/۱۰	۰/۲۷	۱/۳۷	۰/۶۹	۰/۰۹	۱/۷۳	۱/۰۳	۰/۰۲	۲/۸۷	۱/۶۷	۰/۳۱	۰/۲۹	۱/۶۷	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۷۳
IR-T_D3_c2_1	Monzo	۶/۶۴	۱/۳۵	۰/۲۷	۱/۶۳	۰/۸۶	۰/۰۸	۱/۹۴	۱/۰۸	۰/۰۳	۲/۶۶	۱/۶۱	۰/۴۱	۰/۴۰	۱/۶۱	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۷۱
IR-T_D3_c2_2	Monzo	۶/۶۳	۱/۳۶	۰/۲۹	۱/۶۵	۰/۸۲	۰/۰۸	۲/۰۴	۱/۲۱	۰/۰۴	۲/۵۳	۱/۶۲	۰/۴۲	۰/۳۹	۱/۶۲	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۶۸
IR-T_D3_c2_3	Monzo	۶/۷۳	۱/۲۶	۰/۳۰	۱/۵۶	۰/۸۲	۰/۰۶	۱/۹۸	۱/۱۵	۰/۰۳	۲/۶۰	۱/۶۵	۰/۳۶	۰/۳۲	۱/۶۵	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۶۹
IR-T_C10_c1_1	Monzo	۷/۵۸	۰/۴۱	۰/۱۵	۰/۵۷	۰/۵۷	۰/۰۲	۱/۵۲	۰/۹۵	۰/۰۵	۳/۲۴	۱/۶۵	۰/۱۹	۰/۱۴	۱/۶۵	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۷۷
IR-T_C10_c1_2	Monzo	۶/۸۹	۱/۱۰	۰/۲۴	۱/۳۴	۰/۶۶	۰/۰۹	۱/۹۸	۱/۳۱	۰/۰۴	۲/۶۴	۱/۶۳	۰/۳۸	۰/۳۴	۱/۶۳	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۶۷
IR-T_C10_c1_3	Monzo	۶/۹۲	۱/۰۷	۰/۲۰	۱/۲۸	۰/۶۶	۰/۱۰	۱/۹۹	۱/۳۳	۰/۰۴	۲/۶۴	۱/۶۳	۰/۳۹	۰/۳۴	۱/۶۳	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۶۷
IR-T_C10_c2_1	Monzo	۶/۸۹	۱/۱۰	۰/۲۵	۱/۳۵	۰/۷۱	۰/۰۱	۲/۰۷	۱/۳۵	۰/۰۴	۲/۶۲	۱/۶۴	۰/۴۵	۰/۳۷	۱/۶۴	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۶۶
IR-T_C10_c2_2	Monzo	۶/۹۳	۱/۰۶	۰/۲۱	۱/۲۷	۰/۸۶	۰/۰۵	۱/۸۸	۱/۰۲	۰/۰۴	۲/۸۰	۱/۶۱	۰/۳۵	۰/۳۰	۱/۶۱	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۷۳
IR-T_C10_c2_3	Monzo	۶/۹۷	۱/۰۲	۰/۲۴	۱/۲۷	۰/۷۳	۰/۰۶	۱/۹۲	۱/۱۸	۰/۰۳	۲/۷۲	۱/۶۰	۰/۳۸	۰/۳۲	۱/۶۰	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۷
IR-T_C10_c5_3	Monzo	۷/۴۴	۰/۵۵	۰/۱۶	۰/۷۲	۰/۶۴	۰/۰۲	۱/۰۱	۰/۳۷	۰/۰۴	۳/۱۵	۱/۶۴	۰/۲۳	۰/۱۷	۱/۶۴	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۷۶
IR-T_A13_c1_1	Monzo	۷/۰۷	۰/۳۹	۰/۲۲	۰/۶۱	۰/۸۴	۰/۰۴	۱/۸۰	۰/۹۵	۰/۰۳	۲/۸۹	۱/۶۲	۰/۳۱	۰/۲۱	۱/۶۲	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۷۵
IR-T_A13_c1_2	Monzo	۷/۵۹	۰/۴۰	۰/۱۱	۰/۵۲	۰/۷۵	۰/۰۲	۱/۴۲	۰/۶۷	۰/۰۳	۳/۳۹	۱/۶۳	۰/۱۵	۰/۰۷	۱/۶۳	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۸۳
IR-T_A13_c1_3	Monzo	۷/۱۳	۰/۸۶	۰/۲۷	۱/۱۳	۰/۶۸	۰/۰۴	۱/۷۴	۱/۰۵	۰/۰۳	۲/۸۹	۱/۶۴	۰/۲۹	۰/۲۱	۱/۶۴	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۷۳
IR-T_A13_c2_1	Monzo	۷/۰۵	۰/۹۴	۰/۲۸	۱/۲۳	۰/۶۶	۰/۰۵	۱/۷۹	۱/۱۳	۰/۰۴	۲/۸۲	۱/۶۵	۰/۳۳	۰/۲۵	۱/۶۵	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۷۱
IR-T_A13_c2_2	Monzo	۷/۱۰	۰/۸۹	۰/۴۷	۱/۳۷	۰/۲۵	۰/۰۵	۱/۷۸	۱/۵۲	۰/۰۳	۲/۶۴	۱/۵۷	۰/۴۰	۰/۵۰	۱/۵۷	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۶۳
IR-T_A13_c2_3	Monzo	۷/۰۳	۰/۹۶	۰/۲۷	۱/۲۳	۰/۷۳	۰/۰۵	۱/۷۸	۱/۰۵	۰/۰۴	۲/۸۵	۱/۶۵	۰/۳۱	۰/۲۴	۱/۶۵	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۷۳
IR-T_A13_c4_1	Monzo	۷/۶۴	۰/۲۰	۰	۰/۲۰	۰	۰/۰۲	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۰۳	۲/۸۳	۳/۴۱	۰/۲۰	۰/۰۱	۳/۴۱	۱/۴۱	۱/۴۱	۱/۴۱	۰/۷۵
IR-T_A13_c4_2	Monzo	۷/۶۹	۰/۳۰	۰/۱۶	۰/۴۷	۰/۵۶	۰/۰۲	۱/۳۹	۰/۸۲	۰/۰۳	۳/۳۷	۱/۶۴	۰/۱۵	۰/۰۹	۱/۶۴	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۸
IR-T_A13_c4_3	Monzo	۷/۶۷	۰/۳۲	۰/۵۷	۰/۸۹	۰/۲۵	۰/۰۳	۱/۵۴	۱/۲۹	۰/۰۳	۲/۸۱	۱/۵۲	۰/۲۲	۰/۱۵	۱/۵۲	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۶۹

ادامه جدول ۳.

mmnt	TYPE	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ab	An	Or
IR_T_C5_c1_6	Tun	۶۷/۵۰	۰/۰۰	۲/۱۴	۰/۰۲	۰/۴۷	۱۱/۶۷	۰/۰۹	۹۹/۹۰	۲/۹۶	۰/۰۰	۱/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۹۹	۰/۰۱	۹۷/۳۲	۲/۱۷	۰/۵۲
IR_T_C5_c1_7	Tun	۶۶/۰۷	۰/۰۱	۱۹/۸۴	۰/۰۰	۰/۵۹	۱۱/۳۰	۰/۱۰	۹۹/۹۱	۲/۹۵	۰/۰۰	۱/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۹۸	۰/۰۱	۹۶/۶۲	۲/۸۱	۰/۵۷
IR_T_C5_c1_8	Tun	۶۷/۰۲	۰/۰۱	۲/۰۸	۰/۰۰	۰/۵۱	۱۱/۸۲	۰/۱۰	۹۹/۵۴	۲/۹۵	۰/۰۰	۱/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۱/۰۱	۰/۰۱	۹۷/۱۲	۲/۳۲	۰/۵۶
IR_T_C5_c1_Or	Tun	۶۳/۶۹	۰/۰۰	۱۸/۷۷	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۲۹	۱۶/۲۹	۹۹/۰۹	۲/۹۷	۰/۰۰	۱/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۹۷	۲/۶۵	۰/۱۱	۹۷/۲۴
IR_T_C5_c1_Or-2	Tun	۶۳/۹۵	۰/۰۲	۱۸/۹۷	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۹۲	۱۵/۴۱	۹۹/۳۱	۲/۹۷	۰/۰۰	۱/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۹۱	۸/۳۱	۰/۰۰	۹۱/۶۹
IR_T_C5_c1_Or-3	Tun	۶۴/۰۰	۰/۰۲	۱۹/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۶۵	۱۵/۷۷	۹۹/۴۶	۲/۹۷	۰/۰۰	۱/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۹۳	۵/۹۰	۰/۰۰	۹۴/۱۰

شیمی کانی‌ها

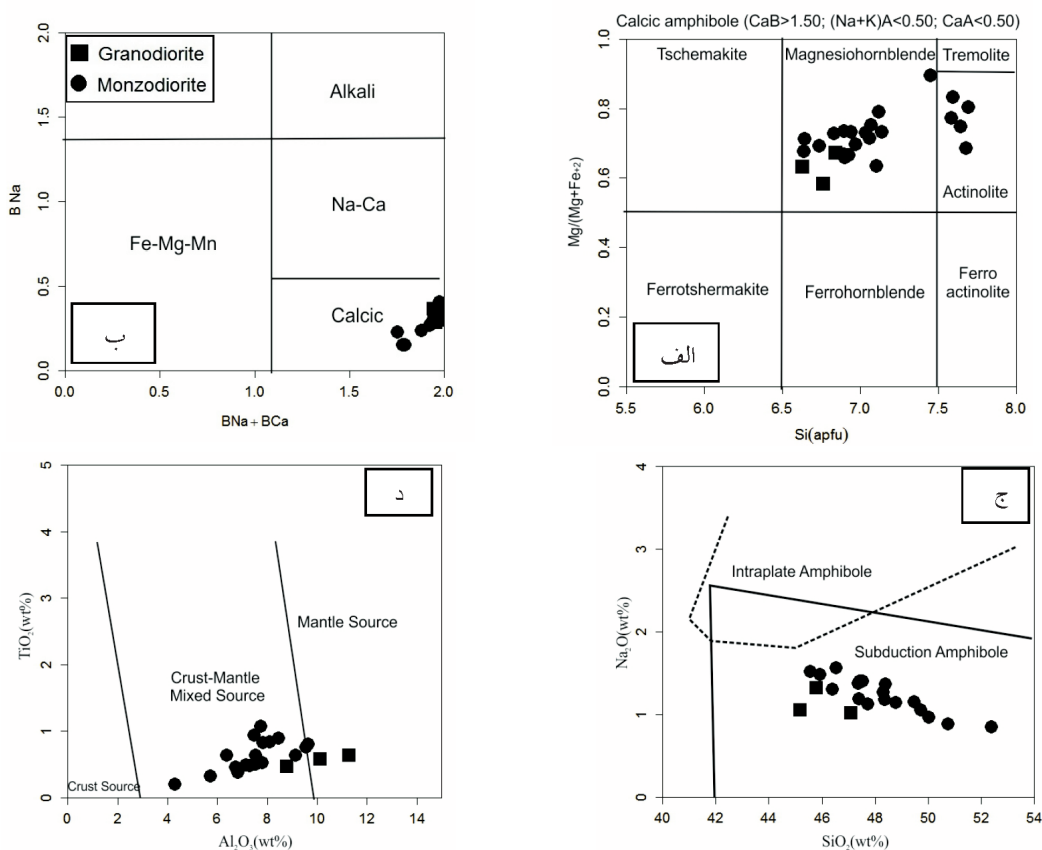
آمفیبول

فراوانی اکسیدهای آلومینیم و تیتانیم موجود در آمفیبول، خاستگاه پوسته‌ای و گوشته‌ای تفکیک شده است (Jiang, 1984) که در این نمودار آمفیبول‌های واحد مونوزودیوریت و گرانودیوریت در محدوده اختلاط پوسته و گوشته قرار گرفته‌اند (شکل ۴-د).

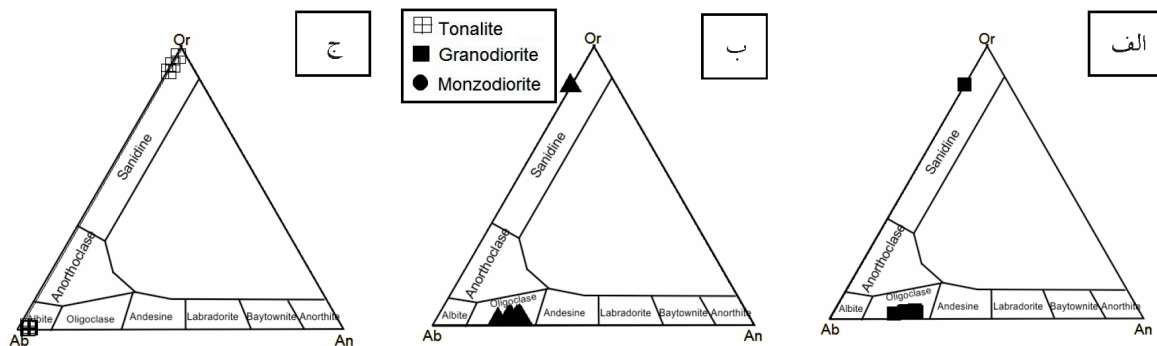
فلدسپار

در جدول ۳، نتایج ریزکا و الکترونی پلاژیوکلازهای موجود در مونوزودیوریت‌ها، گرانودیوریت‌ها و تونالیت‌ها ارائه شده است (جدول ۱). براساس رده‌بندی (Deer et al., 1991) ترکیب پلاژیوکلازها در واحد مونوزودیوریت از آلبیت تا اولیگوکلاز (An_{7.76}-An_{23.33})، گرانودیوریت از نوع اولیگوکلاز (An_{19.4}-An_{26.33}) و تونالیت از نوع آلبیت (An_{1.74}-An_{2.81}) در تغییر است (شکل ۵-الف، ب و ج). بلورهای پلاژیوکلاز در واحدهای مونوزودیوریت و گرانودیوریت دارای منطقه‌بندی و در تونالیت فاقد منطقه‌بندی هستند (شکل ۶). الگوی منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز از حاشیه به مرکز در شکل ۶، به تصویر کشیده شده است. این الگو در واحد مونوزودیوریت از نوع نوسانی با ترکیب آلبیت و اولیگوکلاز است و در واحد گرانودیوریت از نوع نوسانی با ترکیب اولیگوکلاز بوده است (شکل ۵-الف) و (شکل ۶). هم‌چنین این الگو، حاکی از وجود اورتوکلاز در اطراف پلاژیوکلاز است که نشان‌دهنده وجود بافت آنتی‌راپاکیوی در این واحد است (شکل ۶). بعلاوه فلدسپارهای پتاسیم در واحد تونالیت از نوع ارتوکلاز هستند (شکل ۵-ج). برای پیدایش منطقه‌بندی بخصوص منطقه‌بندی نوسانی، دلایلی چون تغییر ترکیب شیمیایی ماگما (Agemar et al., 1999)، تغییر سرعت انتشار ترکیبات سازنده کانی نسبت به سطح بلور (Bottinga et al., 1966)، تغییر شرایط فیزیکی و ترمودینامیکی سیستم ماگمایی که منجر به عدم تعادل شیمیایی در طور

گستره Si در آمفیبول‌ها برابر است با ۶/۶۲ تا ۷/۶۹ اتم در واحد فرمولی (apfu) و محتوای Na₂O آن‌ها ۰/۲۶ تا ۱/۵۶ است. مقدار کلسیم در جایگاه B (BCa) آن‌ها بین ۱/۵۲ تا ۳/۴۱ و میزان Na (BNa) کمتر از ۰/۴ است که با توجه به این مقدار از نوع آمفیبول‌های کلسیک هستند. بیشتر آمفیبول‌ها از نظر ترکیب در رده‌بندی (Leake et al., 1997) در جایگاه مگنزیوهورنبلند و تعدادی نیز از نوع اکتینولیت هستند (شکل ۴-الف و ب). تغییر ترکیب هورنبلند به سمت ترکیبات اکتینولیتی که حاوی سیلیس و منیزیم بالاتر و Al، Na، K و Ti کمتری هستند ناشی از دگرسانی گرمایی و تجزیه است (Agemar et al., 1999). برخی از پژوهشگران حضور آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های گرانیتوئیدی را نشانه‌ی وابستگی این سنگ‌ها به توده‌های نوع I می‌دانند (Chappell and White, 1974) حضور هم‌زمان مگنتیت، اسفن و کوارتز همراه آمفیبول، مبین بالا بودن گریزندگی اکسیژن و نشان‌دهنده تشکیل این واحدها در ارتباط با مرز ورقه‌های همگراست (Anderson and Smith, 1995). نسبت Mg/Mg+Fe در مجموعه آمفیبول‌ها از ۰/۵۸ تا ۰/۹ در تغییر است. مقدار Ti موجود در آن‌ها کمتر از ۱ apfu است. ترکیب شیمیایی آمفیبول راهنمای مناسبی برای تعیین خاستگاه ماگما محسوب می‌شود. از ترکیب آمفیبول برای تشخیص محیط زمین‌ساختی، به‌ویژه تمایز محیط فرورانشی از محیط درو صفحه‌ای استفاده شده است (Coltorti et al., 2007) که در این نمودار نمونه‌های آمفیبول‌های واحدهای مونوزودیوریت و گرانودیوریت در محدوده محیط فرورانش پلات شده‌اند (شکل ۴-ج). هم‌چنین با استفاده از



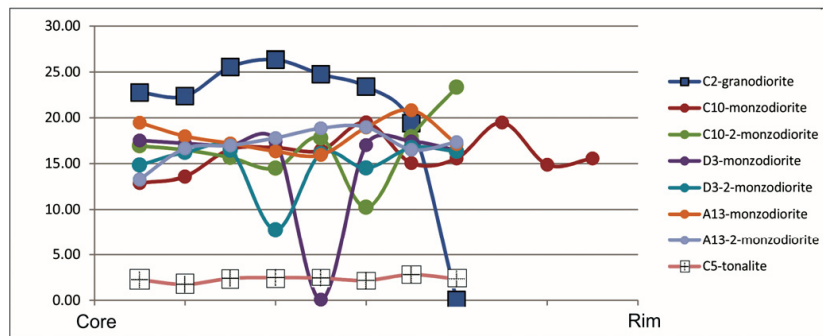
شکل ۴. الف و ب) رده بندی آمفیبول در توده های مونزودیوریتی و گرانودیوریتی جنوب کمپلکس سورسات (Leake et al., 1997) و ج) نمودار Na₂O در برابر SiO₂ جهت تعیین محیط نکتونیک (Coltorti Coltorti et al., 2007) و د) نمودار TiO₂ در برابر Al₂O₃ جهت تعیین ترکیب ماگمای تشکیل دهنده بلورهای آمفیبول (Jiang, 1984)



شکل ۵. رده بندی فلدسپارها براساس نمودار (Deer et al., 1991)، در واحدهای الف) مونزودیوریتی خانقلی و ترکه دره، ب) گرانودیوریتی پیچاقچی و ج) بخش تونالیتی پیچاقچی

فرورونده طی افزایش فشار آب و حضور رسوبات، عواملی چون تغییر ترکیب شیمیایی، اختلاط ماگمایی و تغییرات گریزندگی اکسیژن احتمالاً در تغییر ترکیب پلاژیوکلاز نقش داشته است.

تبادل ماگما می شود (Hasse et al., 1980)، اختلاط ماگمایی (Nelson and Montana, 1992) و تغییرات فاز بخار آب (Bateman, 1994) ارائه شده است. که به نظر می رسد با توجه به تشکیل واحدهای نفوذی مورد مطالعه در محیط فرورانش و حضور عواملی چون آزاد شدن آب از ورقه



شکل ۶. الگوی منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز در واحدهای نفوذی کمپلکس سورسات

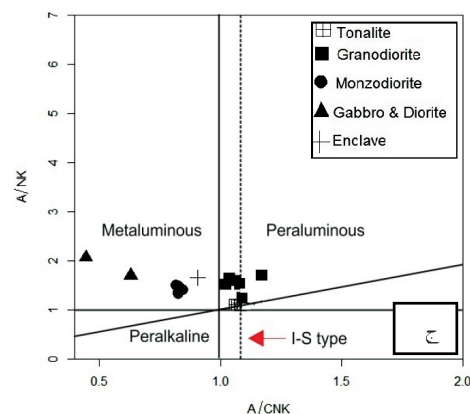
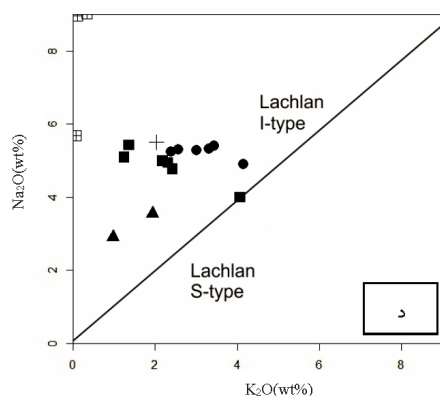
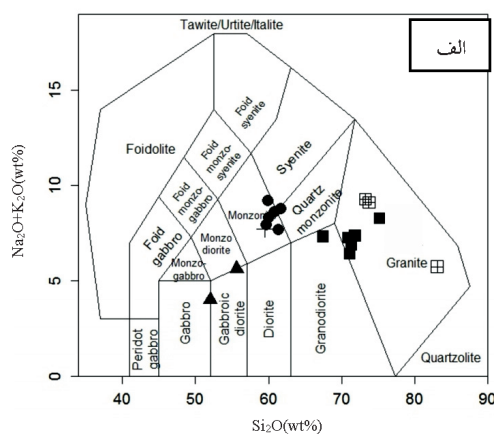
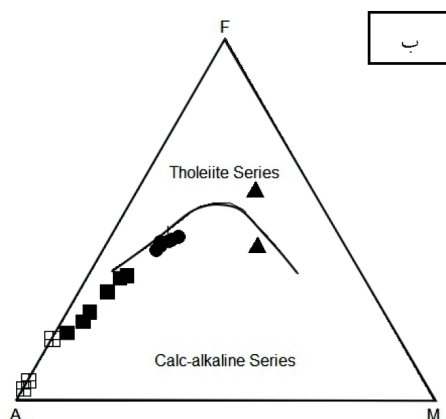
ژئوشیمی

می‌دهند (شکل ۸-الف). در این نمودار می‌توان به آنومالی عناصری چون Nb، Ti و Ba اشاره نمود (شکل ۸-الف)، که بنابر عقیده (Foley et al., 1990) تهی‌شدگی از این عناصر نشان‌دهنده محیط مرتبط با فرورانش است. بعلاوه نمودار عنکبوتی نمونه‌های گرانودیوریتی دارای آنومالی منفی Nb، Ba، P و Ti و غنی‌شدگی از Rb، Th و K هستند (شکل ۸-الف)، که از ویژگی‌های مذاب‌های پوسته‌ای است. نسبت Th/Ta نسبت ارزشمندی برای تعیین محیط تکتونیکی و منشأ است زیرا این دو عنصر در طی فرایندهای ذوب و تبلور رفتارهای مشابهی دارند (Joron and Treuil, 1977). نسبت اندک Th/Ta (حدود ۲/۱) بیانگر محیط تکتونیکی کششی مانند پهنه‌های گسترش کف اقیانوس یا ماگماتیسم درون صفحه‌ای است. حال آن‌که نسبت Th/Ta بالا بیانگر محیط تکتونیکی حاشیه همگرا و محیط فرورانش است این نسبت در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از ۲/۶۷ تا ۱۰/۸۳ در تغییر است (جدول ۴) و تایید کننده ارتباط نمونه‌های مورد مطالعه با محیط فرورانش است.

آنومالی منفی Ti مرتبط با جدایش کانی‌های حاوی تیتانیم مانند اسفن و آنومالی منفی P نتیجه جدایش آپاتیت است. به‌علاوه آنومالی منفی K در دسته تونالیت‌ها به جهت ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی خاص آن‌هاست (شکل ۸-الف، ب). در الگوهای فراوانی عناصر نادر خاکی (REE) بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) برای واحدهای مختلف سنگی مورد مطالعه (شکل ۸-ج، و، د)، شیب نمودار عناصر REE در واحدهای مافیک، حدواسط و فلسیک (گرانودیوریت) (۹۶/۹-۱۸/۹) (=La/Yb)N است (جدول ۱)

به‌منظور طبقه‌بندی ژئوشیمیایی نمونه‌های برداشت شده، طبقه‌بندی شیمیایی مجموع قلیایی ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994) مورد استفاده قرار گرفت. در این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گابرو، دیوریت‌گابرویی، مونزونیت و گرانیت تصویر شده‌اند (شکل ۷-الف). جهت تعیین سری ماگمایی از نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) استفاده شده است که در این نمودار تمامی نمونه‌ها، در محدوده سری کالک‌آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۷-ب). در نمودار تغییرات نسبت‌های مولکولی $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ در برابر $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ، (A/CNK) (Shand, 1943) (A/NK) در محدوده متآلومین و نمونه‌های فلسیک (گرانودیوریت و تونالیت) در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۷-ج). همچنین با توجه به نمودارهای، A/CNK نسبت به Na_2O و A/NK (Shand, 1943) در برابر K_2O (White and Chappell 1983) گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های تیپ I ترسیم می‌شوند (شکل ۷-ج و د).

در نمودار عنکبوتی (چند عنصری) گرانیتوئیدهای مورد مطالعه نسبت به مقادیر کندریت (Thompson, 1982) بهنجار شده‌اند (شکل ۸-الف، ب). در این نمودارها، میزان عناصر LILE (Rb، Th) نسبت به ESFH (Nb، Ta، Hf، Zr، Sm، Yb، Y) در واحدهای مافیک، حدواسط و فلسیک (گرانودیوریت) غنی‌شدگی نشان



شکل ۷. الف) نمودار مجموع قلیایی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994)، ب) نمودار (Irvin and Baragar, 1971)، ج) نمودار تعیین سری ماگمایی، د) نمودار Na_2O در برابر جهت تعیین سری ماگمایی، ج) نمودار تغییرات نسبت‌های مولکولی A/CNK نسبت به A/NK (Shand, 1943)، د) نمودار Na_2O در برابر K_2O (White and Chappell, 1983)

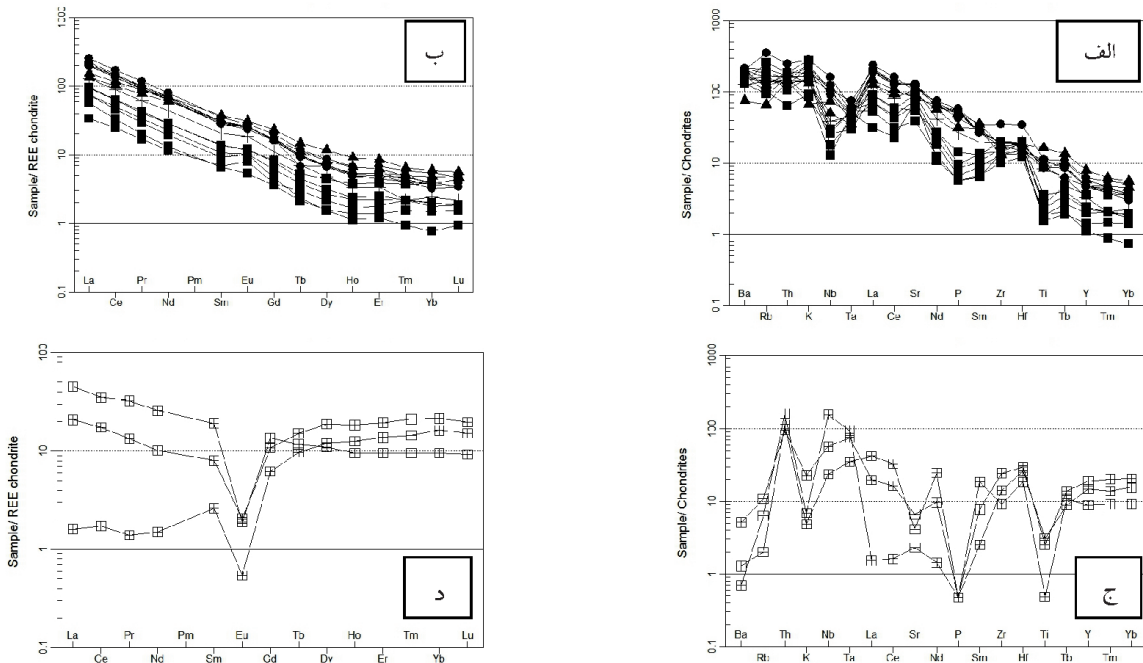
موجب آنومالی مثبت Eu در واحدهای مافیک، حدواسط و گرانودیوریت‌ها باشد (Henderson, 1984).

محیط تکتونیکی و سنگ منشا (پروتولیت)

جهت تعیین خاستگاه زمین‌ساختی، در نمودار عناصر اصلی تفکیک‌کننده محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها (Verma et al., 2012) نمونه‌های مافیک، حدواسط و فلسیک در محدوده کمان ماگمایی در حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرند (شکل ۹-الف). به علاوه جهت تعیین نوع پروتولیت منشا از نمودارهای مقادیر مولار $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ در برابر درصد وزنی Na_2O (شکل ۹-ب) و مقادیر مولار $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO})$ در برابر $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ (شکل ۹-ج) (Altherr and Siebel, 2002) و Rb/Sr در برابر Rb/Ba (Sylvester, 1998) استفاده شد که نمونه‌های مونزودیوریت، گرانودیوریت و تونالیت-ترنجمیت در محدوده متابازالت ترسیم شده‌اند (شکل ۹-ب، ج و د).

که این مقادیر عددی شیب نمودار، حاکی از غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE است و وابستگی نمونه‌های مورد مطالعه به سری کالک‌آلکان را نشان می‌دهد (شکل ۸-ج). اما واحد تونالیت-ترنجمیت دارای الگوهای REE کمتر تفریق یافته $(\text{La}/\text{Yb})_N = 0.1-0.79$ و در مقابل مقادیر HREE بالا هستند (شکل ۸-د).

در نمودار عناصر نادر خاکی واحدهای مافیک و حدواسط و فلسیک (گرانودیوریت) عنصر Eu دارای آنومالی مثبت به میزان عددی $(\text{Eu}/\text{Eu}^*) = 1.05-1.57$ و در واحد تونالیت-ترنجمیت دارای آنومالی منفی به میزان عددی $(\text{Eu}/\text{Eu}^*) = 0.12-0.22$ (جدول ۱) است (شکل ۸-ج و د). وجود آنومالی منفی Eu در واحد تونالیت-ترنجمیت نشان‌دهنده تبلور تفریقی فلدسپار در طی تبلور ماگماست و حاکی از وجود پلاژیوکلاز در مجموعه باقی‌مانده می‌باشد (Tepper et al., 1993) اما حضور آمفیبول می‌تواند



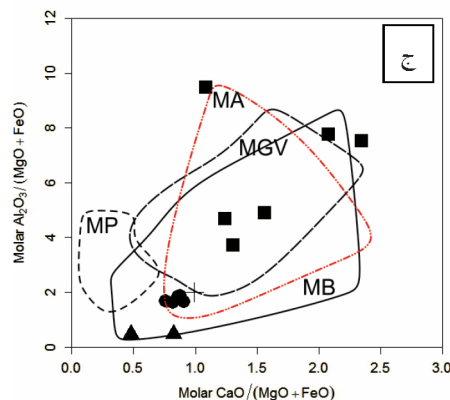
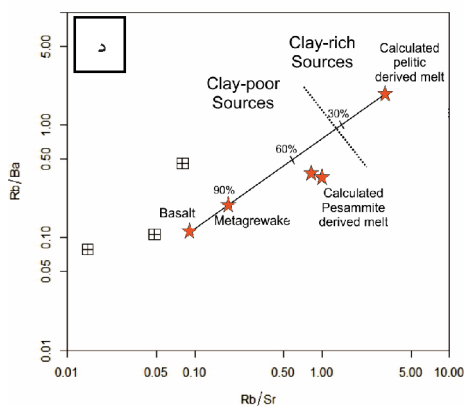
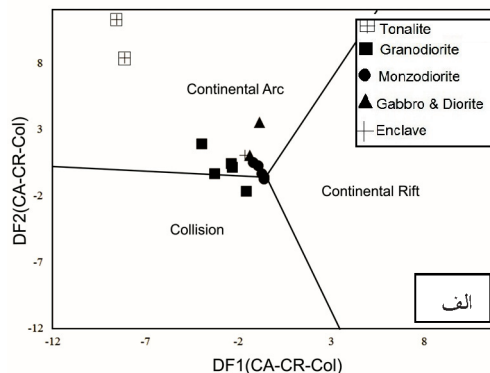
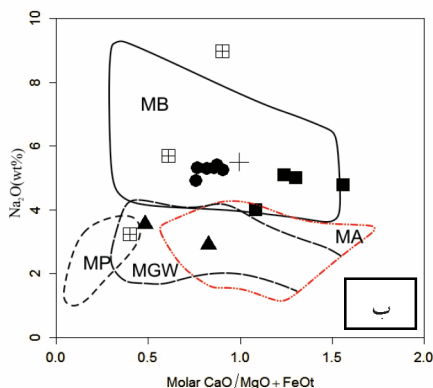
شکل ۸ الف و ب) نمودار عنکبوتی تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های گرانیتوئیدی که نسبت به فراوانی آن‌ها در کندریت (Thompson, 1982) (بهنجار شده‌اند)، ج و د) الگوهای REEs، بهنجار شده نسبت به فراوانی آن‌ها در کندریت (Boynton, 1984)

جدول ۴. نتایج آنالیز شیمیایی ICP-MS و مقادیر نرم براساس CIPW نمونه‌های گرانیتوئیدی جنوب کمپلکس سورات.

Sample No.	Gabbro Diorite	Diorite		Monzodiorite					Granodiorite					Tonalite				
	IR-T-C11	IR-T-C6	IR-T-C10	IR-T-D2	IR-T-D3	IR-T-D5	IR-T-D9E	IR-T-D9H	IR-T-A13	IR-T-A6	IR-T-A15	IR-T-C1	IR-T-C2	IR-T-D17	IR-T-D23	IR-T-C8	IR-T-B2	IR-T-C5
Major Elements (wt%)																		
SiO ₂	۵۰/۵۴	۵۴/۳۷	۵۸/۹	۶۲/۲۱	۵۹/۹۴	۶۱/۰۴	۵۸/۱	۶۱/۱۹	۵۹/۴	۷۰/۳۵	۷۳/۴۸	۷۰/۳۵	۶۶/۲۴	۷۰/۸۹	۷۰/۳۶	۸۳/۳۶	۷۳/۳۳	۷۳/۷۸
TiO ₂	۱/۷	۰/۸۷	۱/۱۷	۰/۸۸	۰/۹۲	۰/۹۱	۰/۸۶	۰/۹۷	۱/۱۳	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۲۴	۰/۳۷	۰/۱۹	۰/۲۷	۰/۰۵	۰/۳۲	۰/۲۶
Al ₂ O ₃	۱۲	۱۳/۴۸	۱۶/۶۶	۱۷/۰۴	۱۷/۲۸	۱۷/۳۸	۱۸/۵۸	۱۶/۷۴	۱۶/۹۹	۱۶/۵۵	۱۳/۶۷	۱۵/۸۶	۱۷/۲۶	۱۶/۱۷	۱۶/۴۹	۱۰/۳۷	۱۶/۳۲	۱۶/۷۹
Fe ₂ O ₃	۸/۸۹	۶/۱۱	۵/۰۸	۴/۴۸	۴/۹۴	۴/۶۴	۴/۶۲	۴/۶۲	۴/۶۲	۵/۱۳	۱/۰۷	۱/۹	۲/۴۴	۱/۲۰	۲/۰۳	۰/۶۶	۰/۳	۰/۸۸
FeO	۷/۹۹	۵/۴۹	۴/۵۷	۴/۰۳	۴/۴۴	۴/۱۷	۴/۱۵	۴/۱۵	۴/۶۱	۱/۱۸	۰/۹۶	۱/۷۱	۲/۱۹	۱/۰۸	۱/۸۲	۰/۵۹	۰/۲۷	۰/۱۶
CaO	۱۱/۶۲	۷/۳۹	۴/۱۷	۴/۴	۴/۸۲	۴/۵	۵/۰۸	۵/۰۷	۴/۹۹	۲/۸۴	۰/۸۶	۲/۷۸	۳/۳۳	۲/۲۸	۲/۴	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۲۷
MgO	۷/۸۶	۹/۴۸	۲/۶۶	۲/۴۸	۲/۹۹	۲/۵۹	۲/۵۱	۲/۸۵	۳/۳۷	۰/۵۴	۰/۳	۰/۸	۱/۲۲	۰/۵۲	۰/۸۸	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱
Na ₂ O	۲/۹	۳/۵۵	۴/۹۱	۵/۴۱	۵/۲۹	۵/۲۲	۵/۵	۵/۲۵	۵/۳	۵/۴۲	۴	۴/۷۷	۴/۹۹	۴/۹۴	۵/۰۹	۵/۶۸	۸/۹۷	۹/۰۲
K ₂ O	۰/۹۷	۱/۹۳	۴/۱۴	۳/۴۳	۳/۰۱	۳/۳۱	۲/۰۳	۲/۳۹	۲/۵۷	۱/۳۶	۴/۰۷	۲/۴۲	۲/۱۸	۲/۳۱	۱/۲۴	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۳۳
MnO	۰/۱۴	۰/۱	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱
P ₂ O ₅	۰/۵۲	۰/۳۳	۰/۵۹	۰/۴۵	۰/۵۳	۰/۵۶	۰/۲۸	۰/۵۶	۰/۶۱	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۱۵	۰/۰۷	۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۱
Cr ₂ O ₃	۰/۰۳	۰/۰۸	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱
LOI	۱/۷۱	۱/۴۶	۰/۵	۰/۴۳	۰/۶۲	۰/۴۲	۰/۶۲	۰/۷۵	۰/۶۲	۰/۴۱	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۳۰	۰/۴۳	۰/۶۶	۰/۱۳	۰/۲۹	۰/۱۷
Total	۹۹/۰۵	۹۹/۳۲	۹۹/۱۱	۱۰۰/۶۶	۱۰۰/۷۷	۱۰۰/۸۴	۹۸/۴۸۸	۱۰۰/۸	۱۰۰/۵۵	۹۹/۲۹۹	۹۸/۳۷	۹۹/۹۹۹	۹۸/۷۸	۹۹/۳۲	۹۹/۶۱	۱۰۰/۵	۹۹/۷۶	۱۰۰/۸۹
Trace Elements (ppm)																		
Ba	۵۱۳/۰	۱۳۱۷/۶۰	۱۴۲۴	۱۴۸۲	۱۴۳۴	۱۴۵۳/۷۰	۸۷۳/۷۰	۱۲۵۲	۱۱۸۹	۱۱۴۴	۹۱۷/۷۰	۹۹۸/۲۰	۱۰۳۳	۱۲۲۷	۹۰۴/۴	۸/۹۰	۴/۸۰	۳۵/۴
Rb	۲۳۲۰	۴۳۵۰	۱۳۲۸۰	۷۴۱۰	۵۴	۶۴	۴۹۵۰	۴۱۷۰	۴۲۷۰	۳۵۹۰	۹۰	۵۸۲۰	۵۰۲۰	۵۹۵۰	۳۲۸۰	۰/۷۰	۲/۲۰	۳۸۰
Sr	۹۶۳/۶	۱۰۸۲/۳	۱۲۰۷	۱۵۰۱	۱۴۸۵	۱۴۹۵	۱۲۸۱	۱۴۱۲	۱۵۰۴	۸۸۰/۶	۴۵۹/۴	۸۹۶/۲	۱۰۸۵	۷۶۸۰	۶۳۷/۲	۴۸/۵	۲۷/۴	۷۸/۶
Zr	۱۲۰	۸۹	۲۳۹	۱۳۰	۱۳۳	۱۲۹	۱۲۸	۱۳۴	۱۱۸	۶۹	۹۳	۱۰۹	۱۳۷	۸۹	۱۰۱	۶۳	۹۷	۱۶۷
Nb	۲۵/۷۰	۱۷/۵۰	۵۶/۲۰	۳۷/۶۰	۳۲	۳۶	۱۳/۶۰	۳۶	۴۲/۷۰	۴/۵۰	۱۰/۳۰	۱/۰۱	۹/۱۰	۶/۳۰	۹/۲۰	۸/۳۰	۵/۴۰	۱۹/۰
Ni	۱۱۹/۲۰	۲۲۳	۳۶/۵۰	۳۲/۱۰	۴۰/۷۰	۳۴/۷۰	۱۲/۶۰	۴۰/۹۰	۴۷	۴	۲/۵۰	۱۰	۱۵/۱۰	۱/۹۰	۷	۲/۴۰	۱	۱/۲۰
Co	۳۶/۸۰	۳۲/۷۰	۱۵/۴۰	۱۳	۱۵/۳۰	۱۳	۱۳	۱۴/۱۰	۱۴/۸۰	۲/۴۰	۲/۵۰	۳/۷۰	۵/۸۰	۲/۲۰	۳/۷۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۰
Cr	۱۹۸	۵۸۳	۶۰	۷۰	۸۴	۷۴	۳۳	۶۴	۷۲	۳۴	۵۰	۳۳	۳۸	۲۲	۳۲	۴۶	۳۱	۲۰
Y	۱۵/۸۰	۱۱/۷۰	۱۲/۵۰	۹/۷۰	۹/۴۰	۹/۵۰	۶/۵۰	۹/۶۰	۹/۸۰	۴	۲/۸۰	۴/۵۰	۴/۸۰	۲/۲۰	۷/۲۰	۱۷/۷۰	۲۹/۵۰	۳۷/۶۰
U	۱/۹۸	۱/۳۸	۲/۳۸	۱/۷۲	۱/۶۵	۱/۷۵	۱/۵۸	۲/۲۵	۱/۵۴	۰/۹۲	۱/۲۹	۱/۴۰	۱/۲۳	۱/۱۳	۳/۳۲	۱/۵۷	۱/۹۴	۱/۴۸
Cs	۰/۸۱	۱/۶۰	۲/۱۹	۱/۲۲	۱/۱۸	۱/۲۸	۱/۳۱	۰/۹۱	۰/۹۵	۱/۷۴	۱/۶۰	۱/۳۴	۱/۲۴	۲/۲۸	۱/۱۶	۰/۰۷	۰/۱۷	۰/۰۳
Ta	۱	۰/۷۰	۱/۲۰	۱/۵۰	۰/۸۰	۰/۹۰	۰/۹۰	۱	۱/۱۰	۱	۱/۱۰	۱/۱۰	۱/۱۰	۰/۸۰	۰/۶۰	۰/۷۰	۱/۹۰	۱/۵۰
Hf	۳/۷	۳	۶/۹	۳/۷	۳/۶	۳/۷	۳/۹	۳/۷	۳	۲/۴	۳/۱	۳/۷	۳/۹۰	۲/۷۰	۳/۶۰	۳/۷۰	۵/۳۰	۵/۹۰
Th	۵/۹۷	۷/۴۲	۱۰/۳۳	۷/۰۵	۵/۵۱	۶/۵۱	۶	۶/۷۳	۸/۱۴	۲/۶۷	۷/۷۵	۶/۸۲	۵/۵۱	۴/۴۴	۶/۵۰	۴/۸۵	۶/۸۱	۴/۰۵
Ga	۱۶/۷	۱۷	۲۲/۴۰	۲۰/۴۰	۲۰/۸۰	۲۰/۵۰	۲۱	۲۰	۱۹/۸۰	۱۶	۱۹/۲۰	۱۹/۵۰	۱۹/۵۰	۲۰/۳۰	۱۷/۹۰	۱۴/۴۰	۳۷/۲۰	۱۰/۷۰

ادامه جدول ۴.

Sample No.	Gabbro Diorite	Diorite		Monzodiorite				Granodiorite				Tonalite						
	IR-T-C11	IR-T-C6	IR-T-C10	IR-T-D2	IR-T-D3	IR-T-D5	IR-T-D9E	IR-T-D9H	IR-T-A13	IR-T-A6	IR-T-A15	IR-T-C1	IR-T-C2	IR-T-D17	IR-T-D23	IR-T-C8	IR-T-B2	IR-T-C5
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	9	<5	
V	177	121	105	90	84	88	73	80	89	15	13	20	29	13	18	<10	15	<10
W	1	<1	1	1	1	1	<1	<1	2	1	1	2	<1	<1	<1	6	3	
Sc	3670	2060	790	660	680	660	660	780	750	220	130	240	320	160	240	790	230	
TC	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
TS	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
La	4790	4150	7840	69	62	65	3980	6580	6110	1040	1740	2340	2910	23	2970	1390	0.50	6.50
Ce	9250	8140	13850	11910	10760	11260	7080	11470	10860	1990	2660	4050	50	3720	5160	2850	140	142
Pr	1070	960	1435	1217	1111	1211	752	1183	1119	203	266	408	698	253	522	397	0.17	165
Nd	4120	3560	6770	4160	3770	4270	2610	3960	3790	690	790	1360	17	1150	1710	156	0.90	610
Sm	722	608	682	586	566	566	403	543	566	133	128	209	263	179	272	377	0.51	157
Eu	217	190	204	186	191	188	127	186	175	0.59	0.39	0.75	0.74	0.74	0.84	0.14	0.04	0.15
Gd	597	435	520	438	412	422	286	424	417	0.99	0.93	1.57	2	188	216	252	1.61	283
Tb	0.70	0.53	0.56	0.46	0.44	0.44	0.23	0.23	0.47	0.14	0.10	0.18	0.21	0.11	0.25	0.06	0.06	0.12
Dy	374	26	28	224	218	228	153	212	211	0.69	0.50	0.86	1.01	0.49	1.42	2.56	3.90	6.09
Ho	0.65	0.47	0.48	0.39	0.36	0.37	0.24	0.35	0.35	0.12	0.10	0.16	0.17	0.08	0.27	0.69	0.91	1.33
Er	1.76	1.20	1.41	1.12	1.05	1.15	0.71	1.05	0.94	0.38	0.29	0.47	0.53	0.25	0.82	2.02	2.90	4.13
Tm	0.21	0.16	0.19	0.16	0.13	0.14	0.07	0.15	0.13	0.07	0.05	0.07	0.07	0.03	0.12	0.21	0.47	0.69
Yb	1.23	1	1.13	0.78	0.77	0.78	0.5	0.82	0.67	0.37	0.31	0.42	0.41	0.16	0.80	2.01	3.42	4.52
Lu	0.18	0.15	0.15	0.11	0.11	0.11	0.07	0.11	0.11	0.06	0.05	0.06	0.06	0.03	0.14	0.20	0.49	0.64
Eu/Eu*	1.06	1.13	1.05	1.12	1.23	1.18	1.23	1.19	1.12	1.57	1.09	1.27	1.19	1.56	1.06	1.12	1.12	1.22
(La/Yb)N	2626	2798	6678	5964	542	5618	5367	5610	6148	189	3784	375	678	969	2503	0.66	0.10	0.97
Mg#	6366	7545	5092	5231	5453	5252	5184	5500	5655	4496	3571	4548	4977	4620	4620	291	1167	992
Nb/Ta	2570	2500	4683	2507	4000	4000	1511	2600	2882	450	936	918	827	788	1533	1186	2868	1327
Th/Ta	597	1060	861	670	689	723	667	672	740	267	705	620	501	555	1083	693	328	270
Rb/Sr	0.2	0.4	0.10	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.20	0.06	0.05	0.08	0.01	0.08	0.05	0.05

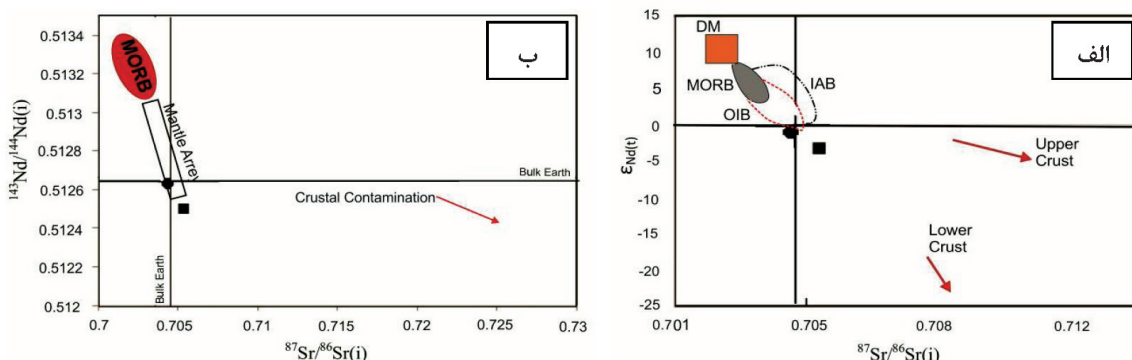


شکل ۹. الف) نمودار (Verma et al., 2012) جهت تعیین محیط تکتونیکی، ب) نمودار مقادیر مولار $(MgO+FeO)/CaO$ در برابر درصد وزنی Na_2O (Altherr and Siebel, 2002)، ج) نمودار مقادیر مولار $(MgO+FeO)/Al_2O_3$ در برابر $(MgO+FeO)/CaO$ (Altherr and Siebel, 2002)، د) نمودار Rb/Sr در برابر Rb/Ba (Siebel, 2002) جهت تعیین سنگ منشأ

نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd

مقادیر فوق نشان دهنده اشتقاق گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از ماگمایی با منشا گوشته و پوسته قاره‌ای است جایی که مذاب‌های گوشته‌ای بالایی، با مقادیر کمتر منفی یا مثبت ϵNd با مذاب‌های مشتق شده از پوسته با مقادیر منفی ϵNd اختلاط یا آرایش یافته‌اند. میزان نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه در گرانیت‌های نوع I مابین ۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۶ متغیر است، در حالی که در گرانیت‌های تیپ S این مقدار بیشتر از ۰/۷۰۸ می‌باشد (Chappell and White, 1974)، که تاییدکننده تیپ I بودن گرانیتوئیدهای توده‌های پیچاقچی، ترکه‌دره و خانقلی است (شکل ۱۰-الف و ب).

داده‌های اولیه استرانسیم و نئودیمیم نمونه‌ها براساس سن گزارش شده برای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه مورد تصحیح سنی قرار گرفت (جدول ۵). به‌طور کلی میزان نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه برای نمونه مونزودیوریتی توده ترکه‌دره برابر با ۰/۷۰۴۴۸ و ۰/۵۱۲۶۳۲ به‌علاوه مقدار ϵNd به میزان ۰/۱۲- است (شکل ۱۰-الف و ب). میزان نسبت اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه برای نمونه گرانودیوریتی توده پیچاقچی برابر با ۰/۷۰۵۲۹ و ۰/۵۱۲۴۹۳ همچنین مقدار ϵNd برابر ۲/۸۲- است (شکل ۱۰-الف و ب).



شکل ۱۰. الف) موقعیت قرارگیری نمونه‌های مونزودیوریتی و گرانودیوریتی در نمودار $^{143}Nd/^{144}Nd$ در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ (ب) موقعیت قرارگیری نمونه‌های مونزودیوریتی و گرانودیوریتی در نمودار ϵNd در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Fourcade, 1998)

جدول ۵. نسبت‌های ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم برای نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه

Rock Type	Monzodiorite	Granodiotite
Sample No.	IR-T-A13	IR-T-C2
Age(Ma)	۵۹±۷/۲	۷۴/۲
Method	(U-Pb)	(K-Ar)
Reference	Jamshidi Badr et al., 2013	Kholghi Khasraghi and Vossoughi Abedini, 2008
Rb(ppm)	۴۲/۷	۵۰/۲
Sr(ppm)	۱۰۸۴/۶	۱۵۰۴/۳
Error (±2s)	۰/۰۰۰۰۱۵	۰/۰۰۰۰۱۴
$^{87}Sr/^{86}Sr$	۰/۷۰۴۴۷۸	۰/۷۰۵۲۹۲
$^{87}Sr/^{86}Sr(i)$	۰/۷۰۴۴۸	۰/۷۰۵۲۹
$^{87}Rb/^{86}Sr$	۰/۱۱۴	۰/۰۹۷
Nd(ppm)	۳۷/۹	۱۷
Sm(ppm)	۵/۴۶	۲/۶۳
Error (±2s)	۰/۰۰۰۰۱۱	۰/۰۰۰۰۱۴
$^{143}Nd/^{144}Nd$	۰/۵۱۲۶۳۲	۰/۵۱۲۴۹۴
$^{143}Nd/^{144}Nd(i)$	۰/۵۱۲۶۳۲	۰/۵۱۲۴۹۴
ϵNd	-۰/۱۲	-۲/۸۲
($^{143}Nd/^{144}Nd$) CHUR	۰/۵۱۲۶۳۷۹۲۸	۰/۵۱۲۶۳۷۹۰۵
($^{147}Sm/^{144}Nd$) CHUR	۰/۱۹۶۷	۰/۱۹۶۷
$^{146}Nd/^{144}Nd$	۰/۷۲۲۲۸۷۵۸۷	۰/۷۲۲۲۸۷۵۸۷
$^{147}Sm/^{144}Nd$	۰/۰۸۷۰۶۹	۰/۰۹۳۴۹۸
TDM (Ga)	۰/۶۲	۰/۸۳

خصوصیات منشا و ژنز توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه

واحد مونزودیوریت ترکه دره و خانقلی

در واحد مونزودیوریت میزان نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ϵNd اولیه به ترتیب برابر با 0.70448 و 0.12 می‌باشد، این واحد از نوع I هست و رنج درصد وزنی سیلیس برابر $(58/1-62/2)$ ، مقادیر بالای عدد منیزیم $\text{Mg}\#$ $(56/5-59/9)$ و Ni $(32/1-47)$ (جدول ۴) است. میانگین نسبت Nb/Ta ماگمای مشتق شده از گوشته $17/5$ و برای نمونه‌های پوسته‌ای این نسبت $11-12$ در تغییر است (Green, 1995)، که برای نمونه‌های مونزودیوریتی ترکه‌دره و خانقلی میانگین این نسبت برابر با $17/5$ است (جدول ۴). میزان عدد منیزیم $\text{Mg}\#$ در هورنبلند نیز فاکتور مناسبی برای شناسایی خواستگاه ماگماست (Xie and Zhang, 1990؛ Huaimin et al., 2006). محتوای عدد منیزیم بیشتر از 0.7 معرف خاستگاه گوشته‌ای و مقادیر کمتر از 0.5 بر خاستگاه پوسته‌ای ماگما دلالت دارند و مقادیر بین این دو، نشان‌دهنده گوشته‌ای و پوسته‌ای در تشکیل ماگماست (Xie and Zhang, 1990؛ Huaimin et al., 2006). گستره عدد منیزیم آمفیبول‌های ماگمایی در واحد مونزودیوریت در محدوده $0.66-0.9$ (جدول ۲) است تمامی این شواهد نشان‌دهنده آن است که توده‌های گرانیتوئیدی خانقلی و ترکه‌دره از ماگمایی گوشته‌ای که در طی صعود تحت تاثیر فرایند آلیس پوسته‌ای قرار گرفته، مشتق شده است. بعلاوه شواهد کانی‌شناسی چون بافت زونینگ نوسانی در پلاژیوکلاز (شکل ۶) نیز تاییدکننده این موضوع است. اما وجود کانی‌شناسی و الگوهای چند عنصری و عناصر نادر خاکی REE کاملاً مشابه انکلاو و میزبان مونزودیوریتی، بیان‌کننده آن است که انکلاوهای مشاهده شده در این توده از نوع حاشیه انجماد سریع هستند.

واحد گرانودیوریت پیچاقچی

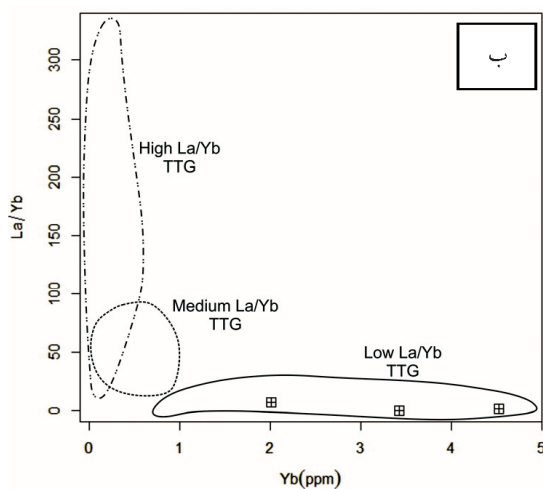
در واحد گرانودیوریت میزان نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ϵNd اولیه به ترتیب برابر با 0.70529 و 0.82 (جدول ۵)، از نوع I، دامنه

تغییرات سیلیس در محدوده $(66/2-73/4)$ ، مقادیر متوسط عدد منیزیم $\text{Mg}\#$ $(35-46)$ ، مقادیر پایین Ni $(1/9-15/1)$ و میانگین نسبت Nb/Ta $(13/3)$ (جدول ۴)، میزان عدد منیزیم $\text{Mg}\#$ هورنبلند در محدوده $0.67-0.58$ (جدول ۲) و شواهد کانی‌شناسی چون بافت‌های زونینگ نوسانی در پلاژیوکلاز و آنتی راپاکیوی (شکل ۶) و وجود انکلاو میکروگرانولار مافیک با ترکیب کوارتزیدیوریت نشان‌دهنده اختلاط ماگمای حاصل از ذوب پوسته پایینی با ماگمایی مشتق شده از گوشته است.

واحد تونالیت-ترنجمیت-گرانودیوریت‌ها (TTGs)

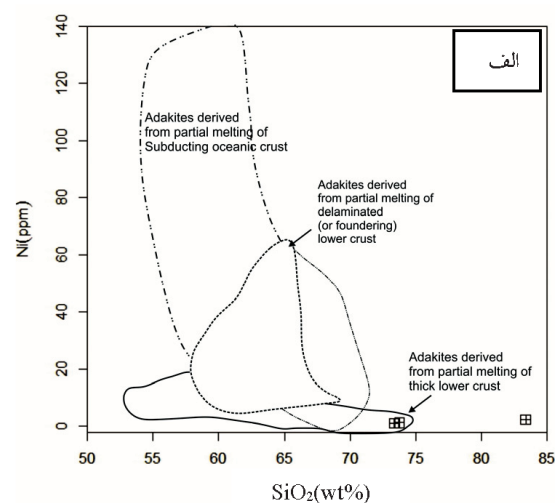
در ارتباط با مکانیسم تشکیل و پتروژنز تونالیت-ترنجمیت-گرانودیوریت‌ها (TTGs) دو نظریه کلی وجود دارد. ۱. ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانده شده در یک حاشیه همگرا با مقادیر بالای عدد منیزیم $\text{Mg}\#$ ، Cr و Ni (Martin, 1986, 1999؛ Drummond and Defand, 1990؛ Foley et al., 2002؛ Kamber et al., 2002؛ Smithies et al., 2003) به واسطه تبادل مابین مذاب مشتق شده از صفحه فرورانده با گوه گوشته‌ای در طول صعود (Rapp et al., 1999). ۲. ذوب بخشی پوسته مافیک ضخیم شده و یا بازالت‌های زیر صفحه‌ای با مقادیر پایین عدد منیزیم $\text{Mg}\#$ ، Cr و Ni (Atherton and Petford, 1993؛ Petford and Atherton, 1996؛ Condie, 2005؛ Smithies et al., 2009). براساس نظر (de Almida et al., 2011) می‌توان گرانیت‌های (TTG) را به سه گروه تقسیم نمود: گروه اول دارای نسبت‌های Sr/Y ، La/Yb و Nb/Ta بالا، از ماگمایی در شرایط فشار بالا ($>1/5$ GPa) با حضور آمفیبول و گارنت در ناحیه منشا، ایجاد شده‌اند. گروه دوم با نسبت‌های La/Yb ، Sr/Y و Nb/Ta متوسط، از ماگمایی در شرایط فشار متوسط ($1-1/5$ GPa) اما همچنان از منشایی در محدوده پایداری گارنت مشتق شده‌اند. گروه سوم با نسبت‌های La/Yb ، Sr/Y و Nb/Ta پایین، از ماگمایی در شرایط فشار پایین (تقریباً ۱ GPa) از یک منشا آمفیبولیتی با حضور

در برابر Yb (de Almeida et al., 2011) (شکل ۱۱-ب)، الگوهای عناصر نادر خاکی (REE) کمتر تفریق یافته و در مقابل مقادیر HREE بالا و آنومالی منفی Eu (شکل ۸-د)، نمونه‌های (TTG) مورد مطالعه در دسته سوم با مقادیر La/Yb پایین که از ذوب پوسته مافیک ضخیم شده یا بازالت‌های زیر صفحه‌ای در عمق و فشار پایین با حضور پلاژیوکلاز در ناحیه منشا ایجاد شده‌اند، قرار می‌گیرند. حوادث گرمایی برای مثال شکستن ورقه فرورونده (Breck off) و بالا آمدگی گوشته استنوسفری یا یک پلوم گوشته‌ای سبب ایجاد ماگمایی خواهد شد که گرمای لازم را برای ذوب پوسته آمفیبولیتی آرکن و ایجاد ماگمای ترنجمیتی فراهم نموده است.



پلاژیوکلاز در ناحیه منشا، مشتق شده‌اند. گروه اول و دوم گرانیت‌های (TTG) دارای الگوهای REE تفریق یافته، با مقادیر Sr و Eu بالا هستند که نشان‌دهنده ذوب در حضور آمفیبول و گارنت (HREE و Y بالا) است یا اینکه تکامل ماگما توسط تفریق گارنت و آمفیبول کنترل می‌شود. اما در مقابل دسته سوم گرانیت‌های (TTG)، دارای الگوهای REE کمتر تفریق یافته با مقادیر HREE و Y بالا و مقادیر Sr، Eu پایین هستند.

با توجه به مقادیر پایین عدد منیزیم $Mg \approx (11/6-2/9)$ ، Cr (۴۶-۲۰) و Ni (۴/۲-۱) (جدول ۱)، نمودارهای Ni در برابر SiO_2 (Wang et al., 2006) (شکل ۱۱-الف) و La/Yb



شکل ۱۱. الف) نمودار Ni در برابر SiO_2 (Wang et al., 2006) جهت تعیین منشا نمونه‌های تونالیت-ترنجمیت، ب) نمودار La/Yb در برابر Yb (de Almeida et al., 2011) جهت تقسیم‌بندی تونالیت-ترنجمیت-گرانودیوریت‌ها (TTG)

با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی، واحد مونزدیوریت (توده‌های خانقلی و ترک‌دره) از نوع I با ماهیت متآلومین و کالک‌آلکالن است که در محدوده کمان ماگمایی (VAG) واقع در حاشیه فعال قاره از ماگمایی گوشته‌ای که در طی صعود تحت تاثیر فرآیند آلیش پوسته‌ای قرار گرفته، ایجاد شده است. واحد گرانودیوریت (توده‌های پیچاقچی، شمال شرق خانقلی و حمزه قاسم)، از نوع I با ماهیت متآلومین تا پراآلومین و کالک‌آلکالن است که در محدوده کمان ماگمایی (VAG) در حاشیه فعال قاره به‌واسطه فرآیند اختلاط ماگمایی مذاب حاصل از ذوب پوسته پایینی با مذاب مشتق شده از گوشته است. تشکیل توده‌های

نتیجه‌گیری

کمپلکس سورات واقع در شمال غرب زون ساختاری سندج-سیرجان متشکل از واحدهای نفوذی با ترکیب هورنبلند گابرو، کوارتزیدیوریت، مونزدیوریت (با سن $74/20 \pm 59$ میلیون سال)، گرانودیوریت (با سن $74/20 \pm 59$ میلیون سال) و تونالیت-ترنجمیت (لوکوگرانیت هم تیپ دوران) است. تجزیه میکروپروب کانی‌های آمفیبول (در گرانودیوریت و مونزدیوریت)، پلاژیوکلاز و آکالی فلدسپار (در مونزدیوریت، گرانودیوریت و تونالیت) نشان می‌دهد که آمفیبول‌ها از نوع مگنزیوهورنبلند، پلاژیوکلازها از نوع آلبیت و اولیگوکلاز و آکالی فلدسپارها از نوع ارتوکلاز هستند.

hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549-559.

- Atherton, M. P. and Petford, N., 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362, 6416, 144-146.

- Bottinga, Y., Kudo A. and Weil, D., 1966. Some observation of oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase. *American Mineralogist*, 51, 292-806.

- Boynton, W. V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, 63-114.

- Chappell, B. J. and White, A. J. R., 1974. Two contrasting granite types. *Journal of Pacific Geology*, 8, 173-174.

- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S.Y. and Powell, W., 2007. Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos*, 99, 68-84.

- Condie, K. C., 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts?. *Lithos*, 80(1-4), 33-44.

- Deer W.A., Howie R.A. and Zussman J., 1991. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longman, London, 528.

- Drummond, M. S. and Defant, M. J., 1990. A model for Trondhjemite-Tonalite-Dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B13), 21503-21521.

- de Almeida, J. d. A. C., Agnola, R. D., de Oliveira, M. A., Macambira, M. J. B., Pimentel, M. M., Rämö, O. T., Guimarães, F. V. and da Silva Leite, A. A., 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implica-

مونزودیوریتی و گرانودیوریتی در ارتباط با فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتیتیس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی است. دسته تونالیت-ترنجمیت‌ها از نوع I با ماهیت کالک آلکالن و پرآلومین و حاصل ذوب پوسته آمفیبولیتی هستند که خود از ذوب پوسته مافیک ضخیم شده یا بازالت‌های زیر صفحه‌ای در اعماق و فشار پایین با حضور پلاژیوکلاز در ناحیه منشا تشکیل شده‌اند. در نتیجه فرورانش و بسته شدن شاخه‌ای از پروتوتیتیس در پرکامبرین گندوانا، بخش‌هایی از ایران مرکزی و البرز-آذربایجان به صفحه عربی پیوستند، بنابراین واحد تونالیت-ترنجمیت در یک حاشیه فعال قاره‌ای ناشی از همگرایی ایران مرکزی و البرز-آذربایجان با صفحه عربی در اواخر پرکامبرین تشکیل شده است.

منابع

- خلقی خسرقی، م. ح.، ۱۹۹۴. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شاهین‌دژ، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- خلقی، م. ح و وثوقی عابدینی، م.، ۱۳۸۲. منشا، پتروژنز و سن‌سنجی رادیومتری باتولیت پیچاقچی (شمال باختر ایران)، *مجله علوم زمین*، ۱۱، ۸۹-۷۸.

- مجرد، م، موذن، م و موید. م.، ۱۳۸۶. تعیین ژنز و نرخ ذوب بخشی گابروهای آلکالن منطقه شرق شاهین‌دژ، *پانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، دانشگاه فردوسی مشهد.

- Agemar, T., Worner, G. and Heumann, A., 1999. Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water? *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 136, 331-344.

- Altherr, R. and Siebel, W., 2002. I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 397-415.

- Anderson, J.L. and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-

- tions for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. *Precambrian Research*, 187, 201-221.
- Foley, S. F. and Wheller, G. E., 1990. Parallels in the origin of geochemical signatures of island arc volcanic and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites. *Chemical Geology*, 85, 1-18.
 - Fourcade, S., 1998. Les isotopes: effect isotopiques, base de radio-geochimie. In: Hagemann G. and Treuil M. (eds) *Introduction a la geochimie et ses applications*. Paris: CEA, 195-265.
 - Foley, S., Tiepolo, M. and Vannucci, R., 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417, 837-840.
 - Green, T. H., 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 120, 3-4, 347-359.
 - Hassanzadeh, J. and Wernicke, B., 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. *Tectonics*, 35, 3, 586-621.
 - Hasse, C. S., Chadam, J., Feinn D. and Otoleva, P., 1980. Oscillatory zoning in plagioclase feldspar. *Science*, 209, 272-274.
 - Huaimin, X., Shuwen, D. and Ping, J., 2006. Mineral chemistry, geochemistry and U-Pb SHRIMP zircon data of the Yangxin monzonitic intrusive in the foreland of the Dabie orogen Science in China: Series D. *Earth Sciences*, 49, 684-695.
 - Henderson, P., 1984. *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Oxford, New York.
 - Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
 - Jamshidi Badr, M., Collins, A.S. and Masoudi, F., 2013. The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Sour-sat Complex, Northwest Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22, 1-31.
 - Jiang, C. Y. and An, S. Y., 1984. On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 3, 1-9.
 - Joron, J. L. and Treuil, M., 1977. Utilisation des proprietes des elements fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et de heterogeneite du manteaux. *Bulletin de La Societe' Geologique France*, 20, 1197-1205.
 - Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144, 1, 38-56.
 - Leake, B. E., Woolly, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.h., Rock, N.M.S., Schmucher, J.C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Unungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G., 1997. *Nomenclature of Amphiboles*. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names. *European Journal of Mineralogy*, 9, 623-651.
 - Martin, H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14, 9, 753-756.

- Martin, H., 1999, Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46,3, 411-429.
- Middlemost, E.A.K., 1994, Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Sciences Reviews*, 37, 215-224.
- Míková, J. and Denková, P., 2007. Modified chromatographic separation scheme for Sr and Nd isotope analysis in geological silicate samples. *Journal of Geosciences*, 52, 221-226.
- More, D. E. and Liou, J. G., 1979. Chessboard-twinned albite from Franciscan metaconglomerate of the Diablo Range, California. *American Mineralogist*, 64, 77-101.
- Nelson S.T. and Montana A., 1992. Sievert texture plagioclase in volcanic rocks production by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77, 1242-1279.
- Nutman, A. P., Mohajjel, M., Bennett, V. C. and Fergusson, C. L., 2013, Gondwanan Eoarchean-Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U-Pb-Hf isotopic evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 51,3, 272-285.
- Petford, N. and Atherton, M., 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology*, 37,6, 1491-1521.
- Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D. and Applegate, G. S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160,4, 335-356.
- Shahabpour, J., 1994. Post-mineralization breccia dike from the Sar Cheshmeh porphyry copper porphyry system, Kerman, Iran. *Exploration and Mining Geology*, 3, 39-343.
- Shand, S. J., 1943. *Eruptive Rocks*, T. Murby, London, 488.
- Smithies, R. H., Champion, D. C. and Cassidy, K. F., 2003. Formation of Earth's early Archaean continental crust. *Precambrian Research*, 127,1-3, 89-101.
- Smithies, R. H., Champion, D. C. and Van Kranendonk, M. J., 2009. Formation of Paleoproterozoic continental crust through infracrustal melting of enriched basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 281,3-4, 298-306.
- Sylvester, P. J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45,1-4, 29-44.
- Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. and Irving, A. J., 1993. Petrology of the Chilliwack batholith, north Cascades, Washington: generation of calcalkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 333-351.
- Thompson A.B., 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottlandian Journal of Geology*, 18, 50-107.
- Verma, S. K., Pandarinath, K. and Verma, S. P., 2012. Statistical evaluation of tectonomagmatic discrimination diagrams for granitic rocks and proposal of new discriminant-function-based multi-dimensional diagrams for acid rocks. *International Geology Review*, 54,3, 325-347.
- Wang, Q., Xu, J. F., Jian, P., Bao, Z. W., Zhao, Z. H., Li, C. F., Xiong, X. L. and Ma, J. L., 2006. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology*, 47,1, 119-144.
- White, A.J. R. and Chappell, B. W., 1983. Granitoid type and their distribution in the Lachlan

Fold Belt. Southeastern Australia. Geological Society of American. Memorial, 159, 21-34.

- Withney, D. and Evance, W.D., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95, 185-187.

- Xie, Y.W. and Zhang, Y.Q., 1990. Peculiarities and genetic significance of hornblende from granite in the Hengduansan region. Acta Metallurgica Sinica, 10, 35-45.

تفاوت رژیم تنش برجا وابسته به موقعیت ساختاری و ویژگی‌های ژئومکانیکی، نمونه موردی در سازندهای گچساران و آسماری، جنوب باختری ایران

حسین طالبی^(۱)، احمد علوی^(۲)، محمدرضا قاسمی^(۳) و شهرام شرکتی^(۴)

۱. دانشجوی دکتری تکتونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
۲. استاد گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشات معدنی کشور
۴. دکتری مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۱/۰۷

چکیده

برآورد تانسور تنش برجا^۱ در حوضه‌های رسوبی با استفاده از اطلاعات به‌دست‌آمده در طی حفاری و نمودارگیری در چاه‌های اکتشافی و توسعه‌ای نفت و گاز امکان‌پذیر است. محاسبه بزرگا و اندازه‌گیری راستای تنش‌های برجا و رژیم تنش حاصل شده در محدوده چاه‌های مورد مطالعه در برنامه‌های بازیافت ثانویه از مخازن هیدروکربوری و همچنین تحلیل پایداری دیواره چاه‌ها کاربردهای متعددی خواهد داشت. افزایش تولید با طراحی شکافت هیدرولیکی، کاهش تولید ماسه در مخازن چندلایه‌ای همچون میدان بزرگ مارون با افق‌های ماسه‌ای سست و همچنین بهبود عملکرد حفاری در سازندهای غیرمخزنی همچون گچساران با ویژگی‌های رئولوژیک خاص، نیازمند شناخت و آگاهی از شرایط تنش حاکم می‌باشد. در این پژوهش تلاش گردیده است تا رژیم تنش برجا با استفاده از نتایج حاصل از مدل‌های مکانیکی زمین^۲ در چند حلقه چاه منتخب در میدان‌های هیدروکربوری مارون و لالی در سازند مخزنی آسماری و سازند غیرمخزنی گچساران تحلیل گردد. نتایج حاصله نشان‌دهنده افت قابل ملاحظه بزرگای تنش‌های افقی در گذر از سازند گچساران به سازند مخزنی آسماری به‌ویژه در میدان مارون می‌باشد. بزرگای تنش‌های اصلی محاسبه شده در سازندهای گچساران و آسماری میدان لالی، نشان‌دهنده رژیم تنش راستالغز ($Sh_{max} > S_v > Sh_{min}$) است، گرچه در سازند گچساران میدان مارون، رژیم تنش تخمین زده شده در محدوده معکوس تا راستالغز می‌باشد ولی رژیم تنش غالب در مخزن آسماری این میدان از نوع نرمال است. این وضعیت تنش برجا، بیان‌کننده آن است که شرایط ساختاری و همچنین اختلاف در عمق جایگیری این ساختارها نقش مهمی در تغییر رژیم زمین‌ساختی بازی می‌نماید

واژه‌های کلیدی: تنش برجا، میدان‌های لالی و مارون، رژیم‌های تنش راستالغز و نرمال، سازندهای آسماری و گچساران.

مقدمه

از شرایط تنش در پوسته گردیده است. این یافته‌ها نشان می‌دهد که شرایط تنش در پوسته بسیار پیچیده بوده که

اندازه‌گیری تنش‌های متعددی در دهه‌های گذشته در سطح جهانی صورت گرفته است و باعث افزایش آگاهی

1. In-situ stress

2. Mechanical earth model

* نویسنده مرتبط: H_Talebi@sbu.ac.ir

انجام شده است لذا تاکنون روابط تجربی متکی بر داده‌های آزمایشگاهی و میدانی که خاص پهنه‌های زمین ساختی ایران و از جمله زاگرس باشد، گزارش نشده است.

موقعیت جغرافیایی و شرایط ساختاری میدان‌های مورد مطالعه

میدان‌های هیدروکربوری مارون و لالی به ترتیب در جنوب و شمال باختری فروافتادگی دزفول شمالی واقع شده و در نوع خود از مهم‌ترین مخازن تولیدی نفت در جنوب باختر ایران محسوب می‌شوند. موقعیت این میدان‌های هیدروکربوری در پهنه فروافتادگی دزفول شمالی به‌عنوان بخشی از زاگرس چین‌خورده در (شکل ۱) نشان داده شده است. میدان مارون در فاصله ۶۰ کیلومتری خاور شهر اهواز و در مجاورت میداین کوپال، آغاچاری، رامین، شادگان و رامشیر واقع شده است. از مهم‌ترین میدان‌های هم‌جوار میدان لالی که در فاصله تقریبی ۱۲۰ کیلومتری شمال باختری اهواز واقع گردیده می‌توان به زیلویی، کارون، مسجدسلیمان و پایله اشاره نمود (شکل ۱).

این دو میدان از لحاظ موقعیت ساختاری و سیستم دگرشکلی تفاوت‌های عمده‌ای با یکدیگر دارند. طول ساختار مارون در سطح سازند آسماری ۶۷ کیلومتر و عرض آن حداکثر ۷ کیلومتر و ضخامت سازند آسماری در این میدان در حدود ۴۵۰ متر است. این میدان یک تاقدیس تقریباً نامتقارن است که دارای شیب متوسط ۴۵ تا ۶۰ درجه در یال جنوب باختری و ۲۵ تا ۴۵ درجه در یال شمال خاوری و دارای پیچشی در قسمت میانی ساختار است که طی آن روند میدان تقریباً ۲۰ درجه از جهت W45N در شمال باختر به سمت W65N در جنوب باختر تغییر یافته است. ساختار لالی به‌عنوان یک ساختار کاملاً نامتقارن و پیچیده با پرشیب شدن یال پیشانی و کشیدگی^۱، که مرتبط با گسلش راندگی بخش پیشانی و پس راندگی در یال شمال شرقی است، نسبت به ساختارهای مجاور خود یعنی زیلویی و کارون در ارتفاع بالاتری قرار گرفته و هندسه ساختار فراجسته^۲ را که در (شکل ۲) نشان داده شده است، به نمایش می‌گذارد

بخشی از آن ناشی از ناهمگنی‌های زمین‌شناسی (وجود گسل‌ها و پهنه‌های گسیختگی و همچنین تفاوت در ترکیب مواد) و بخش دیگر آن به دلیل وجود چندین فاز تغییر شکل در برخی نواحی است که با میدان‌های تنش متفاوتی همراه گردیده‌اند (Fossen, 2010).

آگاهی و درک میدان تنش محلی و ناحیه‌ای دارای کاربردهای عملی متعددی است که یکی از مهم‌ترین آنها در حفاری و افزایش میزان تولید و مدیریت بهینه میدان‌های هیدروکربوری است. در کنار آن شناخت و آگاهی از وضعیت پیشین و کنونی تنش اطلاعات مهمی در ارتباط با فرآیندهای تکتونیکی گذشته و حال حاضر فراهم می‌نماید.

بدون تردید درک شرایط تنش برجا و تغییرات آن در سازندهای مختلف زمین‌شناسی و قیاس آن با وضعیت تنش‌های قدیمی، در تحلیل حرکات ورقه‌های لیتوسفریک، فرونشست‌های پوسته‌ای و تغییرشکل‌های زمین ساختی نقش اساسی ایفا می‌نماید. راینکر و همکاران (Reinecker et al., 2006) با تجزیه و تحلیل نزدیک به ۱۶۰۰۰ داده ورودی از تنش، الگوهای اصلی تنش و پراکندگی رژیم‌های تنش در پوسته زمین را در نقشه جهانی تنش نشان داده‌اند. این داده‌ها بر پایه الگوهای تنش رده اول (تنش مربوط به جابجایی ورقه‌های زمین ساختی)، الگوهای تنش رده دوم (ایزوستازی ریشه قاره‌ها) و الگوهای تنش رده سوم (گسل‌ها) قابل تفسیر می‌باشند که توسط (Heidbach et al., 2007) انجام گردید. ارزیابی‌های انجام شده در حوضه‌های رسوبی گوناگون در سراسر دنیا نشان می‌دهد که بزرگی تنش در محیط‌های گسلش نرمال، امتدادلغز و معکوس، در تعادل با مقاومت اصطکاکی است (Zang et al., 2010).

بر اساس پژوهش‌های انجام شده که در مناطق مختلف دنیا، برای برآورد بزرگای تنش‌ها انجام شده است، روابطی تجربی ویژه‌ای برای همان نواحی استخراج گردیده است و قابل تعمیم به سایر نقاط نمی‌باشد که یکی از دلایل اصلی آن، تفاوت محیط‌های ساختاری است، آنچه که از آن به‌عنوان فراسنج‌های زمین ساختی یاد گردیده است (Blanton and Olson, 1999). در این زمینه مطالعات اندکی در ایران

1. Dragging

2. Pop up structure

روش مطالعه

برآورد بزرگای تنش‌های برجا

تعیین تانسور تنش نیازمند پیش‌زمینه‌ای از تنش قائم، کوچک‌ترین تنش افقی، فشار روزنی^۱، وزن گل، وجود یا عدم وجود شکستگی‌های القایی، فراسنج‌های حفاری و مقاومت سنگ دیواره چاه است (Yaghoubi and Zeinali, 2009). روشی که در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته است از روش‌های معتبر تعیین تنش در عمق‌های نسبتاً زیاد می‌باشد و کاربرد زیادی در حل مسائل ژئومکانیکی دارند که برای نمونه می‌توان به (Rasouli et al., 2010) اشاره نمود. استفاده از نمودارهای پتروفیزیکی درون چاهی و همچنین شواهد حفاری مبنای اصلی این پژوهش بوده و علاوه بر این جهت مقایسه و بهبود تخمین‌های صورت گرفته در برخی نقاط مورد نظر، روش چند ضلعی تنش^۲ از سایر روش‌های متداول در این‌گونه مطالعات برای مقایسه به کار گرفته شده است. فشار روزنی به‌عنوان یکی از فراسنج‌های بسیار مهم در روابط و معادلات تخمین تنش‌های برجا در روش پوروالاستیسیته شناخته می‌شود (Sayers, 2010).

بدین منظور در این تحقیق برای سازندهای گچساران و آسماری جهت برآورد قابل قبول از مقدار فشار روزنی، مجموعه‌ای از اطلاعات در دسترس مورد استفاده قرار گرفته است

فشار روزنی در لایه‌های با سنگ‌شناسی متفاوت در سازند گچساران که مجموعه‌ای از انیدریت، نمک، مارن‌های خاکستری و قرمز و به‌ندرت لایه‌های نازکی از کربنات می‌باشند، یکی از چالش‌های این مطالعه بوده است، زیرا آزمایش‌هایی همچون RFT^۳، MDT^۴ و یا FPT^۵ که برای کسب داده‌های فشار روزنی و اطلاعات ویژه از سیالات مخزنی به کار می‌روند به‌طور معمول فقط در بخش‌های مخزنی انجام می‌شوند. نبود این اطلاعات و همچنین عدم امکان آزمایش در سازندی همچون گچساران به دلایل

شعاع انحنای متفاوت در طول ساختمان و شیب بسیار متنوع در یال‌های این مخزن از ویژگی‌های این میدان می‌باشد. به‌طور کلی گوناگونی سبک ساختاری و شکل چین‌خوردگی از ویژگی‌های تاق‌دیس‌های واقع در پهنه‌های پیش بوم کوهزاده‌هایی مانند زاگرس است که مرتبط با تغییرات رخساره رسوبی و ویژگی‌های مکانیکی آنها می‌باشد که دو ساختار مورد بررسی در این پژوهش نیز از قاعده یادشده مستثنی نیستند.

برای نمونه می‌توان به وجود لایه‌های تبخیری (بخش کلهر) در میان بخش‌های کربناته مخزن آسماری میدان لالی و وجود لایه‌های متعدد شیل، مارن و ماسه در حدفاصل لایه‌های کربناته مخزن آسماری میدان مارون اشاره کرد. این موارد نمونه خوبی برای نمایش چینه‌شناسی مکانیکی متفاوت در مخزن آسماری میدان‌های نفتی زاگرس هستند.

بررسی و پردازش داده‌های مورد نیاز

جهت انجام این تحقیق وجود نمودارهای تصویرگر و همچنین نمودارهای صوتی دوقطبی پردازش شده با هدف مطالعات ژئومکانیکی اهمیت زیادی داشته است. به دلیل اینکه اخذ این نوع نمودارها در بخش‌های روباره و غیر مخزنی در میدان‌های نفتی ایران مرسوم نمی‌باشد، تعداد بسیار اندکی از چاه‌ها دارای این اطلاعات می‌باشند و تا حد امکان داده‌های موجود این میدان‌ها مورد استفاده قرار گرفته است. نتایج آنالیزهای آزمایشگاهی نمونه‌های مغزه برای تخمین فراسنج‌های استاتیک مکانیکی و مقاومتی و کالیبراسیون اطلاعات پتروفیزیکی استفاده شده است (طالبی و همکاران، ۱۳۹۲). داده‌های میدانی شامل آزمایش‌های نشت و نشت گسترده که از داده‌های بسیار نادر و با اهمیت می‌باشند در دو حلقه از چاه‌های میدان‌های لالی و مارون به‌منظور اندازه‌گیری تنش بر جای کمینه (σ_3) و انجام کالیبراسیون لازم مورد استفاده قرار گرفته است.

برای تخمین مقادیر تنش‌های برجا در توالی سازندهای گچساران و آسماری، از یک حلقه چاه میدان لالی و سه حلقه از چاه‌های میدان مارون که اطلاعات نسبتاً کامل‌تری داشته‌اند، استفاده شده است.

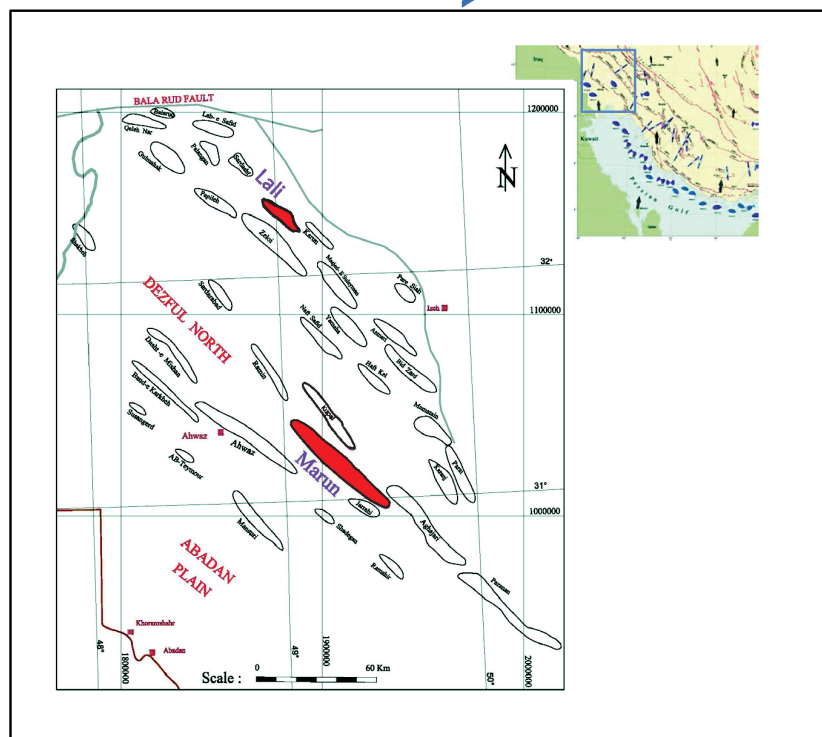
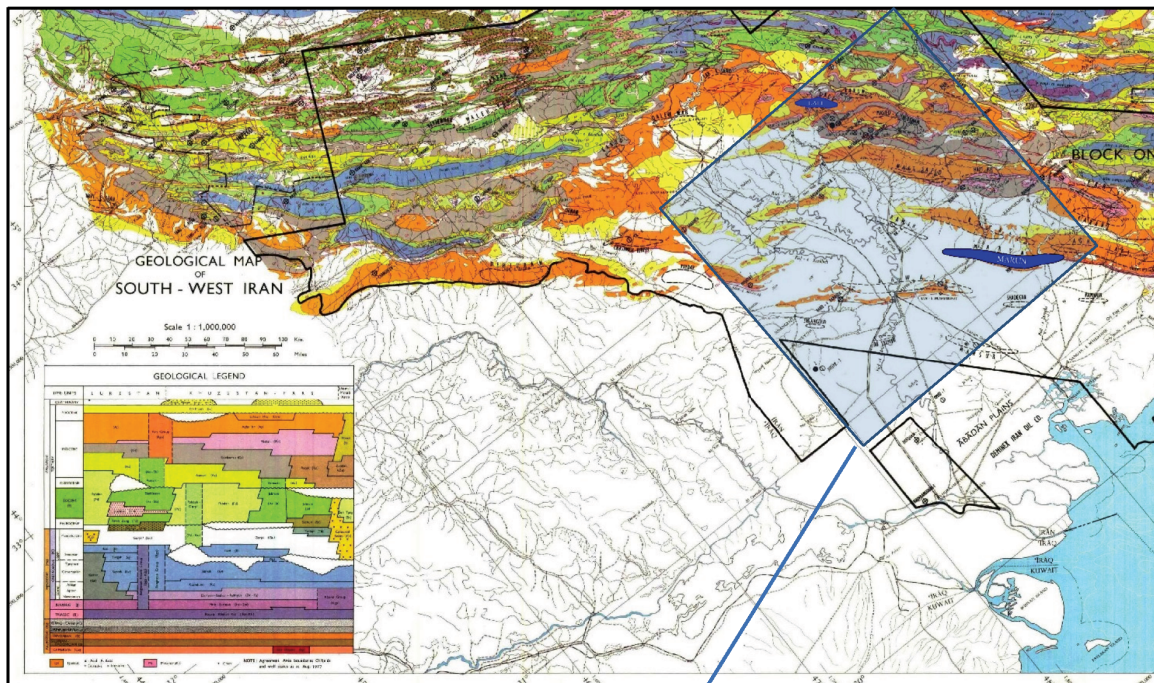
1. Pore pressure

2. Stress polygon

3. Repeat formation test

4. Modular Formation Dynamics Tester

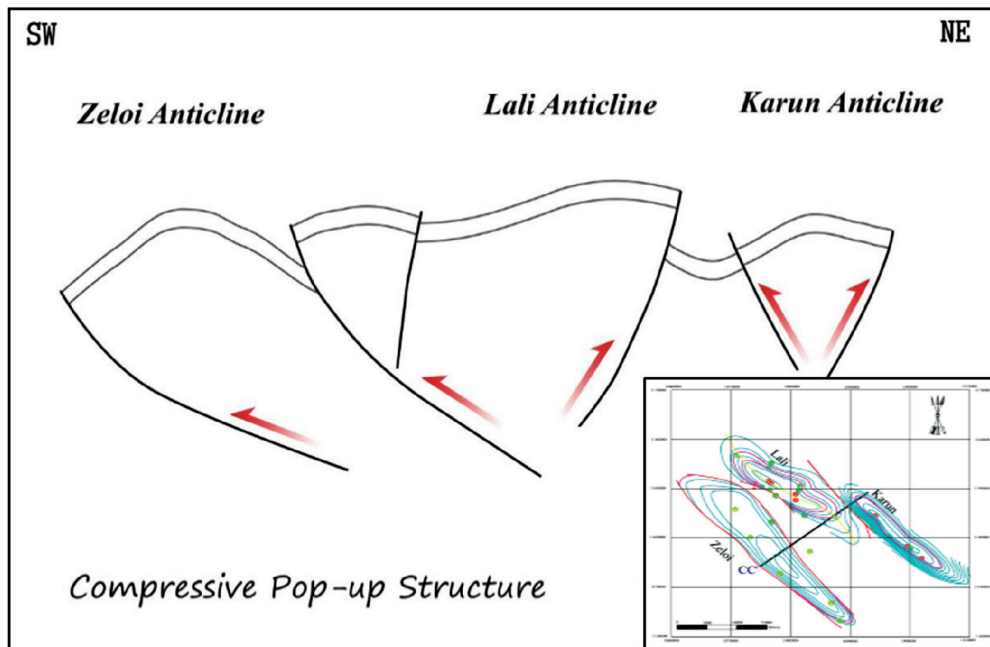
5. Formation Pressure Test



شکل ۱. موقعیت زیرسطحی تاق‌دیس‌های مارون و لالی در فروافتادگی دزفول شمالی، پهنه زاگرس چین‌خورده با توجه به زمین‌شناسی سطحی (شکل بالا) و موقعیت ساختارهای هیدروکربوری مجاور آنها (شکل پایین) نشان داده شده است

فنی^۱، شرایط بیش فشاری^۲ و مخاطرات حفاری، سبب شده شود.
 است تا فشار سازندی در گچساران با تقریب و به‌طور عمده بر
 مبنای فراسنج‌های حین حفاری و اطلاعاتی چون وزن گل
 نمک و انیدریت تقریباً صفر می‌باشد. عمده فشارهای سیال
 حفاری، میزان هرزروی و جریان سیال سازندی، محاسبه

1. Technical
2. Over pressure



شکل ۲. نمایش ساختار بالا جسته (Pop up) لالی در برش ساختاری ترسیم شده در حدفاصل میدان لالی و ساختارهای مجاور آن که چاه‌های لالی-۳، کارون-۲ و زیلویی-۴، ۵ و ۱۲ را در بردارد (طالبی و نریمانی، ۱۳۸۸)

استفاده شده است. در نهایت با این اطلاعات برآورد واقع گرایانه‌ای از مقدار تنش بیشینه افقی (sHmax) و تانسور کامل تنش انجام شده است.

آزمایش‌های مکانیک سنگ

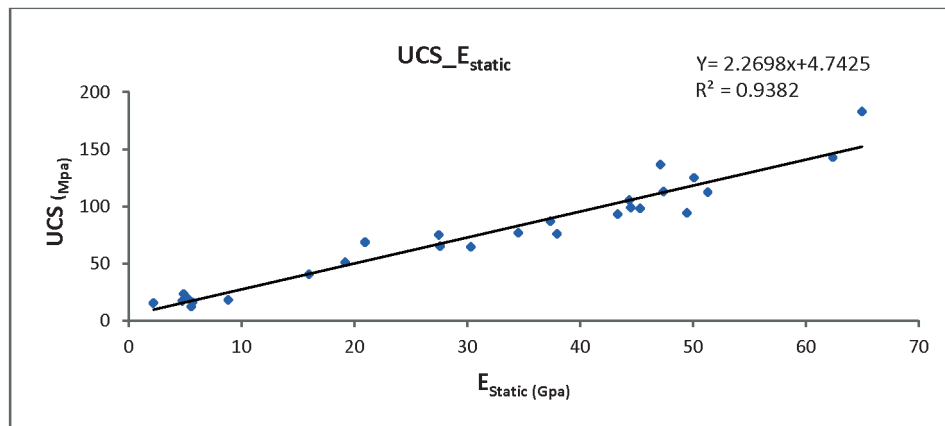
با انجام آزمایش‌های مقاومت فشاری سه محوری بر روی تعدادی نمونه سنگ، فراسنج‌های زاویه اصطکاک داخلی و چسبندگی مربوط به معیار شکست مور-کولمب تعیین گردید. با آزمایش کشش برزیلی مقادیر مقاومت کششی سنگ‌های مختلف به روش غیرمستقیم تعیین شد. تعداد محدود نتایج آزمایش‌های مکانیک سنگ، تنوع سنگ‌شناسی و شرایط واقعی زمین از جمله عواملی هستند که می‌توانند دقت نتایج حاصله را تحت تاثیر قرار دهند.

در این مطالعه بر اساس اطلاعات موجود، روابط تجربی برای تعیین فراسنج‌های مقاومتی استاتیک نمونه‌های مغزه اخذ شده از سازندهای آسماری و گچساران، استخراج گردید. مناسب‌ترین رابطه به دست آمده مربوط به تخمین مدول یانگ استاتیک از روی مقاومت فشاری تک‌محوری است (نمودار ۱).

نسبتاً بالا در این سازند مربوط به لایه‌های مارنی و میان لایه‌های بسیار نازک آهکی در بخش‌هایی از این سازند می‌باشد. بنابراین مدل‌های مکانیکی زمین در سازند گچساران با در نظر گرفتن این فرض ساخته شده‌اند. در مورد سازند آسماری با وجود اطلاعات نسبتاً مناسب، گردایان فشار روزنی در بخش‌های مختلف این سازند مورد استفاده قرار گرفته است.

در این پژوهش برآورد بزرگای تنش‌های برجا در دو بخش اصلی تنش‌های قائم و افقی انجام گردیده است. تعیین تنش قائم با خطای نسبتاً کمتری قابل دستیابی است که در بخش مربوطه، توضیحات آن ارائه گردیده است. تخمین تنش‌های افقی که در واقع نسبتی از تنش‌های قائم هستند، دارای پیچیدگی و عدم قطعیت می‌باشد. عموماً برای تعیین تنش‌های افقی (به جز در رژیم‌های گسلس معکوس) از آزمایش‌های نشت و نشت گسترده و همچنین ریزترک استفاده می‌شود. با توجه به اینکه این آزمایش‌ها تنها در چند نقطه محدود انجام می‌شود، تنها گویای میزان بزرگای تنش در همان نقطه خواهند بود، بنابراین برای برآورد و تحلیل بزرگای تنش در تمام توالی حفاری موردنظر از این داده‌ها برای کالیبراسیون بزرگای تنش‌ها در کنار سایر داده‌ها

1. Micro fracture



نمودار ۱. نمودار رابطه تجربی حاصل از نتایج آزمایش‌های مکانیک سنگ برای مقاومت تک‌محوری و مدول یانگ بر اساس داده‌های این مطالعه

برآورد تنش قائم

در نواحی با تغییرات جانبی اندک در چینه‌شناسی مکانیکی و چگالی، تنش ناشی از وزن روباره عمدتاً در راستای قائم اعمال می‌گردد. براین اساس بزرگای تنش قائم معادل با فشار لیتوستاتیک یا وزن لایه‌های روباره جهت برآورد تنش قائم، ملاک قرار گرفته و بر اساس رابطه زیر تعیین گردید:

$$S_v = \int_0^z \rho(z)gdz \approx \bar{\rho}gz$$

در اینجا $\rho(z)$ ، چگالی در عمق معین و g شتاب ثقل می‌باشد. وزن مخصوص سنگ‌ها در سازند آسماری با استفاده از نمودار دانسیته و در سنگ‌های روباره مخزن، با استفاده از چگالی میانگین خرده‌های حفاری تعیین گردیده است. با استفاده از این اطلاعات، گرادیان تنش قائم در فروافتادگی دزفول شمالی برابر با ۰/۲۵۵ مگاپاسکال/متر برآورد شده است (طالبی و همکاران، ۱۳۹۲) که در شکل‌های ۶، ۸ و ۹ قابل مشاهده می‌باشد.

تعیین راستای تنش افقی بیشینه

در این مطالعه یکی از معتبرترین داده‌های حاصل از تفسیر نمودارهای تصویری در چاه‌های نسبتاً عمیق تولیدی نفت برای تعیین راستای تنش‌های افقی که نشانگر وضعیت کنونی میدان تنش در توده سنگ می‌باشند، استفاده شده است. شکستگی‌های القایی کششی^۱ و ریزش‌های دیواره

ساخت مدل مکانیکی زمین در سازندهای گچساران و آسماری

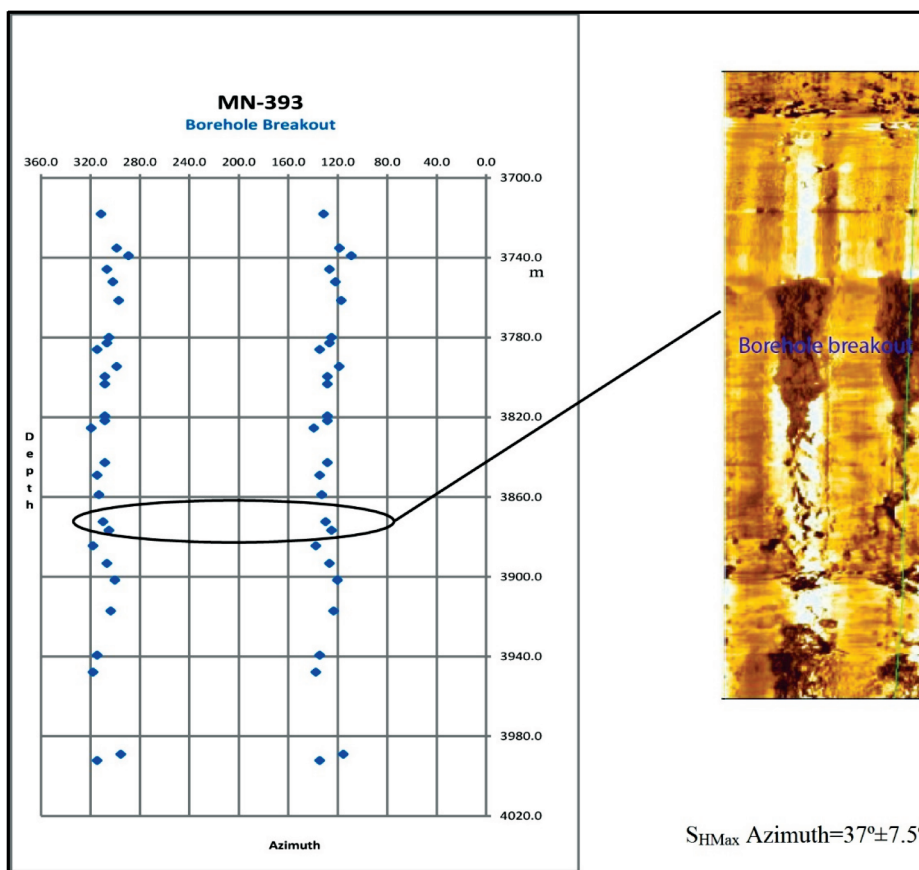
هدف اصلی این پژوهش، تحلیل و تمایز تنش در دو سازند با ویژگی‌های رئولوژیک و فشاری متفاوت، یعنی گچساران و آسماری در چاه‌های انتخاب شده از دو میدان لالی و مارون واقع در پهنه ساختاری فروافتادگی دزفول بوده و برای این منظور تخمین تنش‌ها با استفاده از ساخت مدل‌های مکانیکی زمین که در حال حاضر مورد استفاده بسیاری از شرکت‌های بالادستی نفت و گاز می‌باشد، انجام گردیده است. شرایط تنش درون زمین تأثیر بسیار عمیقی روی انتشار امواج صوتی لرزه‌ای و درون‌چاهی دارد و این مسئله منجر به اهمیت زیاد و کاربرد گسترده امواج کشسان جهت حل مسائل مربوط به ژئومکانیک گردیده است.

با استفاده از داده‌های مربوط به سرعت امواج برشی و فشاری، فراسنج‌های دینامیک الاستیک شامل مدول‌های یانگ، برشی و بالک و نسبت پواسون برای سازندهای گچساران و آسماری محاسبه شده‌اند (Rasouli et al., 2010). داده‌های حاصل از آزمایش‌های مکانیک سنگ روی مغزه‌ها برای تبدیل فراسنج‌های دینامیک به استاتیک استفاده شده‌اند که مبنای دقیق‌تری برای محاسبات تنش در توالی چاه می‌باشند. برای کالیبراسیون مقدار تنش حداقل (σ_3) دو آزمایش برجای نشت نیز استفاده شده است تا تخمین نزدیک به واقعیت حاصل گردد.

1. Induced tensile fractures

و همکاران، ۱۳۹۲) و غالباً در راستای شمال خاوری-جنوب باختری است (شکل ۳). تعیین راستای تنش در سازند گچساران به دلیل وجود تعداد بسیار اندکی از نشانگرهای مورد نظر در چند حلقه چاه، خیلی قابل اتکا نمی‌باشد. یکی از دلایل اصلی این مورد به ویژگی شکل‌پذیر بودن لایه‌های تبخیری و تغییر شکل شکننده به مراتب کمتر در این سازند مرتبط می‌باشد.

چاه از جمله نشانگرهای معتبر و قابل اعتماد جهت تعیین راستای تنش افقی بیشینه^۲ می‌باشند که ناشی از عملکرد شکستگی‌های کششی و برشی در دیواره چاه‌ها در اثر حفاری در یک توده سنگ واتنیده است (Hamison, 2007). در تفسیر راستای تنش، روش میانگین آماری در توالی عمقی لحاظ گردیده است. راستای تنش‌های افقی بیشینه در سازند آسماری با تشخیص تعداد قابل توجهی از نشانگرهای ذکر شده در چاه‌های مورد نظر تعیین گردیده (فارسی‌مدان



شکل ۳. نمایش ریزش‌های دیواره چاه (Borehole breakout) در توالی سازند آسماری چاه مارون-۳۹۳. با توجه به انحراف میانگین کمتر از ۱۰ درجه و فراوانی ریزش‌های دیواره چاه به عنوان شاخص راستای تنش از نظر معیار رده‌بندی کیفی تعیین راستای تنش (Tingay et al., 2008)، در رده بسیار معتبر (A) قرار می‌گیرد

چاه قائم و فرضیاتی همچون همگن بودن و حاکم بودن

شرایط الاستیک خطی امکان‌پذیر است.

آزمایش‌های نشست و نشست گسترده در پاشنه جداری

چاه‌ها، یکی از روش‌های پرکاربرد تعیین تنش افقی حداقل می‌باشد و در سه نقطه از توالی حفاری شده در چاه‌های

برآورد تنش‌های افقی

تخمین تنش حداقل (σ_3) با استفاده از آزمایش‌های

ژئومکانیکی برجا

اندازه‌گیری مستقیم بزرگی تنش‌های افقی با روش‌های

موجود امکان‌پذیر نمی‌باشد و تخمین آن با نتایج آزمایش‌های

ریز ترک و با استفاده از روابط شکست هیدرولیکی در یک

1. Borehole breakouts

2. SHmax

برگرفته از معادلات (Kirsch, 1898) و (Jaeger and Cook, 1979) می‌باشد که برای توصیف تغییرات تنش در مجاورت یک حفره کروی شکل در محیط الاستیک و با فرض کرنش صفحه‌ای مورد استفاده قرار می‌گیرد (معادله ۱). در این تحقیق از نتایج داده‌های مربوط به آزمایش‌های نشست که در واقع یک شکست هیدرولیکی کوچک مقیاس می‌باشد، استفاده شده است (Sayers, 2010).

$$\sigma_{\theta\theta}^{\min} = \tau_{sh} - \sigma_H - P_p \quad \text{رابطه (۱)}$$

$$\sigma_{\theta\theta}^{\max} = 3\sigma_H - \sigma_h - P_p \quad \text{رابطه (۲)}$$

در این روش با فرض قائم بودن چاه، داده‌های سرعت امواج صوتی اعم از فشارشی و کششی جهت محاسبه پیمایه کشسان و ضریب پواسون و در کنار چند فراسنج دیگر همچون فشار روزنی و کرنش‌های زمین‌ساختی، جهت محاسبه بزرگای تنش مورد استفاده قرار گرفته‌اند که مبنای آن تئوری پوروالاستیسیته است (روابط ۲ و ۴) و نهایتاً با آزمایش‌های میدانی تا حد امکان صحت‌سنجی شده‌اند.

$$\sigma_h = \frac{\nu}{1-\nu} \sigma_v - \frac{1-\nu}{1-\nu} \alpha P_p + \frac{E_{static}}{1-\nu^2} \varepsilon_x + \frac{\nu E_{static}}{1-\nu^2} \varepsilon_y \quad \text{رابطه (۳)}$$

$$\sigma_H = \frac{\nu}{1-\nu} \sigma_v - \frac{\nu}{1-\nu} \alpha P_p + \frac{E_{static}}{(1-\nu^2)} \varepsilon_y + \frac{\nu E_{static}}{(1-\nu^2)} \varepsilon_x \quad \text{رابطه (۴)}$$

روابط شماره ۳ و ۴ بر مبنای تئوری تغییر شکل الاستیک که توسط بایوت (Biot, 1941) ارائه گردید، بازنویسی شده‌اند. در روابط فوق، ε_x و ε_y به ترتیب میزان کرنش افقی در راستای طولی و عرضی، α ضریب بایوت^۶، ثابت پوروالاستیک یا ضریب تنش مؤثر و P_p فشار سیال درون چاه در هنگام گسیختگی سازند می‌باشند.

عمیق در این ناحیه مورد استفاده قرار گرفته است. در این آزمایش، فشار بسته شدن ترک به عنوان تنش بر جای حداقل (σ_3) قابل استفاده است که در این پژوهش از نتیجه این آزمایش برای کالیبراسیون مقادیر بزرگی تنش استفاده شده است. نمودارهای شاخص و تیپیک که حاصل از ترسیم مقادیر فشار-حجم گل و یا فشار-زمان هستند در منابع مختلف در دسترس می‌باشند (Lee et al., 2004). نقطه نشست^۱ در این گونه نمودارها، نقطه شروع شکست^۲ می‌باشد و به اختصار با (FIP) نمایش داده شده است و به عنوان تخمینی از تنش حداقل منطقه می‌باشد. البته جهت تخمین نسبتاً دقیق تنش حداقل، به‌ویژه در چرخه‌های دوم و یا سوم آزمایش، نقطه مربوط به فشار بسته شدن ترک^۳ یا (FCP) تخمین بسیار دقیق‌تری است. گاهی اوقات تفسیر این نمودارها به‌ویژه اگر بدون دیدگاه زمین‌شناسی انجام شده باشد، پر ابهام خواهد بود.

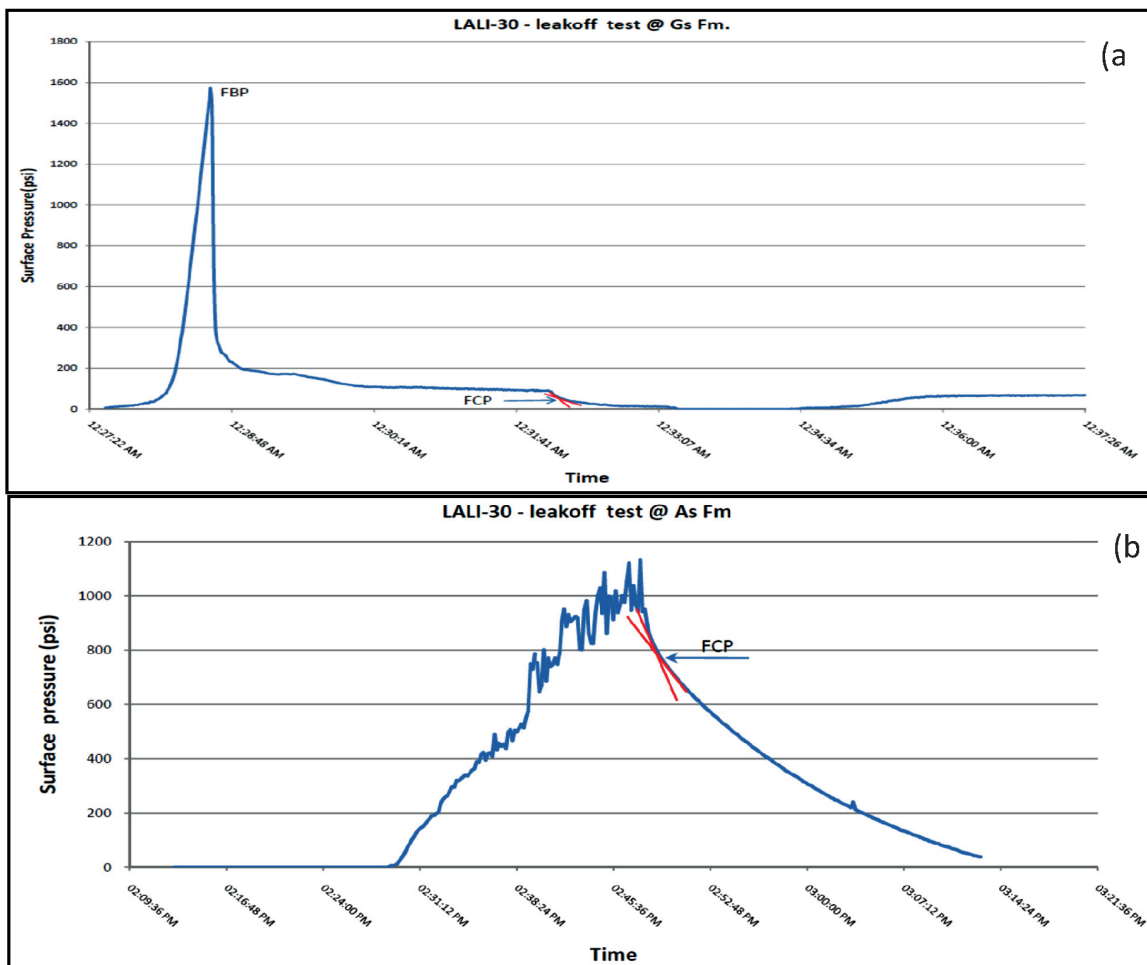
برای یکی از چاه‌های انتخاب شده در میدان لالی (لالی-۳۰) در دو نقطه واقع در سازند گچساران (عمق ۴۱۸ متر) و همچنین بخش فوقانی سازند آسماری (عمق ۱۶۰۴ متر) دو آزمایش موفق انجام شد و نمودار و نتایج آن در شکل ۴ و همچنین جدول ۱ نمایش داده شده‌اند. نتایج حاصل از این آزمایش‌ها در کالیبراسیون بزرگی تنش حداقل لحاظ گردیده است.

بحث

تخمین بزرگای تنش‌های افقی همواره یکی چالش بوده است و تاکنون در هیچ‌یک از مطالعات انجام شده تخمین کاملاً دقیق تانسور تنش در عمق‌های زیاد امکان‌پذیر نبوده است. این شرایط در سازندهای شکل‌پذیر که در بخش‌هایی نیز بسیار پرفشار هستند، دارای محدودیت‌های بیشتری است.

برآورد بزرگای تنش با استفاده از فشار گسیختگی یا شکست سازند^۴ در مراحل آغازین یک آزمایش شکست هیدرولیکی قابل انجام می‌باشد (Sayers, 2010) که در شکل ۵ و در یک چاه قائم نشان داده شده است. تنش‌های پیرامونی^۵ دیواره چاه به هر دو تنش اصلی افقی بیشینه (σ_H) و کمینه (σ_h) وابسته است. معادله شماره ۱

1. Leakoff pressure
2. Fracture initiation pressure
3. Fracture closure pressure
4. Breakdown pressure
5. Hoop stress
6. Biot's coefficient



شکل ۴. نمودار نتایج آزمایش‌های LOT که نقطه FCP معادل تنش حداقل به ترتیب مربوط به بخش فوقانی سازند گچساران در سنگ انیدریت (XLOT-1)، (a) و کربنات‌های بخش ابتدایی سازند آسماری (XLOT-2) (b) در چاه لالی-۳۰ می‌باشند

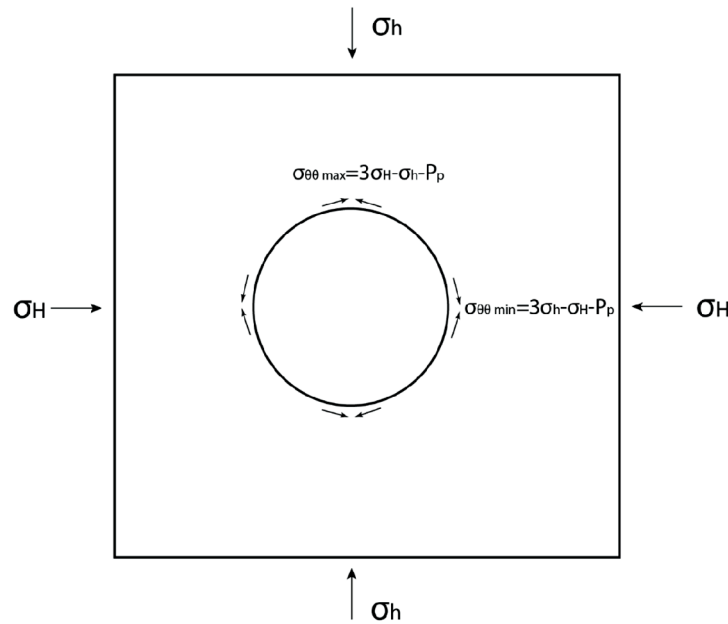
جدول ۱. نتایج مربوط به دو آزمایش نشت گسترده (XLOT) در محل چاه لالی-۳۰

چاه لالی-۳۰	عمق (متر)	وزن گل (پوند / فوت مکعب)	فشار روزنی (پوند / اینچ)	فشار شکست (پوند برای اینچ مربع)	فشار بسته شدن شکستگی (پوند برای اینچ مربع)	تنش روباره (پوند برای اینچ مربع)	سازند و سنگ شناسی
جداری (۱۳۳/۸) اینچ	۴۱۸	۸۵	۸۰۳.۷	۲۳۷۲.۷	۸۷۰	۱۴۵۰.۲	گچساران-۷ (انیدریت - مارن)
جداری (۹۵/۸) اینچ	۱۶۰۴	۷۸	۲۸۲۷.۴	۳۹۶۰.۴	۳۶۳۷	۵۸۸۲.۷	آسماری (سنگ آهک)

دیواره چاه، تنش القایی بیشینه در پیرامون چاه یا $(\sigma_{\theta\theta}^{\min})$ ، برابر با صفر قرار داده شده است (روابط ۱ و ۲).
با استفاده از این روش و با تغییر فراسنج‌های تکتونیکي $(\epsilon_x \text{ و } \epsilon_y)$ در مدل مکانیکی ساخته شده، وقوع شکستگی‌های برشی و یا کششی در دیواره چاه با نسبت تنش‌های افقی مطابقت داده شده و مناسب‌ترین شرایط در تمامی توالی مورد نظر لحاظ گردید و همان‌گونه که در بازه عمقی ۳۶۸۰ متر تا انتهای چاه مشاهده می‌شود (شکل ۷)، بین فشار

کالیبراسیون مدل‌های مکانیکی زمین و تخمین تنش‌ها

برای استنباط و تخمین تنش‌ها در دیواره چاه با فرض مقاومت کششی ناچیز سنگ در قیاس با مقادیر تنش برجا، رابطه شماره ۱ به‌گونه‌ای بازنویسی شده است که در هنگام وقوع شکست، تنش القایی حداقل در پیرامون چاه $(\sigma_{\theta\theta}^{\min})$ برابر با صفر باشد که این شرایط به هنگام شکل‌گیری و ایجاد شکستگی‌های القایی کششی در دیواره چاه محقق می‌گردد. به‌صورت همزمان در نقاط شکل‌گیری شکستگی برشی در



شکل ۵. در دیواره چاه‌ها، تنش‌های پیرامونی کمینه و بیشینه به ترتیب در راستای تنش‌های اصلی بیشینه (SH) و کمینه (sh) شکل می‌گیرند

مخزنی آسماری حفر گردیده است. موقعیت ساختاری^۴ و محل چاه حفاری شده در (شکل ۶) نشان داده شده است. تخمین بزرگای تنش‌های برجای آن، بیانگر رژیم تنش نرمال در توالی مورد نظر می‌باشد. مقادیر بزرگای هر سه تنش اصلی به عمق زیاد جایگیری این سازند و افزایش بزرگای تنش‌های افقی، متأثر از افزایش وزن روباره می‌باشد که مهم‌ترین نقش را در این زمینه ایفا می‌نماید. با توجه به تعداد قابل توجه ریزش‌های دیواره چاه، اندازه‌گیری راستای تنش و کالیبراسیون بزرگای تنش با دقت نسبتاً خوبی انجام گردیده است، چنانکه در عمق ۳۷۰۵ متری چرخش قابل ملاحظه راستای تنش افقی بیشینه (حدود ۷۰ درجه)، ناشی از عملکرد احتمالی گسل را می‌توان تشخیص داد.^۱ راستای تنش افقی بیشینه در بخش ابتدایی سازند آسماری این چاه در جهت عکس روند شناخته شده در این میدان می‌باشد. در چاه مارون-۴۵۸ که از لحاظ جایگاه ساختاری در موقعیت نسبتاً مشابه با مارون-۳۹۳ قرار گرفته است، به دلیل وجود نتایج آزمایش نشت گسترده در بخش ۱ سازند گچساران، تخمین نسبتاً دقیقی از بزرگا و نسبت

ایجاد شکستگی‌های برشی (جابجایی نمودار Bo-Pr به سمت راست) و شکل‌گیری بخش‌های ریزشی در دیواره چاه که شاخص گسیختگی‌های برشی هستند، تطابق خوبی برقرار شد (شکل‌های ۶ و ۷).

با استفاده از خروجی مدل‌های مکانیکی، تنش‌های برجای تخمین زده شده در این چاه‌ها به‌عنوان رژیم تنش تکتونیکی حاکم در این محدوده، مدنظر قرار گرفته است.

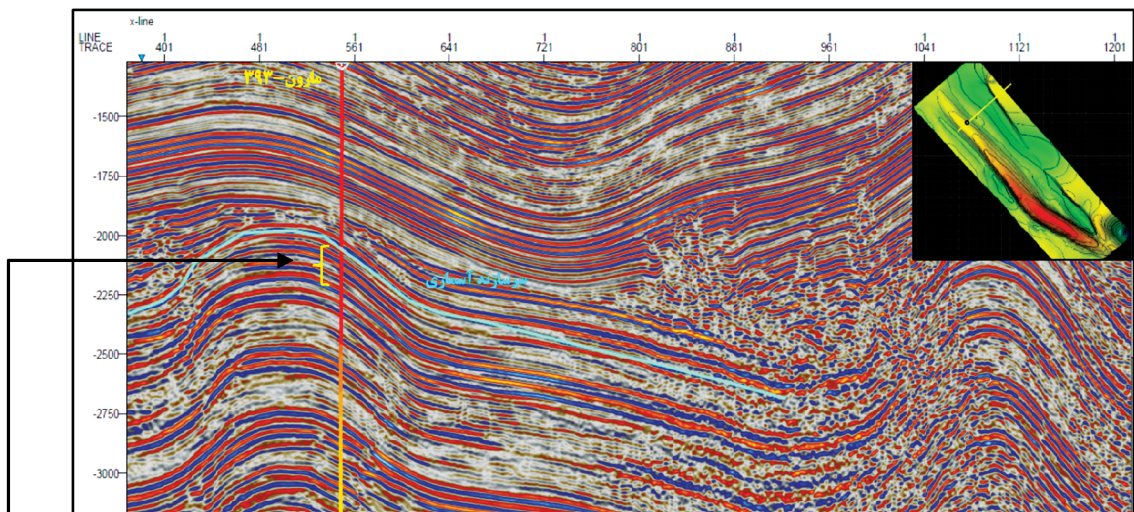
تحلیل شرایط تنش برجا نسبت به موقعیت ساختاری

پس از برآورد و تخمین نسبی بزرگای تنش‌های برجا، رژیم تنش حاصله با توجه به موقعیت جایگیری چاه‌های مورد نظر مطابقت داده شد. در میدان مارون دو حلقه چاه در یال شمالی و چاه سوم در یال جنوبی حفاری شده‌اند. خطوط لرزه‌ای در بردارنده این چاه‌ها و وضعیت ساختاری آنها بررسی گردیده‌اند.

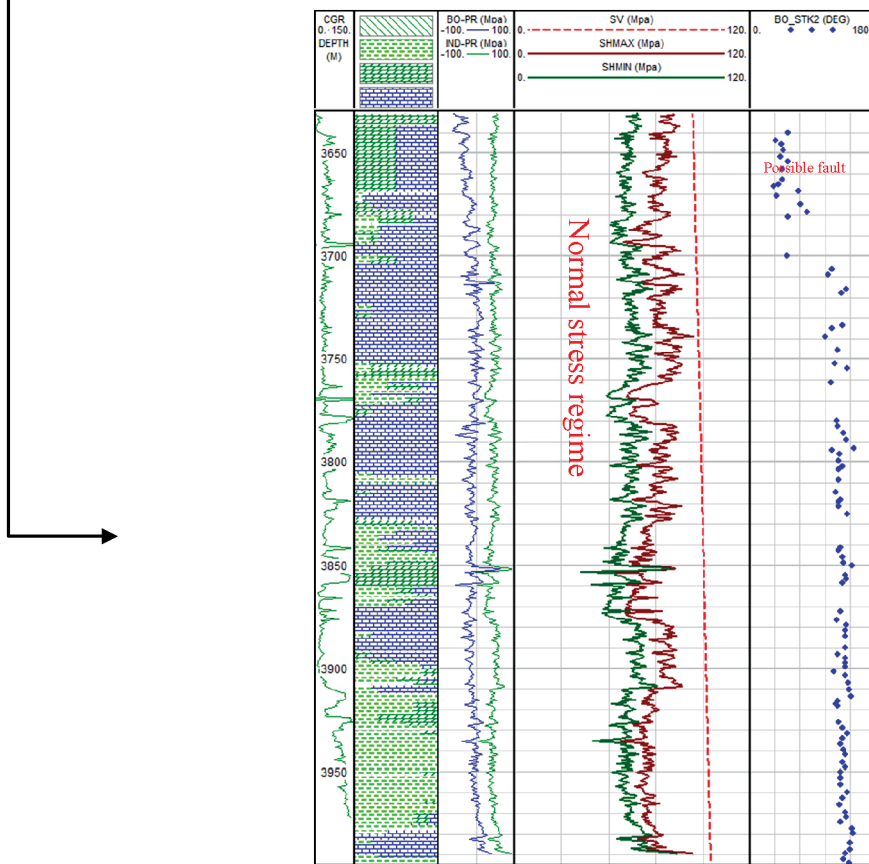
بر اساس تفسیر برش‌های لرزه‌ای، سازوکار چین‌خوردگی در میدان مارون از نوع چین‌های مرتبط با گسل^۱ بوده و به نظر بیانگر گذر از چین‌جدايشی ساده^۲ به چین‌جدايشی حمل شده^۳ است.

چاه مارون-۳۹۳ در یال شمالی و دماغه شمال باختری این میدان واقع گردیده است و بیش از ۳۶۰ متر از سازند

1. Fault related folds
2. Detachment fold
3. Transported detachment fold
4. Structural position

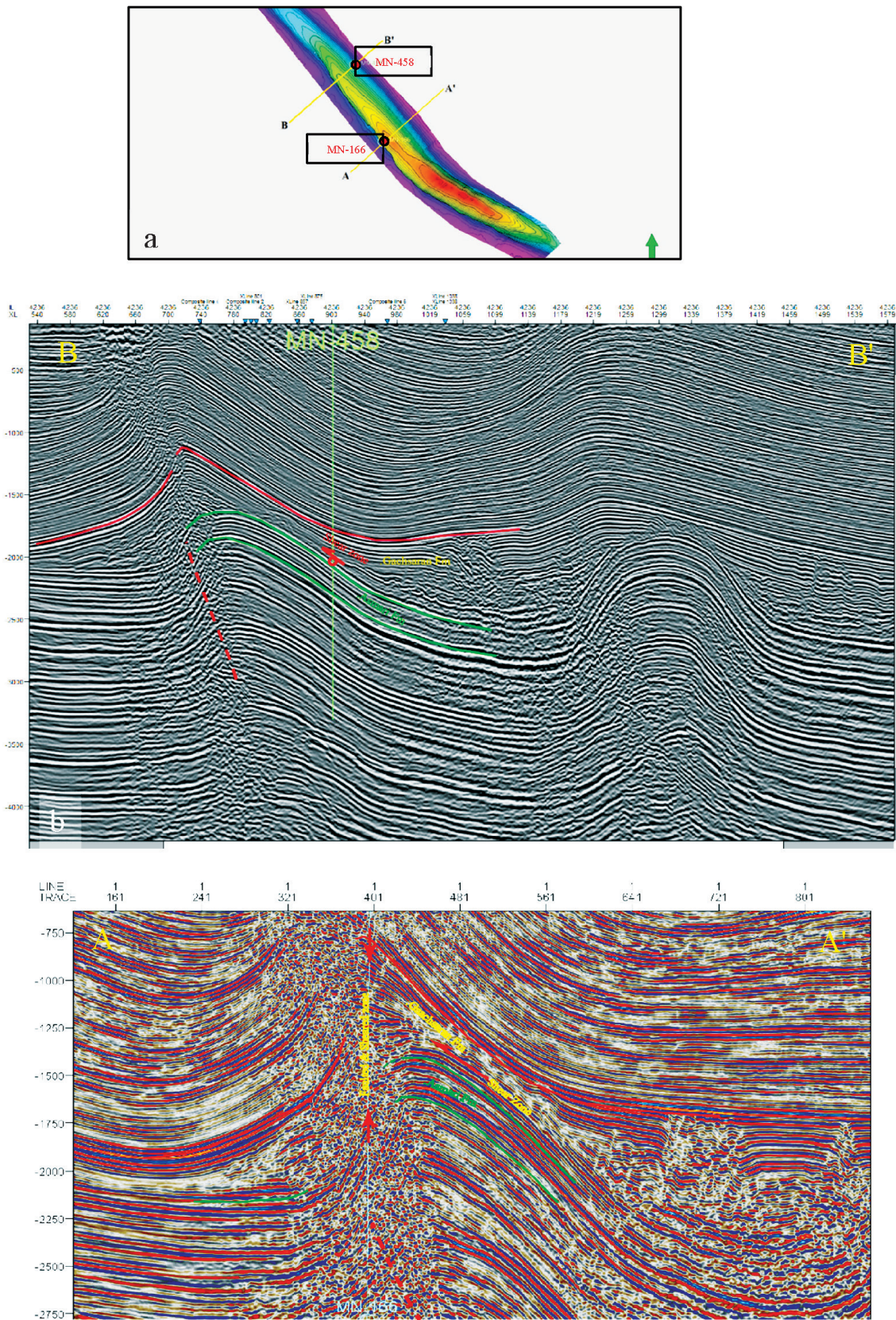


شکل ۶. موقعیت چاه مارون-۳۹۳ در یال شمالی ناقدیس در برش لرزه‌ای عمود بر ساختار (Inline). سرسازند آسماری با رنگ آبی متمایز شده و بازه عمقی که رژیم تنش برجا تعیین گردیده، نمایش داده شده است



شکل ۷. مدل MEM چاه مارون-۳۹۳ در توالی سازند آسماری و برآورد رژیم تنش نرمال در سازند آسماری. BO-Pr و IND-Pr به ترتیب فشار ایجاد شکستگی‌های برشی و فشار ایجاد گسیختگی‌های کششی در دیواره چاه می‌باشند

تفاوت رژیم تنش برجا وابسته به موقعیت ساختاری ...



شکل ۸. a و b) محل برش‌های عرضی در بردارنده چاه‌های ۱۶۶ و ۴۵۸ میدان مارون، a) برش لرزه‌ای و تفسیر ساختمانی از محل چاه مارون-۴۵۸ (B-B')، b) نقطه انجام آزمایش با دایره قرمز نشان داده شده است

گسیختگی برای شکست‌های برشی و کششی در دیواره چاه، مناسب‌ترین وضعیت با توجه وجود شواهد آزمایش نشت و شواهد حفاری لحاظ گردیده است.

باید به این نکته توجه داشت که به دلیل شرایط ساختاری، عمق سازندهای گچساران و آسماری در این میدان بسیار کمتر از میدان مارون است و به همین دلیل بزرگی مطلق تنش‌ها نیز نسبت به میدان مارون کمتر خواهد بود. وضعیت ساختمانی و تکتونیک حاکم بر این ناحیه، گواه سیستم برشی در لایه‌های شکل‌پذیر و عمدتاً تبخیری این بخش از سازند گچساران می‌باشد که تاثیر شگرفی بر شکل ساختاری بخش‌های شکننده و شکل‌پذیر تاقدیس مارون داشته است (شکل ۸، a و b). هندسه چین مرتبط با گسل در این برش عرضی از تاقدیس مارون کاملاً قابل مشاهده بوده و از ساختار کوپال واقع در سمت راست آن متمایز شده است.

علاوه بر این به نظر می‌رسد که ویژگی‌های مکانیکی سازند گچساران به‌ویژه در لایه‌های نمک واقع در عمق کمتر، تفاوت قابل توجهی از لحاظ ویژگی‌های خزشی و متحرک لایه‌های تبخیری با تاقدیس‌های عمیق‌تر فروافتادگی دزفول همچون مارون و کوپال دارد. در مدل یک بعدی ساخته شده، تمامی توالی‌های چینه‌ای هر دو سازند در محدوده رژیم تنش راست‌الغز بوده و تمایز در بزرگای تنش‌های افقی بین این دو سازند آن‌چنان که در میدان مارون وجود داشت، ملاحظه نمی‌گردد که به نظر می‌رسد یکی از دلایل احتمالی آن نبود بیش فشاری سازند گچساران در این محدوده است. مسئله بسیار مهمی که باید به آن توجه نمود آن است که در درون و مجاورت شکستگی‌های بزرگ و پهنه‌های دارای شکستگی، هم بزرگا و هم راستای تنش‌ها از نقطه‌ای به نقطه دیگر متفاوت خواهد بود. لذا پیش‌بینی و تخمین تنش در این نواحی، دارای عدم قطعیت زیادی است و تغییرات تنش بسیار بزرگ خواهد بود (Zang et al., 2010).

چندضلعی تنش مربوط به عمق ۱۶۰۴ متری در ابتدایی‌ترین بخش سازند آسماری در چاه لالی-۳۰، نمایش‌دهنده حد معیار گسیختگی موهر-کلمب برای تعادل اصطکاکی گسل‌های از

تنش‌های اصلی حاصل گردید که بیانگر رژیم تنش معکوس در این ناحیه است (جدول ۲).

جدول ۲. نتایج بزرگای تنش محاسبه شده مربوط به عمق ۳۷۴۵ متر در بخش ۱ سازند گچساران

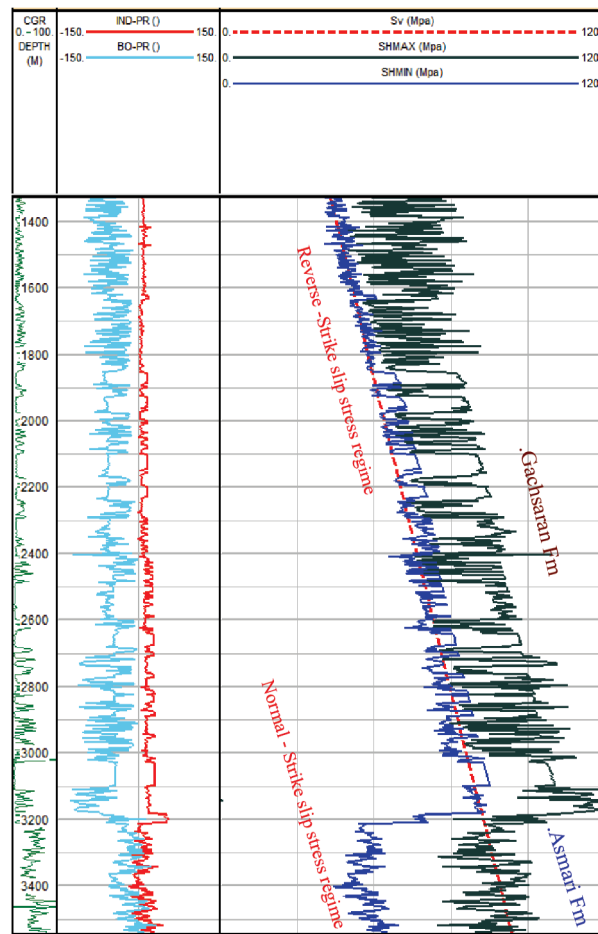
Sv (Mpa)	SHmax (Mpa)	Shmin (Mpa)
۱۰۵	۱۷۵	۱۱۵

سومین حلقه چاه مطالعه شده در میدان مارون (مارون-۱۶۶) در یال جنوبی و متمایل به بخش مرکزی میدان واقع گردیده است (مقطع A-A، شکل‌های ۷a و ۸). موقعیت ویژه این چاه، این امکان را می‌دهد تا با بررسی نسبت بزرگی تنش‌ها در دو سازند با خصوصیات سنگ‌شناسی و مکانیکی متفاوت، به تحلیل وضعیت تنش و پیوند آن با شرایط ساختاری موجود پرداخته شود. توالی گچساران این چاه در پیشانی جبهه تغییر شکل و در پهنه برشی قرار گرفته است و توالی سازند آسماری کاملاً تحت تاثیر خمش و فشردگی یال جنوبی است به گونه‌ای که تشخیص بازتابنده‌های مربوط به سطوح لایه‌بندی و همچنین گسل‌های احتمالی را مشکل نموده است.

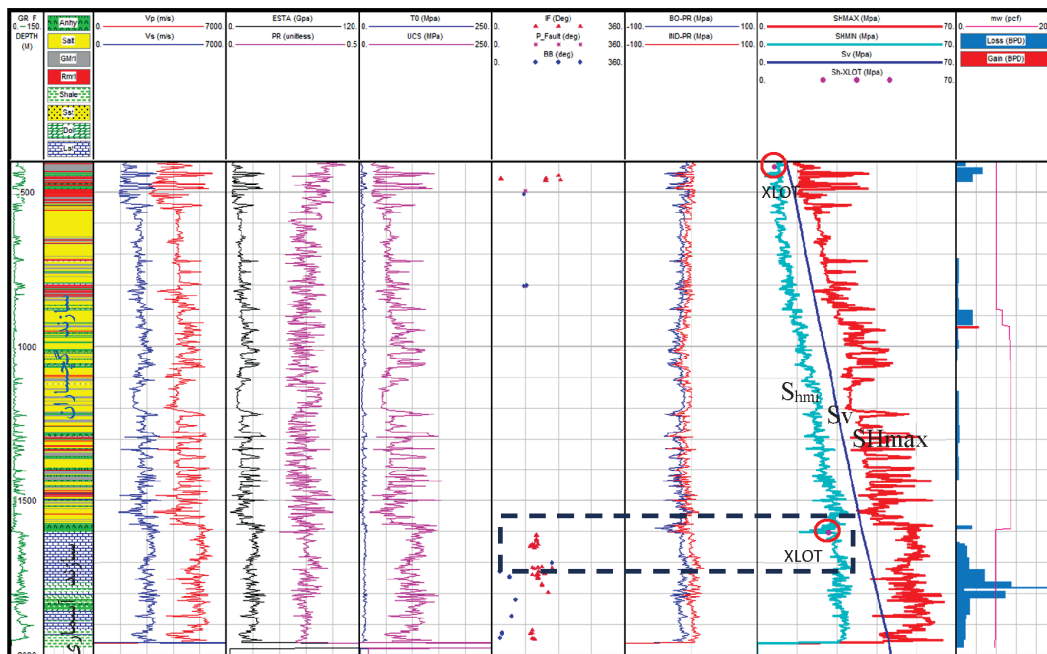
تخمین بزرگی تنش‌های برجا در سازند گچساران کاملاً مطابق با وضعیت ساختاری ناحیه مورد نظر بوده و بیانگر رژیم تنش غالباً معکوس و در بخش‌هایی متمایل به امتداد لغز می‌باشد. در بخش آسماری با کاهش قابل توجه بزرگی تنش‌های افقی نسبت به سازند گچساران علیرغم اینکه این محدوده تحت تاثیر خمش و شکستگی‌های احتمالی ناشی از چین‌خوردگی پیش‌رونده است، رژیم تنش در محدوده نرمال تا امتداد لغز تخمین زده شده است.

در مورد چاه لالی-۳۰ واقع در یال شمالی این تاقدیس شرایط تنش برجا به‌گونه‌ای کاملاً متفاوت از موقعیت‌های بررسی شده در میدان مارون مشاهده می‌شود (شکل ۱۰). وجود دو نقطه کنترلی مربوط به آزمایش‌های XLOT جهت افزایش دقت بزرگای تنش‌های تخمینی در سازندهای گچساران و بخش فوقانی سازند آسماری باعث افزایش اعتبار نتایج حاصله گردیده است. در محدوده‌ای که با چهارگوش خط‌چین مشخص گردیده است، با استفاده از معیارهای

تفاوت رژیم تنش برجا وابسته به موقعیت ساختاری ...



شکل ۹. موقعیت چاه مارون-۱۶۶ در یال جنوبی تاقدیس مارون (برش A-A' در شکل ۸) در برش لرزه‌ای عمود بر ساختار به همراه نتایج تخمین بزرگای تنش حاصل از مدل MEM در سازندهای گچساران و آسماری

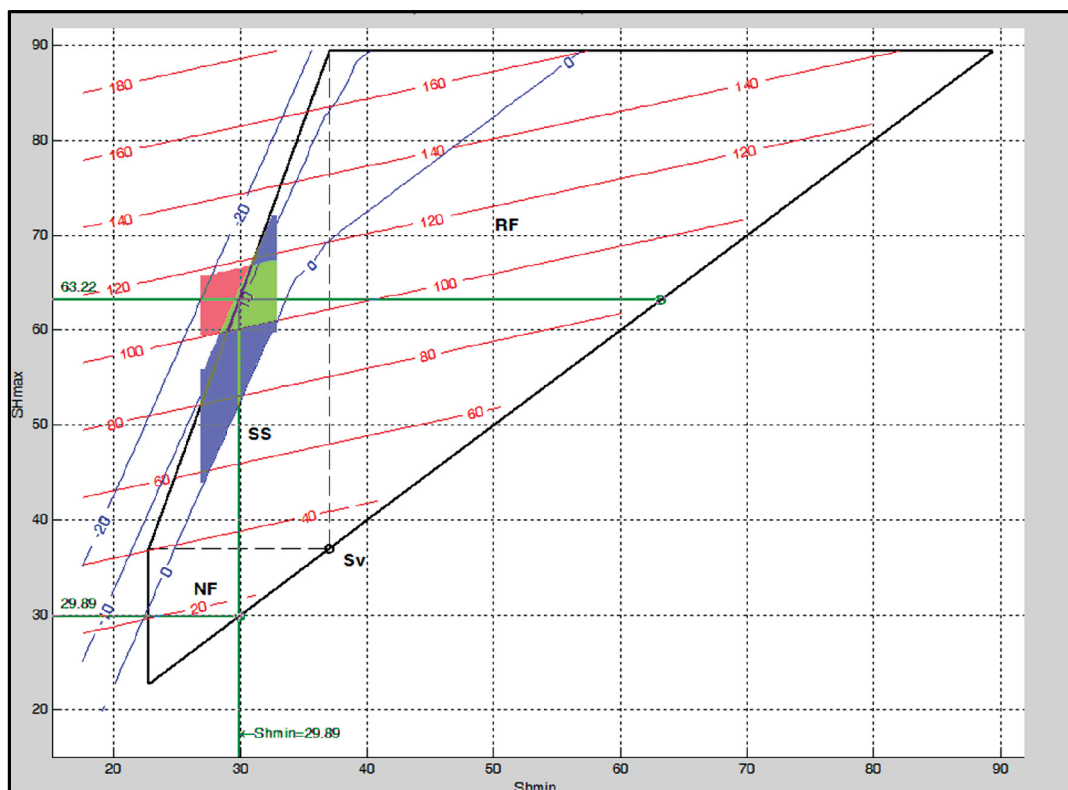


شکل ۱۰. مدل MEM چاه لالی-۳۰ درتوالی سازندهای گچساران و آسماری نشان‌دهنده رژیم تنش راستالغز در این چاه می‌باشد

دیواره چاه به عنوان تابعی از مقاومت فشاری (خطوط تراز قرمز) و کششی سنگ (خطوط تراز آبی)، ترسیم گردیده است. با در نظر گرفتن محدوده مقاومت کششی و فشاری سنگ، ناحیه همپوشان که با هاشور سبز به نمایش در آمده است، نشانگر حالت سازگار با هر دو پارامتر محدودکننده است که در این نقطه تنها با رژیم گسلش راستالغز همخوانی خواهد داشت (شکل ۱۱).

پیش موجود می باشد (شکل ۱۱). محدوده های چندضلعی تنش مستقل از پارامترهای مربوط به چاه، تنها به فشار روزنی، تنش قائم و مقاومت اصطکاکی وابسته هستند. از آنجایی که مقاومت پوسته اجازه اختلاف تنش تفریقی بیشتر از این، بین تنش های بیشینه و کمینه را نخواهد داد، بر اساس تئوری، وضعیت تنش در درون این چندضلعی قرار گرفته و به آن محدود می گردد (Zoback, 2010).

بزرگی تنش های افقی مطابق با وقوع گسیختگی در



شکل ۱۱. چندضلعی تنش مربوط به عمق ۱۶۰۴ متری در بالاترین بخش سازند آسماری. محدوده هاشور خورده به رنگ سبز، گویای رژیم تنش امتدادلغز در این نقطه می باشد

نتیجه گیری

با محیط ساختاری و جایگاه زمین شناسی شان می توانند کوچک تر و یا بزرگ تر از تنش قائم باشند. بر این اساس بزرگای نسبی تنش های اصلی به سبک گسلش فعال کنونی منطقه بستگی دارد.

- چاه های مورد بررسی در میدان مارون در توالی سازند گچساران غالباً نشان دهنده رژیم تنش معکوس هستند که ناشی از تکتونیک برشی حاکم در بخش متحرک

- مدل های مکانیکی زمین ساخته شده در دو سازند گچساران و آسماری، نشان دهنده آن است که نرخ بالای بزرگی تنش در قسمت های پرفشار سازند گچساران به ویژه در میدان مارون را می توان به فشار محبوس آب سازندی، عمدتاً در بخش های مارنی و همچنین ویژگی های رئولوژیک و مکانیکی لایه های تبخیری نسبت داد.

- بر اساس مدل اندرسون، تنش های افقی مرتبط

مخزنی آسماری میدان نفتی مارون (بر اساس نتایج تفسیر نمودارهای تصویرگر). سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین.

- Biot, M.A., 1941. General theory of three-dimensional consolidation. *Journal of Applied Physics*, 12, 155-164.

- Blanton, T. and Olson, J., 1999. Stress magnitudes from logs: effects of tectonic strains and temperature. *SPE Reservoir Evaluation and Engineering*, 2, 62-68.

- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, 457.

- Hamison, B., 2007. Micromechanisms of borehole instability leading to breakouts in rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 44, 157-173.

- Heidbach, O., Reinecker, J., Tingay, M., Müller, B., Sperner, B., Fuchs, K. and Wenzel, F., 2007. Plate boundary forces are not enough: Second- and third-order stress patterns highlighted in the World Stress Map database. *Tectonics*, 26, 3-7.

- Jaeger, C., 1979. *Rock Mechanics and Engineering*. Cambridge University Press, 463.

- Lee, D., Bratton, T. and Birchwood, R., 2004. Leak-Off Test interpretation and modeling with application to geomechanics. *Gulf Rocks 2004, the 6th North America Rock Mechanics Symposium (NARMS)*. American Rock Mechanics Association, 04-547.

- Rasouli, V., Pallikathekathil, Z. and Elike, M., 2010. Optimum well trajectory design in a planned well in Blacktip field, Australia: a case study. *APPEA. J.*, (The Australian Petroleum Production and Exploration Association), 50, 535-548.

- Reinecker, J., Tingay, M. and Muller, B.,

لایه‌های تبخیری این سازند می‌باشد. رژیم تنش غالب در سازند آسماری مارون و در بخش‌هایی که متأثر از پدیده‌های ساختمانی نیست، از نوع نرمال و در بخش‌های دچار خمش و احتمالاً گسلیده یال جنوبی، گویای رژیم نرمال-راستالغز است و به نظر نقش تنش روباره در سازند آسماری این میدان در قیاس با تنش‌های افقی، قابل توجه می‌باشد. - در میدان لالی بر اساس نمونه موردی مطالعه شده، رژیم تنش برجا در هر دو سازند گچساران و آسماری از نوع راستالغز بوده و تمایز تنش قابل توجهی در بزرگای تنش‌های افقی این دو سازند ملاحظه نمی‌شود.

- تحلیل شرایط تکتونیکی حاکم بر محل چاه‌های مورد مطالعه، هر یک گویای شرایط ویژه‌ای است که متأثر از پدیده‌های مختلف است. بنابراین تعمیم حالت تنش به کل میدان می‌تواند دارای عدم قطعیت زیادی باشد. در سازند گچساران میدان مارون به دلیل ویژگی‌های سنگ‌شناسی و همچنین شرایط فشار روزنی، تنش‌های برجای افقی در قیاس با سازند آسماری بزرگ‌تر می‌باشند. این مورد در محدوده چاه مطالعه شده در میدان لالی به دلیل عمق نسبتاً کم سازند گچساران، صدق نمی‌نماید.

- در مخزن آسماری میدان‌های مارون و لالی به دلیل تفاوت سبک دگرشکلی و همچنین وجود پهنه‌های شکستگی متأثر از چین‌خوردگی و گسل‌های متعدد، راستا و بزرگای تنش‌ها از نقطه‌ای به نقطه دیگر متفاوت بوده و تحلیل جامع از شرایط تنش کل میدان نیازمند مدل‌سازی سه بعدی تنش می‌باشد.

منابع

- طالبی، ح. و نریمانی، ح.، ۱۳۸۸. ارتباط ساختاری تاقدیس‌های زیلویی، لالی و کارون. گزارش فنی شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب.

- طالبی، ح.، علوی، ا.، قاسمی، م.ر.، پرهیزگار، م.ر. و بقاء دشتکی، ب.، ۱۳۹۲. راستا و بزرگای تنش برجا در سازند آسماری حوضه زاگرس-فروافتادگی دزفول شمالی. اولین همایش ملی زمین‌ساخت ایران.

- فارسی‌مدان، م.، مهدور، م. و محمدیان، ر.، ۱۳۹۲. بررسی عملکرد و تعیین جهت تنش برجا در سازند

2006. The use of the WSM database for rock engineers. International Symposium on In-Situ Rock Stress, Trondheim, Norway, 19-21.
- Sayers, C.M., 2010. Geophysics under stress: Geomechanical applications of seismic and borehole acoustic waves. Society of Exploration Geophysicists, 13.
 - Tingay, M., Reinecker, J. and Müller, B., 2008. Borehole breakout and drilling-induced fracture analysis from image logs. World Stress Map Project, 1-8.
 - Yaghoubi, A.A. and Zeinali, M., 2009. Determination of magnitude and orientation of the in-situ stress from borehole breakout and effect of pore pressure on borehole stability-Case study in Cheshmeh Khush oil field of Iran. Journal of Petroleum Science and Engineering, 67, 116-126.
 - Zang, A., Stephansson, O. and Stephansson, O., 2010. Stress Field of the Earth's Crust. Springer. 324 .
 - Zoback, M.D., 2010. Reservoir Geomechanics. Cambridge University Press. 461.

پهنه‌بندی تکتونیک فعال در گستره ساوه و پیرامون، جنوب غرب تهران

مهسا عبداللهی^۱ و حسین حاجی علی بیگی^{۲*}

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید

بهشتی، تهران، ایران

۲. استادیار دانشکده علوم زمین، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی،

تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۲/۳۰

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۷/۰۷

چکیده

شاخص‌های زمین‌ریخت ساختی برای بررسی تاثیر فعالیت زمین‌ساخت فعال و تشخیص ناهنجاری‌های مرتبط با آن به‌ویژه در مناطقی که کار مطالعاتی کمی بر روی این نوع فعالیت‌ها در آن صورت گرفته، می‌تواند ابزار مفیدی باشد. منطقه مورد مطالعه، واقع در گستره ساوه، بخشی از زون ساختاری-رسوبی ایران مرکزی است. با مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی و به‌کارگیری داده‌های رقمی ارتفاعی، وضعیت فعالیت نسبی زمین‌ساختی این گستره، با استفاده از برخی از شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی از جمله (Hi)، (Re)، (Bs)، (AF)، (Vf)، (Vc)، (V)، (SL)، (Smf) و (Iat)، در هشت پیشانی و نه حوضه (شورپایینی، لار، بیدلو، امیرآباد، شوربالایی، اشتها، بوئین‌زهر، عرب و خررود) با هم مقایسه شده است. شاخص انتگرال هیپسومتری، بلوغ نسبی تمام حوضه‌ها و فعالیت زمین‌ساختی بیشتر حوضه عرب نسبت به سایر حوضه‌ها را نشان می‌دهد. شاخص نسبت کشیدگی بیشترین کشیدگی برای حوضه‌های لار، شوربالایی و خررود و کمترین کشیدگی برای حوضه شور پایینی می‌باشد. شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها بیشترین برافرازش را برای حوضه بیدلو نشان می‌دهد که برافرازش در سمت راست حوضه و ارتفاعات بین این حوضه و حوضه امیرآباد می‌باشد. شاخص‌های نسبت پهنای دره به عمق، شکل دره و نسبت عرض دره به ارتفاع دره، همگی بیانگر بیشترین فعالیت زمین‌ساختی در دره‌های واقع در مرز بین حوضه‌های شوربالایی و امیرآباد، قسمت جنوبی حوضه لار و مرز بین بیدلو می‌باشند. شاخص شیب آبراهه، حوضه‌های خررود، بوئین‌زهر و عرب را فعال‌ترین حوضه‌ها نشان می‌دهد. همچنین شاخص سینوسیته پیشانی کوهستان، فعالیت زمین‌ساختی بالا را برای تمام حوضه‌ها بیان می‌کند. بر اساس نقشه پهنه‌بندی زمین‌ساخت فعال نیز می‌توان گفت، ارتفاعات موجود در مرز بین سه حوضه اشتها، شور بالایی و امیرآباد، حوضه لار و قسمت‌هایی از ارتفاعات موجود در بین حوضه‌های بیدلو و امیرآباد، دارای بیشترین فعالیت زمین‌ساختی بوده و در کلاس زمین‌ساختی ۱ و بسیار فعال قرار گرفته‌اند که متأثر از عملکرد گسل‌های جارو، گمرکان، ایپک، تکیداق، علیشار می‌باشد. همچنین سایر قسمت‌ها در امتداد پیشانی کوهستان نیز در کلاس زمین‌ساختی ۲ و فعال می‌باشند و مناطق پست‌تر حوضه‌هایی مانند خررود و بوئین‌زهر و عرب در کلاس زمین‌ساختی ۳، نسبتاً فعال و بخش‌هایی از حوضه‌های شور بالایی و شور پایینی در کلاس زمین‌ساختی ۴ و فعالیت کم قرار گرفته‌اند. سه شاخص SL، Smf و Vf حساس‌ترین شاخص‌ها نسبت به حرکات گسل‌ها می‌باشند. بالاترین نرخ شاخص SL برای حوضه‌های خررود، بوئین‌زهر و عرب است که منطبق با موقعیت گسل جنب و لرزه‌زای ایپک می‌باشد. همچنین فعال‌ترین حوضه از نظر شاخص Smf، حوضه امیرآباد است که در امتداد گسل تکیداق می‌باشد. کمترین مقادیر شاخص Vf در مرز بین حوضه‌های شور بالایی و امیرآباد می‌باشد که در اطراف گسل‌های گمرکان و جارو می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی، فعالیت زمین‌ساخت نسبی، زمین‌ساخت فعال، گستره ساوه.

مقدمه

زمین‌ساختی حوضه‌های شورپایینی، لار، بیدلو، امیرآباد، شوربالایی، اشتهارد، بوئین‌زهرا، عرب و خررود با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیکی و بررسی عملکرد گسل‌های گستره مورد مطالعه با توجه به علائم و شواهد ژئومورفولوژیکی سطح زمین می‌باشد. از جمله خطرناک‌ترین و لرزه‌زا ترین این گسل‌ها می‌توان به گسل ایپک و گسل اشتهارد اشاره کرد. زمین‌لرزه‌های ۱۰ دسامبر ۱۱۱۹ میلادی قزوین با بزرگای $M_s = 6.5$ و زمین‌لرزه ۱ سپتامبر ۱۹۶۲ میلادی بوئین‌زهرا با بزرگای $M_s = 7.2$ به سبب عملکرد گسل ایپک بوده است (Ambraseys and Melville, 1982). زمین‌لرزه ۱ سپتامبر ۱۹۶۲ میلادی (دهم شهریور ۱۳۴۱) بوئین‌زهرا، پهنه وسیعی در ناحیه دشت قزوین و باختر تهران را به شدت لرزاند، این زمین‌لرزه در برآوردهای رسمی با 12225 کشته، 2776 مجروح و تخریب 21000 خانه همراه بوده است. ناحیه رومرکزی در جنوب شهر بوئین‌زهرا و از شمال آوج در باختر تا شمال ساوه (دو‌زوج) و باختر تهران گسترده شده بود. همچنین زمین‌لرزه ۲۰ اکتبر ۱۸۷۶ میلادی با بزرگای $5/7$ به سبب عملکرد گسل اشتهارد بوده است که روستای کله‌دره که به هنگام این زمین‌لرزه ویران شد 35 نفر زن و مرد جان باختند و احشام روستاییان و خانه و درایی‌های آنها زیر خاک مانده و مدفون شد. با توجه به وجود گسل‌های ذکر شده و زمین‌لرزه‌های مهمی که بر روی آن به ثبت رسیده است و چندین گسل فرعی دیگر در گستره مورد مطالعه و وجود شهرهای در حال توسعه مانند بوئین‌زهرا و نزدیکی این منطقه به شهر بزرگ تهران که حاوی چندین میلیون جمعیت است، ارزیابی‌های ریخت‌زمین‌ساختی و نو زمین‌ساختی آن را دارای اهمیت می‌کند.

گستره مورد مطالعه واقع در چهارگوش $1:250000$ ساوه و بین عرض‌های جغرافیایی $30^{\circ} 53' 35''$ و $30^{\circ} 17' 30''$ و طول‌های $50^{\circ} 58' 00''$ و $49^{\circ} 36' 00''$ قرار گرفته است (شکل ۱). از دیدگاه تقسیمات کشوری، این گستره در استان‌های مرکزی، تهران، قزوین و قم واقع شده است. بخش‌های باختری شهر کرج و بوئین‌زهرا و ساوه، مهم‌ترین شهرهای این گستره به شمار می‌روند. بخش‌هایی از آزادراه‌ها و

زمین‌ساخت فعال و زمین‌ساخت ژئومورفولوژی به مطالعه فرآیندهای پویا و مؤثر در شکل‌دهی زمین و چشم‌اندازهای موجود در آن می‌پردازد، یکی از ابزارهای اساسی مؤثر در تشخیص عوارض زمین‌ساخت فعال و همچنین درک و فهم تاریخچه چشم‌اندازهای کنونی سطح زمین بوده است (Keller and Pinter, 2002). مطالعات ریخت‌زمین‌ساخت، که مشتمل بر مطالعات ژئودینامیکی و ژئومورفولوژی چشم‌اندازها است، در نهایت یک الگوی کلیدی برای تکامل آنها ارائه می‌کند که برای اولین بار توسط (Hack, 1960) معرفی شده است. این مطالعات یا به روش مطالعه چشم‌اندازهای ایجادشده توسط فرایندهای ریخت‌زمین‌ساختی و یا به روش بررسی مسائل زمین‌ساختی توسط اصول ژئومورفولوژیکی، انجام می‌شود. بخشی از این مطالعات توسط شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی که در ارزیابی فعالیت‌های زمین‌ساختی، ابزارهای مفید و مطمئنی هستند، انجام می‌شود (Keller and Pinter, 2002). معمولاً از طریق آنها می‌توان مناطقی را که فعالیت‌های سریع و یا حتی کند زمین‌ساختی را پشت سر گذاشته‌اند، شناسایی کرد (خیام و مختاری، ۱۳۸۲). متغیرهای کمی ریخت‌زمین‌ساختی مواردی مانند شکل پیشانی کوه‌ها، انتگرال هیپسومتریک و تحلیل الگوهای زهکشی هستند. در تحلیل الگوی زهکشی، شاخص‌هایی مانند شاخص گرادیان طول رودخانه و نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره، می‌توانند فعالیت‌های زمین‌ساختی را به خوبی بازگو کنند (Hack, 1960). سینوسیتی پیشانی کوه نیز می‌تواند در تعیین زمین‌ساخت فعال یک منطقه مورد استفاده قرار گیرد (Bull, 1977). در این تحقیق به منظور ارزیابی نسبی زمین‌ساخت فعال گستره مورد مطالعه، برخی از شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی از جمله انتگرال هیپسومتری (Hi)، نسبت کشیدگی (Re) و (Bs)، شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبریز (AF)، شاخص نسبت پهنای دره به عمق آن (Vf)، شاخص شیب آبراهه (SL)، شاخص سینوسیتی پیشانی کوهستان (Smf) و ارزیابی زمین‌ساخت فعال (Iat) استفاده شده است. هدف از این پژوهش تعیین فعالیت

تشکیل شده و نشان از بالآمدگی حوضه دارد. پس از آن در الیگومیوسن مجدداً رژیم کشتی حکم فرما شده که باعث پیشروی دریا و تشکیل واحدهای رسوبی معادل سازند قم می شود. در این زمان ماهیت فوران ها عموماً آکالن است. همچنین از نظر شیمیایی ولکانیسم اسیدی غالب بوده که به همراه آن البوین- بازالت و نیز برخی سنگ های حدواسط نیز تشکیل شده اند (دلوری، ۱۳۸۱). با توجه به ارتباط فضایی و همجواری حوضه اقیانوسی نئوتتیس و حاشیه قاره ای جنوب اورازیا بسیاری از محققان فعالیت ماگمایی گسترده در حاشیه جنوبی اورازیا از جمله ایران مرکزی (کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر) را متأثر از لیتوسفر فرورونده نئوتتیس می دانند. (Berberian and King, 1981) از نظر فضایی و روند ساختمانی، کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر به موازات کوهزایی زاگرس و زون فرورانش نئوتتیس قرار داشته و به صورت یک قوس ماگمایی در بالای لیتوسفر فرورونده نئوتتیس تشکیل شده است. بعلاوه، اختصاصات ژئوشیمیایی سنگ های ماگمایی کمر بند ارومیه- دختر تایید کننده جایگاه زمین ساختمانی این کمر بند ماگمایی به صورت یک حاشیه فعال قاره ای است (Verdel et al., 2011). فعالیت ماگمایی این کمر بند عمدتاً در پالئوژن انجام شده است (Chiu et al., 2013). مکانیسم فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس (زاویه فرورانش، به عقب برگشتگی لیتوسفر فرورونده و یا گسیختگی آن) ممکن است سبب ایجاد تکتونیسم کشتی در لیتوسفر بالای زون فرورونده (ایران مرکزی) شده باشد. به طوری که ولکانیسم بازالتی ژوراسیک میانی- پایانی و کرتاسه شاهدهی از بازشدگی حوضه های پشت قوس مرتبط با فرورانش، نئوتتیس در نظر گرفته شده اند (Kazmin, 1986). ماگماتیسم ائوسن در این گستره را می توان به یک محیط کشتی منتسب نمود که باعث تشکیل یک حوضه رسوبی شده و امکان تشکیل ضخامت قابل توجهی از رسوبات و ولکانیسم زیر دریایی همراه با آن را فراهم کرده باشد. بعلاوه، برخی واحدهای آتشفشانی کاملاً روند خطی نشان می دهند. این پدیده نیز با ولکانیسم در امتداد گسل های کشتی سازگاری دارد (Berberian, 1983, Ballato, 2009, Brunet, 2011). مطالعات انجام شده توسط

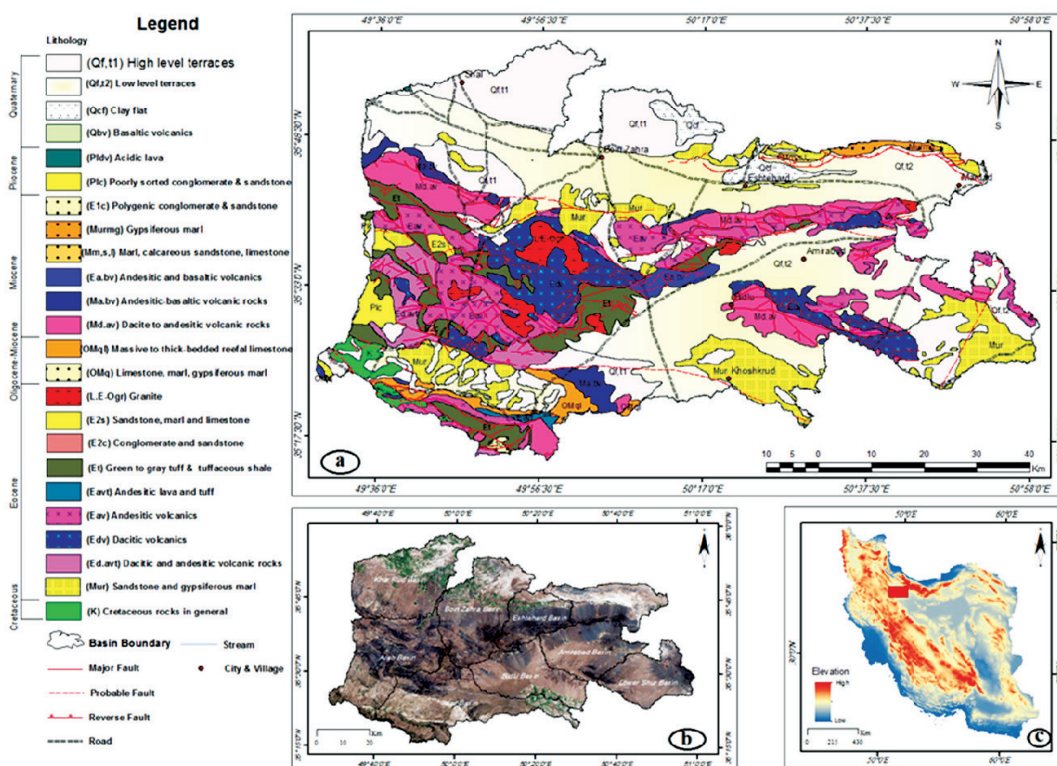
راه های اصلی کرج- قزوین، تهران- قم و تهران- ساوه، همراه با راه های اصلی ساوه- همدان و کرج- بوئین زهرا- قزوین، از مهم ترین راه های ارتباطی این گستره می باشند.

جایگاه زمین شناسی و زمین ساختمانی

گستره ساوه محل تلاقی میان مناطق ساختمانی- رسوبی البرز، ایران مرکزی و کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر محسوب گشته و از این نظر گستره ای منحصر به فرد به شمار می رود. در این گستره گسل های اصلی و جنب مرز میان فرونشست های زمین ساختمانی و کوهستان های منطقه را تشکیل می دهند. گوشه شمال خاوری دربرگیرنده زون گسلیده شمال کرج، قسمت شمالی و میانی آن دربردارنده گسل های جنبی اشتهارد (با طول ۶۰ کیلومتر و مؤلفه امتداد لغز) و ایپک (با طول ۸۵ کیلومتر و مؤلفه امتداد لغز) و جارو و چاقو و گمرکان (با طول ۳۰ کیلومتر و مؤلفه امتداد لغز) و در جنوب این گسل ها، گسل تکیداق (با طول ۷۵ کیلومتر و مؤلفه امتداد لغز) و گسل علیشار (با طول ۳۰ کیلومتر و مؤلفه امتداد لغز) از مهم ترین ساختارهای زمین ساختمانی جوان منطقه به شمار می روند. بخش جنوبی این گستره دربردارنده زون های گسلی کوشک نصرت، نورعلی بیک، ساوه، غرق آباد می باشد. در این گستره، بیشترین فعالیت ماگمایی در زمان ائوسن رخ داده که مشتمل بر گدازه ها، رسوبی های همراه واحدهای پیروکلاستیک (تا ضخامت ۳ کیلومتر) است. به نظر می رسد طی پالئوژن، از نظر رژیم زمین ساختمانی و فرایندهای ماگمایی تغییراتی را متحمل شده است. به نظر (Caillat et al., 1978)، شروع فعالیت در ائوسن آغازی به صورت تشکیل میان لایه های گدازه های اسیدی و حدواسط و در یک محیط خشکی انجام شده است. به سمت ائوسن میانی سری های ولکانیک- رسوبی ظاهر شده که شامل تنوعی از رخساره های پیروکلاستیک و رسوبی هایی همچون مارن، ماسه سنگ و لنزهای آهکی نومولیت دار است. در این زمان ترکیبات بازیک خیلی نادر بوده و تیپ سنگ چینه ای حکایت از تشکیل واحدها در یک حوضه دریایی در حال فرونشست است. در ائوسن پسین سری های پیروکلاستیک با میان لایه های گدازه های عمدتاً حدواسط

می‌توان عوامل ساختاری، لیتولوژیکی، دگرسانی و آب و هوایی برشمرد. سنگ‌های آتشفشانی آئوسن، ارتفاعات و نواحی گسل خورده در مرز جداکننده برجستگی‌ها و مناطق پست جای دارند. گرانیتهای نیز به تکامل لندفرم‌ها تاثیرگذار بوده و در اثر هوازدگی، گودی‌هایی را در منطقه پدید آورده است. لازم به ذکر است که دگرسانی سنگ نهشته‌های نئوژن نیز به دلیل سست بودن، دچار فرسایش شده و مناطق پست و کم ارتفاعی را به وجود آورده است (یوسفی و همکاران، ۱۳۷۹).

(Caillat et al., 1978)، محیط کشتی ریفت درون قاره‌ای را برای ولکانیسم آئوسن این گستره پیشنهاد می‌کند. به نظر (Verdel et al., 2011) نیز شواهد چینه شناختی فرونشست در زمان آئوسن و گسلش نرمال در این زمان حاکی از این است که ماگماتیسم گسترده پالئوسن-آئوسن مرتبط با کشتش بوده است. منشأ این ماگماتیسم مرتبط با ذوب کاهش فشاری یک گوشته لیتوسفری بوده که تحت تأثیر سیالات زون فرورانشی قرار گرفته بود. عوامل کنترل‌کننده زمین‌ریخت‌شناسی در منطقه را



شکل ۱. نمایش موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به گستره مطالعاتی، (a) نقشه زمین‌شناسی گستره مطالعاتی، (b) تصویر ماهواره‌ای گستره مطالعاتی (Google Earth)، (c) نمایش موقعیت شکل a در ایران

روش مطالعه

هشتگرد، اشتهارد، خیارچ، زاویه، ساوه و نوبران و ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه، گسل‌ها، شبکه‌های زهکشی و نه حوضه با نام‌های شورپایینی، لار، بیدلو، امیرآباد، شوربالایی، اشتهارد، بوئین‌زهرا، عرب و خررود استخراج شد (شکل ۲). سپس برای بررسی و مشخص کردن زمین‌ساخت فعال در حوضه‌های نه‌گانه، با استفاده از شاخص‌های ریخت‌شناسی زمین‌ساخت انتگرال هیپسومتری، نسبت کشیدگی،

به‌منظور ارزیابی فعالیت زمین‌ساختی گستره مورد مطالعه با استفاده از شاخص‌های ریخت‌شناسی و براساس ویژگی‌های ساختاری و ریخت‌شناسی، نقشه‌های توپوگرافی، تصاویر ماهواره‌ای، مدل‌های رقومی ارتفاعی و عکس‌های هوایی مورد بررسی قرار گرفتند. ابتدا از نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰

هیپسومتری مربوط به هر حوضه نیز از برنامه کاربردی SagaGIS استفاده شده است. بعد از محاسبه شاخص‌های ریخت‌زمین ساخت در گستره، در محیط نرم‌افزار ArcGIS نقشه‌های پهنه‌بندی زمین‌ساخت فعال تهیه شده از هر شاخص بر روی هم قرار داده شد و در نهایت یک نقشه واحد از عملکرد زمین‌ساخت فعال در گستره تهیه شد.

شاخص‌های ریخت‌زمین ساخت

به منظور تعیین فعالیت‌های زمین‌ساختی گستره ساوه، اقدام به محاسبه شاخص‌های زمین‌ریختی شامل انتگرال هیپسومتری، نسبت کشیدگی و شکل حوضه، شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبریز، نسبت پهنای دره به عمق آن، شکل دره، نسبت عرض دره به ارتفاع آن، شیب آبراهه، سینوسیته پیشانی کوهستان و ارزیابی نسبی زمین‌ساخت فعال گردید (جدول ۱).

عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبریز، نسبت پهنای دره به عمق، شکل دره، نسبت عرض دره به ارتفاع دره، شیب آبراهه، سینوسیته پیشانی کوهستان و ارزیابی نسبی زمین‌ساخت فعال، نقشه‌ها و نمودارهای لازم در محیط نرم‌افزارهای Google Earth، ArcGIS، Global Mapper و Excel استخراج و ترسیم گردید. کار مطالعه و بررسی ریخت‌زمین‌ساخت گستره با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی آغاز گردید؛ در مرحله بعد شواهد ریخت‌زمین‌ساخت با انجام بررسی‌های دورسنجی و مطالعات صحرایی و تحلیل‌های لازم برای ارزیابی نقش زمین‌ساخت فعال انجام شد. اندازه‌گیری‌ها و محاسبه شاخص‌های زمین‌ساخت فعال، در محیط نرم‌افزار ArcGIS 10.3 و با استفاده از نقشه ارتفاعی رقومی با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر صورت گرفته است. برای اندازه‌گیری انتگرال هیپسومتری و منحنی‌های

جدول ۱. شاخص‌های ریخت‌زمین ساختی اندازه‌گیری شده در گستره مورد مطالعه

نام شاخص	معادله	اجزا
انتگرال هیپسومتری (Keller and Pinter, 2002, Walcott and Summerfield, 2008, Azor et al., 2002)	$H_i = (H_{mean} - H_{min}) / (H_{max} - H_{min})$	ارتفاع کمینه حوضه = H_{min} ارتفاع متوسط حوضه = H_{mean} ارتفاع بیشینه حوضه = H_{max}
نسبت کشیدگی (Schumm, 1956)	$Re = \frac{2}{L_m} \left(\frac{A}{\pi}\right)^{0.5}$	L_m = طول حوضه در جهت موازی با بزرگ‌ترین آبراهه A = مساحت حوضه
شکل حوضه (Bull and McFadden, 1977) (Ramirez- Herrera, 1988)	$B_s = B_l / B_w$	B_l = طول حوضه آبریز B_w = عرض حوضه
عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبریز (Hare and Gardner, 1985, Keller and Pinter, 2002)	$AF = 100(A_r / A_t)$	A_r = مساحت حوضه در سمت راست آبراهه اصلی A_t = مساحت کل حوضه
نسبت پهنای دره به عمق (Bull and McFadden, 1977, Keller and Pinter, 2002, Pedrera, Pérez-Peña et al., 2009, Pérez-Peña, Azor et al., 2010)	$V_f = 2 V_{rw} / (E_{rd} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})$	V_{rw} = عرض کف دره E_{rd} و E_{id} = ارتفاع خط الراس در چپ و راست دره E_{sc} = ارتفاع کانال از کف دره
شکل دره (Mayer, 1986)	$V_c = A_v / A_c$	A_v = مساحت دره در مقطع عرضی A_c = مساحت نیم‌دایره به شعاع h
نسبت عرض دره به ارتفاع دره (Bull and McFadden, 1977, Keller and Pinter, 2002)	$V = 2 V_w / (E_{rd} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})$	V_w = عرض دره E_{rd} و E_{id} = ارتفاع خط الراس در چپ و راست دره E_{sc} = ارتفاع کانال از کف دره
شیب آبراهه (Bull and McFadden, 1977, Hovius, 2000, Keller and Pinter, 2002, Menéndez, Silva et al., 2008)	$SL = (\Delta L / \Delta H) \times L$	ΔH = نشانگر تغییرات ارتفاع کانال، ΔL = معرف طول آن L = طول کانال از مرکز کانال تا مرتفع‌ترین نقطه کانال
سینوسیته پیشانی کوهستان (Bull and McFadden, 1977, Keller and Pinter, 2002, Silva, Goy et al., 2003, Pérez-Peña, Azor et al., 2010)	$S_{mf} = L_{mf} / L_s$	L_{mf} = طول پیشانی کوهستان L_s = طول خط وصل کننده ابتدا و انتهای پیشانی کوهستان
ارزیابی نسبی زمین‌ساخت فعال (El Hamdouni et al., 2008)	$I_{at} = S/n$	s = مجموع کلاس‌های شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی محاسبه شده n = تعداد شاخص‌های محاسبه شده

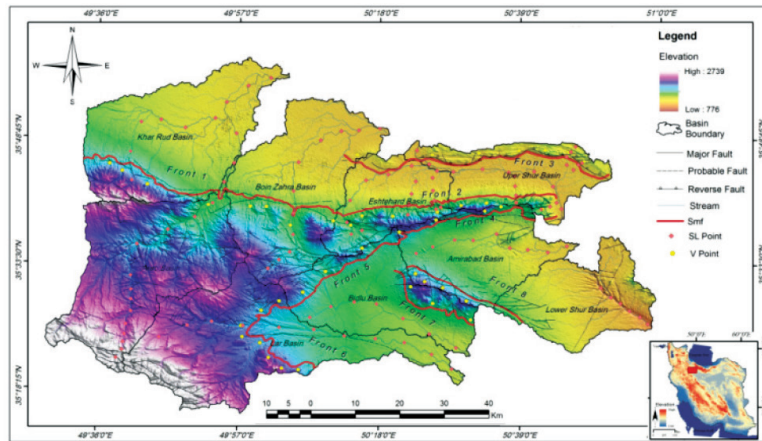
بحث

زمین‌ریختی، فعالیت زمین‌ساختی بالایی را در نزدیکی گسل‌های ایبیک، حسن‌آباد، سلطانیه و آوج نشان می‌دهد. خیام و مختاری کشکی (۱۳۸۲)، به ارزیابی عملکرد فعالیت‌های زمین‌ساختی بر اساس مورفولوژی مخروط افکنه‌های دامنه‌های شمالی میشو داغ پرداخته و نتیجه گرفتند که فعالیت‌های زمین‌ساختی در بخش شرقی میشو در دوره‌های اخیر زمین‌شناسی و حتی در کواترن نیز تداوم داشته است. رضایی مقدم و همکاران (۱۳۸۴)، عوامل مؤثر در شکل‌گیری و گسترش مخروط افکنه رودخانه روئین در دامنه جنوبی آلا داغ را بررسی کرده و نشان دادند که در بین عوامل درونی، نقش زمین‌ساخت از اهمیت بیشتری برخوردار است. مددی و همکاران (۱۳۸۳)، با بررسی شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی منطقه تالش نشان دادند که منطقه مورد مطالعه در مرحله جوانی قرار داشته و فرایندهای فرسایشی شدیداً فعال است. گورابی و نوحه‌گر (۱۳۸۶)، با استفاده از شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی به تحلیل حوضه آبریز درکه پرداخته و نتیجه گرفتند این حوضه از مناطق فعال زمین‌ساختی است. یمانی و همکاران (۱۳۸۷)، به بررسی فعالیت زمین‌ساختی دامنه‌های کوه‌کرکس با استفاده از شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی پرداختند. نتیجه گرفتند که دامنه شرقی به علت، وجود گسل‌های فراوان فعال‌تر از دامنه غربی است. کرمی (۱۳۸۸)، شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی در حوضه سعیدآبادچای بررسی و میزان فعالیت زمین‌ساختی را در آنجا محاسبه کرد. همچنین عزتی و همکاران (۱۳۹۱)، به تجزیه و تحلیل حوضه شیرین رود در کپه داغ با استفاده از شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساخت پرداختند. آن‌ها نشان دادند که فعالیت زمین‌ساختی در منطقه مورد مطالعه بالا است و محققانی دیگر در سال‌های اخیر به بررسی زمین‌ساخت با شاخص‌های زمین‌ساختی پرداخته‌اند.

تحلیل شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی

به‌منظور بررسی نحوه عملکرد زمین‌ساخت فعال در گستره مورد مطالعه، نه حوضه آبریز در منطقه در نظر گرفته شده است (شکل ۲). بعد از محاسبه مقدار هر یک از شاخص‌ها، اقدام به رده‌بندی آنها در چهار کلاس زمین‌ساختی شده است. کلاس ۱ معرف فعالیت

کاربرد شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساخت در تشخیص حرکات زمین‌ساختی فعال و جوان، به دهه‌ی ۱۹۶۰ برمی‌گردد (Bull and Mcfadden, 1977) از شاخص نسبت پهن‌ا دره به عمق، برای شناسایی عامل فرسایش در شمال و جنوب گسل‌گارلوک استفاده کرده و تأثیر زمین‌ساخت را از طریق نیمرخ عرضی دره‌ها مورد بررسی قرار داده‌اند. مطالعات آنها در منطقه به سه رده‌بندی مهم منجر گردید. مطالعات (Menges, 1987) روی پیشانی کوهستانی شمال نیومکزیکو از درجه فعالیت‌های زمین‌ساختی بالا و نقش گسل‌های اصلی در ایجاد سطوح مثلثی حکایت داشته است. (Ramirez- Herrera, 1998)، تغییرات مکانی زمین‌ساخت فعال را بر اساس روش‌های ریخت‌زمین‌ساخت ارزیابی نموده و فعالیت زمین‌ساختی سیستم آبرفتی را ارزیابی کرد. (Visteras, 2003)، در منطقه بتیک کوردیلرای اسپانیا به بررسی اشکال مخروط افکنه‌هایی که توسط زمین‌ساخت کنترل می‌شوند پرداختند. (Singh and Tandon, 2008) مخروط افکنه‌های منطقه پینجور شمال غرب کوه‌های هیمالیا را مطالعه کردند. نتایج این مطالعه نشان داد که زمین‌ساخت نقش مهم‌تری را نسبت به عوامل اقلیمی در تحول مخروط افکنه‌ها داشته است. (El Hamduni et al., 2008)، با استفاده از شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساخت، چهار کلاس فعالیت زمین‌ساختی کم، متوسط، زیاد و بسیار زیاد برای جنوب غرب سیرانوادا در جنوب اسپانیا تعریف کرد. (Figuroa et al., 2010)، در جنوب سیرانوادا در کالیفرنیا نشان داد که فعالیت زمین‌ساختی منطقه در حوالی گسل کرن‌ریور گورج بیشتر است. (Altin, 2011) در ترکیه نشان داد که میزان بالآمدگی بخش جنوبی آناتولی بیشتر از بخش شمالی است. (Wells et al., 1988; Ramirez- Herrera, 1998; Azor et al., 2002; Keller and Pinter, 2002; Burbery, 2010)، به مطالعه نیروهای زمین‌ساختی و عملکرد فرسایشی آنها در پیشانی کوهستان پرداخته‌اند. (Alaei et al., 2017) به ارزیابی فعالیت تکتونیک نسبی منطقه آوج- بوئین‌زهر در شمال ایران پرداختند و به این نتیجه رسیدند که شاخص

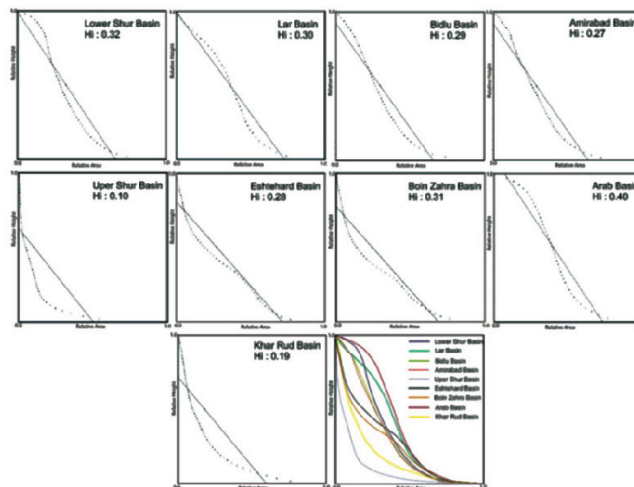


شکل ۲. نمایش موقعیت حوضه‌ها در گستره مطالعاتی

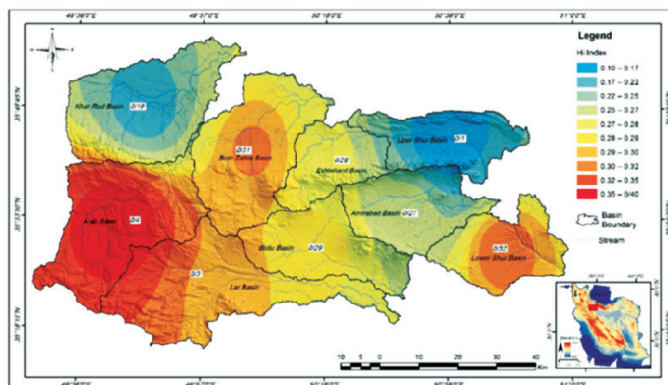
۵۰ نقطه مفروض از حوضه لحاظ می‌گردد. محاسبات انجام شده، نشان می‌دهد که تقریباً تمام حوضه‌های منطقه از بلوغ نسبی برخوردارند، اما حوضه عرب براساس این شاخص نسبت به سایر حوضه‌ها، بیشترین فعالیت زمین‌ساختی (مقدار ۰/۴) را دارا می‌باشد. حوضه‌های شور بالایی (مقدار ۰/۱) و خررود (مقدار ۰/۱۹) نیز کمترین مقدار فعالیت را نشان می‌دهند. حوضه‌های عرب و لار، بوئین‌زهرا و بیدلو و شور پایینی، فعالیت بیشتری را نسبت به سایر حوضه‌ها نشان می‌دهند. نمودارهای هیپسومتری حوضه‌های گستره مورد مطالعه نشان می‌دهد حوضه‌های عرب و لار، دارای بیشترین پستی و بلندی و حوضه‌های خررود و شور بالایی نیز کمترین مقدار فعالیت زمین‌ساختی داشته و کمترین مقدار پستی و بلندی را نشان داده است. سایر حوضه‌ها نیز از بلوغ نسبی برخوردارند (شکل ۴).

زمین‌ساختی بسیار بالا، کلاس ۲ نمایانگر حوضه‌هایی با فعالیت بالا، کلاس ۳ نشان‌دهنده حوضه‌های نسبتاً فعال و کلاس ۴ معرف حوضه‌هایی با فعالیت کم می‌باشد.

۱- انتگرال هیپسومتری (*Hypsometric Integral*): مقدار عددی هیپسومتری، برای نه حوضه در گستره مورد مطالعه، بین ۰/۱ تا ۰/۴ متغیر است (شکل a-۱۳). برای مشخص کردن کلاس زمین‌ساختی حوضه‌ها، علاوه بر مقدار عددی، نمودارهای هیپسومتری آنها نیز در نظر گرفته شده است (شکل ۳). زیرا منحنی هیپسومتری بهتر می‌تواند تکامل و بلوغ حوضه را نشان دهد، چرا که در تهیه این منحنی‌ها، تمامی نقاط ارتفاعی حوضه، مورد بررسی قرار گرفته و بلوغ حوضه بیان می‌شود. ولی زمانی که مقدار عددی انتگرال هیپسومتری با روش میانگین‌گیری ارتفاع از ۵۰ نقطه تصادفی، به دست می‌آید، تنها ارزش ارتفاعی



شکل ۳. نمودارهای هیپسومتری مربوط به حوضه‌های گستره مورد مطالعه

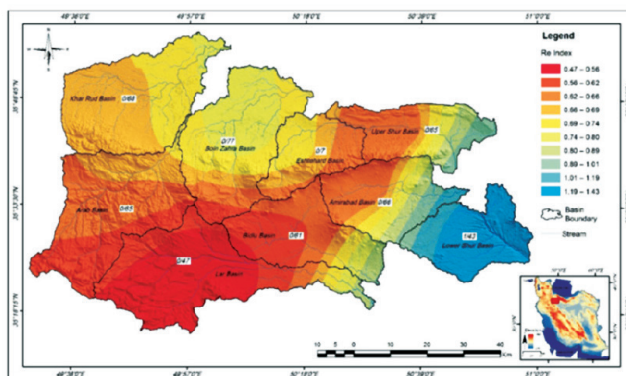


شکل ۴. نقشه پهنه‌بندی شاخص انتگرال هیپسومتری در حوضه‌های گستره مورد مطالعه

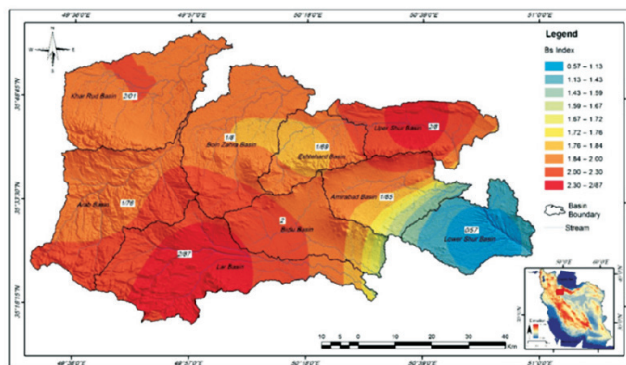
۲- نسبت کشیدگی (*Elongation Ratio*): مقدار عددی شاخص نسبت کشیدگی (*Re*) در حوضه‌های گستره مورد مطالعه بین ۰/۴۷ تا ۱/۴۳ متغیر است (شکل b-۱۳). بر این اساس نیز حوضه لار (مقدار ۰/۴۷) به‌عنوان کشیده‌ترین حوضه و دارای کلاس زمین ساختی ۱ و حوضه شور پایینی (مقدار ۱/۴۳)، دارای کمترین کشیدگی بوده و کلاس زمین ساختی ۴ دارد (شکل ۵).

بر اساس شاخص نسبت کشیدگی (*Bs*) تمامی

حوضه‌های گستره از کشیدگی نسبی برخوردارند؛ مقدار عددی این شاخص بین ۰/۵۷ تا ۲/۸۷ متغیر است (شکل b-۱۳). حوضه‌های لار (مقدار ۲/۸۷) و شور بالایی (مقدار ۲/۸) و خررود (مقدار ۲/۰۱) نسبت به سایر حوضه‌ها کشیده‌تر بوده و در کلاس زمین ساختی ۱ قرار گرفته‌اند. حوضه شور پایینی کمترین مقدار کشیدگی را داراست و در کلاس زمین ساختی ۴ قرار دارد (شکل ۶).



شکل ۵. نقشه پهنه‌بندی شاخص *Re* در حوضه‌های گستره مورد مطالعه

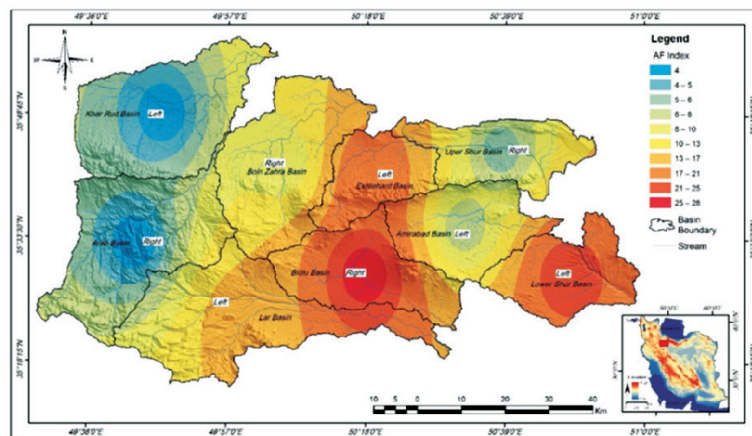


شکل ۶. نقشه پهنه‌بندی شاخص *Bs* در حوضه‌های گستره مورد مطالعه

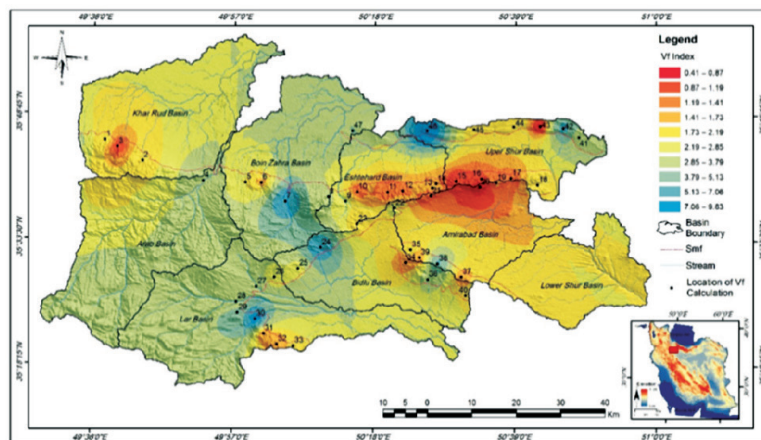
تقریبی ۱۵۰۰ متر بالاتر از پیشانی کوهستان، برای ۴۷ دره در گستره مورد مطالعه اندازه‌گیری شده است (شکل ۸). مقدار عددی این شاخص، بین ۰/۴۱ تا ۹/۸ متغیر است (شکل d-۱۳). دره‌هایی که مقدار این شاخص در آنها بالاتر از ۳ محاسبه شده، از فراوانی کمتری برخوردارند. تغییرات این شاخص در امتداد پیشانی کوهستان به یک اندازه و ثابت نبوده است. مقدار این شاخص بر روی آبراهه‌های جوان موجود در مرز بین حوضه‌های شور بالایی و امیرآباد (دره‌های ۱۰ تا ۲۲)، فعالیت زمین ساختمانی بالایی را نشان می‌دهد. مقدار این شاخص برای رودهای بزرگ منطقه از قبیل رودخانه شور (دره شماره ۴۶) و یا رودخانه لار (دره شماره ۳۰)، نشان از بالا بودن این شاخص بود. نشان می‌دهد که این رودها به جای حفر قائم مسیر خود، اقدام به فرسایش دیواره‌ها و عریض‌تر کردن بستر خود نموده‌اند.

۳- عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبریز (*Drainage Asymmetry Factor*): پس از محاسبه مقدار شاخص AF برای حوضه‌ها، مقدار اختلاف آنها از یک حوضه پایدار (AF=50) محاسبه شده (شکل c-۱۳) و سپس نقشه پهنه‌بندی آن بر اساس این اختلاف از حوضه پایدار تهیه گردیده است (شکل ۷). حوضه بیدلو (مقدار ۷۸)، دارای بیشترین برافرازش بوده که این برافرازش در سمت راست حوضه و ارتفاعات بین این حوضه و حوضه امیرآباد بروز کرده است. حوضه شور پایینی نیز (مقدار ۲۶)، دارای فعالیت نسبتاً بالا ارزیابی شده است. این برافرازش در سمت چپ حوضه بوده و به دلیل برافرازش در همان ارتفاعات مذکور رخ داده است.

۴- نسبت پهنای دره به عمق (*valley floor width-to-height ratio*): شاخص نسبت پهنای دره به عمق با فاصله



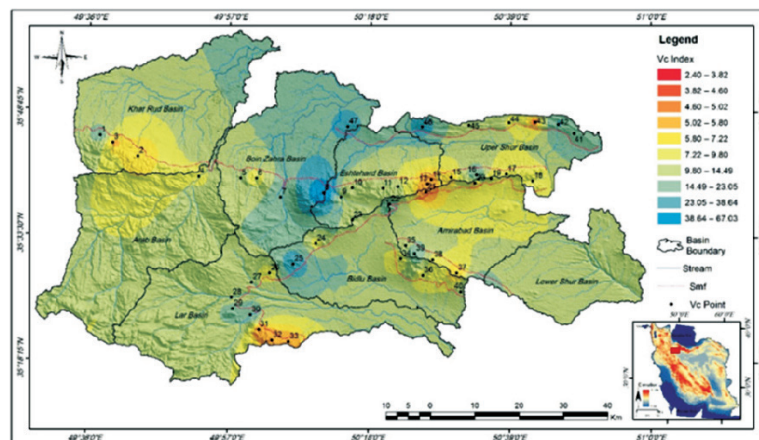
شکل ۷. نقشه پهنه‌بندی شاخص AF در حوضه‌های گستره مورد مطالعه



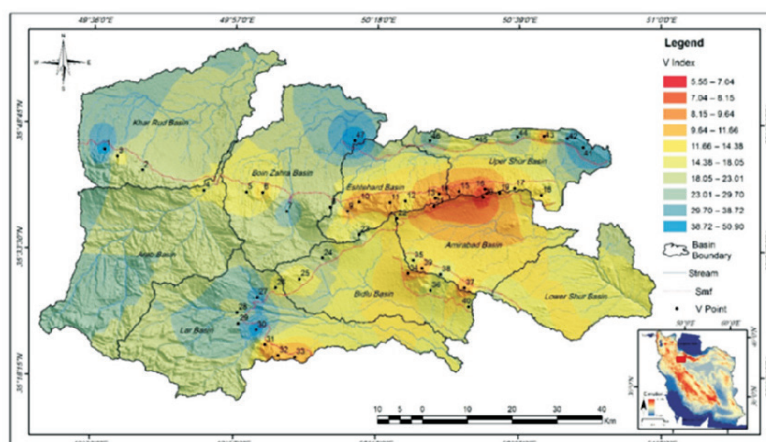
شکل ۸. نقشه پهنه‌بندی شاخص Vf در حوضه‌های گستره مورد مطالعه

۵- شکل دره (Valley Cross-Section Ratio): شاخص شکل دره مقدار عددی، بین ۲/۴ تا ۶۷ متغیر است (شکل e-۱۳). تنها در دو دره مقادیر بالاتر از ۳۰ اندازه‌گیری شده و در سایر دره‌ها مقدار این شاخص کمتر از ۳۰ می‌باشد. مقدار این شاخص نیز نشان از یکسان نبودن میزان فعالیت‌های زمین‌ساختی در امتداد پیشانی کوهستان می‌باشد. نقشه پهنه‌بندی شاخص Vc همخوانی قابل توجهی با سایر شاخص‌های محاسبه شده بر روی این دره‌ها دارد (شکل ۹). این شاخص نیز مرز بین حوضه‌های شور بالایی و امیرآباد و قسمت جنوبی حوضه لار و همچنین ارتفاعات موجود در مرز بین حوضه امیرآباد و بیدلو و همچنین ارتفاعات موجود در حوضه خررود (دره‌های شماره ۲ و ۳)، را به‌عنوان دره‌های فعال (با حفر قائم) معرفی می‌کند که هم‌خوانی نزدیکی با نقشه پهنه‌بندی شاخص‌های V و Vf دارد (شکل ۸).

۶- نسبت عرض دره به ارتفاع دره (Ratios of Valley Width to Valley Height): نسبت عرض دره به ارتفاع دره مقدار عددی این شاخص بین ۵/۵ تا ۵۰/۹ متغیر است (شکل f-۱۳). مقدار این شاخص نیز نشان از یکسان نبودن میزان فعالیت‌های زمین‌ساختی در امتداد پیشانی کوهستان دارد. نقشه پهنه‌بندی شاخص Vf (شکل ۱۰)، همخوانی قابل توجهی با نقشه پهنه‌بندی شاخص Vc (شکل ۸) دارد و نشان‌دهنده ارتباط نزدیک این دو شاخص با یکدیگر است. این شاخص نیز مرز بین حوضه‌های شور بالایی و امیرآباد و قسمت جنوبی حوضه لار و همچنین ارتفاعات موجود در مرز بین حوضه امیرآباد و بیدلو را به‌عنوان دره‌های فعال (با حفر قائم) معرفی می‌کند که هم‌خوانی نزدیکی با نقشه پهنه‌بندی شاخص Vf دارد (شکل ۸).



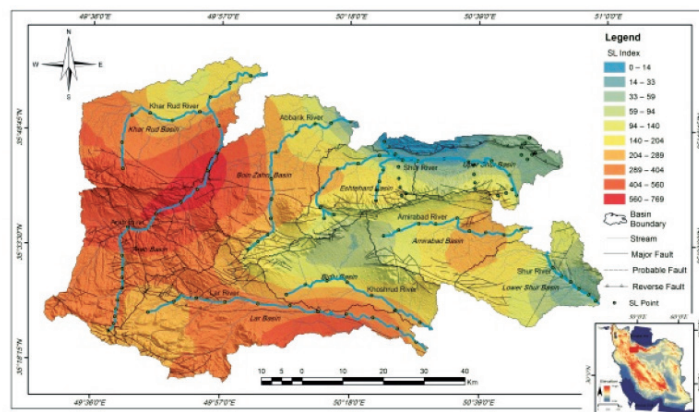
شکل ۹. نقشه پهنه‌بندی شاخص Vc در حوضه‌های گستره مورد مطالعه



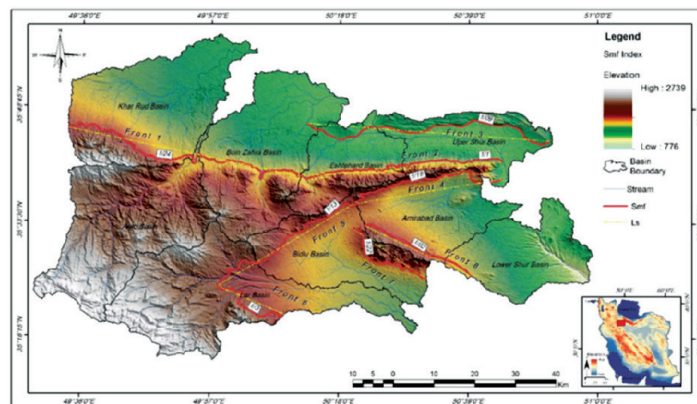
شکل ۱۰. نقشه پهنه‌بندی شاخص V در حوضه‌های گستره مورد مطالعه

مناطق با فعالیت پایین مشخص شده است.
 ۸- سینوسیته پیشانی کوهستان (*Mountain-Front Sinuosity*): بررسی مقادیر شاخص سینوسیته پیشانی کوهستان در ۸ پیشانی گستره (شکل h-۱۳) نشان می‌دهد که کمترین مقدار این شاخص مربوط به پیشانی ۸ (معادل ۱/۰۲) و بیشترین مقدار این شاخص متعلق به پیشانی ۶ (معادل ۱/۳) می‌باشد، که اختلاف چندانی باهم نداشته و نشان‌دهنده فعالیت بالا و کلاس زمین ساختی ۱ در تمام پیشانی‌ها می‌باشد (شکل ۱۲).

۷- شیب آبراهه (*Stream gradient*): مقدار شاخص شیب آبراهه (شکل g-۱۳)، و نقشه پهنه‌بندی شاخص SL گستره (شکل ۱۱)، نشان می‌دهد، ارتفاعات موجود در محدوده حوضه خروود، بوئین‌زهره و عرب (دارای بالاترین مقدار SL)، واجد فعالیت زمین‌ساختی بالاتری نسبت به سایر مناطق می‌باشد. همچنین اندازه‌گیری‌های انجام شده بر روی حوضه لار، این منطقه را دارای فعالیت زمین‌ساختی بالا معرفی کرده است. برخی قسمت‌های واقع در حوضه شور بالایی و پایینی و همچنین بخش کوچکی از حوضه بیدلو به‌عنوان



شکل ۱۱. نقشه پهنه‌بندی شاخص SL در حوضه‌های گستره مورد مطالعه، اندازه‌گیری‌های انجام شده برای شاخص SL در حوضه خروود، بروی رودخانه خروود، در حوضه عرب، بر روی رودخانه عرب، در حوضه لار، بر روی رودخانه لار، در حوضه شور بالایی، بر روی رودخانه شور، در حوضه بوئین‌زهره، بر روی رودخانه آب باریک، در حوضه بیدلو، بر روی رودخانه خشکروود، در حوضه اشتهداد، بر روی بخش غربی رودخانه شور و در حوضه امیرآباد؛ بر روی رودخانه امیرآباد انجام شده‌است.



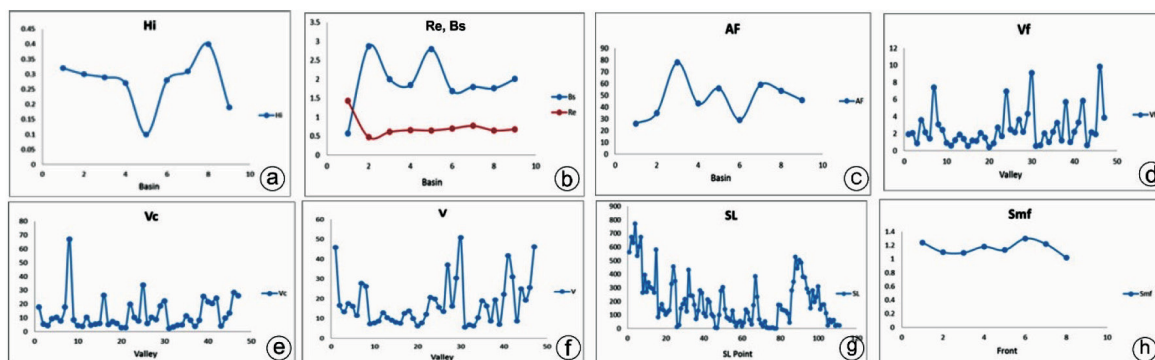
شکل ۱۲. محل اندازه‌گیری مرز کوهستان و دشت و شاخص پیچ‌وخم جبهه کوهستان

زمین‌ساختی آن منطقه را برآورد کرد. اگر مقدار این شاخص بین ۱ تا ۱/۵ باشد، حاکی از فعالیت‌های زمین‌ساختی خیلی زیاد بوده و در صورتی که این شاخص بین ۱/۵ تا ۲ باشد، نشان از فعالیت‌های زمین‌ساختی زیاد می‌باشد. اعداد بین ۲

۹- ارزیابی نسبی زمین‌ساخت فعال (*Index of Relative Active Tectonics*): پس از محاسبه شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساخت برای منطقه مطالعاتی، می‌توان با استفاده از شاخص نسبی زمین‌ساخت فعال (*Iat*) فعالیت

قسمت پیشانی ۱، ارتفاعات موجود در مرز بین سه حوضه‌ی اشتهازد، شور بالایی و امیرآباد در پیشانی ۲ و ۴، حوضه‌ی لار در قسمت پیشانی ۶ و قسمت‌هایی از ارتفاعات موجود در بین حوضه‌های بیدلو و امیرآباد در پیشانی‌های ۷ و ۸ که دارای بیشترین فعالیت زمین‌ساختی بودند، در این نقشه در کلاس زمین‌ساختی ۱ و بالاترین درجه از فعالیت قرار گرفته‌اند. همچنین سایر قسمت‌ها در امتداد پیشانی کوهستان نیز در کلاس زمین‌ساختی ۲ و فعال قرار گرفته‌اند و مناطق پست‌تر حوضه‌هایی مانند خررود، بوئین‌زهره، شوربالایی و شورپایینی در کلاس زمین‌ساختی ۴ و فعالیت کم قرار گرفته‌اند.

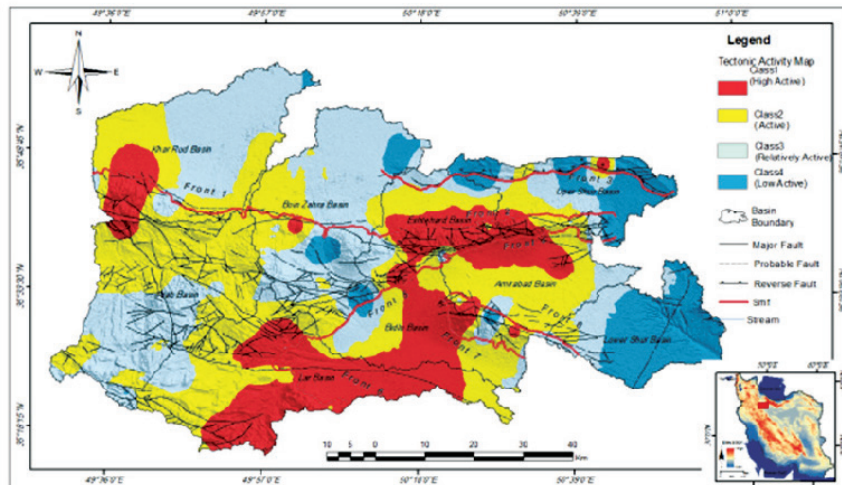
تا ۲/۵ نیز فعالیت زمین‌ساختی متوسط دارند و اعداد بیش از ۲/۵ نیز نشان از فعالیت زمین‌ساختی کم می‌باشند. برای گستره مورد مطالعه نقشه پهنه‌بندی زمین‌ساخت فعال نیز بر اساس کلاس زمین‌ساختی در شکل ۱۳ و جدول ۲ تهیه و ترسیم شد. در این نقشه حوضه‌های گستره مورد مطالعه، در چهار کلاس زمین‌ساختی رده‌بندی شده‌اند. کلاس ۱ معرف فعالیت زمین‌ساختی بسیار بالا، کلاس ۲ نمایانگر حوضه‌هایی با فعالیت بالا، کلاس ۳ نشان‌دهنده حوضه‌های نسبتاً فعال (متوسط) و کلاس ۴ معرف حوضه‌هایی با فعالیت کم می‌باشد (شکل ۱۴). بخشی از حوضه خررود در



شکل ۱۳. نمودارهای نشان‌دهنده مقادیر عددی شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی، a- نمودار شاخص انتگرال هیپسومتری، b- نمودار شاخص نسبت کشیدگی، c- نمودار شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبریز، d- شاخص نسبت پهنای دره به عمق، e- شاخص شکل دره، f- شاخص نسبت عرض دره به عمق، g- شاخص شیب آبراهه، g- شاخص سینوسیته پیشانی کوهستان

جدول ۲. مقادیر شاخص زمین‌ساخت فعال (Iat) در گستره مورد مطالعه

Name of Basin	Tectonic class of Hi	Tectonic class of Re	Tectonic class of Bs	Tectonic class of AF	Tectonic class of Vf	Tectonic class of V	Tectonic class of Vc	Tectonic class of SL	Tectonic class of Smf	S/n	Tectonic class of Iat
Lower Shur	2	4	4	1	2	2	3	4	1	2.5	4
Lar	2	1	1	2	2	2	1	1	1	1.4	1
Bidlu	3	1	1	1	2	2	2	2	1	1.6	2
Amirabad	3	2	2	3	1	1	1	2	1	1.7	2
Upper Shur	4	2	1	3	1	1	2	4	1	2.1	3
Eshtehard	3	3	3	2	1	1	2	2	1	2	2
Boin Zahra	2	3	2	3	3	2	3	1	1	2.2	3
Arab	1	1	1	4	3	3	3	1	1	2	2
Kharrud	4	2	1	4	1	1	1	1	1	1.7	2

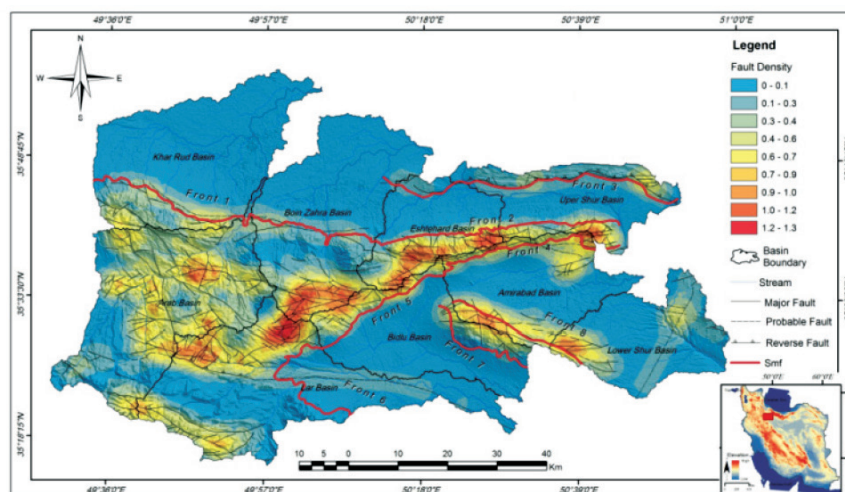


شکل ۱۴. نقشه پهنه‌بندی زمین‌ساخت فعال براساس کلاس زمین‌ساختی در حوضه‌های گستره مورد مطالعه

چگالی گسل‌های گستره مورد مطالعه

مناطق با چگالی بالا نشان داده شده است. مقایسه نقشه چگالی گسل‌های گستره مورد مطالعه و نقشه پهنه‌بندی زمین‌ساختی (شکل ۱۴) نشان می‌دهد که در اکثر حوضه‌ها، مناطق فعال زمین‌ساختی با چگالی بالای گسل‌ها همراه می‌باشد. براین اساس، ارتفاعات موجود در مرز بین سه حوضه اشتهارد، شور بالایی و امیرآباد در پیشانی ۲ و ۴، بخشی از حوضه‌های بیدلو و لار در پیشانی ۵ و قسمت‌هایی از ارتفاعات موجود در بین حوضه‌های بیدلو و امیرآباد در پیشانی‌های ۷ و ۸ که دارای بیشترین فعالیت زمین‌ساختی بودند، در این نقشه نیز دارای چگالی بالا ارزیابی شده‌اند.

به‌منظور روشن شدن رابطه بین نحوه عملکرد فعالیت زمین‌ساختی و پراکندگی گسل‌های منطقه اقدام به تهیه نقشه چگالی گسل‌ها شده است. ابتدا گسل‌های نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ در محیط نرم‌افزار ArcGIS رقومی شده و سپس نقشه چگالی گسل‌ها ترسیم گردید (شکل ۱۵). در این نقشه، مرز بین کوه و دشت (یا همان محل اندازه‌گیری شاخص سینوسیتهی پیشانی کوهستان) را می‌توان به‌عنوان مرز بین مناطق با چگالی بالا و پایین در نظر گرفت. به‌گونه‌ای که مناطق پایین‌تر و پست‌تر از این مرز به‌عنوان مناطق با چگالی پایین و مناطق بالادست این مرز به‌عنوان



شکل ۱۵. نقشه چگالی گسل‌های گستره مطالعاتی

ریخت زمین‌ساخت گستره مورد مطالعه

را نشان می‌دهند و هر چه گسل فعال‌تر باشد این اشکال واضح‌تر هستند. در نقاطی که مدت زمان زیادی از فعالیت گسل می‌گذرد و نرخ فرسایش از نرخ حرکت گسل بیشتر است دره‌ها وسیع‌تر می‌گردند. این اشکال با زوایای گرد شده دیده می‌شوند (Menges, 1990). سطوح مثلثی شکل ایجاد شده در راستای گسل ایپک از جمله عوارضی است که فعالیت زمین‌ساختی زیاد این گسل را نشان می‌دهد (شکل B-16, C-16).

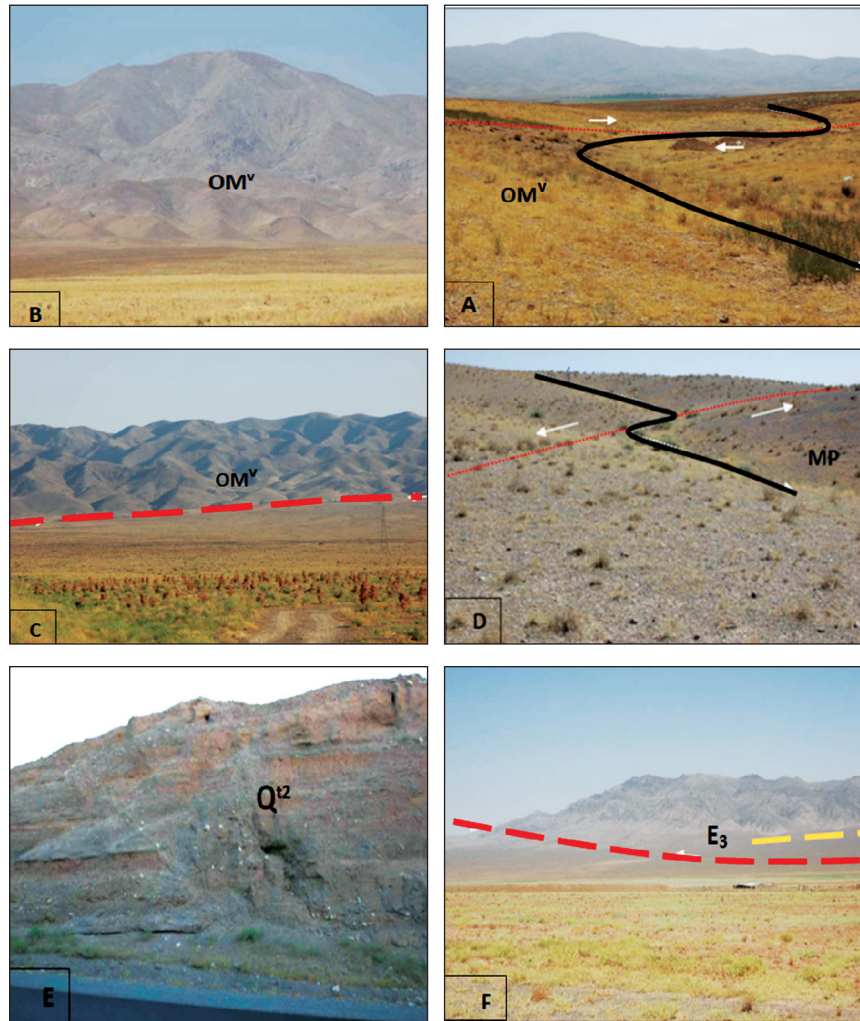
حوضه‌های مجاور یا در امتداد گسل‌های اصلی دارای بالاترین میزان فعالیت Smf هستند. همچنین فعال‌ترین حوضه از نظر سینوسیته پیشانی کوهستان در گستره مورد مطالعه، حوضه امیرآباد است که در امتداد گسل تکیداق می‌باشد. گسل تکیداق با راستای شمال باختر-جنوب خاور در گستره شمال پرندهک و جنوب رودخانه شور سبب بریده شدن سنگ‌ها و نهشته‌های جوان گردیده است. آبراهه‌ها و دیگر عوارض ریخت‌زمین‌ساخت خطی در تقاطع با این زون گسلی به صورت راستالغز راستبر جابه‌جا گردیده‌اند (شکل D-16). علاوه بر جابه‌جایی راستالغز، حرکت در طول گسل تکیداق سبب کج شدگی، چین‌خوردگی و گسلش در نهشته‌های جوان با سن کواترنری نیز شده است (شکل E-16).

پایین بودن مقدار عددی شاخص Vf در یک حوضه، وجود دره‌های تنگ و باریک را نشان می‌دهد که از جمله لند فرم‌های نواحی زمین‌ساختی فعال محسوب می‌شود. مقدار این شاخص در مرز بین حوضه‌های شور بالایی و امیرآباد فعالیت زمین‌ساختی بالایی را نشان می‌دهد که در اطراف گسل‌های گمرکان و جارو می‌باشد. گسل گمرکان با راستای شمال باختر-جنوب خاور کوه‌های جارو را قطع نموده و سبب جابه‌جایی واحدهای سنگی و رسوبی شده است. گسل گمرکان پس از قطع کوه‌های جارو (در جنوب خاوری گمرکان)، در شمال کوه‌های چاقو ادامه یافته و با عبور از بخش‌های جنوبی روستای گمرکان با راستایی تقریباً خاوری-باختری حاشیه جنوبی کوه‌های جارو را می‌برد (شکل F-16).

سه شاخص گرادیان طول رودخانه، نسبت عرض بستر دره به ارتفاع دره و شاخص سینوسیته پیشانی کوهستان از جمله شاخص‌های پرکاربرد در مطالعات مربوط به ارزیابی فعالیت‌های زمین‌ساختی است. از ویژگی این شاخص‌ها حساسیت آن‌ها به حرکات گسل‌ها است. در ادامه به منظور برداشت شواهد مربوط به مناطق زمین‌ساختی فعال برای اثبات نتایج به‌دست‌آمده از مطالعات روش کمی بازدیدهای صحرایی انجام گرفته است. از آنجا که این گستره از جمله مناطق صنعتی با شهرهای پرجمعیت محسوب می‌شود، ارزیابی میزان فعالیت زمین‌ساختی و شناخت گسل‌های فعال آن برای تعیین مناطق پرخطر از لحاظ لرزه‌خیزی ضروری است.

بر اساس اندازه‌گیری‌ها بالاترین نرخ شاخص SL برای حوضه‌های خررود، بوئین‌زهر و عرب است که منطبق با موقعیت گسل جنب و لرزه‌زای ایپک می‌باشد. این گسل متشکل از قطعات متعدد گسلی با آرایش پلکانی با راستای خاوری-باختری و شیب به‌سوی جنوب با درازای بیش از ۸۵ کیلومتر می‌باشد. بر این اساس می‌توان این نواحی را حوضه‌هایی با شیب گرادیان رودخانه‌ای بالا دانست که خاص نواحی فرسایش یافته و با فرایش بالا است. این مطلب به فعالیت کواترنری گسل‌های مجاور یا منطبق با حوضه‌های مرتبط است. از طرف دیگر، انحراف منظم و سیستماتیکی آبراهه‌ها به‌خوبی بیانگر فعالیت گسلی راستالغز نیز است. از آنجا که عموماً این مناطق دارای گسل‌هایی با سازوکار راستالغز است، به نظر می‌رسد هر دو سیستم گسلی فعال باشد. در خاور روستای ینگه کهریز و در پای پرتگاه‌های گسلی شاخه‌های جوان گسل ایپک، مجاور روستای چسکین، جابه‌جایی آبراهه‌ها به‌صورت راستالغز راستبر قابل مشاهده است (شکل A-16).

در محل تلاقی کوهپایه با حاشیه جنوبی فرونشست اشتهارد، در جنوب روستای ینگه کهریز، نهشته‌های رسوبی در محل خط گسل ایپک بریده می‌شوند، که به‌صورت اشکال مثلثی شکل مشاهده می‌گردند. این اشکال، پیشانی‌های کوهستانی فعال از نظر زمین‌ساختی



شکل ۱۶. A) جابجایی راستبرآبراهه در تقاطع با شاخه‌های جوان گسل ایپک و در مجاورت روستای چسکین در واحد سنگ‌های آذرآواری، گدازه و ایگنمبریت ریولیتی (OM^v)، (نگاه به سوی جنوب)، B) سطوح مثلثی شکل ایجاد شده در راستای گسل ایپک و در حاشیه جنوبی فرونشست اشتهارد نیز در واحدهای OM^v می‌باشند (نگاه به سوی جنوب)، C) گسل ایپک و سطوح مثلثی شکل تشکیل شده در کوهپایه‌های کوهستان، جنوب روستای ینگه کهریز (نگاه بسوی جنوب باختر)، D) جابجایی راستالغز راستبر آبراهه در محل پرتگاه‌گسلی گسل تکیداق در جنوب رودخانه شور مجاور جاده قدیم تهران-ساوه و در واحدهای کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن معادل (MP)، (نگاه به سوی شمال خاور)، E) درهم‌ریختگی و گسلس در نهشته‌های جوان کواترنری و در نتیجه عملکرد گسل تکیداق در واحدهای پادگانه‌های آبرفتی با ارتفاع متوسط معادل (Q^{12}) (نگاه به سوی خاور)، F) گسل‌های گمرکان و جارو در حاشیه جنوبی کوه‌های جارو. عملکرد جنبای گسل گمرکان (خط‌چین‌های قرمز) در مقایسه با گسل جارو (خط‌چین زرد) در واحدهای آندزیت‌های پیروکسن دار معادل (E_3)، برپایه وضعیت توپوگرافی دامنه کوهستان قابل توجه است (نگاه به سوی شمال).

نتیجه‌گیری

زمین‌ساخت فعال نیز می‌توان گفت، ارتفاعات موجود در مرز بین سه حوضه اشتهارد، شور بالایی و امیرآباد، حوضه لار و قسمت‌هایی از ارتفاعات موجود در بین حوضه‌های بیدلو و امیرآباد، دارای بیشترین فعالیت زمین‌ساختی بوده و در کلاس زمین‌ساختی ۱ و فعال قرار گرفته‌اند. که متاثر از عملکرد گسل‌های جارو، گمرکان، ایپک، تکیداق، علیشار می‌باشد. همچنین سایر قسمت‌ها در امتداد پیشانی

پهنه‌بندی زمین‌ساخت فعال گسترده ساوه که در حوضه‌های نه‌گانه آن، شاخص‌های ریخت زمین‌ساخت، اندازه‌گیری و محاسبه شده، منجر به تنظیم چند کلاس زمین‌ساختی برای این گستره شده است. به طوری که عملکرد زمین‌ساخت فعال در این گستره طیفی از فعالیت‌های پایین تا فعالیت بالا را دربر می‌گیرد. بر اساس نقشه پهنه‌بندی

فعالیت تکتونیک بر اساس مورفولوژی مخروط افکنه ها،
مجله پژوهش‌های جغرافیایی، ۴۴، ۱۰-۱.

- دلاوری، م.، ۱۳۸۱ ژئوشیمی و پتروژئولوژی لکانیک‌های
زرد ساوه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

- رضایی مقدم، م.، مقامی مقیم، غ. و رجبی، م.،
۱۳۸۴. عوامل موثر در شکل‌گیری و گسترش مخروط افکنه
رودخانه روئین در دامنه جنوبی آلاداغ در شمال شرق ایران،
فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۷۹، ۱۹-۵.

- عزتی، م.، آق‌تابای، م.، رقیمی، م. و ستایی، ش.،
۱۳۹۱. تجزیه و تحلیل برخی از شاخص‌های ریخت زمین
ساختی حوضه شیرین رود، کپه داغ مرکزی، مجله آمایش
جغرافیایی فضا، ۶، ۱۶-۱.

- عمیدی، س.، ۱۳۶۳. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰
ساوه، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی
کشور.

- کرمی، ف.، ۱۳۸۸. ارزیابی نسبی فعالیت‌های
تکتونیک با استفاده از تحلیل‌های شکل سنجی در حوضه
اوجان، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۳، ۱۵۴-۱۳۵.
- گورابی، ا. و نوحه‌گر، ا.، ۱۳۸۶. شواهد
ژئومورفولوژیکی تکتونیک فعال حوضه آبریز درکه، مجله
پژوهش‌های جغرافیایی، ۶، ۱۹۶-۱۷۷.

- مددی، ع.، رضایی مقدم، م. و رجایی اصل،
ع.، ۱۳۸۳. تحلیل فعالیت‌های نئوتکتونیک با استفاده از
روش‌های ژئومورفولوژی در دامنه‌های شمال غربی تالش،
مجله پژوهش‌های جغرافیایی، ۴۸، ۱۳۸-۱۲۲.

- یمانی، م.، مقیمی، ا. و تقیان، ع.، ۱۳۸۷. ارزیابی
تاثیرات نوزمین ساخت فعال در دامنه‌های کرکس با
استفاده از روش‌های ژئومورفولوژی، تحقیقات جغرافیایی،
۸۸، ۱۳۶-۱۱۷.

- یوسفی، م.، امامی، م.، علوی، م. و عروج نیا،
پ.، ۱۳۷۹. نقشه زمین‌شناسی اشتهارد با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰،
انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور،
تهران.

- Alaei, M., Dehbozorgi, M. and Ghassemi,
M.R., 2017. Evaluation of relative tectonic activity
of Buin Zahra-Avaj area , northern Iran., Arabian
Journal of Geosciences, 10, 229.

- Ambraseys N.N. and Melville C.P., 1982.

کوهستان نیز در کلاس زمین‌ساختی ۲ و فعال قرار گرفته‌اند
و مناطق پست‌تر حوضه‌هایی مانند خررود و بوئین‌زهرا و
عرب در کلاس زمین‌ساختی ۳، نسبتاً فعال و بخش‌هایی از
حوضه‌های شور بالایی و شور پایینی در کلاس زمین‌ساختی
۴ و فعالیت کم قرار گرفته‌اند.

شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی که بر مورفولوژی و شکل
دره حساسیت دارند، نشان می‌دهند که رودخانه‌های بزرگ
منطقه (از جمله لار، شور و خررود) در بالادست خود و در
ارتفاعات و در نزدیکی پیشانی کوهستان، تمایل به حفر قائم
در مسیر خود دارند و زمانی که به پایین دست و رسوبات
کواترنری می‌رسند بیشتر تمایل به عریض‌تر کردن بستر خود
دارند، که احتمالاً ممکن است بیشتر به دلیل وجود گسل‌ها
و پرتگاه‌ها و یا تفاوت در نوع سنگ‌شناسی این ناحیه باشد.
همچنین وجود گسل‌های پیشانی کوهستان از جمله ایپک،
اشتهارد، تکیداق، گمرکان و جارو باعث برافرازش و ارتفاع
گرفتن بخش‌هایی از حوضه‌ها بخصوص در محل پیشانی
کوهستان شده است. نقشه‌های پهنه‌بندی شاخص‌های
SL و Vf به‌روشنی این تغییرات ریخت زمین‌ساختی را
نشان می‌دهد. سه شاخص SL، Smf و Vf حساس‌ترین
شاخص‌ها نسبت به حرکات گسل‌ها می‌باشند که بالاترین
نرخ شاخص SL برای حوضه‌های خررود، بوئین‌زهرا و عرب
است و منطبق با موقعیت گسل جنبا و لرزه زای ایپک
می‌باشد. همچنین فعال‌ترین حوضه از نظر شاخص Smf،
حوضه امیرآباد است که در امتداد گسل تکیداق می‌باشد.
کمترین مقادیر شاخص Vf در مرز بین حوضه‌های شور
بالایی و امیرآباد می‌باشد که در اطراف گسل‌های گمرکان و
جارو قرار دارد.

منابع

- اعلائی، م.، ده بزرگی، م.، قاسمی، م. و نوزعیم، ر.،
۱۳۹۷. ارزیابی زمین‌ساخت جنبا در گستره بوئین‌زهرا-اوج،
جنوب قزوین، نشریه زمین‌شناسی مهندسی، ۱، ۱۵۲-۱۲۳.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران، انتشارات
سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، چاپ دوم،
۶۰۳.
- خیام، م. و مختاری، د.، ۱۳۸۲. ارزیابی عملکرد

- A History of Persian Earthquake, Cambridge University Press, New York, 46, 219.
- Amidi, S., Emami, M. and Michel, R., 1984. Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation, *Geologische Rundschau*, 73, 917- 932.
 - Altin, T.b. and Altin, B.N., 2011. Development and morphometry of drainage network in volcanic terrain, Central Anatolia, Turkey, *Geomorphology* 125, 485-503.
 - Azor, A., Keller, E.A. and Yeats, R.S., 2002. Geomorphic indicators of active fold growth, South Mountain-Oak Ridge Ventura Basin, Southern California, *Geological Society of America Bulletin*, 114, 745-75.
 - Berberian, M., 1983. The Southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 163-183.
 - Berberian, M. and King, G., 1981. Towards a Paleogeography and Tectonic Evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.
 - Ballato, P., Mulch, A., Landgraf, A., Strecker, M. R., Dalconi, M. C., Friedrich, A. and Tabatabaei S. H., 2011. Arabia-Eurasia continental collision, Insights from Late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, Northern Iran, *Geological Society of America Bulletin*, 123, 106-131.
 - Brunet, M.F., Granath, J.W. and Wilmsen, M., 2009. South Caspian to Central Iran basins, Introduction, *Geological Society, London, Special Publications*, 312, 1-6.
 - Bull, W.B., 2007. *Tectonic Geomorphology of Mountains, a New Approach to Paleo Seismology*, Blackwell, Malden, 328.
 - Bull, W.B. and McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology North and South of the Garlock Fault, California, *Geomorphology in arid regions, Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium*, State University of New York, Binghamton, 115-138.
 - Burbery, C.M., Cosgrove, J.W. and Liu, J.G., 2010. A study of fold characteristics and deformation style using the evaluation of the land surface, Zagros simply folded Belt, Iran, *Geological Society of London*, 10, 139-154.
 - Caillat, C., Dehlavi, P. and Jantin, B.M., 1978. Géologie de la région de Saveh (Iran), Contribution à l'étude du Volcanisme et du plutonisme tertiaires de la zone de l'Iran central, *Université Scientifique et Médicale de Grenoble*.
 - Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M. and Iizuka, Y., 2013. Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan Subduction and Zagros Orogeny, *Lithos*, 162, 70-87.
 - El Hamdouni, R. C., Irigaray, T., Fernández, J. Chacón, and Keller, E.A., 2008. Assessment of Relative Active Tectonics, Southwest Border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, 96,1, 150-173.
 - Figueroa, A.M. and Knott, J.R., 2010. Tectonic geomorphology of the Southern Sierra Nevada Mountains (California): Evidence for uplift and basin formation. *Geomorphology*, 123, 1-2.
 - Guarnieri, P. and Pirrotta, C., 2008. The response of drainage basins to the Late Quaternary Tectonics in the Sicilian Side of the Messina Strait(NE), *Geomorphology*, 95, 260-273.
 - Hack, J.T., 1960. Interpretation of Erosional Topography in Humid Temperate regions:

American Journal of Science, 258, 80-97.

- Hare, P. W. and Gardner, T., 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica, Binghamton Symposia in Geomorphology, 15, 75-104.

- Horton, R.E., 1945. Erosional development of Stream and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology, Geological Society of America Bulletin, 56, 275-370.

- Hovius, N., 2000. Macroscale Process Systems of Mountain Belt Erosion, Geomorphology and Global Tectonics, In: Summerfield, M. A. (Ed.), 77-105.

- Kazmin, V.G., Sbornshikov, I. M., Ricou, L. E., Zonenshain, L. P., Boulin, J. and Knipper, A. L., 1986. Volcanic belts as markers of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia, Tectonophysics, 123, 123-152.

- Keller, E.A., and Pinter, N., 2002. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape (2nd Ed). Prentice Hall, New Jersey, 362.

- Mayer, L., 1986. Tectonic Geomorphology of Scarps and Mountain Fronts. Active tectonics, Chapter 7, 125-135.

- Menéndez, I., Silva, P. G. and Martín-Betancor, M., Pérez-Torrado, F. J., Guillou, H. and Scaillet, S., 2008. Fluvial dissection, isostatic

uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain), Geomorphology 102,1, 189-203.

- Menges, C. M., 1987. Temporal and spatial segmentation of the Pliocene-Quaternary fault rupture along the Western Sangre de Cristo Mountain Front, northern New Mexico, Geological Society of America, 131.

- Ramirez-Herrera, M.T., 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt, Earth Surface Processes and Land Forms, 23, 317-322.

- Singh, V., Tandon, S.K., 2008. The Pinjaur Dun and associated active mountains fronts, NW Himalaya, tectonic geomorphology and morphotectonic evolution, Geomorphology 102, 376-394.

- Visteras, C., Calvache, M., Juses, M. and Fernandez, J., 2003. Differential features of alluvial fans controlled by tectonic of ecstiac accommodation space, Examples from the Betic Cordillera, Spain, Geomorphology, 50, 181-202.

- Wells, S. G., Bullard, T. F., Menges, C. M., Drake, P. G., Karas, P. A., Kelson, K. I. and Ritter, J. B., 1988. Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific Coast of Costa Rica, Geomorphology 1, 239-265.

Late Cretaceous Island-arc subduction magmatism in northern edge of central Iran, SW Sabzevar

Kazemi, Z.¹, Ghasemi, H.², Mousivand, F.³ and Griffin, W.⁴

1. Ph.D. Student in Petrology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

2. Professor in Petrology, Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

3. Assistant Professor in Economic Geology, Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

4. Professor in Geology, Faculty of Science and Engineering, Macquarie University, Sydney, Australia

Received: 9 October 2017

Accepted: 27 January 2018

Abstract

A thick sequence of Late Cretaceous volcano-sedimentary rocks crops out on the northern margin of Central Iran, in the southwest of the Sabzevar. The igneous rocks include extrusions (trachy-andesite, dacite and rhyolite) and shallow depth intrusions (gabbro, gabbrodiorite, diorite and granite). These igneous rocks have geochemical signatures of magmatic rocks of island-arc subduction zones and plot within field in different tectonic setting discrimination diagrams. The parental magma of these rocks has island arc tholeiitic nature and was produced via partial melting of a depleted spinel lherzolite mantle source during closing of the Sabzevar Neo-Tethyan oceanic basin in the Late Cretaceous. This depleted mantle source was affected by the metasomatic fluids released from dehydration of the Neo-Tethys subducted oceanic slab.

Keywords: Igneous rocks, Magmatism, Sabzevar, Central Iran, Late Cretaceous, Neo-Tethys.

The effect of the Gachsaran mobile formation on folding style and tectonic evolution of the Rag-e-Sefid anticline in the southern Dezful Embayment

Yousefi, M.¹, Moussavi, M.² and Khatib, M. M.³

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

2. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand

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

Received: 7 February 2018

Accepted: 28 February 2018

Abstract

Plastic behavior and significant thickness of the Gachsaran incompetence formation on top of middle carbonate units in the sedimentary sequence of the southern Dezful Embayment led to the emergence of different styles of folding above and below of this formation. So that the structures in the upper and lower parts of this formation are completely separated and do not match each other. In the upper anticlines, above the Gachsaran horizon, the calculation of the limbs angle, the main thrust slope and the percentage of forelimb thickening indicate the fault detachment fold style. This style marks the geometry of fold at the early stage of the development of this anticline. Also the seismic profiles below the Gachsaran horizon also show the fault-propagation folding style. In the south Dezful Embayment, folding in the Gachsaran Formation occurs with shorter wavelengths in the form of disharmonic folds. This folding acts as the decoupling surface for the lower folds so that the synclines in this moving horizon directly cover the lower anticlines. The rounded folds in the carbonates in lower anticline are the imposed folds associated with steepened up reverse faults, detached on the basal decollement level and ultimately faulted by progressive deformation. The interpretation of seismic sections in the southern Dezful Embayment shows that lateral migration occurs in the salt units of the GS2 and GS4, and the upper and lower units of the Gachsaran Formation do not play a role in salt migration. Lateral migration in Miocene salts of the Gachsaran Formation is accomplished by the growth of sub-anticline during folding and loading of upper formation at the upper Gachsaran Formation.

Keywords: Rag sefid anticline, Folding styles, Gachsaran formation, Detachment folding.

The performance of the wavelet Halt-Winters hybrid model (WHW) in groundwater level forecasting of Urmieh coastal aquifer

Mirarabi, A.¹, Nassery, H.R.², Nakhaei, M.³ and Alijani, F.⁴

1. Department of Mineral Geology and Hydrogeology , Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2. Department of Mineral Geology and Hydrogeology , Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

3. Department of Applied Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

4. Department of Mineral Geology and hydrogeology , Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 6 October 2018

Accepted: 26 February 2019

Abstract

For management and planning valuable groundwater resources, it is very important to predict groundwater level and have a correct understanding about aquifer changes. In this paper for the first time, the wavelet Halt-Winters hybrid models (WHW) were used and tested for groundwater forecasting. A monthly data set of 16 years consisting of groundwater level fluctuations was used in two observation wells of Urmieh coastal aquifer. In the WHW, the dataset was converted into several sub-dataset with different time scales. Then, the sub-series were used in the HW model as inputs. Subsequently, the performance of the WHW model was compared with ARIMA, HW, and SARIMA as linear models and neural network models (ANN) and Support Vector Regression (SVR) as nonlinear models. The results showed that the NSE and RMSE values of the WHW model were upgraded up to 30% and 60% respectively, in comparison with linear models. The WHW hybrid model also has the same performance compared to nonlinear models. This research reflects that if there are multiple seasonal fluctuations in the groundwater time series, the performance of the WHW model compared with linear models will be more accurate.

Keywords: Halt-Winters, Wavelet transform, Neural network, Support vector regression, Groundwater.

Structural style of the eastern part of Dehsheikh peridotite massif, Esfandagheh ophiolitic mélanges, Southwest of Iran

Jalalat Vakil-Kandi, S.¹, Shahpasandzadeh, M.², Honarmand, M.³ and Ahmadipour, H.⁴

1. M.Sc student, Department of Earth Sciences, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

2. Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

3. Assistant Professor, Department of Ecology, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

4. Associate Professor, Department of Geology, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

Received: 2 January 2018

Accepted: 7 March 2018

Abstract

The Dehsheikh peridotite massif, as a part of the Esfandagheh ophiolitic mélanges, is located in the south of Baft, Kerman province. Structural analysis of the ophiolitic complexes play an important role in understanding geodynamics of the orogenic belts. In this research, structural elements of the eastern part of the Dehsheikh peridotite massif as well as prevailing deformational patterns of the area and its relation to the Zagros orogenic belt was studied. The chromitite folds, dunitic/pyroxenitic dykes and ductile to brittle shear zones (faults and magnesite veins) constitute the principal structures of this area. Structural evidence indicate two successive tentional/transtentional and dextral transpressional deformational phases. The early D_1 deformation took place in a back-arc basin during ascending of the Dehsheikh Peridotite massif. This caused emplacement of the lithospheric mantle in the low crust level, and was accompanied by deformation of the chromitites and intrusion of the dunitic/pyroxenitic dykes. The next D_2 right-lateral transpressional deformation with development of the brittle-ductile shear zones accommodated emplacement of this massif in the high pressure-low temperature Sanandaj-Sirjan metamorphic zone

Keywords: Esfandagheh ophiolite mélanges, Structural analysis, Dehsheikh peridotite massif, Zagros.

Two dimensional finite strain analysis of boudin bearing marble in Khalaj region using Mohr circle, south of Mashhad

Sheikholeslami, M.R.¹

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

Received: 25 February 2018

Accepted: 4 April 2018

Abstract

The marbles of the Khalaj area constitute a part of the Mashhad metamorphic complex which was affected by three stages of deformation. Stretches of the boudins, which occurred during the first stage of the regional deformation, are measured in seven stations. The data are used for two dimensional finite strain analyses by Mohr circle. The results indicate the ellipticity of the strain ellipsoids vary between 1.05 to 1.36, and the maximum shear angle is between 4 to 20 degrees. These results are in agreement with field observations indicating dominant pure shear deformation during the first stage. This deformation is marked by generation of continuous folds and chocolate box boudins. These types of boudins were formed due to the stretching in two directions. Results of two dimensional strain analyses also show half to one time positive volume change during first stage of deformation.

Keywords: Khalaj, Boudin, Deformation, Finite strain, Mohr circle.

The Study of mineral chemistry, tectonomagmatic setting and petrogenesis of plutonic bodies in Sursat Complex, NW Takab, Iran

Dadfar, S.¹, Aliani, F.², Baharifar, A.A.³ and Zarinkoub, M.H.⁴

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

2. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

3. Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

4. Professor, Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran

Received: 2 December 2017

Accepted: 28 February 2018

Abstract

The plutonic bodies occurring in Sursat complex are some parts of plutonic rocks of Sanandaj- Sirjan Zone. Based on the field observations and microscopic studies, rocks of the study area are consist of hornblende gabbro, quartz diorite, monzodiorite, granodiorite and tonalite. The EPMA analyses of minerals such as amphiboles (in granodiorite and monzodiorite), plagioclases and alkali feldspars indicate that amphiboles are magnesiohornblende, plagioclases are albite and oligoclase and alkali feldspars are orthoclase. Geochemical studies indicate that monzodiorite unit (Turke Dare and Khangholi bodies) are metaluminous I-type and calc-alkaline in nature. They are plotted in volcanic arc granite (VAG) region with $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and ϵNd values equal to 0.70448 and -0.12. All evidence represent that the monzodiorite were generated from a magma which was derived from mantle affected by assimilation and contamination processes. Granodiorite unit (Pichaghci, Hamzeh Ghasem and Northeast Khangholi bodies) represents I-type, metaluminous to peraluminous and calc-alkaline characteristics and is plotted in VGA field of magmatic arc. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and ϵNd values are equal to 0.70529 and -2.82 respectively. So these granodiorites were generated through mixing processes of a mantle magma with crustal sources. Tonalite-trondhjemites group are I-type, tholeiitic, peraluminous according to the low value of Mg# (2.9-11.6), Cr (20-46 ppm) and Ni (1-2.4 ppm) contents. They are also low in LA/Yb, Sr/Y, and Nb/Ta. The slight negative anomaly in fractionated patterns of the rare earth elements (REE) and very low depletion in Eu, indicate that these rocks were resulted from amphibolitic crustal source that were previously generated from thickened mafic crust or from basaltic plate in low pressures at shallow depth in the presence of abundant plagioclase.

Keywords: I-Type granitoides, Mineral chemistry, Crustal contamination, Magma mixing, NW Takab.

Difference of in situ stress regime dependent on structural position and geomechanical characteristics, Case study- Gachsaran and Asmari formations, SW Iran

Talebi, H.¹, Alavi, A.², Ghassemi, M.R.³ and Sherkati, Sh.⁴

1. Ph.D. student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
2. Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
3. Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran
4. Ph.D., NIOC Exploration Directorate, Tehran, Iran

Received: 28 October 2017

Accepted: 27 January 2018

Abstract

Estimation of in-situ stress tensor in sedimentary basins using information obtained from exploration and development oil and gas wells during the drilling and logging process may be used for estimation of in-situ stress tensor in sedimentary basins. The in-situ stress magnitude and orientation and the resulting stress regime around the studied wells have been several application in secondary recovery programs from hydrocarbon reservoirs as well as wellbore stability analysis. In this paper, the magnitude of in-situ stress is estimated by using abovementioned data in some oil wells located in the south west of Iran. Increasing the oil production by hydraulic fracturing design and sand control in the multi-layer reservoirs such as the Marun giant oil field with loose sand horizons and also improving drilling performance in the Gachsaran formation requires knowledge about the prevailing stress conditions. This research, tries to analyze the stress regime of the Asmari and Gachsaran Formations around the selected wells in the Marun and Lali fields using constructed Mechanical Earth Models (MEM) and their differences are discussed. The calculated stress magnitudes in studied wells indicate a significant drop in magnitude of horizontal stresses from the Gachsaran to Asmari reservoirs in the Marun oil field. The magnitudes of the three principal stresses resulted that $S_{H_{max}}$ is the maximum principal stress and the $S_{h_{min}}$ is the minimum principal stress, thus a strike-slip stress regime ($S_{H_{max}} > S_v > S_{h_{min}}$) dominates in the Gachsaran sequence and the Asmari formation of the Lali oil field. however, in the Gachsaran formation of Marun giant oil field, stress regime is reverse-strike slip but normal stress regime is dominated in it's Asmari reservoir. The In-situ stress condition indicates that the structural condition and the depth difference of these structures plays an important role in the tectonic stress regime changes.

Keywords: Insitu stress, Lali and Marun oil fields, Normal and strike-slip stress regime, Asmari and Gachsaran formations.

Active Tectonics Zonation in Saveh Area, SW Tehran

Abdollahi M.¹ and Hajjalibeigi, H.²

1. M.Sc student, Department of Sedimentary Basin and Petroleum, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University

2. Assistant Professor, Department of Sedimentary Basin and Petroleum, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University

Received: 20 May 2018

Accepted: 29 September 2018

Abstract

Geomorphic indexes can be a useful tool for investigating the impact of active tectonics and the identification of related anomalies, especially in areas that quantitative research work has been done. The study area is a part of the Central Iranian structural-sedimentary zone, located in the Saveh area. By studying the geological and topographic maps and using digital elevation data, it was evaluated the rate of relative active tectonics of this area, using some of the geomorphic indexes such as Hi, Re, Bs, AF, Vf, Vc, V, SL, Smf and Iat. These indexes which have been measured and compared in eight fronts and nine basins (Shur-payeinii, Lar, Bidlu, Amirabad, Shur-baleii, Eshtehard, Buin Zahra, Arab and Kharrud) resulted to present the active tectonic zonation map for the study area. The measured Hi index shows the relative maturity of all basins and the Arab basin has the most relative tectonic activity compared to other basins. The Re index shows the highest elongation for Lar, Bidlu and Kharrud basins and the least elongation for Shur-payeinii basin. The AF index shows the highest uplift for the Bidlu basin, which is located on the right side of this basin. Vf, Vc and V indexes represent the lowest rate of activity in the valleys which are located on the border between the Shur-baleii and Amirabad basins, the southern part is the Lar basin and the border between Amirabad and Bidlu basins. The Kharrud, Buin Zahra and Arab basins are the most active basins based on the SL index. The Smf index indicates the high activity for all basins. According to active tectonic zonation map, it is possible to show that on the border between the Eshtehard, Shur-baleii, Lar, Bidlu and Amirabad basins which are located in 1 class, have the highest degree of activity. These basins are affected by behavior Jaru, Gomorkan, Ipak, Takidagh, and Alishar faults. Other parts along the mountain fronts are also located in 2 class and are active. The low-lying areas (Kharrud, Buin Zahra and Arab basins) located in 3 class, have the least degree of activity. The highest rate of SL index is for Kharrud, Buin Zahra and Arab basins. This high rate resulted to the seismic and active Ipak fault. According to Smf index, Amirabad basin is the most active basins. Vf index represent the lowest rate which are located on the border between the Shur-baleii and Amirabad basins. This border is located on Jaru and Gomorkan faults.

Keywords: Geomorphic indexes, Relative tectonics activity, Active tectonics, Saveh.



Vol. 13, No. 49, Spring 2019

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., Retierd Associate Professor-Shahid Beheshti University

Executive board:

Khodaei, K. and Esmaili, E.

Editors:

Khatibi Mehr, M.

Designer:

Ansari, A.

Published: Spring 2019

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>