



سال ۱۱، شماره ۴۳، پاییز ۱۳۹۶  
صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

سر دبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر عزت‌ا... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

دکتر 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، استادیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قویدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد جهاددانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی

مدیر داخلی:

کمال خدایی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

مدیر اجرایی:

انسیه اسماعیلی

ویراستار:

پرستو عطرسائی

صفحه‌آرا:

آرزو انصاری

چاپ:

بعثت

تاریخ انتشار: پاییز ۱۳۹۶

نشانی:

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

نشانی دفتر فصلنامه:

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

تلفن: ۲۲۴۳۱۹۳۳ - ۴، ۲۹۹۰۳۰۳۷

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت: www.rias.ac.ir

وب سایت فصلنامه: journal.rias.ac.ir

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

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



# شناخت منابع تغذیه چشمه‌های کارستی مهم استان خوزستان با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ۱۸ و دوتریم

حمیدرضا محمدی بهزاد<sup>۱\*</sup>، نصراله کلانتری<sup>۲</sup>، عباس چرچی<sup>۳</sup> و آرش ندری<sup>۴</sup>

۱. دکتری هیدروژئولوژی، باشگاه پژوهشگران جوان و نخبگان، واحد اهواز، دانشگاه آزاد اسلامی، اهواز، ایران
۲. استاد هیدروژئولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران، اهواز، ایران
۳. استادیار تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران، اهواز، ایران
۴. استادیار هیدروژئولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران، اهواز، ایران

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۱/۰۷

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۷/۲۸

## چکیده

چشمه‌های کارستی سبزآب و بی‌بی‌تلخون از جمله چشمه‌های پرآب استان خوزستان هستند که به ترتیب از آهک‌های آسماری تاقدیس‌های کمارون و پایده تخلیه می‌شوند. سطح بیرون زده آهک‌های آسماری هر دو تاقدیس متناسب با حجم آب تخلیه شده از این چشمه‌ها نمی‌باشد. بر اساس بررسی‌های بیلان اجمالی و هیدروگراف تخلیه چشمه‌ها، منابع آب مهمی در منطقه مورد مطالعه وجود دارد (از جمله مخزن سد شهید عباسپور و همچنین تاقدیس شیرگون) که می‌توانند در تغذیه چشمه‌های یاد شده دخالت داشته باشند. بنابراین، جهت ارزیابی این موضوع، محتوی ایزوتوپ‌های پایدار  $^{18}\text{O}$  و  $^2\text{H}$  تمامی منابع آب موجود در منطقه هدف (تخلیه) و در منطقه تغذیه برای دو دوره تر (بهمن ۹۱) و خشک (تیر ۹۲) تعیین شد. سپس، با استفاده از این نتایج ایزوتوپی و خط آب جوی محلی، به بررسی منشأ تغذیه چشمه‌های منطقه هدف پرداخته شد و ارتفاع منطقه تغذیه و سهم تغذیه احتمالی این چشمه‌ها از منابع آب موجود در منطقه تعیین گردید. نتایج نشان داد که ارتفاع منطقه تغذیه چشمه‌های منطقه هدف با ارتفاع آنها در تاقدیس کارستی شیرگون مطابقت دارد. همچنین، مشخص شد که دریاچه سد شهید عباسپور در تغذیه چشمه سبزآب مشارکت دارد. با این حال، سهم آب دریافتی چشمه سبزآب از منبع یاد شده در مقایسه با آب دریافتی از تاقدیس شیرگون، چندان قابل ملاحظه نمی‌باشد.

**واژه‌های کلیدی:** چشمه‌های سبزآب و بی‌بی‌تلخون، منابع تغذیه، ارتفاع منطقه تغذیه، خط آب جوی، ایزوتوپ‌های پایدار  $^{18}\text{O}$  و  $^2\text{H}$ .

## مقدمه

در تجزیه و تحلیل مطالعات منابع آب کارست، شناخت منشأ آب ورودی به سیستم کارستی از اهمیت زیادی برخوردار است. به‌طور کلی آب‌های ورودی به یک آبخوان کارستی ممکن است از یک یا چندین منبع منشأ بگیرند (محمدی بهزاد و همکاران، ۱۳۹۴). در پیچیده‌ترین شرایط، تغذیه می‌تواند هم از حوضه‌های کارستی مجاور و هم از منابع آب سطحی موجود در منطقه

\* نویسنده مرتبط: hmbehzad@yahoo.com

(2014)، Filippini et al. (2015)، Kanduć (2015) و Verbovšek and Liu et al. (2016) نیز کارهای مشابهی را انجام داده‌اند.

در این تحقیق سعی بر این بوده است تا با مقایسه محتوی ایزوتوپ‌های پایدار  $^{18}\text{O}$  و  $^2\text{H}$  بارندگی، مخزن سد شهید عباسپور و چشمه‌های موجود در منطقه مورد مطالعه، منابع احتمالی و وضعیت تغذیه دو مورد از مهم‌ترین چشمه‌های کارستی استان خوزستان به نام‌های چشمه سبزآب و چشمه بی‌بی‌تلخون، مورد ارزیابی قرار گیرد.

### مواد و روش مطالعه

به‌منظور به دست آوردن جزئیاتی از وضعیت تغذیه چشمه‌های کارستی سبزآب و بی‌بی‌تلخون از آنها در طول دو دوره تر (بهمن ۹۱) و خشک (تیر ۹۲) نمونه‌برداری ایزوتوپی به عمل آمد. علاوه بر این، از چشمه‌های دیگر موجود در منطقه تغذیه (حوضه کارستی شیرگون) شامل چشمه‌های تینا و آبشکالون نیز نمونه‌برداری به عمل آمد. لازم به ذکر است که نمونه‌ها مستقیماً از محل خروج آب هر چشمه برداشت شد. از طرف دیگر، جهت ارزیابی ارتباط هیدرولیکی بین دریاچه سد شهید عباسپور و آبخوان کارستی میزبان چشمه سبزآب (آبخوان کمرون)، از این منبع نیز در بازه‌های زمانی یاد شده دو دوره نمونه‌برداری ایزوتوپی صورت گرفت. این نمونه‌ها از دریاچه‌های خروجی<sup>۲</sup> تکیه‌گاه‌های سد برداشت شد. نمونه‌های ایزوتوپی، جهت تعیین مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار  $^{18}\text{O}$  و  $^2\text{H}$  به آزمایشگاه هاج ایزوتوپ دانشکده علوم دانشگاه اتاواای کانادا ارسال شدند که نتایج آن در جدول ۱ ارائه شده است. ترکیبات ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن تمام نمونه‌ها به‌وسیله دستگاه IRMS<sup>۳</sup> مورد سنجش قرار گرفته است. جهت سنجش ایزوتوپ اکسیژن نمونه‌های آبی از موازنه متداول  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  استفاده شده است (Epstein and Mayeda, 1953). بدین صورت که ابتدا حدود دو میلی لیتر از هر نمونه آبی در دمای استاندارد  $1 \pm 25^\circ\text{C}$  با گاز  $\text{CO}_2$  موازنه می‌شود، سپس گاز  $\text{CO}_2$

صورت بگیرد. چنین وضعیتی، در مناطق توسعه یافته کارستی ممکن است با ظهور چشمه‌هایی با آبدهی غیرقابل انتظار همراه باشد (Kalantari et al., 2016).

مطالعات هیدروژئولوژی اغلب برای تشریح هیدرودینامیک آب‌زیرزمینی در محیط‌های کارستی کربناته کافی نیستند، زیرا که آب‌زیرزمینی هم‌ازدرون شکستگی‌ها و هم‌ازمیان کانال‌های کارستی در جریان می‌باشد (Kohfahl et al., 2008). عوامل متعددی از جمله وضعیت زمین‌ساختاری و لیتولوژیکی می‌توانند هیدرودینامیک آب‌های زیرزمینی در محیط‌های کارستی را در مقیاس‌های محلی و ناحیه‌ای کنترل کنند (Scanlon et al., 2002; Ford and Williams, 2007; Fiorillo, 2009; Kalantari et al., 2011). توجه به این عوامل، برای درک بهتری از نرخ تغذیه و رژیم تغذیه یک سامانه کارستی، ضروری است.

مقایسه ترکیبات ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ( $^{18}\text{O}$ ) و هیدروژن ( $^2\text{H}$ ) موجود در آب حاصل از بارندگی (چه آب حاصل از باران یا ذوب برف) و آب‌زیرزمینی کارستی می‌تواند یک ابزار ارزشمند برای ارزیابی مکانیسم تغذیه باشد (Barbieri et al., 2005; Yeh et al., 2011). امروزه، استفاده از این ابزار طرفداران زیادی را در دنیا به خود جلب کرده است. به‌عنوان مثال، (Mandić et al., 2008) توانستند با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار اطلاعات مهمی را در رابطه با میانگین ارتفاع مناطق تغذیه چشمه‌های اصلی حوضه آبریز رودخانه گاکا<sup>۱</sup> کرواسی به دست آورند. (Schwarz et al., 2009) با مقایسه ترکیبات ایزوتوپی بارندگی و تخلیه آب‌زیرزمینی، اختلاط بین بخش‌های مختلف مخازن آب‌زیرزمینی یکی از شناخته شده‌ترین و بزرگترین مناطق کارستی آلمان را مورد ارزیابی قرار دادند. (Marques et al., 2013) با استفاده از ردیاب‌های ایزوتوپی به بررسی مسئله تغذیه و مسیرهای جریان محلی و ناحیه‌ای آب‌زیرزمینی در یک سامانه آهکی در مرکز پرتغال پرداختند. (Meng and Liu, 2016) خصوصیات ایزوتوپی بارندگی، آب حاصل از ذوب برف، آب رودخانه و منابع آب‌زیرزمینی را مورد مقایسه قرار دادند و به نتایج ارزشمندی دست یافتند. (Yuan et al., 2011), (Sappa et al., 2012), (Dun et al.,

1. Gacka

2. Drain holes

3. Isotope Ratio Mass Spectrometry

شده‌اند. لازم به ذکر است که جهت ترسیم خط آب جوی محلی از داده‌های ایزوتوپ‌های پایدار  $^{18}\text{O}$  و  $^2\text{H}$  آب باران و برف منطقه مطالعاتی شیمبار (شرکت مهندسی مشاوره آب پژوهان خوزستان، ۱۳۹۲) بهره گرفته شده است.

با عمل برودت‌زایی در خط خلأ تصفیه شده، و پس از آن استخراج می‌شود. برای سنجش ایزوتوپ هیدروژن نیز، از روی فلزی<sup>۱</sup> به منظور تولید گاز هیدروژن استفاده شده است (Coleman et al., 1993). این سنجش‌ها با مقادیر  $\pm 0.15\%$  برای  $^{18}\text{O}$  و مقادیر  $\pm 2\%$  برای  $^2\text{H}$  تکرار

جدول ۱. نتایج سنجش ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ۱۸ و دوتریم منابع آبی محدوده مطالعاتی در طول دو دوره نمونه‌برداری بهمن ۹۱ و تیر ۹۲

ردیف	منابع آبی	بهمن ۹۱ (دوره بارندگی)		تیر ۹۲ (دوره خشک)	
		$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^2\text{H}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^2\text{H}$ [‰]
۱	چشمه سبزآب	-۵/۱۴	-۱۹/۴۶	-۵/۲۵	-۲۸/۶۶
۲	چشمه بی‌بی تلخون	-۴/۹۸	-۱۴/۲۱	-۴/۷۱	-۱۶/۸۲
۳	چشمه تینا	-۵/۲۱	-۲۵/۵۴	-۵/۵۴	-۲۸/۷۲
۴	چشمه آبشکالون	-۵/۲۶	-۲۵/۶۳	-۵/۶۱	-۲۸/۹۷
۵	دریاچه سد شهید عباسپور	-۵/۱۳	-۲۱/۶۵	-۴/۳۱	-۲۴/۷۰

سازند گچساران از بالا و از جوانب محصور شده است. از لحاظ تکتونیکی، چشمه‌های سبزآب و بی‌بی تلخون به ترتیب در راستای پهنه‌های خرد شده حاصل از عملکرد گسل‌های راندگی پنهان اندیکا و پایده ظهور یافته‌اند. این ساختارها مانند ساختارهای اصلی کمر بند چین خورده- رانده زاگرس با روند تقریبی شمال باختر- جنوب خاور به صورت عرضی توسط مجموعه‌ای از گسل‌ها با ساز و کار غالب راستالغز قطع می‌شوند (نجفی و یساقی، ۱۳۸۸). علاوه بر این، عملکرد ساختاری و هیدروژنومورفولوژیک راندگی‌ها، هیدرودینامیک تغذیه و تخلیه چشمه‌ها را نیز کنترل می‌کند، به طوری که این راندگی‌ها در برابر جریان‌های آب ورودی به آبخوان میزبان چشمه‌ها، به صورت یک سد هیدرولیکی عمل می‌کنند و همچنین جهت جریان عمومی آب‌های زیرزمینی درون حوضه‌ای و برون حوضه‌ای نیز تحت کنترل آنهاست. البته، برقراری ارتباط هیدرولیکی و موازنه آبی بین حوضه‌های کارستی منطقه مورد مطالعه توسط گسل‌های دیگری صورت می‌گیرد. این گسل‌ها، در ارتباط با گسل‌های اصلی و بنیادین منطقه یعنی گسل‌های راستالغز چپ‌بر بالاورد و

## وضعیت هیدروژئولوژی و زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

موقعیت ظهور چشمه سبزآب در کمر شکسته تاقدیس کمارون، در پایین دست سد شهید عباسپور (کارون یک) و در تکیه‌گاه سمت راست آن و موقعیت ظهور چشمه بی‌بی تلخون در کمر شکسته تاقدیس پایده (کوه ادیو) و در جناح چپ رودخانه تالوک، در شمال شرق استان خوزستان قرار دارد (محمدی بهزاد، ۱۳۹۰). موقعیت این چشمه‌ها در شکل ۱ به تصویر کشیده شده است. در واقع تاقدیس‌های کمارون و پایده، مهم‌ترین تاقدیس‌های حاوی مخزن آب‌زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه می‌باشند. این تاقدیس‌ها دارای روند NW-SE همراستا با روند عمومی رشته کوه‌های زاگرس هستند و در کمر بند چین خورده- رانده شده زاگرس<sup>۲</sup> واقع شده‌اند (نریمانی و همکاران، ۱۳۸۹ و حاجی علی بیگی و همکاران، ۱۳۹۱). بیشتر پوشش سطحی این تاقدیس‌ها را آهک‌های سخت سازند آسماری (پالئوسن- میوسن) تشکیل داده‌اند. ضخامت آهک آسماری در منطقه مورد مطالعه حدود ۳۰۰ متر می‌باشد که توسط شیل و مارن‌های نفوذناپذیر سازند پایده- گورپی (کامپانین- الیگوسن) در زیر و با لیتولوژی مارن، ژئیس/انیدریت و هالیت (میوسن آغازی)

1. Metallic zinc

2. Zagros Folded-Thrust Belt

نظر گرفت، آب ناشی از ذوب توده‌های متراکم برف در سطح حوضه کارستی تغذیه‌کننده این چشمه‌ها می‌باشد. با این حال، در طول دوره مورد بررسی در سطح حوضه‌های کارستی میزبان چشمه‌های سبزآب و بی‌بی‌تلخون، بارش برفی رخ نداده است و این حوضه‌ها برف‌گیر نمی‌باشند. از این رو می‌توان نتیجه گرفت که حوضه (های) کارستی مجاور که برف‌گیر هستند می‌توانند در این تغذیه دخالت داشته باشند.

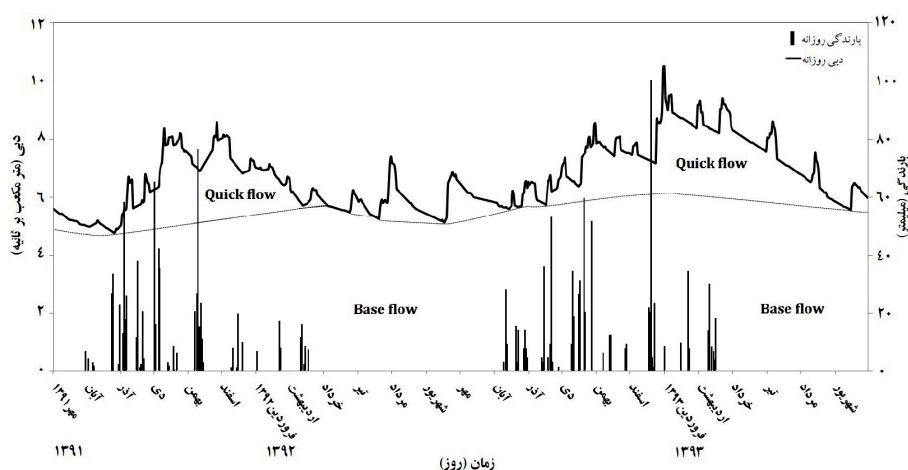
با در نظر گرفتن شرایط زمین‌شناسی و تکتونیکی و تخمین بیلان اجمالی، از میان حوضه‌های کارستی مجاور، حوضه کارستی شیرگون این پتانسیل را دارد که در تغذیه چشمه بی‌بی‌تلخون مشارکت داشته باشد. طبق بررسی‌های بیلان، تقریباً دو سوم (MCM ۱۳۶) از آب چشمه سبزآب می‌تواند از این تأقدیس کارستی (جدول ۲) و مابقی آن نیز (به‌طور متوسط حدود MCM ۷۹) می‌تواند از آب دریاچه پشت سد تغذیه شود (محمدی بهزاد و همکاران، ۱۳۹۴). به‌علاوه، سهم تغذیه چشمه بی‌بی‌تلخون از این منبع تغذیه مشترک می‌تواند چیزی در حدود MCM ۵۰ باشد. سطح تأقدیس شیرگون که از تراکم شکستگی‌ها برخوردار است (برخلاف دو تأقدیس کمارون و پابده کوه ادیو)، همه ساله دارای بارش به‌صورت برف می‌باشد. به‌طوری‌که سطح این تأقدیس در نیمی از سال پوشیده از برف می‌باشد. چشمه‌های تینا و آبشکالون خروجی‌های مهم این تأقدیس هستند که در راستای یک راندگی مهمی در این ناحیه بنام راندگی شیرگون ظهور کرده‌اند. مشخصات هیدروژئولوژی و هیدروژئوشیمی این چشمه‌ها به همراه چشمه‌های سبزآب و بی‌بی‌تلخون در جدول ۳ ارائه شده است. متوسط میزان تخلیه تأقدیس شیرگون توسط این چشمه‌ها در حدود ۰/۳۸ متر مکعب بر ثانیه (معادل MCM ۱۲/۳) می‌باشد (جدول ۲). این رقم تنها حدود پنج درصد از حجم آب نفوذی ناشی از بارش‌ها را بر سطح این تأقدیس تشکیل می‌دهد. بنابراین، بیلان آبی این تأقدیس به مقدار قابل توجهی مثبت می‌باشد و بنابر قاعده موازنه هیدروژئویکی این آب می‌تواند به آبخوان‌های کارستی مجاور که از بیلان آبی منفی برخوردار هستند، انتقال داده شود.

راست‌الغز راست‌بر ایذه هستند که با ایجاد فضاهای کششی مناسب می‌توانند کمبود آبدهی حوضه‌های کارستی کمارون (چشمه سبزآب) و ادیو (چشمه بی‌بی‌تلخون) را با پتانسیل آبی زیاد حوضه‌های کارستی مجاور موازنه کند.

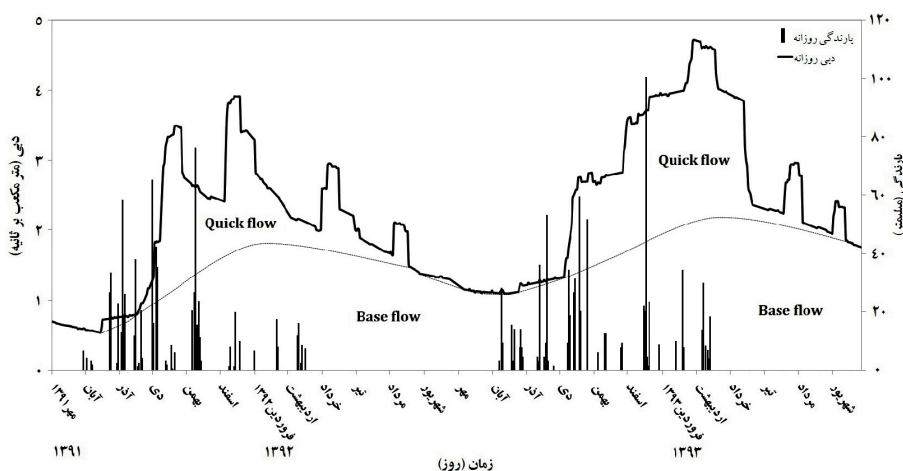
از لحاظ وضعیت هیدروژئولوژی، تغذیه چشمه سبزآب بسیار پیچیده‌تر از چشمه بی‌بی‌تلخون می‌باشد، به طوری‌که تحقیقات انجام شده تاکنون در شناسایی دقیق منابع تغذیه این چشمه توفیقی نداشته‌اند (شبان، ۱۳۹۰). با توجه به نتایج به دست آمده از بررسی‌های بیلان آبی حوضه‌های کارستی منطقه مورد مطالعه (جدول ۲)، آبخوان کارستی کمارون، میزبان چشمه سبزآب، تنها توانایی تغذیه حدود ۷/۳ میلیون مترمکعب از آب این چشمه را دارد و بیلان آبی آن منفی می‌باشد (جدول ۲). از طرف دیگر، آبخوان کارستی ادیو، میزبان چشمه بی‌بی‌تلخون، حدود یک سوم (MCM ۲۲) از آب این چشمه را می‌تواند تأمین کند. بنابراین، انتظار می‌رود بخش بزرگ آب این چشمه‌ها از یک منبع یا منابع دیگری تأمین شود. بررسی هیدروگراف هر دو چشمه نیز شواهد مهمی را در اختیار می‌گذارد. با توجه به هیدروگراف این چشمه‌ها (شکل‌های ۲ و ۳)، در آبدهی هر دو چشمه پیک‌های مهمی در دوره‌های تر و خشک وجود دارد. فواصل زمانی پیک‌های اصلی شکل گرفته در دوره‌های تر در طول دوره مورد بررسی (سال‌های آبی ۹۱-۹۲ و ۹۲-۹۳) از آغاز بارش‌های متمرکز تا زمان وقوع، به‌طور متوسط بیش از یک ماه (بین ۲۹ تا ۳۴ روز برای چشمه سبزآب و ۴۷ تا ۵۱ روز برای چشمه بی‌بی‌تلخون) به طول انجامیده است. این تأخیر زمانی برای یک چشمه کارستی بیش از حد نرمال (تقریباً بین یک تا پنج روز) است (کرمی، ۱۳۷۲) و نشان می‌دهد که چشمه‌های کارستی سبزآب و بی‌بی‌تلخون از حوضه‌آبگیر وسیعی برخوردار هستند و بخش مهمی از تغذیه آنها توسط آب‌هایی تأمین می‌شود که از نقاط دور دست می‌آیند. همچنین در مورد پیک‌های آبدهی که در طول دوره خشک رخ داده‌اند، مسلم است که بارندگی به‌طور مستقیم در شکل‌گیری آنها نقش نداشته است، تنها شواهدی که می‌توان برای وقوع این پیک‌ها در







شکل ۲. هیدروگراف روزانه چشمه کارستی سبزاب برای سال‌های آبی ۹۱-۹۲ و ۹۲-۹۳



شکل ۳. هیدروگراف روزانه چشمه کارستی بی‌بی‌تلخون برای سال‌های آبی ۹۱-۹۲ و ۹۲-۹۳

جدول ۲. بیلان اجمالی حوضه‌های کارستی منطقه مورد مطالعه برای سال آبی ۹۲-۹۳

حوضه کارستی	سطح حوضه‌آبگیر (Km <sup>2</sup> )	درصد نفوذ	متوسط بارش (mm)	خروجی اصلی	آب ورودی (MCM <sup>o</sup> )	آب خروجی (MCM <sup>o</sup> )	ورودی-خروجی
کمارون	۲۲	۶۰	۶۰۵	چشمه سبزاب	۷/۳	۲۲۲/۰	-۲۱۴/۷
ادیو	۷۲	۵۰	۵۵۲	چشمه بی‌بی‌تلخون	۲۱/۸	۷۱/۲	-۴۹/۴
شیرگون	۵۰۸	۶۰	۸۷۵	چشمه‌های تینا و آبشکالون	۲۶۶/۷	۱۲/۳	+۲۵۴/۴

MCM<sup>o</sup>: میلیون مترمکعب

جدول ۳. مشخصات هیدروژئولوژی و هیدروژئوشیمی چشمه‌های کارستی منطقه مورد مطالعه

چشمه	تیپ غالب جریان	ارتفاع (m)	سطح حوضه‌آبگیر (Km <sup>2</sup> )	میزان تخلیه (m <sup>3</sup> /s)	ذخیره دینامیک (MCM/Annum)	EC (μS/cm)	تیپ غالب آب
سبزاب	مجری-انتشاری	۴۶۰	۴۴۸	۵/۲-۱۰/۵	۱۶۴-۳۳۱	۴۷۸-۵۸۲	HCO <sub>3</sub> -Ca (Mg)
بی‌بی‌تلخون	مجری-انتشاری	۴۲۰	۱۸۵	۱/۴-۵	۴۴-۱۵۸	۴۱۵-۱۲۷۵	Cl-Na (HCO <sub>3</sub> -Ca)
تینا	انتشاری	۸۱۶	۱۴	۰/۱-۰/۳۵	۳-۱۱	۴۵۴-۵۶۸	HCO <sub>3</sub> -Ca
آبشکالون	انتشاری	۸۶۷	۹	۰/۱-۰/۲	۳-۶	۴۶۲-۵۸۱	HCO <sub>3</sub> -Ca

جهانی آرایش یافته‌اند (شکل ۴). همان‌طور که در شکل ۴ نشان داده شده است در این مرحله، چشمه‌های سبزآب و بی‌بی‌تلخون به همراه چشمه‌های تینا و آبشکالون از یک روند خطی تبعیت می‌کنند، به طوری که چشمه‌های تینا و آبشکالون (به‌عنوان یک عضو انتهایی<sup>۱</sup>)، در ابتدای این خط و بر روی آن قرار گرفته‌اند و چشمه بی‌بی‌تلخون نیز (به‌عنوان یک عضو انتهایی دیگر) در انتهای آن واقع شده است. چشمه سبزآب نیز در میانه این خط اختلاطی قرار دارد. بر اساس نتایج مرحله دوم نمونه‌برداری ایزوتوپی (تیر ۹۲)، روند خطی بین چشمه‌های یاد شده تکرار شده است (شکل ۵). البته همان‌گونه که در شکل ۵ مشاهده می‌شود، روند خطی بین چشمه‌های سبزآب و بی‌بی‌تلخون در این مرحله، اندکی از هم انحراف پیدا کرده است، به طوری که چشمه سبزآب یک روند خطی جداگانه با دریاچه سد شهید عباسپور و حوضه کارستی شیرگون تشکیل داده است. روند خطی بین چشمه‌های مزبور نشان می‌دهد که احتمالاً هر چهار چشمه از یک منبع آب واحد<sup>۲</sup> تغذیه می‌شوند. یا به عبارت دیگر می‌توان گفت که تمامی چشمه‌ها از یک حوضه کارستی (یعنی حوضه کارستی شیرگون) با شرایط اقلیمی و تغذیه‌ای یکسان منشأ می‌گیرند. جهت ارزیابی این موضوع، ارتفاع منطقه تغذیه چشمه‌های سبزآب و بی‌بی‌تلخون با استفاده از روش گرادیان ایزوتوپی ارتفاعی و بهره‌گیری از نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی تخمین زده شد که نتایج آن در جدول ۴ ارائه شده است. لازم به توضیح است که گرادیان ارتفاعی ایزوتوپی را می‌توان با استفاده از نمونه‌های بارندگی که از ارتفاعات مختلف در منطقه مورد مطالعه جمع‌آوری می‌شود، به دست آورد. برای این منظور، مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در مقایسه با دوتریم بیشتر مورد استفاده قرار می‌گیرد (Azzaz et al., 2008). گرادیان ارتفاعی ایزوتوپی به دست آمده برای این تحقیق، با دیگر گرادیان‌های گزارش شده برای نواحی کوهستانی زاگرس مشابه می‌باشد (Karimi et al., 2005). با این حال، استفاده غیرمعقول از متوسط گرادیان ایزوتوپی برای یک مقیاس ناحیه‌ای می‌تواند به اشتباهات مهمی در تخمین ارتفاع تغذیه منجر شود (Lastennet, 1994). از اینرو،

بر اساس بررسی‌های تکتونیکی و شواهد مورفولوژیکی که در فوق اشاره شد، گسل‌های امتدادلغز ناشی از عملکرد پهنه‌های برشی ایزه و بالارود می‌توانند عامل موازنه آبی بین آبخوان‌های کارستی منطقه مورد مطالعه باشند. با در نظر گرفتن این شواهد، مسیرهای احتمالی جریان‌های محلی و ناحیه‌ای مشارکت دهنده در تغذیه چشمه‌های سبزآب و بی‌بی‌تلخون تعیین شد (شکل ۱). بر اساس این شواهد، حداقل دو مسیر اصلی به صورت جریان ناحیه‌ای می‌توانند در تغذیه چشمه سبزآب مشارکت داشته باشند (شبان، ۱۳۹۰ و محمدی بهزاد و همکاران، ۱۳۹۴). یکی از این مسیرها با مسیر تغذیه چشمه بی‌بی‌تلخون مشترک و مسیر دیگر مستقل از آن می‌باشد. بررسی‌های صورت گرفته نشان داده است که هر چند مسیر غیرمشترک در مقایسه با مسیر مشترک، مسافت بیشتری را شامل می‌شود ولی به علت واقع شدن در محل تلاقی پهنه‌های برشی ایزه و بالارود، از خردشدگی بیشتر و در نتیجه از مجاری عریض‌تری برخوردار است (محمدی بهزاد و همکاران، ۱۳۹۴). همچنین، جریان آب زیرزمینی که از آبخوان کارستی شیرگون به سمت آبخوان‌های کمرون و ادیو انتقال می‌یابد، احتمالاً پس از ورود به این آبخوان‌ها، توسط راندگی‌های پنهان اندیکا و پابده سد می‌شود و سپس در فصل مشترک سازند آهکی- دولومیتی آسماری با لایه‌های گچی و نمکی سازند گچساران به سمت نقاط خروجی (چشمه‌ها) هدایت می‌شود. به همین دلیل میزان املاح (که در این تحقیق با هدایت الکتریکی (EC) سنجیده شده است) و تیپ غالب آب چشمه‌های یاد شده تحت تأثیر لایه‌های گچی و نمکی مزبور قرار می‌گیرد. این مسئله بالاخص در مورد چشمه بی‌بی‌تلخون صادق است، به طوری که متوسط هدایت الکتریکی آب این چشمه بیش از  $1000 \mu\text{S/cm}$  میکرون و تیپ غالب آب آن نیز  $\text{Cl-Na}$  ( $\text{HCO}_3$ -Ca) می‌باشد (جدول ۳).

## بحث

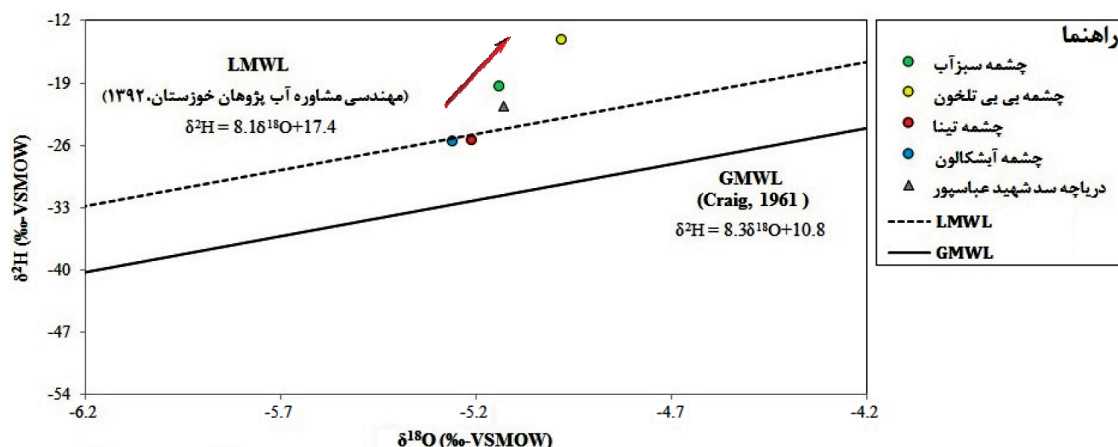
بر اساس نتایج آنالیز ایزوتوپ‌های  $^2\text{H}$  و  $^{18}\text{O}$  در مرحله اول مطالعات ایزوتوپی (بهمن ۹۱)، تمامی نمونه‌های آب چشمه‌ها و همین‌طور نمونه آب دریاچه سد در فاصله نزدیک به خط آب جوی محلی و به دور از خط آب جوی

1. End member

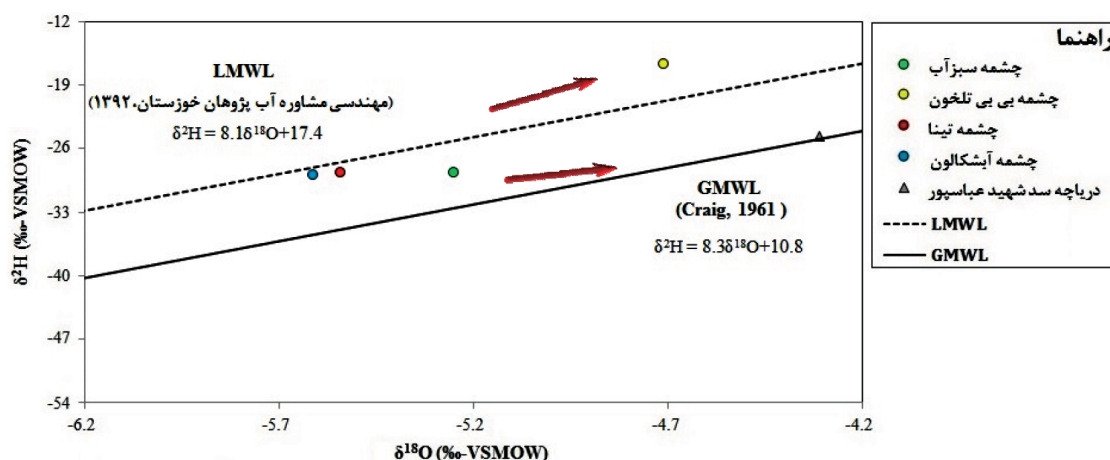
2. Parent water



استفاده از این گرادیان‌ها، به خاطر پیچیدگی‌های توپوگرافیکی و ساختارهای زمین‌شناسی و همچنین به دلیل دقت کمی که در تعیین پارامترهای هیدرودینامیکی (مانند نرخ جریان، نفوذپذیری، اندازه مخزن) وجود دارد، همیشه دشوار می‌باشد. بدین ترتیب، ارتفاعات تغذیه تخمین زده شده به روش یاد شده، حتماً بایستی توسط معیارهای زمین‌شناسی و توپوگرافی نیز کنترل شود (Azzaz et al., 2008).



شکل ۴. نمودار ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ۱۸ و دوتریم چشمه‌های کارستی سبزآب و بی‌بی تلخون با منابع آبی درگیر در تغذیه آنها در دوره اول نمونه‌برداری‌های ایزوتوپی



شکل ۵. نمودار ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ۱۸ و دوتریم چشمه‌های کارستی سبزآب و بی‌بی تلخون با منابع آبی درگیر در تغذیه آنها در دوره دوم نمونه‌برداری‌های ایزوتوپی

تغذیه چشمه‌های تینا و آبشکالون در تاقدیس شیرگون تقریباً نزدیک است. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که حوضه‌های میزبان چشمه‌ها تنها جوابگوی آبدهی آنها نمی‌باشند و تاقدیس کارستی مجاور یعنی تاقدیس شیرگون که از ارتفاع بیشتری برخوردار است و با مقدار تخمین زده شده از هر دو روش تطابق دارد می‌تواند در تغذیه این چشمه‌ها دخالت داشته باشد.

بر اساس نتایج حاصل از روش‌های یاد شده در جدول ۴، حداقل ارتفاع تغذیه چشمه‌های سبزآب و بی‌بی تلخون بایستی به ترتیب بیش از ۱۶۵۰ و ۱۷۳۵ متر باشد. این در حالی است که متوسط ارتفاع تاقدیس میزبان چشمه سبزآب یعنی تاقدیس کمارون برابر با ۸۹۰ متر و متوسط ارتفاع تاقدیس میزبان چشمه بی‌بی تلخون یعنی تاقدیس پابده برابر با ۱۲۲۸ متر می‌باشد. از طرفی، ارتفاع تغذیه این چشمه‌ها با ارتفاع

جدول ۴. تخمین متوسط ارتفاع منطقه تغذیه چشمه‌های منطقه مورد مطالعه با استفاده از مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$ 

ردیف	چشمه	ارتفاع منطقه تغذیه با استفاده از نقشه‌ها (m asl)	ارتفاع منطقه تغذیه با استفاده از گرادیان $^{18}\text{O}/\text{Alt}$ (m asl)
۱	سبزآب	۲۰۲۵	۱۷۳۵
۲	بی‌بی‌تلخون	۱۸۸۵	۱۶۵۱
۳	تینا	۱۷۹۰	۱۷۷۸
۴	آبشکالون	۱۸۳۵	۱۷۹۲

به خاطر همین موارد است که موقعیت چشمه‌های سبزآب و بی‌بی‌تلخون نسبت به خط آب جوی محلی دارای انحراف می‌باشد. باین‌حال، ترکیب ایزوتوپ‌های  $^2\text{H}$  و  $^{18}\text{O}$  هر دو چشمه با یکدیگر تفاوت بارزی دارد، هر چند که هر دو چشمه در ارتفاع تقریباً یکسانی ظاهر شده‌اند (جدول ۳). در حقیقت، چشمه سبزآب نسبت به چشمه بی‌بی‌تلخون تهی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهد و این می‌تواند به چند دلیل ذیل اتفاق بیفتد:

اولین دلیل، تأمین بخشی از آبدهی چشمه سبزآب از دریاچه سد شهید عباسپور (به‌عنوان یک منبع احتمالی دیگر) می‌باشد. همان‌گونه که در شکل ۴ مشخص است، نمونه ایزوتوپی دریاچه سد در دوره اول مطالعات ایزوتوپی نسبت به چشمه سبزآب ترکیب ایزوتوپی سبک‌تری دارد ولی باین‌حال به خط همبستگی چشمه سبزآب و دیگر چشمه‌ها تقریباً نزدیک می‌باشد و یک همبستگی نسبتاً ضعیفی را شکل داده است (شکل ۴). علت همبستگی نسبتاً ضعیف دریاچه سد با چشمه سبزآب، می‌تواند به خاطر تغذیه بیشتر چشمه سبزآب در این زمان (بهمن ۹۱) از حوضه کارستی شیرگون باشد. از همین رو است که یک خط همبستگی قوی بین چشمه سبزآب و نماینده‌های حوضه کارستی شیرگون یعنی چشمه‌های آبشکالون و تینا دیده می‌شود. همچنین در این بازه زمانی، تبخیر از آب دریاچه سد، نسبتاً جزئی می‌باشد که به تهی‌تر شدن آب این منبع و ایجاد رابطه همبستگی نسبتاً ضعیف آن با چشمه سبزآب کمک کرده است. در حقیقت، ترکیب ایزوتوپی آب‌ریزمینی که از حوضه کارستی شیرگون در تغذیه چشمه سبزآب مشارکت می‌کند در این دوره از سال (فصل تر) نسبت به ترکیب ایزوتوپی آب مخزن سد غنی‌تر است و این غنی‌شدگی می‌تواند بیشتر در ارتباط با تبادلات

با توجه به شباهت‌های ذکر شده، تفاوت‌هایی نیز در ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار  $^2\text{H}$  و  $^{18}\text{O}$  هر کدام از چشمه‌ها با یکدیگر وجود دارد. به‌طوری‌که چشمه‌های تینا و آبشکالون نسبت به چشمه‌های سبزآب و بی‌بی‌تلخون تهی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند که این را می‌توان چنین توجیه کند: ۱- ارتفاع ظهور بالاتر چشمه‌های تینا و آبشکالون نسبت به چشمه‌های سبزآب و بی‌بی‌تلخون (جدول ۳)، ۲- چشمه‌های تینا و آبشکالون در فاصله نزدیک‌تری به منبع تغذیه قرار دارند و عمق چرخش<sup>۱</sup> آب درون آبخوان کارستی تغذیه‌کننده این چشمه‌ها در مقایسه با چشمه‌های سبزآب و بی‌بی‌تلخون کمتر است، از اینرو با فاصله زمانی کمتری هم به بارندگی پاسخ می‌دهند، ۳- تنها یک منبع (یعنی فقط حوضه کارستی شیرگون) در تغذیه آنها دخالت دارد، به همین دلیل اختلاط و تفکیک ایزوتوپی کمتری در آبخوان این چشمه‌ها اتفاق می‌افتد. اما آب‌های مشارکت دهنده در تغذیه چشمه‌های سبزآب و بی‌بی‌تلخون علاوه بر چرخش در درون آبخوان آهکی شیرگون و طی کردن مسیر طولانی، بایستی از درون چندین لایه سازندی (لایه‌های شیلی و مارنی سازنده‌های پابده-گورپی) عبور کند تا به آبخوان آهکی- دولومیتی میزبان چشمه‌ها، وارد شوند. بنابراین، واکنش بین آب و سنگ به دلیل طولانی بودن مسیر جریان، می‌تواند از جمله فاکتورهای مؤثر در افزایش تبادلات ایزوتوپی آب‌های تغذیه‌کننده این چشمه‌ها باشد (Cartwright et al., 2012; Kanduč et al., 2014; Verbovšek and Kanduč, 2015; Mustafa et al., 2016). از طرفی، واکنش آب‌های تغذیه‌ای با لایه‌های گچی، نمکی و مارنی سازند گچساران که در تماس مستقیم با آبخوان میزبان هر دو چشمه قرار دارند نیز می‌تواند منجر به افزایش تبادلات ایزوتوپی (به‌ویژه در مورد چشمه بی‌بی‌تلخون) شود.

1. Circulation depth

به محلول رقیق شده و یا مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  در آب‌های سطحی و زیرزمینی و آب اختلاطی می‌باشند.

با توجه به نتایج حاصل از محاسبات در مرحله دوم مطالعات ایزوتوپی (تیر ۹۲)، تقریباً دو سوم (۶۸ درصد) از سهم تغذیه چشمه سبزاب مربوط به ورودی زیرزمینی از حوضه کارستی شیرگون و یک سوم (۳۲ درصد) از آن نیز مربوط به ورودی سطحی از دریاچه سد می‌باشد. بنابراین، ملاحظه می‌شود که این نتایج به نتایج حاصل از مطالعات بیلان که در فوق نیز بدان اشاره شد، نزدیک است. لازم به توضیح است که در تعیین درصد تغذیه چشمه سبزاب، میانگینی از ترکیب ایزوتوپ پایدار  $\delta^{18}\text{O}$  چشمه‌های تینا و آبشکالون به‌عنوان ترکیب ایزوتوپی مؤلفه ورودی آب زیرزمینی در نظر گرفته شده است. همچنین لازم به ذکر است که در مرحله اول مطالعات ایزوتوپی (بهمن ۹۱) به دلیل سبک‌تر (تهی‌تر) بودن مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  آب‌های زیرزمینی و سطحی مشارکت دهنده در تغذیه چشمه سبزاب که دلایل آن در فوق اشاره شد، تخمین سهم تغذیه چشمه از منابع یاد شده امکان‌پذیر نبوده است. در حقیقت، در این دوره ترکیب ایزوتوپی آب چشمه ما بین منابع تغذیه‌کننده آن قرار نداشته است و چشمه خود یک عضو انتهایی را تشکیل داده است. دومین دلیل تهی‌شدگی بیشتر چشمه سبزاب نسبت به چشمه بی‌بی‌تلخون، می‌تواند به درصد تغذیه بیشتر چشمه سبزاب از منابع تغذیه مشترک آن با چشمه بی‌بی‌تلخون (یعنی حوضه کارستی شیرگون) مربوط شود. سومین دلیل، می‌تواند درصد جریان سریع بیشتر چشمه سبزاب نسبت به چشمه بی‌بی‌تلخون باشد (شبان، ۱۳۹۰). از این موضوع، می‌توان انتظار داشت که سرعت انتقال جریان آب زیرزمینی در حوضه‌آبگیر چشمه سبزاب نسبت به حوضه‌آبگیر چشمه بی‌بی‌تلخون بیشتر است و این بر اساس شواهد تکتونیکی و ژئومورفولوژیکی که در فوق ذکر شد، می‌تواند به دلیل توسعه بیشتر مجاری کارستی در حوضه آبگیر چشمه سبزاب باشد. در نهایت چهارمین علت، می‌تواند به تبادل ایزوتوپی بیشتر چشمه بی‌بی‌تلخون در مقایسه با چشمه سبزاب، بنا به دلیل تأثیرپذیری بیشتر از لایه‌های تبخیری سازند گچساران که در

آب-سنگ به دلیل مسیر جریان طولانی باشد که آب زیرزمینی بایستی طی کند تا به حوضه کارستی میزبان چشمه‌های سبزاب و بی‌بی‌تلخون برسد. بنابراین، در طول این مسیر، فرصت به‌اندازه کافی وجود دارد تا آب چرخش یافته در درون سیستم با سنگ‌های میزبان (سازندهای ایلام-سروک و آسماری) محیط پیرامونی خود تبادلات ایزوتوپی داشته باشد. ذکر این نکته لازم است که اثر تبخیر در آب زیرزمینی حوضه کارستی شیرگون می‌تواند بر تغذیه چشمه‌ها تأثیر داشته باشد و آن هم مربوط به تبخیر در حین ریزش نزولات جوی و یا آب ناشی از ذوب برف است که به درون سامانه کارستی شیرگون نفوذ می‌کند اما این مسئله برای چشمه‌های منطقه مبدأ یعنی چشمه‌های تینا و شیرگون نیز یکسان است. در مرحله دوم مطالعات ایزوتوپی (تیر ۹۲) به دلیل کاهش حجم آب ورودی از حوضه کارستی شیرگون و به دنبال آن افزایش سهم نسبی دریاچه سد در تغذیه چشمه سبزاب، یک همبستگی قوی‌تری بین این دو منبع شکل گرفته است (شکل ۵). در این دوره، به دلیل کاهش مشارکت سرچشمه‌های تغذیه‌کننده دریاچه سد به دنبال قطع بارش‌ها از یک سو و افزایش میزان تبخیر از سطح آب دریاچه سد از سوی دیگر، یک غنی‌شدگی ایزوتوپی در آب این منبع اتفاق افتاده است که این اثر غنی‌شدگی را می‌توان به‌وضوح در نمونه ایزوتوپی چشمه سبزاب مشاهده کرد. به بیان روشن‌تر، در این دوره چشمه سبزاب بر روی خط اختلاطی با دو عضو انتهایی واقع شده است: یک عضو انتهایی با ترکیب ایزوتوپی سبک‌تر از چشمه سبزاب، مربوط است به چشمه‌های آبشکالون و تینا که به‌عنوان مؤلفه ورودی آب زیرزمینی از حوضه کارستی شیرگون می‌باشند و یک عضو انتهایی با ترکیب ایزوتوپی سنگین‌تر از چشمه سبزاب که به مؤلفه آب سطحی ورودی از دریاچه سد مربوط می‌شود. بر این اساس می‌توان با استفاده از رابطه ذیل، درصد تغذیه چشمه کارستی سبزاب را از ورودی‌های سطحی و زیرزمینی یاد شده تخمین زد:

$$C_{\text{mix}} = FC_{\text{gw}} + (1-F) C_{\text{sw}} \quad (1)$$

که در آن:

$F$  و  $(1-F)$ ، نشان‌دهنده سهم آب‌های سطحی و زیرزمینی در آب اختلاطی و  $C$ ، نشان‌دهنده غلظت مربوط

همخوانی ندارد و در مقابل با ارتفاع منطقه تغذیه آبخوان کارستی شیرگون دارای مطابقت می‌باشد. علاوه بر این، نتایج بررسی‌های ایزوتوپی نشان می‌دهد که چشمه سبزآب علاوه بر تغذیه از منبع یاد شده با دریاچه سد شهید عباسپور نیز دارای یک ارتباط هیدرولیکی می‌باشد. بنابراین، سعی شد تا با استفاده از ایزوتوپ پایدار  $^{18}\text{O}$  سهم تغذیه چشمه سبزآب از دریاچه سد و از آبخوان کارستی شیرگون تخمین زده شود. بر این اساس، تقریباً یک سوم از آب چشمه می‌تواند از دریاچه سد تأمین شود ولی بخش بزرگ تغذیه آن از آبخوان کارستی شیرگون می‌باشد. در حقیقت، آبخوان کارستی شیرگون نقش اصلی را در تغذیه چشمه سبزآب و همین‌طور چشمه بی‌بی‌تلخون دارد. همچنین، با اینکه شرایط اقلیمی و مکانیسم تغذیه چشمه‌های یاد شده مشابه هم می‌باشد، اما بررسی داده‌های ایزوتوپی نشان می‌دهد که یک تفاوت مشخص بین ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار  $^2\text{H}$  و  $^{18}\text{O}$  هر دو چشمه وجود دارد که این می‌تواند به تفاوت در وضعیت هیدرودینامیک تخلیه آنها برگردد.

## قدردانی

بدین‌وسیله از حمایت‌ها و مساعدت‌های مالی مدیریت محترم دفتر پژوهش‌های کاربردی سازمان آب و برق خوزستان، و همچنین همکاری‌های گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید چمران در انجام این پژوهش، تشکر و قدردانی می‌شود.

## منابع

- حاجی علی بیگی، ح.، علوی، س.ا.، افتخار نژاد، ج. و مختاری، م.، ۱۳۹۱. تحلیل هندسی چین خوردگی مرتبط با گسلش مدفون فعال بالارود، مطالعه موردی: تاقدیس سیاه کوه، جنوب باختر ایران. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۲۱-۳۹-۲۵.
- شبان، م.، ۱۳۹۰. تعیین حوضه آبریز و منابع تأمین آب چشمه سبزآب (شمال شرق مسجد سلیمان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، ۱۷۴.
- شرکت مهندسی مشاوره آب پژوهان خوزستان، ۱۳۹۲. بررسی منابع آب کارستی و ارتباط هیدرولیکی در

بالا نیز بدان اشاره شد، برگردد. چرا که لایه‌های تبخیری یاد شده در کنتاکت مستقیم با کانال اصلی جریان آب‌ریزمینی ورودی به آبخوان کارستی میزبان چشمه بی‌بی‌تلخون قرار دارند (Kalantari et al., 2016).

## نتیجه‌گیری

نتایج بیان اجمالی حوضه‌های کارستی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که سطح توپوگرافیکی آبخوان‌های کارستی میزبان چشمه‌های سبزآب و بی‌بی‌تلخون بسیار کمتر از مقدار لازم برای تأمین آب خروجی این چشمه‌ها است. از طرف دیگر، در مجاورت این تاقدیس‌ها آبخوان‌هایی مانند آبخوان کارستی شیرگون وجود دارد که سطح توپوگرافیکی‌شان بسیار بیشتر از مقدار لازم برای تأمین آب چشمه‌های خروجی از آنهاست و می‌توانند کمبود آبدهی چشمه‌های منطقه هدف (منطقه تخلیه) را جبران کنند. از طرف دیگر، وقوع پیک‌های آبدهی مهم و با زمان تأخیر طولانی (به‌طور متوسط بیش از یک ماه) در طول دوره‌های تر و خشک در هیدروگراف چشمه‌های سبزآب و بی‌بی‌تلخون نشان می‌دهد که این چشمه‌ها از حوضه‌آبگیر وسیعی برخوردار هستند و بخش مهمی از تغذیه آنها از آب‌هایی تأمین می‌شود که از ذوب برف منشأ می‌گیرند و از نقاط دور دست می‌آیند و از آنجا که حوضه‌های کارستی میزبان آنها برف‌گیر نمی‌باشند در نتیجه انتظار می‌رود حوضه (های) کارستی مجاور که برف‌گیر هستند در این دخالت داشته باشند. جهت بررسی این موضوع، ایزوتوپ‌های پایدار  $^2\text{H}$  و  $^{18}\text{O}$  چشمه‌های منطقه هدف (شامل چشمه‌های سبزآب و بی‌بی‌تلخون) و دو چشمه موجود در منطقه مبدأ (منطقه تغذیه) برای دو دوره‌تر و خشک نمونه‌برداری مورد ارزیابی قرار گرفتند. نتایج حاصل از این بررسی‌ها نشان می‌دهد که یک ارتباط خطی قوی بین آبخوان‌های کارستی میزبان چشمه‌های سبزآب و بی‌بی‌تلخون با آبخوان کارستی میزبان چشمه‌های منطقه مبدأ (آبخوان کارستی شیرگون) وجود دارد. همچنین بر اساس داده‌های ایزوتوپی و نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی، مشخص شد که ارتفاع منطقه تغذیه چشمه‌های یاد شده با ارتفاع متوسط حوضه‌های میزبان خود، یعنی حوضه‌های کارستی کم‌ارون و پابده

- Coleman, M., Eggenkamp, H., Matray, J.M. and Pallant, M., 1993. Reduction of water with zinc for hydrogen analyses. *Analytical Chemistry*, 54(6), 993-995.
- Dun, Y., Tang, C. and Shen, Y., 2014. Identifying interactions between river water and groundwater in the North China Plain using multiple tracers. *Environmental Earth Sciences*, 72(1), 99-110.
- Epstein, S. and Mayeda, T.K., 1953. Variations of the  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratio in natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4(213), 1702-1703.
- Filippini, M., Stumpp, C., Nijenhuis, I., Richnow, H.H. and Gargini, A., 2015. Evaluation of aquifer recharge and vulnerability in an alluvial lowland using environmental tracers. *Journal of Hydrology*, 529, 1657-1668.
- Fiorillo, F., 2009. Spring hydrographs as indicators of droughts in a karst environment. *Journal of Hydrology*, 373, 290-301.
- Ford, D. and Williams, P., 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Chapman and Hall, London.
- Kalantari, N., Ghafari, H.R., Keshavarzi, M.R. and Mallaei, M.R., 2011. Factors impacting on flow pattern in the Shimbar karstic area in the southwest of Iran. 9th conference on limestone hydrogeology, 257-260, Besancon, France.
- Kalantari, N., Charchi, A., Mohammadi-Behzad, H.R. and Nadri, A., 2016. Bibitalkhone and Gariveh Springs paradox symbol of the Pabdeh karstic anticline in southwest Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(2), 1-8.
- Karimi, H., Raeisi, E. and Bakalowicz, M., 2005. Characterising the main karst aquifers of the Alvand basin, northwest of Zagros, Iran, by a hydrogeochemical approach. *Hydrogeology Journal*, 13, 787-799.
- محدوده‌های کوشک، شیمبار و چشمه بی‌بی‌تلخون، شمال شرق استان خوزستان. کارفرما: سازمان آب و برق خوزستان.
- کرمی، غ.، ۱۳۷۲. بررسی رابطه بین عوامل مؤثر بر نفوذ آب و خصوصیات فیزیکی و شیمیایی چشمه‌های کارستی کوه‌های گر و برم فیروز. پایان‌نامه کارشناسی ارشد آبشناسی، بخش زمین‌شناسی، دانشگاه شیراز، ۳۵۵.
- محمدی بهزاد، ح. ر.، ۱۳۹۰. شناسایی منشأ تغذیه و بررسی خصوصیات فیزیکی-شیمیایی چشمه کارستی بی‌بی‌تلخون. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، ۱۹۳.
- محمدی بهزاد، ح. ر.، چرچی، ع. و کلانتری، ن.، ۱۳۹۴. بررسی رفتار هیدروژنولوژیکی چشمه کارستی سبزآب، شمال شرق استان خوزستان. فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۱۵، ۱۹-۱۰.
- نجفی، م. و یساقی، ع.، ۱۳۸۸. شواهد ساختاری از عملکرد گسل عرضی نظام‌آباد بر پیشانی کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۰، ۴۵-۳۷.
- نریمانی، ح.، یساقی، ع. و حسن گودرزی، م. ح.، ۱۳۸۹. تحلیل الگوی چین‌خوردگی تاقدیس میش در زاگرس چین‌خورده-رانده. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۵، ۵۰-۳۹.
- Azzaz, H., Cherchali, M., Meddi, M., Houha, B., Puig, J.M. and Achachi, A., 2008. The use of environmental isotopic and hydrochemical tracers to characterize the functioning of karst systems in the Tlemcen Mountains, northwest Algeria. *Journal of Hydrogeology*, 16(3), 531-546.
- Barbieri, M., Boschetti, T., Petitta, M. and Tallini, M., 2005. Stable isotopes ( $2\text{H}$ ,  $18\text{O}$  and  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ ) and hydrochemistry monitoring for groundwater hydrodynamics analysis in a karst aquifer (Gran Sasso, Central Italy). *Applied Geochemistry Journal*, 20(11), 2063-2081.
- Cartwright, I., Weaver, T.R., Cendón, D.I., Fifield, L.K., Tweed, S.O., Petrides, B. and Swane, I., 2012. Constraining groundwater flow, residence times, inter-aquifer mixing and aquifer properties using environmental isotopes in the southeast Murray Basin, Australia. *Applied Geochemistry Journal*, 27(9), 1698-1709.



- Kanduč, T., Grassa, F., McIntosh, J., Stibilj, V., Ulrich-Supovec, M., Supovec, I. and Jamnikar, S., 2014. A geochemical and stable isotope investigation of groundwater/surface-water interactions in the Velenje Basin, Slovenia. *Journal of Hydrogeology*, 22(4), 971-984.
- Kohfahl, C., Sprenger, C. B., Herrera, J., Meyerc, H., Fernandez Chacon d. F., and Pekdeger, A., 2008. Recharge sources and hydrogeochemical evolution of groundwater in semiarid and karstic environments: A field study in the Granada Basin (Southern Spain). *Applied Geochemistry Journal*, 23, 846-862.
- Lastennet, R., 1994. Role of the unsaturated zone in the functioning of karstic aquifers: approach by physical, chemical and isotopic studies of inlet signals and spring outlets in the Ventoux Mountain (Vaucluse). PhD Thesis, Avignon University, France, 116-117.
- Liu, J., Chen, Z., Zhang, Y., Li, Z., Zhang, L. and Liu, F., 2016. Stable isotope evidences on sources and mechanisms of groundwater recharge in Hohhot basin, China. *Environmental Earth Sciences*, 75(5), 1-10.
- Mandić, M., Bojić, D., Roller-Lutz, Z., Lutz, H.O. and Krajcar Bronić, I., 2008. Note on the spring region of Gacka River (Croatia). *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 44(2), 201-208.
- Marques, J.M., Graça, H., Eggenkamp, H.G., Neves, O., Carreira, P.M., Matias, M.J., Mayer, B., Nunes, D. and Trancoso, V.N., 2013. Isotopic and hydrochemical data as indicators of recharge areas, flow paths and water-rock interaction in the Caldas da Rainha-Quinta das Janelas thermomineral carbonate rock aquifer (Central Portugal). *Journal of Hydrology*, 476, 302-313.
- Meng, Y. and Liu, G., 2016. Isotopic characteristics of precipitation, groundwater, and stream water in an alpine region in southwest China. *Environmental Earth Sciences*, 75(10), 1-11.
- Mustafa, O., Tichomirowa, M., Kummer, N.A. and Merkel, B., 2016. Assessment of water-rock interaction processes in the Karst springs of Makook Anticline (Kurdistan Region, Iraq) using Sr-isotopes, rare earth, and trace elements. *Ara-bian Journal of Geosciences*, 9(5), 1-26.
- Sappa, G., Barbieri, M., Ergul, S. and Ferranti, F., 2012. Hydrogeological conceptual model of groundwater from carbonate aquifers using environmental isotopes ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ) and chemical tracers: a case study in Southern Latium Region, Central Italy. *Journal of Water Resource and Protection*, 4(09), 695-716.
- Scanlon, B.R., Healy, R.W. and Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Journal of Hydrogeology*, 10, 18-39.
- Schwarz, K., Barth, J.A.C., Postigo-Rebollo, C. and Grathwohl, P., 2009. Mixing and transport of water in a karst catchment: a case study from precipitation via seepage to the spring. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 285-292.
- Verbovšek, T. and Kanduč, T., 2015. Isotope Geochemistry of Groundwater from Fractured Dolomite Aquifers in Central Slovenia. *Aquatic Geochemistry*, 22(2), 1-21.
- Yeh, H.F., Lee, C.H. and Hsu, K.C., 2011. Oxygen and hydrogen isotopes for the characteristics of groundwater recharge: a case study from the Chih-Pen Creek basin, Taiwan. *Environmental Earth Sciences*, 62(2), 393-402.
- Yuan, R., Song, X., Zhang, Y., Han, D., Wang, S. and Tang, C., 2011. Using major ions and stable isotopes to characterize recharge regime of a fault-influenced aquifer in Beiyishui River Watershed, North China Plain. *Journal of Hydrology*, 405(3), 512-521.





# بررسی نقش توزیع فرکتالی سیلیس در تحولات بافتی و کانه‌زایی طلا در منطقه رامند (استان قزوین)

سید رضا مهرنیا<sup>(\*)</sup>

۱. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۲/۰۳

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۳/۰۵

## چکیده

منطقه اکتشافی رامند بخشی از نوار ماگمایی ارومیه-دختر است که به دلیل قرار گرفتن در ناحیه اثر گسل‌های متقاطع و رخنمون میزبان‌های ریولیتی و ریوداسیتی پالئوژن، تحت تاثیر سیالات ماگمایی قرار گرفته و نشانه‌های بارز کانه‌زایی هیدروترمال در آن مشاهده می‌شود. گوناگونی کانی‌های رسی، کانی‌های خانواده سیلیس و دگرسانی ناشی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، از مظاهر فعالیت‌های پساماگمایی در منطقه رامند می‌باشند که در نواحی خرد شده، موجب توسعه رگه‌های معدنی شده است. تمرکز اغلب هاله‌های دگرسانی در اطراف توده‌های آتشفشانی بوده و در رگه‌های کوارتز کلسدونی، ناحیه‌بندی بافتی متنوعی به تبعیت از الگوی بافتی ذخایر اپی‌ترمال مشاهده می‌شود. روش ارائه شده در این تحقیق مبتنی بر مطالعه تحولات بافتی در رگه‌های کوارتز-پیریتی منطقه رامند است که با استفاده از تابع فرکتال عیار-مساحت، امکان شناسایی مناطق امیدبخش معدنی و ارائه نقشه پیش‌دآوری با اولویت اکتشاف طلا را فراهم کرده است. به صورت یک قاعده کلی، در رگه‌های سیلیسی با بافت‌های خودساماندهی شده (مانند کوارتز نواری)، محتوای فلزات گرانبها بیشتر از رگه‌هایی است که بافت شیشه‌ای دارند (ویترفیک). علت آن، مزیت غنی‌شدگی گام به گام در محیط‌های درونزاد منسوب به ذخایر اپی‌ترمال است. نمونه‌برداری لیتوژئوشیمیایی منطقه پیش از بررسی تحولات بافتی آن انجام شده و از روش‌های آنالیز دستگاهی و میکروگرافی رگه‌ها به منظور بررسی تغییرات عیار طلا و تحولات بافتی کانی‌های سیلیس استفاده گردیده است. بر اساس نتایج این تحقیق، توزیع غیرخطی سیلیس ( $SiO_2$ ) و تحولات بافتی آن در رخساره کوارتز هماتیت نواری (با عیار طلای ۸۲۰ میلی‌گرم بر تن) مشاهده می‌شود، که رخنمون‌های اصلی آن در غرب منطقه رامند قرار داشته و جهت ادامه فعالیت‌های اکتشافی فاز تفصیلی معرفی شده‌اند.

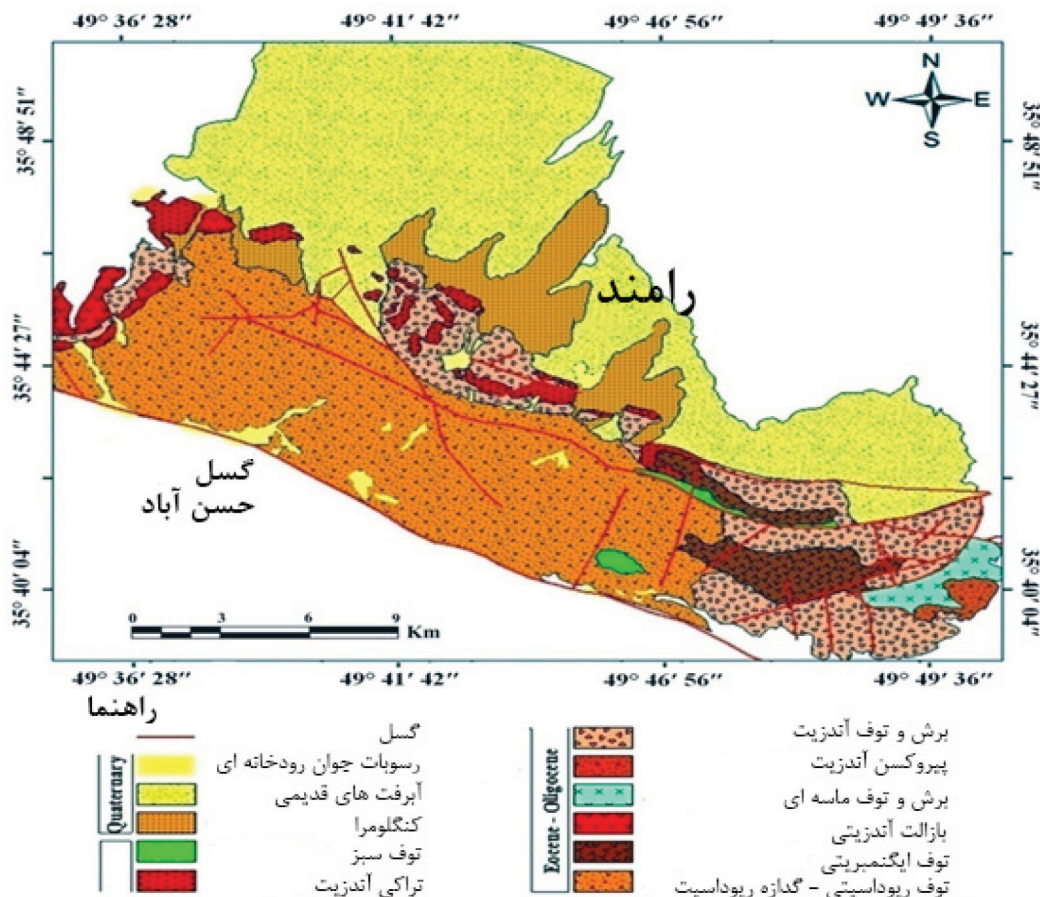
واژه‌های کلیدی: تحول بافتی، توزیع سیلیس، فرکتال، رامند، کانی‌زایی طلا.

## مقدمه

شده و ناحیه‌ای به وسعت ۷۰ کیلومتر مربع، متشکل از سنگ‌های رسوبی-آتشفشانی پالئوژن، تحت تاثیر دگرسانی گرمایی قرار گرفته است (آقاناتی، ۱۳۸۳). توف‌های ریولیتی و ریوداسیتی رامند، مهم‌ترین رخنمون‌های آتشفشانی سنوزوئیک هستند که در محل تلاقی گسل‌ها، میزبان رگه‌های معدنی با ترکیبی از کانی‌های سیلیس، پیریت و آرسنوپیریت می‌باشند.

کوه رامند به‌عنوان بخشی از گستره زمین‌ساختاری ایران مرکزی، در جنوب‌غربی شهرستان بوئین‌زهرا و در فاصله ۶۰ کیلومتری از مرکز استان قزوین قرار گرفته است. شکل ۱، سازندهای زمین‌شناسی منطقه را بر اساس مندرجات نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ دانشفهان نشان می‌دهد. رویدادهای پساماگمایی سنوزوئیک، موجب تنوع رخساره‌های سنگی این منطقه

\* نویسنده مرتبط: r\_mehrmiya@pnu.ac.ir



شکل ۱. واحدهای زمین‌شناسی، مناطق دگرسانی و ساختمان‌های گسلی مرتبط با کانه‌زایی طلا در ناحیه رامند قزوین (برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ دانسفهان).

شکل ۱. واحدهای زمین‌شناسی، مناطق دگرسانی و ساختمان‌های گسلی مرتبط با کانه‌زایی طلا در ناحیه رامند قزوین (برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ دانسفهان)

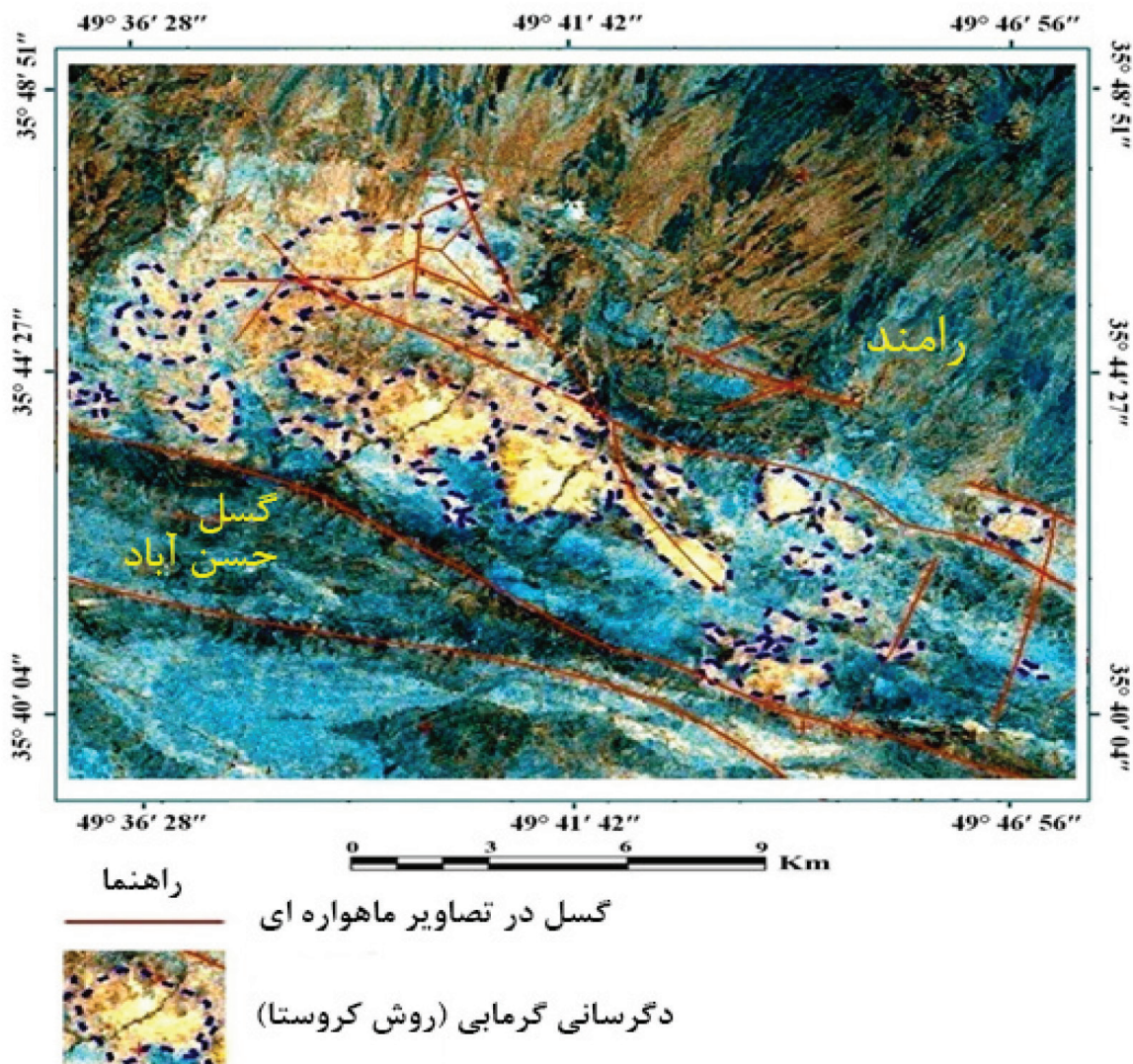
و ریوداسیتی دگرسان شده می‌باشد (Ezzati et al., 2015). معمولاً توزیع نامتعارف کنترل‌کننده‌های گسلی، احتمال تجمع ذخایر فلزی را کاهش می‌دهد (حسینی پاک، ۱۳۸۷). لذا رهیافت اکتشافی این تحقیق مبتنی بر مطالعه الگوی تحولات بافتی سیلیس می‌باشد که برای اولین بار و مستقل از نتایج معیارهای ژئوشیمیایی، سازوکار تمرکز طلا را در نمونه‌های به‌دست‌آمده از رگه‌های کوارتز-پیریتی رامند بررسی کرده است.

طبق سوابق اکتشافی منطقه رامند، از تصاویر سنجنده ETM برای شناسایی و تفکیک واحدهای دگرسانی استفاده شده است (Ezzati et al., 2015). در شکل ۲، سازندهای رسی آغشته به ترکیبات اکسیدی و هیدروکسیدی آهن به رنگ زرد مایل به نارنجی مشخص شده‌اند. این رخنمون‌ها

تنوع و شدت هاله‌های دگرسانی، تابعی از مولفه‌های ساختمانی و تغییرات ژئوشیمیایی سیال کانه‌دار است که بر اساس شواهد دورسنجی و نتایج آنالیزهای دستگاهی، شامل کانی‌های رسی (کائولینیت و مونتوریلونیت) با ناحیه‌بندی منظم است (Ezzati et al., 2015).

در سامانه‌های اپی‌ترمال، همیافتی کوارتز-پیریت به‌عنوان ملاکی برای غنی‌شدگی اولیه طلا قلمداد می‌شود (Hedenquist et al., 2009)، بنابراین هدف اصلی تحقیق، دستیابی به الگوی توزیع غیرخطی در رگه‌های سیلیسی و بررسی رابطه آنها با افزایش عیار طلا در کوارتزهای نواری شکل منطقه رامند است. تاکنون پی‌جویی‌های متعددی در این منطقه صورت گرفته که نتایج مقدماتی آن موید غنی‌شدگی جزئی طلا (۵۰۰ تا ۷۰۰ میلی‌گرم در تن) در واحدهای ریولیتی

در محل تلاقی گسل‌ها قرار دارد و شامل توف‌های ریولیتی و ریوداسیتی پالئوزن است. در تصاویر ماهواره‌ای، محل رگه‌های کانه‌دار قابل شناسایی نیست، اما موقعیت واحدهای سیلیسی (رخنمون کلاhek سیلیسی) با توجه به نتایج تحلیل طیفی کروستا (Crosta and Moore, 1989)، در مرکز دگرسانی‌های رسی و اکسیدهای آهن قرار دارد. بنابراین احتمال شکل‌گیری رگه معدنی در بخش‌های درونی این سامانه بیشتر از حواشی آن است و احتمال آن که عیار طلا با افزایش محتوای کانی‌های سیلیس، رابطه مستقیم داشته باشد، وجود دارد.



شکل ۲. عکس نقشه سنجنده ETM از توزیع مناطق دگرسانی رامند. در این تصویر با استفاده از روش کروستا، امکان تفکیک دگرسانی‌های گرمایی بر اساس تغییرات طیفی آنها در محدوده زرد تا نارنجی روشن فراهم شده است

شکل ۳، دورنمایی از کلاhek سیلیسی منطقه رامند را در بخش فوقانی واحدهای توفی و دگرسان شده پالئوزن (متشکل از رس‌ها و هیدروکسیدهای آهن) نشان می‌دهد. بر اساس شواهد صحرایی، رخنمون‌های رسی این منطقه، فاقد رگه‌های معدنی هستند، اما با نزدیک شدن به کلاhek سیلیسی، بر تعداد رگه‌های کوارتز-پیریتی افزوده شده و عیار طلا به‌طور نسبی افزایش می‌یابد (۴۰۰ تا ۶۰۰ میلی‌گرم بر تن).





شکل ۳. دورنمایی از آثار دگرسانی رسی (مونتموریلونیت و کائولینیت) که در همیافتی با هیدروکسیدهای آهن (گوتیت، لیمونیت) در منطقه رامند مشاهده می‌گردند (دید به سمت شمال است)

برداشت‌های ژئوشیمیایی به صورت پیمایش‌های سطحی نامنظم و با هدف دستیابی به ملاک‌های متناسب با ذخایر گرمابی صورت گرفتند. دوازده نمونه حاوی کانی‌های سیلیس از منطقه‌ای به وسعت ۱۸ کیلومتر مربع برداشت شد (Ezzati et al., 2015). جدول ۱، نتایج تغییرات کمی سیلیس و طلا را بر اساس سنجش‌های به عمل آمده به روش رونتگن و طیف‌سنج جرمی نشان داده است. افزایش محتوای سیلیس رگه‌ها متناسب با شکل‌گیری کانی‌های کوارتز بوده و کاهش نسبی آن با وفور کانی‌های رسی در ارتباط است.

کانه‌های فلزی این مناطق شامل پیریت، آرسنوپیریت و هماتیت است که در برخی از مقاطع به همراه گالن و اسفالریت مشاهده می‌شوند. این توالی توسط رگه‌های کوارتز شیری، کوارتز دودی، کلسدون و کلسیت میزبانی می‌شود. لازم به ذکر است که پدیده سیلیسی شدن، متأثر از تحولات بافتی مشخصی است که معمولاً با پیدایش کانی‌های بی‌شکل (آمورف) آغاز شده و در ادامه منجر به شکل‌گیری کوارتزهای ریز بلور، کوارتزهای نواری و کلوفرمی می‌شود. با توجه به روند تحولات بافتی منطقه رامند، دستیابی به الگوی توزیع غیرخطی سیلیس، رهیافت مناسبی برای تشخیص مکان هندسی رگه‌های طلا دار این منطقه خواهد بود.

جدول ۱. تغییرات کمی سیلیس (درصد) و طلا (میلی‌گرم بر تن) در محدوده پوش سنگ سیلیسی و بخش فوقانی دگرسانی رسی منطقه رامند

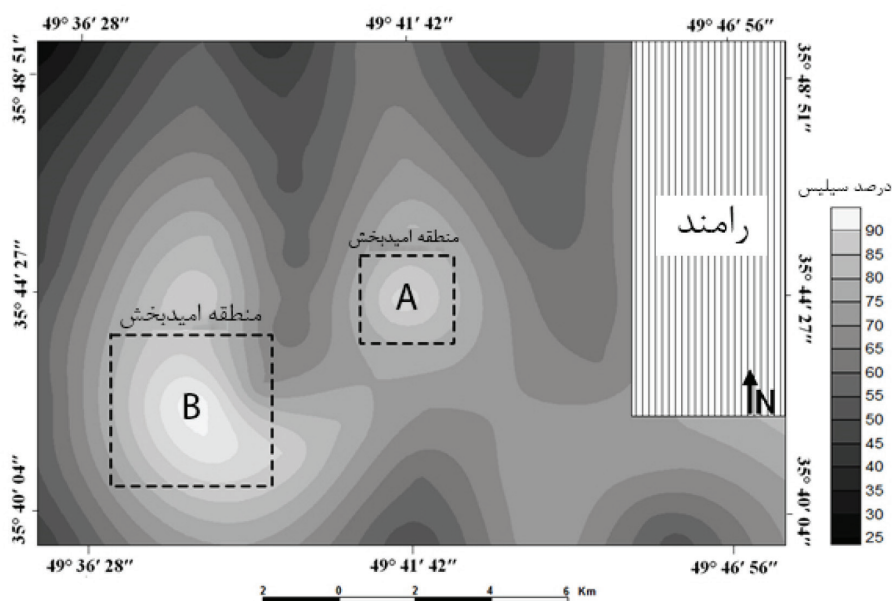
مناطق امیدبخش	مختصات (درجه)		درصد سیلیس	کمیتها عیار طلا (میلی‌گرم در تن)
	طول	عرض		
A	۴۹ ۳۹ ۴۸	۳۵ ۴۴ ۴۰	۵۸/۹	۱۱
	۴۹ ۳۹ ۵۵	۳۵ ۴۴ ۲۴	۶۱/۲	۵۸
	۴۹ ۴۰ ۰۸	۳۵ ۴۴ ۵۱	۶۴/۰	۴۰
	۴۹ ۴۰ ۳۳	۳۵ ۴۵ ۰۲	۷۲/۰	۴۶
	۴۹ ۴۱ ۱۵	۳۵ ۴۴ ۲۹	۷۳/۵	۱۰۸
	۴۹ ۴۱ ۴۴	۳۵ ۴۳ ۴۹	۷۲/۶	۷۹
	۴۹ ۳۶ ۵۸	۳۵ ۴۱ ۵۹	۸۰/۲	۱۱۵
	۴۹ ۳۷ ۰۷	۳۵ ۴۲ ۱۹	۸۱/۰	۱۰۸
B	۴۹ ۳۷ ۱۱	۳۵ ۴۲ ۵۹	۷۱/۲	۹۲
	۴۹ ۳۷ ۲۴	۳۵ ۴۲ ۰۰	۶۹/۶	۴۰
	۴۹ ۳۸ ۰۳	۳۵ ۴۲ ۳۴	۸۳/۸	۱۹۹
	۴۹ ۳۸ ۳۷	۳۵ ۴۲ ۰۹	۸۴/۲	۱۷۷

سنجش‌های دستگاهی و مطالعات کانه‌نگاری، پیشنهادها لازم برای شناسایی مناطق امیدبخش معدنی (حاوی طلا) ارائه شده‌اند.

### روش تحقیق

تحقیق حاضر بر اساس درون‌یابی تغییرات کمی سیلیس در محیط GIS انجام شده است. در این روش، با استفاده از سامانه تحلیل‌گر مکانی، مقادیر سیلیس (بر حسب درصد)، در قالب فایل‌های شبکه، درون‌یابی شده و نقشه خطوط پربندی مطابق شکل ۴ به‌دست آمده است. پیش فرض تحلیل‌گر مکانی برای رده‌بندی دامنه تغییرات سیلیس، ۹ رده است که به‌منظور مشاهده جزئیات دقیق‌تر تا ۱۱ رده ارتقاء یافته است. برای درون‌یابی سیلیس از روش وزن‌دهی در فواصل معکوس استفاده شد که از دیدگاه زمین‌آماری، قابل مقایسه با روش کریجینگ است (Turcotte, 1997).

از آنجا که در خلال مطالعات صحرایی، رابطه مکانی معناداری بین توزیع رگه‌های معدنی و سازوکار تجمع ژئوشیمیایی ترکیبات فلزی مشاهده نشد (Ezzati et al., 2015) لذا از ارتباط تحولات بافتی کانی‌های سیلیس با تمرکز ترجیحی طلا در ذخایر اپی ترمال استفاده شده (Morison and Guoyi, 2001) و مکان هندسی کوارتزهای نواری به‌منظور شناسایی مناطق مستعد معدنی تعیین شده‌اند. بدین ترتیب ضمن بازنگری در پایگاه داده‌های ژئوشیمیایی منطقه رامند، امکان تقریب ضرایب همبستگی داده‌ها با استفاده از خواص کمیت‌های متناظر و تغییرات بعد فرکتالی آنها فراهم شده است. در جدول ۱، تغییرات کمی سیلیس و عیار طلا درج شده که در ذیل محاسبات این تحقیق، برخی از معیارهای ژئوفرکتالی به‌منظور ادامه فعالیت‌های اکتشافی منطقه رامند استنتاج شده‌اند. بدین ترتیب پس از نمونه‌برداری،



شکل ۴. درون‌یابی تغییرات کمی سیلیس (بر حسب درصد) به روش وزن‌دهی در فواصل معکوس، منطقه رامند قزوین (مرجع داده‌ها: جدول ۱)

لازم، امکان دستیابی به تابع چگالی فرکتال (معادله عیار-مساحت) مطابق رابطه زیر فراهم می‌شود (مهرنیا، ۱۳۹۲).

$$\text{Log Area (SiO}_2\%) = \text{FD} \cdot \text{Log (SiO}_2\%) \quad (1)$$

در رابطه ۱، منظور از جمله  $\text{Log Area (SiO}_2\%)$ ، لگاریتم سطح زیر توزیع سیلیس است که نسبت آن با

در مرحله بعد، عملیات رده‌بندی مجدد بر روی فایل شبکه اعمال شد که طی آن با استفاده از دامنه تغییرات صحیح و طبیعی سیلیس، آماره‌های مرتبط با توزیع سیلیس مطابق جدول ۲ به‌دست آمده‌اند. سطح زیر توزیع و میانگین تغییرات کمی سیلیس، دو شاخص مستخرج از جدول مذکور هستند که پس از ورود به نرم‌افزار Excel و انجام محاسبات

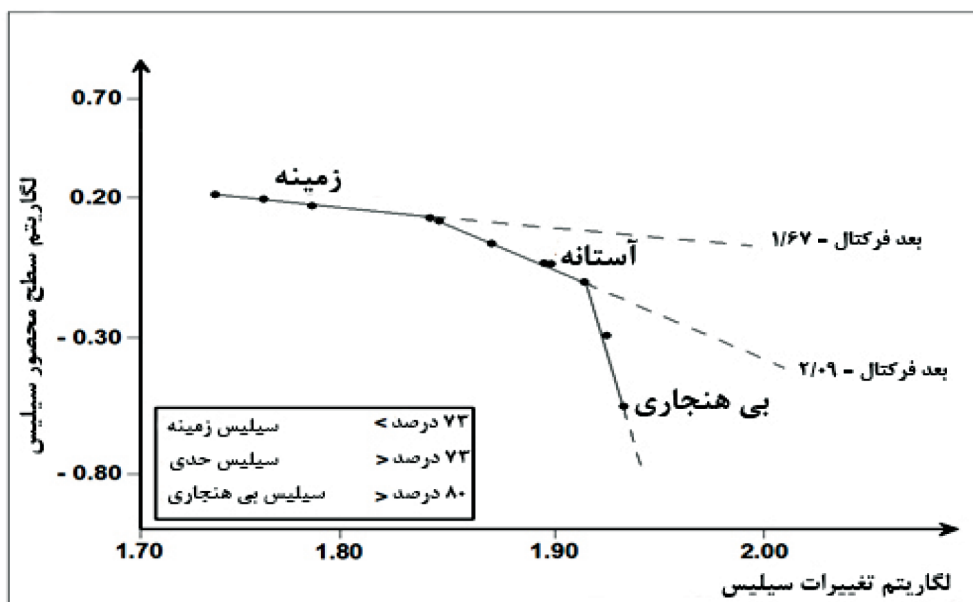
لگاریتم تغییرات کمی سیلیس ( $\text{SiO}_2/\%$ ) از نوع خطی است. منظور از FD، ضریب زاویه خط است که به عنوان بعد فرکتال منظور می‌شود. برای حالتی که تغییرات بعد قابل اغماض است، با توزیع سیلیس در یک جامعه متناظر

جدول ۲. معرفی شاخص‌های کمی و هندسی تغییرات سیلیس برای دستیابی به معادله عیار- مساحت در منطقه رامند قزوین (مرجع داده‌ها: جدول ۱)

جمعیت	ناحیه‌بندی مکانی سیلیس		متغیرهای مکانی محاسبه شده		
	مساحت (کیلومتر مربع)	عیار (درصد)	سطح تجمعی (کیلومتر مربع)	لگاریتم سطح تجمعی	لگاریتم غلظت
حد زمینه	۰/۱۱	۵۸/۸	۱/۸۱	۰/۲۵۷	۱/۷۶
	۰/۰۹	۶۰/۷	۱/۷۰	۰/۲۳۰	۱/۷۸
	۰/۰۵	۶۲/۰	۱/۶۱	۰/۲۰۶	۱/۷۹
	۰/۰۵	۷۱/۳	۱/۵۶	۰/۱۹۳	۱/۸۵
	۰/۰۸	۷۲/۱	۱/۵۱	۰/۱۷۹	۱/۸۵
	۰/۲۱	۷۷/۷	۱/۴۳	۰/۱۵۵	۱/۸۸
	۰/۲۷	۷۹/۲	۱/۲۲	۰/۰۸۶	۱/۸۹
حدود آستانه و بی‌هنجاری	۰/۱۸	۷۹/۹	۰/۹۵	-۰/۰۲۲	۱/۹۰
	۰/۳۳	۸۰/۸	۰/۷۷	-۰/۱۱۳	۱/۹۱
	۰/۲۴	۸۲/۷	۰/۴۴	-۰/۳۵۶	۱/۹۲
	۰/۲۰	۸۴/۸	۰/۲۰	-۰/۶۹۹	۱/۹۳

متناظر (سطح براونی)، شرایط لازم برای همبود کانایی کوارتز-هماتیت-پیریت فراهم شده و عیار طلا به طور نسبی افزایش یافته است. از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی، ناحیه جوشش سیالات گرمایی، موجب تنوع کانه‌ها و پیدایش انواع کوارتز کلوفرمی و نواری می‌شود. ظهور چنین بافتی مقارن با پیدایش ذرات کوچک طلا بوده و مناطق امیدبخش معدنی در ناحیه اثر تحولات بافتی تشکیل می‌شوند (Morison and Guoyi, 2001). با خروج از محدوده بی‌هنجاری سیلیس (بزرگتر از ۲/۵۰)، توزیع سطحی مولفه‌های متناظر به انواع پیچیده‌تری (نظیر توزیع حجمی داده‌ها در حاشیه نزدیک به محیط‌های آشوبناک) تغییر ماهیت می‌دهد که تعبیر و تفسیر آن نیازمند حفر گمانه و مغزه‌برداری است. از دیدگاه فرکتال (Mandelbrot, 2006)، بعد بزرگتر از سه، به عنوان جامعه متشکل از کمیت‌های نامتناظر تلقی می‌شود که در آن، ناحیه‌بندی بافتی منظم و قابل پیش‌بینی مشاهده نمی‌شود. اگرچه برخی از کوارتزهای دانه شکری که در محدوده این توزیع قرار دارند، میزبان خوبی برای عناصر ردیاب در محیط‌های فوق کانساری هستند (Hedenquist et al., 2009).

مطابق نمودار شکل ۵، سازوکار توزیع سیلیس رامند با تشکیل تابع چند فرکتالی، متشکل از جوامع زمینه‌ای، آستانه‌ای و بی‌هنجاری در ارتباط است. بعد فرکتالی جامعه زمینه (کوچکتر از ۱/۶۷)، بیانگر توزیع کانی‌های سیلیس همزمان با ظهور کوارتز کلسدونی است. در این جامعه، تحولات کانایی رگه‌ها موجب پیدایش بافت شیشه‌ای (تا نیمه متبلور) و گسترش آن در سطح واحدهای دگرسانی شده و احتمال شکل‌گیری کوارتز متبلور (شاخص کانایی مرتبط با افزایش عیار طلا) ضعیف است. تغییرات بعد فرکتالی آستانه (بین ۱/۶۷ و ۲/۰۹)، بیانگر آغاز تحولات بافتی کانی‌های سیلیس و ظهور رگچه‌های کوارتز است که با توجه به افزایش نسبی اجزاء متناظر سیلیس، احتمال شکل‌گیری بافت کلوفرم نواری بیشتر از جامعه زمینه بوده و افزایش عیار طلا دور از انتظار نمی‌باشد. تغییرات بعد در محدوده بی‌هنجاری سیلیس (بزرگتر از ۲/۰۹)، بیانگر تحولات بافتی است که منجر به ظهور بافت نواری شکل شده است، که در برخی از رگه‌های کوارتزی منطقه رامند مشاهده می‌شود. در ناحیه اثر بی‌هنجاری سیلیس، با توجه به سطح توزیع مولفه‌های



شکل ۵. تابع چگالی توزیع سیلیس بر اساس معادله فرکتالی عیار-مساحت، منطقه رامند

### ناحیه‌بندی بافتی در رگه‌های سیلیسی کانه‌دار منطقه رامند

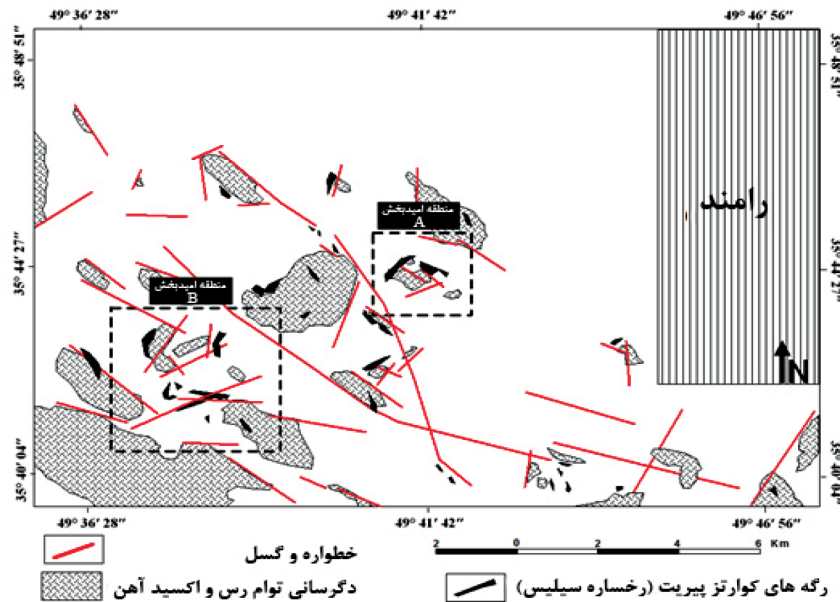
بافتی رگه‌های معدنی، می‌توان به رابطه مکانی بافت‌های منظم (نواری و کلوفرمی) با ناحیه جوشش سیال کانه‌دار پی برد (توکل و همکاران، ۱۳۹۲).

در روش کلاسیک، ضریب همبستگی متغیرها (رگرسیون) با استفاده از دو آماره کوواریانس و انحراف معیار داده‌ها محاسبه و برای دستیابی به الگوی توزیع ژئوشیمیایی عناصر ردیاب استفاده می‌شود (حسنی پاک، ۱۳۸۷). در آمار فرکتال، میزان همبستگی داده‌ها تابع تغییرات بعد فرکتال بوده و مستقل از شاخص‌های مرکزی و پراکندگی است (Mandelbrot, 2006). به بیان دیگر، روش کلاسیک فاقد معیارهای لازم برای درک خواص خودتشابهی در پدیده‌های زمین‌شناسی است، در حالی که الگوریتم فرکتال، مبتنی بر شناخت و تحلیل الگوی توزیع کمیت‌های متناظر بوده و با پراکنش طبیعی داده‌ها سنخیت دارد. از آنجا که سازوکار ناحیه‌بندی بافتی ذخایر اپی‌ترمال یک فرآیند پیچیده و درعین حال مرتبط با پدیده‌های زمین‌شناختی است، لذا در عمل نیازمند دستیابی به الگوی توزیع غیرخطی داده‌ها و تحلیل مکانی آنها به روش فرکتال هستیم (مهرنیا، ۱۳۹۲). سطح توزیع براونی که بر اساس تغییرات بعد فرکتال بین اعداد دو و ۲/۹ شناخته می‌شود، از بیشترین خواص خودتشابهی

بر اساس تحقیقات به عمل آمده (Morison and Guoyi, 2001)، تحولات بافتی کانی‌های سیلیسی، بخشی از فرآیند تکوین ذخایر طلای اپی‌ترمال است. همچنین با مطالعات به عمل آمده در آثار طلای چهارگوشه میانه (شمال غرب ایران)، ضمن مشاهده تغییرات بافتی و کانیایی سیلیس، رابطه معناداری بین الگوی توزیع غیرخطی سیلیس با افزایش عیار طلا مشاهده شد (Akbari and Mehrnia, 2013). از نقطه نظر تحولات بافتی و کانیایی، پیدایش کلسدونی و تغییر ماهیت آن به کوارتز کلوفرمی، معیار ارزشمندی برای اکتشاف ذخایر ماگمایی-گرمابی است (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۷). در واقع رگه‌های کوارتز کلسدونی فاقد اجزاء بافتی متناظر بوده و این مهم علاوه بر تغییرات کمی سیلیس با نحوه آرایش نقاط هم استقامت و تغییرات بعد فرکتال (شکل ۵) در ارتباط است. در مقابل، شاهد پیدایش رگه‌های کوارتز با ترکیبی از بافت‌های نواری و کلوفرمی هستیم که در آنها روند رشد بلورها به‌طور منظم (و متناظر) بوده و متاثر از تغییرات عیار سیلیس است. از آنجا که سازوکار ناحیه‌بندی بافتی کانی‌های سیلیس ارتباط نزدیکی با تمرکز ترجیحی طلا (و برخی از فلزات پایه) دارد، لذا با مطالعه الگوی ناحیه‌بندی



(بیشینه نقاط هم استقامت در تابع چگالی فرکتال، رابطه ۱) برخوردار است. بنابراین تشخیص محدوده اثر آن برای دستیابی به الگوی ناحیه‌بندی بافتی سیلیس ضرورت دارد (Turcotte, 1997). با توجه به موارد ذکر شده، بررسی توزیع فرکتالی سیلیس، رهیافت جدیدی برای ارائه نقشه پیش‌داوری از موقعیت رگه‌های معدنی حاوی طلا در منطقه رامند است. بدین ترتیب مطابق شکل ۶، از توزیع فرکتالی سیلیس به‌عنوان معیار ژئوشیمیایی مرتبط با تحولات بافتی کوارتز استفاده شد تا با در نظر گرفتن وضعیت ساختمان‌های گسلی و رخنمون‌های دگرسانی منطقه رامند (همیافتی رس با اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن)، امکان شناسایی و درج اولویت‌های اکتشافی طلا فراهم شود.



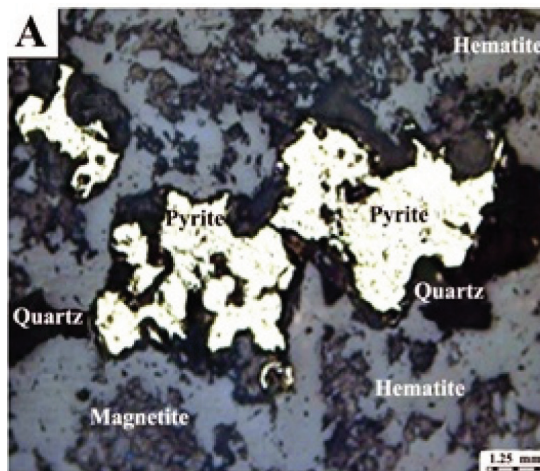
شکل ۶. نقشه پیش‌داوری مناطق امیدبخش معدنی (رگه‌های سیلیسی کانه‌دار) در ناحیه اکتشافی رامند

مطابق شکل ۶، سازندهای آتشفشانی جنوب‌غربی رامند به دلیل توسعه هاله‌های دگرسانی، تعدد ساختمان‌های گسلی و پیدایش بافت نواری (در رگه‌ها و رگچه‌های کوارتزی)، از قابلیت کانه‌زایی فلزات پایه و گرانبها برخوردارند. لذا تعداد پنج نمونه از رخنمون‌های دگرسانی جنوب‌غربی رامند و سه

جدول ۳. عیارسنجی طلا به روش طیف‌سنج جرمی در نمونه‌های کانه‌دار منطقه رامند (اولویت نمونه‌برداری، مطابق مندرجات شکل ۶ است)

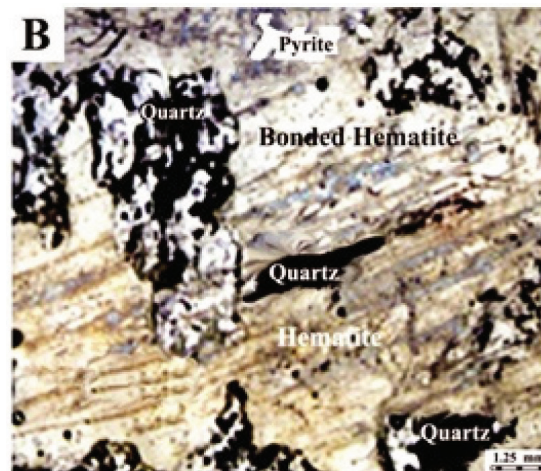
نمونه‌برداری	مختصات (درجه)		کمیتها
	طول	عرض	عیار طلا (میلی‌گرم در تن)
مناطق امیدبخش	۴۹ ۴۱ ۵۷	۳۵ ۴۴ ۲۲	۱۰۹
	۴۹ ۴۱ ۱۲	۳۵ ۴۴ ۲۹	۴۰۲
	۴۹ ۳۸ ۰۷	۳۵ ۴۱ ۵۱	۸۳۰
	۴۹ ۳۸ ۱۳	۳۵ ۴۲ ۲۲	۳۴۶
	۴۹ ۳۷ ۱۶	۳۵ ۴۱ ۵۵	۲۲۷
	۴۹ ۴۰ ۳۲	۳۵ ۴۲ ۱۹	۷۱
خارج از محدوده	۴۹ ۳۹ ۴۹	۳۵ ۴۶ ۱۰	۵۳
	۴۹ ۳۶ ۳۰	۳۵ ۴۲ ۰۶	۹۶

در شکل‌های A.۷ و B.۷، به ترتیب مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های کم‌عیار و پرعیار طلا مشاهده می‌شود که بر اساس شاخص بافتی رگه‌ها انتخاب شده‌اند. پیدایش رخساره کوارتز-پیریت-هماتیت و ظهور بافت نواری موجب افزایش عیار طلا در شکل B.۷ شده است.



نیکول موازی

با توجه به مندرجات جدول ۳ و اولویت‌های اکتشافی شکل ۶، تحلیل فرکتالی ناحیه‌بندی بافتی، موجب شناسایی رگه‌های کوارتز-پیریت-هماتیت شده که در آنها ضمن افزایش نسبی عیار طلا، بر تعداد کانی‌های اپک (پیریت، ماگنتیت و هماتیت) افزوده شده است.



نیکول موازی

شکل ۷. نتایج مطالعات مینرالوگرافی منطقه رامند. A) رگه کوارتز کلسدونی در همیافتی با درشت بلورهای پیریت، ماگنتیت و هماتیت. درجه تبلور سیلیس این نمونه کم و فاقد بافت نواری است. عیار طلای این نمونه ۴۰۲ میلی‌گرم بر تن است. B) مقطع میکروسکوپی رگه کوارتز نواری متشکل از بلورهای پراکنده پیریت به همراه هماتیت (با بافت نواری). عیار طلای این نمونه ۸۳۰ میلی‌گرم بر تن است

سیلیس، معیار جدیدی برای شناخت تحولات بافتی در ذخایر اپی‌ترمال است (مهرنیا، ۱۳۹۲). همچنین با در نظر گرفتن نتایج مطالعات میکروترمومتری و ژئوترمومتری منطقه رامند، آنتالپی میانبارهای سیال و محتوای ایزوتوپی رگه‌های معدنی، با شرایط حاکم بر ذخایر اپی‌ترمال مطابقت دارد (Ezzati et al., 2015).

لذا تغییر بافت کانی‌های سیلیس (با تاکید بر پیدایش کوارتز نواری)، از علایم غنی‌شدگی ژئوشیمیایی منطقه رامند بوده و احتمال کانه‌زایی در اعماق دگرسانی را افزایش می‌دهد. جدول ۴، خلاصه وضعیت رگه‌های معدنی رامند را بر اساس ملاحظات آماری آنها و با تاکید بر تحولات بافتی رخساره کوارتز-پیریتی نشان داده است. تصمیم به توسعه فعالیت‌های اکتشافی این منطقه، منوط به حفر ترانشه‌های جدید و نمونه‌برداری از رگه‌های عمیق‌تر است. اما در فاز کنونی، احتمال دستیابی به آثار معدنی طلا با توجه به نتایج آنالیزهای دستگاهی و تحولات بافتی رگه‌های کوارتزی وجود دارد.

مقایسه شکل ۴ با شکل‌های ۶ و A-۷، بیانگر تغییرات آستانه‌ای سیلیس (بین ۷۳ تا ۷۹ درصد) است که موجب پیدایش رگه‌های کوارتز کلسدونی با عیار طلای کمتر از ۴۰۲ میلی‌گرم بر تن شده است. همچنین از نقطه نظر توزیع غیرخطی مولفه‌های متناظر (مقایسه شکل ۵ با شکل A-۷)، پیدایش رگه‌های حاوی کوارتز کلسدونی منطبق بر عیار آستانه‌ای سیلیس می‌باشد، که از کمینه مولفه‌های متناظر و کمینه بعد فرکتال در سطح توزیع براونی برخوردار است. مقایسه شکل ۴ با شکل ۶ و شکل B-۷، بیانگر تغییرات بی‌هنجاری سیلیس (بیشتر از ۸۰ درصد) بوده و عامل پیدایش کوارتزهای نواری با عیار طلای ۸۳۰ میلی‌گرم بر تن است.

از دیدگاه فرکتال (مقایسه شکل ۵ با شکل B-۷)، مکان رخنمون‌های کوارتز نواری منطبق بر جامعه بی‌هنجاری سیلیس بوده و افزایش بعد فرکتال، موجب ظهور و کثرت کمیت‌های متناظر در سطح توزیع براونی شده است. چنانچه ملاحظه می‌شود، استفاده از خواص خودتشابهی

جدول ۴. وضعیت رگه‌های سیلیسی رامند بر اساس ملاحظات آماری و تغییرات بافتی رخساره کوارتز-هماتیت

مناطق امیدبخش	محتوای سیلیس (درصد)	بعد فرکتال (FD)	تغییرات بافتی کوارتز	طلا (میلی‌گرم بر تن)
B	۸۲ تا ۷۵	$2/0 \leq FD \leq 2/2$	نواری	۸۳۰
	۸۲ تا ۷۵	$2/0 \leq FD \leq 2/2$	کلوفر (قلوه‌ای)	۳۴۶
A	۷۵ تا ۷۰	$1/8 \leq FD < 2/0$	متبلور ریزبلور	۲۲۷
	۷۰ تا ۶۵	$1/7 < FD \leq 1/9$	کلسدونی (شیشه)	۴۰۲
	۶۵ تا ۶۰	$1/7 \leq FD < 1/9$	کلسدونی (شیشه)	۱۰۹

## نتیجه‌گیری

- رگه‌های معدنی جنوب‌غربی رامند از رخساره کوارتزپیریت با عیار متوسط طلا تشکیل شده‌اند که در مقایسه با بخش‌های مرکزی و شرق کوه رامند، از الگوی ناحیه‌بندی بافتی مناسب و تعدد رخساره‌های دگرسانی برخوردارند. در رگه‌های سیلیسی این منطقه، الگوی ناحیه‌بندی با تغییر بافت شیشه‌ای به کوارتز نواری آغاز شده و افزایش نسبی کانی‌های پیریت، هماتیت و ماگنتیت در ناحیه جوشش سیالات گرمابی (همزمان با ظهور کوارتز نواری) مشاهده می‌گردد.
- نسبت توزیع کانی‌های سیلیس به سایر کانی‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی، بیانگر رابطه توزیع جزء در کل است که بر اساس آن، الگوی پراکندگی سیلیس از نوع غیرخطی با رویکرد توابع پواسونی می‌باشد. بنابراین در اغلب ذخایر معدنی که به نحوی با فعالیت‌های پسامگمایی سنوزوئیک در ارتباط هستند، بررسی نحوه شکل‌گیری کانی‌های سیلیس و تحولات بافتی آنها با استفاده از توابع غیرخطی و با تاکید بر معادلات فرکتال امکان‌پذیر است.
- تابع لگاریتمی عیار-مساحت (رابطه ۱)، برآورد کننده نااریب از خواص خودتشابهی کانی‌های سیلیس بوده و امکان تفکیک جوامع زمینه‌ای، آستانه‌ای و بی‌هنجاری را بر اساس تغییرات بعد فرکتال سیلیس فراهم می‌کند (شکل ۵). معیار جداسازی جوامع متناظر، مستقل از مفاهیم مشتق جبری است و بستگی به رفتار نقاط هم استقامت در نقاط عطف تابع دارد. به طوری که با افزایش ضریب خط کمیت‌های متناظر، بعد فرکتالی سیلیس
- تغییر یافته و جامعه متناظر جدید شکل می‌گیرد.
- الگوی ناحیه‌بندی بافتی ذخایر اپی‌ترمال، متأثر از سازوکارهای غیرخطی با رویکرد توابع فرکتال است. لذا برای دستیابی به شاخص تحولات بافتی منطقه رامند، از تغییرات عیار سیلیس (برحسب درصد) به‌عنوان واحد سیلیکایی مرتبط با رگه‌های معدنی استفاده شده است. نتایج به‌دست آمده، موید کاربرد روش مذکور در تشخیص تحولات بافتی و تفکیک کانی‌های سیلیس بر اساس خواص خودتشابهی آنهاست. به طوری که در جنوب‌غربی کوه رامند، شاهد وفور کوارتز نواری و در سایر مناطق (به دلیل افزایش کلسدونی)، شاهد تضعیف عوامل بافتی مرتبط با کانه‌زایی طلا هستیم.
- این تحقیق نشان داد که استفاده از ملاک‌های ژئوشیمیایی از قبیل تغییر عیار عناصر شاخص و تشخیص توالی کانی‌های دگرسانی، در همگرایی با معیارهایی که بر اساس تحولات بافتی کانی‌های سیلیس استنباط شده‌اند، موجب کاهش خطای پیش‌داوری گردیده و مناطق مستعد معدنی را با ضریب اطمینان بیشتری معرفی می‌نماید.
- بر اساس نتایج این تحقیق، عیار بیشینه طلا (۸۳۰ میلی‌گرم بر تن) متعلق به یک نمونه کوارتز هماتیت دار در جنوب‌غربی رامند است (جدول ۳). در این نمونه، آثار کانه‌زایی هماتیت و پیریت در زمینه کوارتز نواری مشاهده می‌گردد (شکل ۷-B). از نقطه نظر فرکتالی، محل ظهور بافت نواری با سازوکار شکل‌گیری مولفه‌های متناظر (محدوده بی‌هنجاری سیلیس) متناسب

به نوبه خود موجب افزایش خواص خودتشابهی کانی‌های سیلیس شده (تغییرات بعد فرکتال  $2 < FD < 3$ ) و سطح توزیع براونی را به وجود می‌آورد. لذا بررسی سازوکار توزیع غیرخطی سیلیس (برآورد بعد فرکتال به روش عیار-مساحت) در محدوده رگه‌های کوارتز پیریتی منطقه رامند، روش جدیدی برای شناسایی آثار معدنی است که با تاکید بر کانه‌زایی طلا، تفسیر عکس نقشه‌های ماهواره‌ای (شناسایی رخنمون‌های دگرسانی، شکل ۲) و مطالعات لیتوژئوشیمیایی (جداول ۱ تا ۴) امکان‌پذیر می‌گردد.

### منابع

- آقانباتی، ع، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، نشر سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۵۲۷.
- توکل، ر.، مهرنیا، س.ر.، نظافتی، ن. و شیخ ذکریایی، ج.، ۱۳۹۲. توزیع ژئوفرکتالی سیلیس و ارتباط آن با کانه زایی طلا در محدوده نیکویه (استان قزوین)، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، دانشگاه شهید چمران اهواز، ۸ (۱)، ۳۴-۴۶.
- حسنی پاک، ع.ا.، ۱۳۸۷. اصول اکتشافات ژئوشیمیایی. انتشارات دانشگاه تهران، ایران، ۶۱۵.
- کریم‌پور، م.ح.، ملک‌زاده، آ. و حیدریان، م. ر.، ۱۳۸۷. اکتشاف ذخایر معدنی. نشر دانشگاه فردوسی مشهد، ایران، ۶۳۲.
- مهرنیا، س. ر.، ۱۳۹۲. کاربرد هندسه فرکتال در شناسایی الگوی ناحیه‌بندی بافتی ذخایر اپی ترمال- مطالعه موردی اندیس مس شیخ درآباد (آذربایجان شرقی). نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد، ۵ (۱)، ۲۳-۳۶.
- Akbari, E. and Mehrnia, S.R., 2013. Association of silica fractal distribution with gold mineralization: a case study from Takmeh Dash region, North West of Iran. *Journal of Tethys*, 1(4): 241-253.
- Crosta, A. P. and Moore, J. Mc., 1989. Enhancement of Landsat Thematic Mapper imagery for residual soil mapping in SW Minais Gerais State, Brazil: A prospecting case history

است (شکل ۵). بنابراین در موارد مشابه می‌توان از معادله عیار-مساحت (رابطه ۱) برای تشخیص الگوی ناحیه‌بندی بافتی سیلیس استفاده کرد. لذا در این تحقیق، رهیافت جدیدی برای اکتشاف ذخایر طلای رگه‌ای (منشاء گرمایی) ارائه شده که اصول محاسباتی آن مبتنی بر سنجش تغییرات سیلیس و بعد فرکتال با هدف تشخیص الگوی ناحیه‌بندی بافتی در رگه‌های کوارتز است. در این روش، شناسایی سطح توزیع براونی اهمیت دارد. لذا در محدوده  $2 < FD < 3$ ، شاهد تغییرات بافتی موثر و مرتبط با ناحیه‌بندی کانی‌های سیلیس هستیم، که به‌طور تجربی با پیدایش کوارتز نواری در ناحیه جوشش سیال کانه‌دار ارتباط دارد (سطح توزیع براونی در جدول ۴). همچنین کاهش بعد فرکتال ( $FD < 1/9$ )، موجب افت درجه تبلور سیلیس (ظهور کلسدونی در جدول ۴) و افزایش آن ( $DF < 3$ )، موجب تشدید درجه تبلور سیلیس (ظهور کوارتز بلورین و دانه‌شکری) می‌گردد که از دیدگاه زایشی، ارتباط معناداری با مکان رگه‌های طلا دار ندارد (خارج از سطح توزیع براونی است).

● با توجه به نتایج تحقیق، از رهیافت توزیع فرکتالی سیلیس برای شناسایی و معرفی مناطق امیدبخش معدنی استفاده شده است. نظر به خاصیت ناحیه‌بندی بافتی ذخایر اپی ترمال، افزایش نسبی سیلیس (جدول ۴)، موجب افزایش خواص خودتشابهی کوارتز شده و بافت‌هایی با اشکال متناظر مانند کوارتز نواری و کلوفرمی ظاهر می‌شوند. در اغلب ذخایر گرمایی، مکان هندسی بافت‌های کلوفرم و نواری شکل منطبق بر ناحیه جوشش سیال کانه‌دار بوده و احتمال غنی‌شدگی اولیه فلزات گرانبها در محدوده رخساره سربیسیت آدولاریایی وجود دارد. بنابراین در محل تبلور بافت‌های متناظر، با افزایش خواص خودتشابهی کانی‌های سیلیس مواجه هستیم، که این منجر به تمرکز ترجیحی طلا و عناصر وابسته به کمپلکس‌های سولفیدی و بی‌سولفیدی می‌گردد. به‌طور مثال در جنوب‌غربی رامند، شاهد ظهور رگه‌های سیلیسی با درصد  $SiO_2 > 80$  هستیم که

- in Greenstone belt terrain. In: Proceedings of the seventh ERIM thematic conference: Remote Sensing for Exploration Geology. 1173-1187.
- Ezzati, S.A., Mehrnia, S.R. and Ajayebi, K., 2015. Remotely sensed ore mineralization potentials in Ramand altered region, north of Iran. American Journal of Civil Engineering, 3(2-2), 18-23.
  - Hedenquist J. W., Arribas, A. and Izawa, E., 2009. Epithermal gold deposits, styles, characteristics and Exploration. American Society of Resource Geology, 12 (4), 83.
  - Mandelbrot, B., 2006. The Fractal Geometry of Nature. W.H Freeman and Company, New York, 468.
  - Morison, G. and Guoyi, D. 2001. Textural Zoning in Epithermal Quartz Veins, AMIRA Project, James Cook University, Queensland, 129.
  - Turcotte, D., 1997. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics, Cambridge University, Cambridge, 398.



# زمین‌شناسی، دگرسانی، کانه‌زایی و مطالعات ژئوشیمیایی در معدن مس، منطقه گل‌چشمه، جنوب نیشابور

فاطمه نجمی<sup>۱\*</sup>، سید احمد مظاهری<sup>۲</sup>، سعید سعادت<sup>۳</sup> و اعظم انتظاری هرسینی<sup>۴</sup>

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

۴. مربی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۱/۱۱

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۱/۳۰

## چکیده

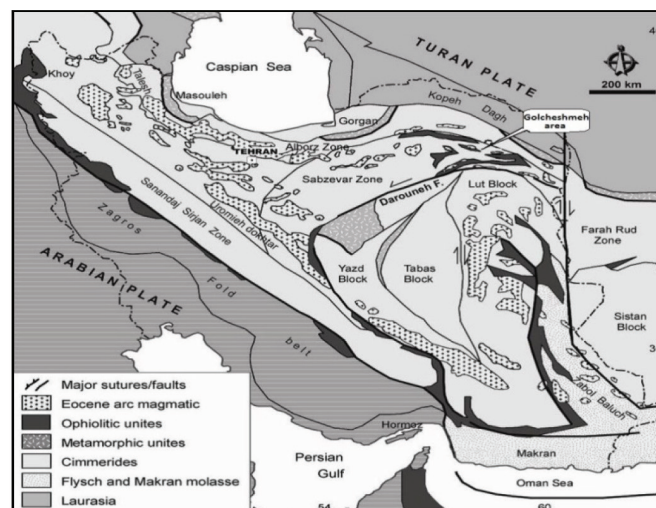
معدن مس گل‌چشمه در شمال شرق ایران (جنوب شهر نیشابور) در حاشیه زون ساختاری سبزوار واقع شده است. براساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، رخنمون‌های سنگی این منطقه شامل سنگ‌های آتشفشانی منسوب به ائوسن و یا جوان‌تر با ترکیب آندزیت تا بازالت به همراه واحدهای رسوبی، سنگ‌آهک و میان لایه‌هایی از توف و برش می‌باشد. زون‌های دگرسانی مرتبط با لایه‌های آندزیتی - بازالتی شامل کربناتی شدن، پروپلیتیکی، اندکی سیلیسی، آرزلیکی و سرسیتی می‌باشد و کربناتی شدن مهم‌ترین دگرسانی منطقه می‌باشد. کانه‌زایی به‌طور گسترده در میان واحدهای آتشفشانی منسوب به ائوسن و یا جوان‌تر رخ داده و از نظر بافتی به‌صورت رگه - رگچه، پرکننده حفرات و فضاهای خالی (آمیگدالوئید)، دانه پراکنده، آغشتگی در پلاژیوکلازها و جانیشینی صورت گرفته است. بر پایه مطالعات کانه‌نگاری صورت گرفته، کانه‌های اصلی حاوی مس به دو فاز اکسیدی و سولفیدی قابل تفکیک هستند که کانه‌زایی به‌طور عمده شامل فاز اکسیدی است و به‌صورت آغشتگی در سطوح شکستگی‌ها و خلل و فرج و یا پرکننده فضاهای خالی در سنگ میزبان مشاهده می‌شود. کانه‌های اکسیدی به‌صورت کانه‌های کربناتی و سیلیکاتی مس شامل مالاکیت، آزوریت و کریزوکلا بوده و کانه‌های سولفیدی مس شامل کالکوسیت، کولیت، به مقدار جزئی کالکوپریت، بورنیت، دیزنیت، تتراهدریت و همچنین مس خالص بوده که در این بین، کالکوسیت‌ها بیشترین فراوانی کانه‌های سولفیدی را دارا می‌باشند. کانه اصلی سولفیدی مس در این محدوده کالکوسیت می‌باشد که احتمالاً شاهد دو نسل از آن هستیم. نسل اول که به‌صورت اولیه و پراکنده در اکثر نقاط تشکیل شده است و نسل دوم کالکوسیت که از تبدیل بورنیت و کالکوپریت به‌صورت جانیشینی و در شرایط سوپرژن ایجاد شده است. مطالعات ژئوشیمیایی حاصل از این پژوهش نشان‌دهنده این است که سنگ‌های آتشفشانی موجود در منطقه ماهیت بازالت‌های کالک‌آلکان با گرایش شوشونیتی را داشته و از نظر جایگاه زمین‌ساختی احتمالاً شاخص ماگماتیسیم کمان قاره‌ای مرتبط با زون فرورانش می‌باشد. علاوه بر این، بر پایه نتایج حاصل از آنالیز عناصر کمیاب و نادر خاکی مقدار بالای Nb (بیش از ۱۶ گرم در تن)، غنی‌شدگی Rb و نسبت  $(Zr/Nb)_N$  (کمتر از ۲ و بین ۰/۷ تا ۰/۴۶) می‌تواند نشان‌دهنده آغشتگی ماگما با پوسته قاره‌ای باشد. عدم وجود آنومالی مشخص از عنصر Eu نشان‌دهنده شرایط ذوب در حالت اکسیدان می‌باشد. با توجه به مطالعات صورت گرفته و با تأکید بر شواهد مختلف از قبیل محیط زمین‌ساختی، کانی‌شناسی و نوع سنگ دربرگیرنده، ساخت و بافت ماده معدنی، پاراژنز کانه‌نگاری، شکل ماده معدنی و عناصر همراه، این منطقه معدنی با ذخایر مس نوع مانتو واقع در شیلی مقایسه گردیده است و علیرغم پاره‌ای از تفاوت‌ها، می‌توان منطقه گل‌چشمه را در رده کانسارهای تپ مس نوع مانتو طبقه‌بندی کرد.

واژه‌های کلیدی: گل‌چشمه، آندزیت، کانه‌زایی، دگرسانی، مس مانتو، میشیگان.

## مقدمه

همچنین اشرف پور (۱۳۸۶)، ژئوشیمی سنگ‌های جنوب تا جنوب شرق نیشابور (ارغش- گل چشمه) را به نوار ارومیه - دختر شبیه دانسته و آنها را متعلق به سری پتاسیم متوسط تا بالا، با گرایش کالک آلکالن و شاخص ماگماتیسیم کمان قاره‌ای در ارتباط با فرورانش در نظر گرفته است. مطالعات قبلی انجام گرفته در محدوده مطالعاتی، در قالب نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کدکن (نادری و ترشیزیان، ۱۳۷۷) و ۱:۲۵۰۰۰۰ تربت‌حیدریه (واعظی پور و علوی تهرانی، ۱۳۷۰) و گزارش اکتشاف نهایی منطقه گل چشمه موجود می‌باشد (سعادت، ۱۳۹۱). منطقه در حال حاضر به‌عنوان یک معدن فعال در حال بهره‌برداری و استخراج است و امید است بتوان با ارائه داده‌ها و اطلاعات صحیح که برخی از آنها در این پژوهش آمده است به‌عنوان یک منطقه مستعد و دارای پتانسیل کانه‌زایی معرفی شده و مورد توجه قرار گیرد. به دلیل آنکه منطقه مورد مطالعه از لحاظ کانه‌زایی مستعد بوده و در نزدیکی آن اندیس‌های معدنی متعددی نیز گزارش شده است، می‌تواند به‌عنوان الگوی اکتشافی نیز برای آنها مطرح شود. به‌طور کلی هدف این پژوهش، تهیه دقیق نقشه زمین‌شناسی، دگرسانی، کانه‌زایی با مقیاس ۱:۵۰۰۰، بررسی و انجام مطالعات دقیق زمین‌شناسی، پتروگرافی، ژئوشیمی، کانه‌زایی، تعیین تیپ کانه‌زایی و ژنز احتمالی و ارائه مدل اکتشافی مناسب و مقایسه آن با کانسارهای مشابه در دیگر نقاط ایران و سایر کشورها می‌باشد.

منطقه گل چشمه در ۲۲۰ کیلومتری جنوب غرب مشهد و ۴۰ کیلومتری جنوب شهرستان نیشابور در حفاصل  $35^{\circ} 36' 50''$  و  $58^{\circ} 42' 09''$  -  $58^{\circ} 42' 48''$  طول شرقی و  $35^{\circ} 41' 59''$  -  $35^{\circ} 41' 59''$  عرض شمالی در شش کیلومتری روستای جنداب واقع شده است. اثر کوهزایی آلپ - هیمالیا در نواحی زیادی از ایران و ترکیه دیده می‌شود که سبب به هم پیوستن بلوک‌های کیمبرین در بخش‌های مختلف شده است. از جمله این بلوک‌ها ایران مرکزی است و براساس تقسیم‌بندی ارائه شده توسط اشتوکلین و نبوی (۱۳۵۱) این بلوک از شمال به زون البرز، از غرب به زون سندرگ- سیرجان و از شرق به زون شرق ایران محدود می‌شود (Berberian and Berberian, 1981) و منطقه مطالعاتی گل چشمه نیز بخشی از این بلوک است که در حاشیه زون سبزوار و شمال گسل بزرگ درونه قرار گرفته است (شکل ۱). فعالیت‌های متعدد ماگماتیسیم در زمان‌های مختلف در اغلب زون‌های ساختاری ایران دیده می‌شود. همگرایی میان صفحات در انتهای کرتاسه پایانی در زمان بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در ایران و ترکیه، نقش مهمی در افزایش شدت ماگماتیسیم دوره ائوسن داشته و سبب رخنمون یافتن فراوان سنگ‌های آذرین در این نواحی شده است. ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش از ۳۵ تا ۵۰ میلیون سال اغلب با حضور سنگ‌های درونی و آتشفشانی شوشونیتی و کالک آلکالن اسیدی تا حدواسط همراه بوده است. (Stocklin and Nabavi, 1972)



شکل ۱. نقشه ساختاری ایران. موقعیت محدوده مورد مطالعه در حاشیه زون سبزوار مشخص شده است (Stocklin and Nabavi, 1972)



## روش مطالعه

۳. توده‌های گرانیتوئیدی شامل گابرو دیوریت، دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت به سن اواخر ائوسن تا الیگوسن. واحدهای آذرین این ناحیه به سمت شمال غرب (محدوده معدنی طلا- آنتیموان ارغش)، در امتداد نوار ماگماتیسم پس از کرتاسه هستند که داخل و اطراف زون افیولیتی سبزوار و در امتداد شمال غرب - جنوب شرق مشاهده می‌شود (کیوانفر و عسگری، ۱۳۷۸). این محدوده در میان واحدهای آتشفشانی منسوب به ائوسن و یا جوان‌تر واقع شده است. واحدهای آتشفشانی در مقیاس صحرایی روند شمال غرب - جنوب شرق دارند که رنگ آنها از خاکستری تا قرمز (زون کانه‌زایی) متغیر است و دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با بافت پورفیری می‌باشند. به نظر می‌رسد این واحدهای آتشفشانی با واحد ولکانوسدیمتری آگومرا - توف آندزیتی در ارتباط هستند، اما به‌رغم داشتن مرز مشترک با واحد سنگ آهک، هیچ‌گونه ارتباطی به لحاظ کانه‌زایی ندارند (شکل ۳).

## پتروگرافی

به‌منظور تفکیک بیشتر و دقیق‌تر واحدهای سنگی منطقه، نقشه زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۵۰۰۰ از محدوده مطالعاتی تهیه گردید (شکل ۲). در مجموع واحدهای سنگی منطقه به انواع زیر تفکیک شدند:

- سنگ آهک: این واحد در شمال شرق منطقه به رنگ سفید تا نخودی رنگ گسترش یافته است. دارای مرز مشترک با واحد آندزیتی بوده (شکل ۳-ا) و در مقیاس میکروسکوپی دارای فسیل نومولیت هستند (شکل ۴-ا).
- آگومرا - توف آندزیتی: این واحد نیز گسترش چندانی در منطقه به‌جز بخش‌های مرکزی ندارد و احتمالاً در ارتباط با واحدهای آندزیتی می‌باشد. در مقیاس صحرایی این واحد از قطعات نسبتاً کوچک تا متوسط در حدود یک سانتیمتر تا قطعات نسبتاً بزرگ در حدود ده سانتیمتر تشکیل شده است. جنس قطعات موجود غالباً از نوع آندزیت می‌باشد (شکل ۳-ب).
- آندزیت: این واحد بیشترین گسترش را در محدوده

در این پژوهش بیش از ۴۰ مقطع نازک، شش مقطع نازک- صیقلی و ۱۲ مقطع صیقلی مطالعه شد، سپس بر اساس آنها نقشه زمین‌شناسی، آلتراسیون و کانه‌زایی در مقیاس ۱:۵۰۰۰ تهیه شد. آنالیز عناصر اصلی توسط دستگاه XRF در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران بر روی دوازده نمونه از واحدهای ولکانیکی منطقه با تفکیک لیتولوژیکی صورت گرفت. نوع دستگاه آنالیز Magic Pro ساخت کشور هلند می‌باشد. از مجموع نمونه‌های فوق تعداد هشت نمونه معرف برای آنالیز به روش ICP-MS برای ۵۸ عنصر با حلال (اسید HCL + اسیدنیتریک + تیزاب سلطانی) برای آنالیز عناصر کمیاب و نادر خاکی به آزمایشگاه SGS کشور صربستان ارسال گردید. مطالعات ژئوشیمیایی سطحی بر روی پانزده نمونه خرده سنگی از محل ترانشه‌ها و دیگر نقاط اکتشافی به روش ICP-OES در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران برای تعیین عیار مس و سایر عناصر نیز بررسی شد. نمونه‌برداری به روش خرده سنگی از بخش‌های مختلف کانسار و با فواصل مشخص شامل ترانشه‌ها و دیگر نقاط امیدبخش کانه‌زایی انجام شد و پس از خردایش نمونه‌ها، حدود سیصد گرم از هر نمونه به آزمایشگاه ارسال شد.

## زمین‌شناسی عمومی

محدوده معدن مس گل‌چشمه در شمال غرب ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کدکن و در حاشیه زون ساختاری سبزوار واقع شده است (نادری و ترشیزیان، ۱۳۷۷). منطقه مورد مطالعه بخشی از ارتفاعات شمال غرب کدکن می‌باشد که روندی شمال غرب - جنوب شرق دارد و در میان واحدهای آتشفشانی منسوب به ائوسن همراه با واحدهای سنگ آهکی قرار گرفته است. واحدهای عمده لیتولوژیکی در این ناحیه عبارتند از:

۱. واحد آتشفشانی پالئوسن فوقانی - ائوسن که شامل گدازه‌های آندزیتی، تراکی آندزیت، ریوداسیت، آگومرا و برش می‌باشد.
۲. واحد آذرآواری - آتشفشانی ائوسن بالایی.

می‌باشد. پیروکسن‌ها به‌طور عمده از نوع دیوپسید، اوژیت و اومفاسیتی هستند که در حال کربناتی شدن و تبدیل به کلریت و کانی اوپیک می‌باشند (شکل ۴-۴e).

• هورنبلندآندزیت: این واحد سنگی کمترین رخنمون را در محدوده مورد بررسی دارا می‌باشد و عمدتاً در بخش مرکزی و شمال‌غرب دیده می‌شود. بافت این واحد سنگی غالباً پورفیری و به‌طور فرعی آمیگدالوئید تا گلومروپورفیری با زمینه دانه‌ریز می‌باشد. میزان فنوکریست‌های آن از ۱۰ تا ۱۲ درصد متغیر است و شامل پنج تا ۱۰ درصد پلاژیوکلاز و چهار تا شش درصد هورنبلند به‌صورت اوپاسیتی می‌باشد. در این واحد اندازه فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بین یک تا پنج میلی‌متر و هورنبلند بین ۰/۵ تا دو میلی‌متر متغیر است. پلاژیوکلازها به همراه هورنبلند در حال تبدیل به کربنات، اپیدوت و کلریت هستند (شکل ۴-۴f).

• آندزیت‌بازالت: این واحد رخنمون کوچکی در بخش شرقی منطقه در مجاورت واحدهای آهکی دارد. بافت این واحد سنگی، پورفیری، آمیگدالوئید تا گلومروپورفیری با زمینه دانه‌ریز می‌باشد. میزان فنوکریست‌های آن از پنج تا ۱۰ درصد متغیر است و شامل پلاژیوکلاز، الیوین ادینگزیتی و پیروکسن به‌صورت اومفاسیتی و دیوپسیدی می‌باشد. در این واحد اندازه فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بین یک تا پنج میلی‌متر متغیر است و به همراه پیروکسن‌ها در حال تبدیل به کربنات و مقدار جزئی کلریت هستند. این واحد دارای حفراتی است که با کربنات پر شده است (شکل ۴-۴g).

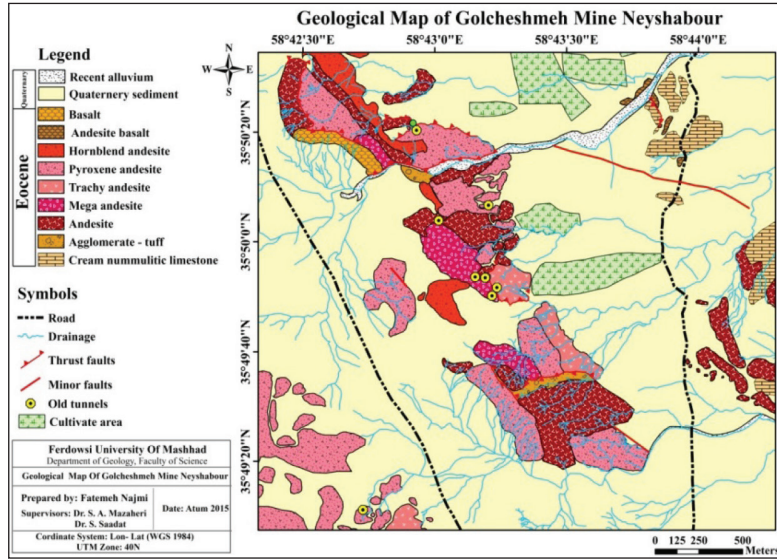
• بازالت: بافت این واحد سنگی پورفیری بوده که رخنمون کوچکی در بخش شمال‌غرب محدوده دارد و دارای پلاژیوکلاز، پیروکسن (اوژیت، اوژیت-دیوپسید)، هورنبلند اوپاسیتی و الیوین ادینگزیتی می‌باشد، که هورنبلندها و الیوین‌ها در حال تبدیل به کربنات هستند. اندازه پلاژیوکلازها بین یک تا پنج و پیروکسن‌ها بین ۰/۲ تا ۱۰ میلی‌متر متغیر می‌باشد (شکل ۴-۴h).

مورد بررسی دارا می‌باشد. بافت این واحد سنگی عمدتاً پورفیری و به‌طور فرعی شامل فلتی تا گلومروپورفیری با زمینه دانه‌ریز می‌باشد. میزان فنوکریست‌های آن بین ۱۰ تا ۲۰ درصد متغیر می‌باشد و عمدتاً شامل پلاژیوکلاز بوده و اندازه دانه‌های آن بین یک تا هفت میلی‌متر متغیر می‌باشد. همچنین کمتر از ۲ درصد هورنبلند اوپاسیتی و پیروکسن اومفاسیتی شده نیز در این واحدها قابل مشاهده است. در بعضی نقاط، پلاژیوکلازها در حال تبدیل به کربنات، اپیدوت و کانی‌های رسی می‌باشند و رگچه‌های اکسید آهنی نیز در آنها دیده می‌شود (شکل ۴-۴b).

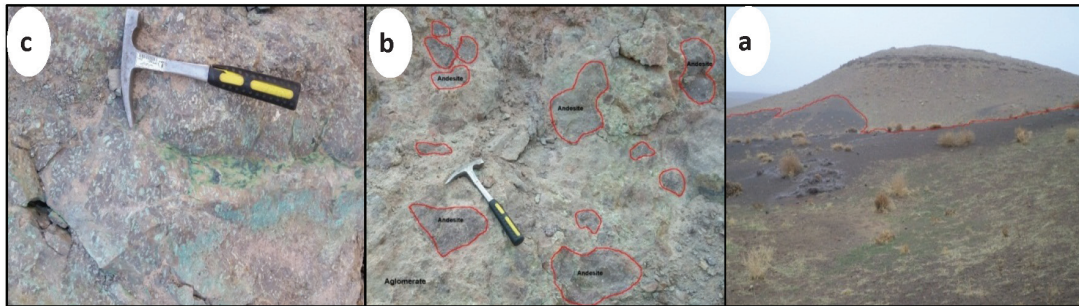
• مگاآندزیت: این واحد سنگی عمدتاً در بخش مرکزی و غربی منطقه رخنمون دارد. بافت آن پورفیری می‌باشد و از لحاظ کانی‌شناختی دقیقاً مشابه واحد آندزیت است، تنها تفاوت آنها اندازه فنوکریست‌های پلاژیوکلاز می‌باشد که به بیش از ۱۰ میلی‌متر می‌رسد (شکل ۴-۴c).

• تراکی‌آندزیت: این واحد گسترش کمی در محدوده مورد بررسی دارد و عمدتاً در بخش مرکزی تا جنوب‌شرقی دیده می‌شود. بافت این واحد سنگی عمدتاً پورفیری و گاهی جریان‌ی می‌باشد. میزان فنوکریست‌های آن بین پنج تا ۱۲ درصد متغیر بوده و شامل پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپات است که اندازه دانه‌های پلاژیوکلاز بین یک تا هفت میلی‌متر و آلکالی فلدسپات‌ها بین یک تا سه میلی‌متر متغیر می‌باشد، همچنین کمتر از ۲ درصد هورنبلند اوپاسیتی و پیروکسن اومفاسیتی شده نیز در این واحد قابل مشاهده می‌باشد که در بعضی نقاط پلاژیوکلازها در حال تبدیل به کربنات و کانی‌های رسی هستند (شکل ۴-۴d).

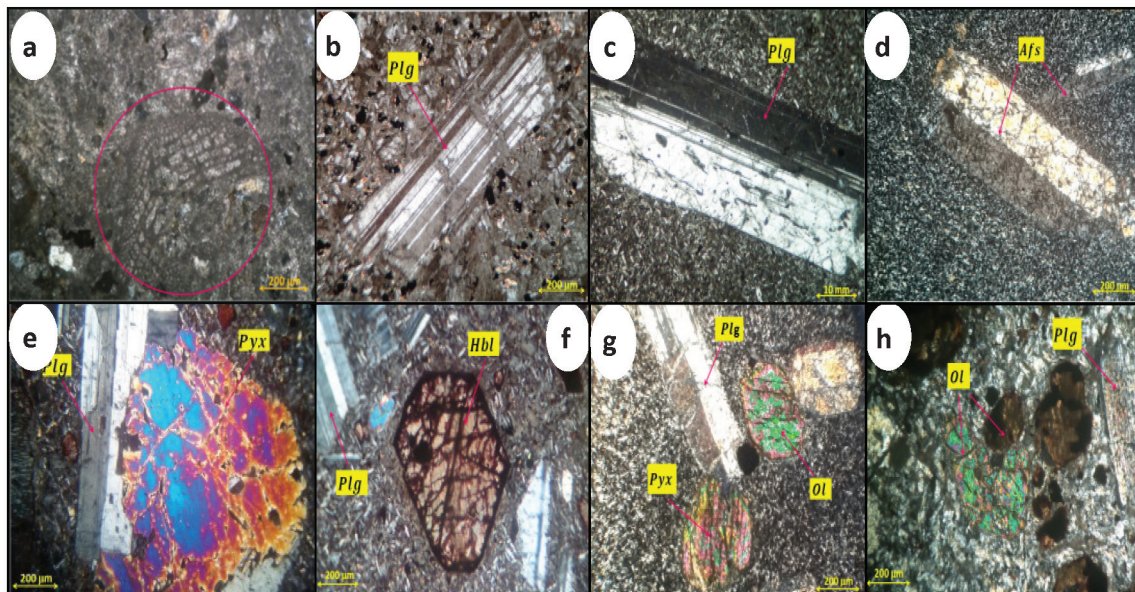
• پیروکسن آندزیت: این واحد نیز دارای گسترش قابل ملاحظه‌ای در محدوده مطالعاتی می‌باشد. بافت این واحد سنگی، پورفیری تا گلومروپورفیری با زمینه دانه‌ریز می‌باشد. اندازه فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بین یک تا ۱۰ میلی‌متر و پیروکسن‌ها بین ۰/۵ تا سه میلی‌متر متغیر است و میزان پیروکسن‌ها در حدود پنج تا شش درصد



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه در مقیاس ۱:۵۰۰۰



شکل ۳. تصاویر صحرایی (a) واحد سنگ آهک دارای مرز مشترک با آندزیت؛ (b) آگلومرا - توف آندزیتی دارای قطعات آندزیت؛ (c) واحد آندزیت



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از واحدهای ولکانیکی منطقه (تمامی تصاویر در نور xpl می‌باشند)؛ (a) واحد آندزیت دارای فنوکریست پلاژیوکلاز در زمینه میکرولیتی؛ (b) واحد مگا آندزیت دارای فنوکریست پلاژیوکلاز با طول بیش از ۱۰ میلی‌متر، (c) واحد تراکی آندزیت حاوی فنوکریست آلکالی فلدسپار؛ (d) واحد پیروکسن آندزیت همراه با فنوکریست اوژیت و پلاژیوکلاز؛ (e) واحد هورنبلند آندزیت واجد فنوکریست هورنبلند کاملاً شکل دار در حال تبدیل به کربنات؛ (f) کانی هورنبلند در حال تبدیل به کلریت؛ (g) واحد آندزیت بازالت دارای فنوکریست‌های الیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن؛ (h) واحد بازالت همراه با بلورهای الیوین و پلاژیوکلاز  
(Chl = کلریت، Hbl = هورنبلند، Pyx = پیروکسن، Ol = الیوین، Afs = آلکالی فلدسپار و Plg = پلاژیوکلاز)



## دگرسانی

برپایه مطالعات صحرایی و میکروسکوپی انجام گرفته، زون‌های آلتراسیون کربناتی ضعیف تا قوی، پروپلیتیک ضعیف تا متوسط در منطقه مشاهده می‌شود که به شرح زیر می‌باشند (شکل ۵):

- دگرسانی کربناته قوی: این دگرسانی در بخش شمال غرب، واحدهای آندزیت و پیروکسن آندزیت را تحت تاثیر قرار داده است. به‌طور عمده بیش از ۵۰ درصد پلاژیوکلازها و پیروکسن‌ها به کربنات تبدیل شده‌اند.
- دگرسانی کربناته متوسط: این دگرسانی در بخش مرکزی منطقه، واحد آندزیت را تحت تاثیر قرار داده است و پلاژیوکلازها در حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد تبدیل شدگی به کربنات نشان می‌دهند.
- دگرسانی کربناته ضعیف: این دگرسانی در بخش مرکزی و جنوب شرقی منطقه و در واحدهای آندزیت و پیروکسن آندزیت مشاهده می‌شود که پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها در حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد به کربنات تجزیه شده‌اند.
- دگرسانی کربناته متوسط-آرژلیک ضعیف: این دگرسانی در بخش جنوب شرقی، منطقه واحدهای آندزیت، تراکی آندزیت و پیروکسن آندزیت را تحت تاثیر قرار داده است. کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در حدود ۳۰ درصد به کربنات و پلاژیوکلاز حدود ۵ درصد به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند.
- دگرسانی کربناته متوسط-پروپلیتیک ضعیف: این دگرسانی در بخش شمال غرب، واحد هورنبلند آندزیت را در برگرفته است که پلاژیوکلاز و هورنبلند در حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد به کربنات و پنج تا ۱۰ درصد به اپیدوت و کلریت تبدیل شده‌اند.
- دگرسانی پروپلیتیک متوسط: این دگرسانی بخش کوچکی از شرق منطقه، واحد آندزیت بازالیت را تحت تاثیر قرار داده است که کانی‌های موجود در حدود ۲۵ درصد تبدیل شدگی به اپیدوت-کلریت را نشان می‌دهند.
- دگرسانی پروپلیتیک ضعیف: این دگرسانی واحد پیروکسن آندزیت و هورنبلند آندزیت را در مرکز و جنوب غرب منطقه در برگرفته است. در حدود پنج تا

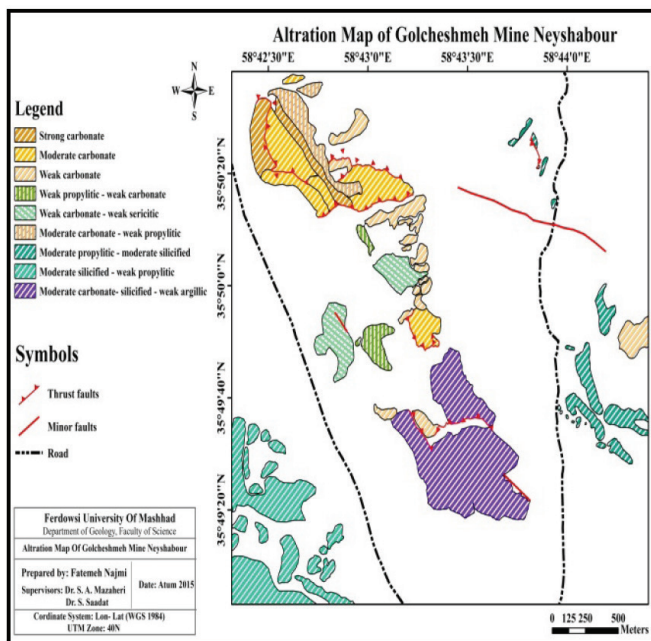
۱۰ درصد پلاژیوکلازها، پیروکسن‌ها و هورنبلندها به اپیدوت و کلریت تجزیه شده‌اند.

## کانه‌زایی

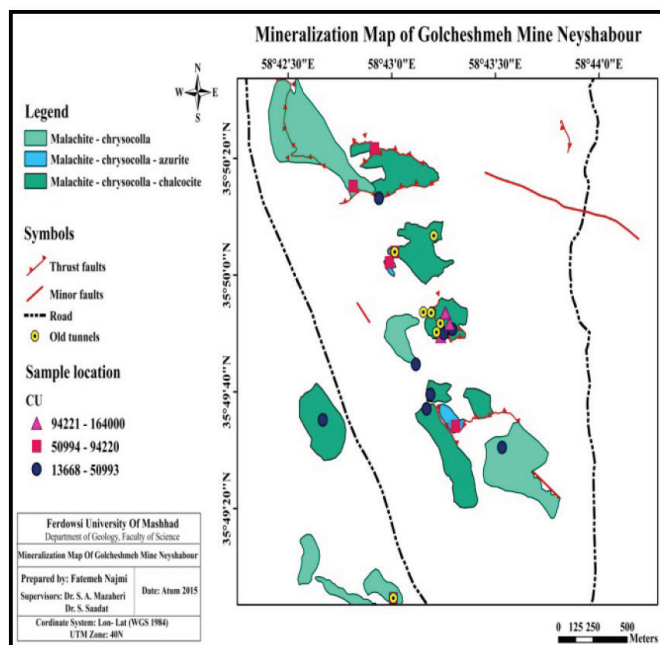
شواهد کانه‌زایی در منطقه گل چشمه بسیار گسترده می‌باشد و به‌طور کلی کانه‌زایی به اشکال سولفیدی و اکسیدی مس قابل مشاهده است (شکل ۶). کانه‌زایی مس عمدتاً شامل فاز اکسیدی است که به‌طور ثانویه کانه‌های کربناتی مس شامل مالاکیت، آزوریت، کانی سیلیکاته مس کریزوکلا و کانی هیدروکلر مس آتاکامیت را شامل می‌شود. کانه‌های مس در اکثر نقاط منطقه گل چشمه قابل مشاهده می‌باشند که به‌صورت آغشتگی، جانشینی پلاژیوکلاز، پرکننده فضاهای خالی و حفرات، دانه پراکنده و رگه-رگچه‌ای به ضخامت ۰/۵ تا ۵ سانتی‌متر اکثر واحدهای سنگی مخصوصاً آندزیت‌ها و پیروکسن آندزیت‌ها را تحت تاثیر خود قرار داده‌اند. بر پایه مطالعه بیش از ۱۸ مقطع نازک صیقلی و بلوک صیقلی، کانه سولفیدی اصلی مس در این منطقه کالکوسیت می‌باشد که به‌صورت رگه‌های کم ضخامت (کمتر از یک سانتی‌متر) در بخش مرکزی و جنوب غربی منطقه و به‌طور عمده در واحدهای مگا آندزیت، آندزیت و پیروکسن آندزیت قابل بررسی و مشاهده می‌باشد. علاوه بر آن در این مقاطع آثاری از حضور دیگر سولفیدها مانند پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کولیت و به مقدار جزئی دیژنیت و همچنین مس طبیعی نیز دیده می‌شود. حضور این کانه‌های سولفیدی می‌تواند موبد این مطلب باشد که احتمالاً شاهد دو نسل از کالکوسیت هستیم، نسل اول که به‌صورت اولیه در درزه‌ها، شکاف‌ها و شکستگی‌ها به‌طور مستقیم از محلول کانه‌دار ایجاد شده و در برخی نقاط در حال تبدیل به کولیت می‌باشد و نسل دوم کالکوسیت که احتمالاً از تبدیل بورنیت و کالکوپیریت به‌صورت جانشینی و در شرایط سوپرژن ایجاد شده است. در بیشتر موارد نیز نوعی هم‌رشدی بین کانه‌های مس دیده می‌شود که می‌تواند حاکی از چند مرحله کانه‌زایی در منطقه باشد (شکل ۸). همچنین احتمال اینکه کالکوسیت‌ها به مقدار بیشتری به مالاکیت و کریزوکلا در شرایط اکسیدان تبدیل شده باشند نیز وجود دارد. علاوه بر کانه‌های فوق،

سنگی شده‌اند و این ساختارها معبری برای حرکت و نفوذ محلول‌های حاوی مس مهیا کرده‌اند که در نهایت منجر به تمرکز و افزایش عیار اقتصادی ماده معدنی شده است. با توجه به شواهد کانه‌زایی، کانه‌های موجود و سنگ میزبان آندزیتی این منطقه معدنی قابل مقایسه با کانسارهای تیپ مانتو و کویناوی (میشیگان) می‌باشد.

در بسیاری از نقاط، آثار حضور مگنتیت و هماتیت نیز دیده می‌شود که این مگنتیت‌ها عمدتاً از تجزیه هورنبلندهای موجود در منطقه به وجود آمده‌اند (شکل‌های ۷-ا تا ۷-ی). در منطقه گل‌چشمه عامل اصلی کانه‌زایی، عملکرد شدید گسل‌ها و نیروهای تکتونیکی می‌باشد که باعث به وجود آمدن درزه، شکستگی و رگه-رگچه در اکثر واحدهای

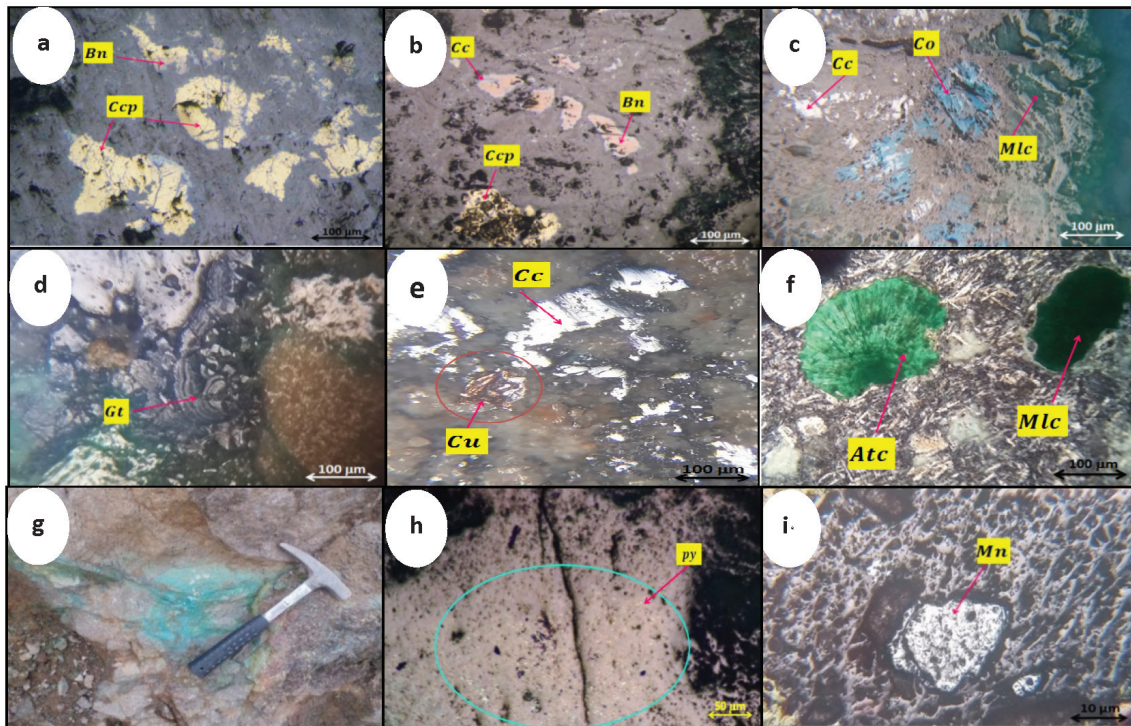


شکل ۵. نقشه التراسیون محدوده مورد مطالعه



شکل ۶. نقشه کانه‌زایی محدوده مورد مطالعه





شکل ۷. (a) هم‌رشدی کانی‌های کالکوپیریت و بورنیت؛ (b) کانی‌های کالکوپیریت، بورنیت که در حال تبدیل به کالکوسیت می‌باشند؛ (c) کانی‌های مالاکیت و کالکوسیت در حال تبدیل به کوولیت؛ (d) حضور گوتیت با بافت گل‌کلمی؛ (e) هم‌رشدی کالکوسیت و مس طبیعی؛ (f) مقطع میکروسکوپی که حفرات توسط مالاکیت و آتاکامیت پر شده است؛ (g) کانه‌زایی اکسیدی و سولفیدی مس، شامل آغشتگی‌های مالاکیت، کریزوکلا و کالکوسیت؛ (h) حضور پیریت دانه پراکنده در متن سنگ آندزیتی؛ (i) حضور کانی مگنتیت  
(Ccp = کالکوپیریت، Bn = بورنیت، Cc = کالکوسیت، Co = کوولیت، mal = مالاکیت، Cu = مس طبیعی، Gt = گوتیت، py = پیریت)

## توالی پاراژنتیکی کانسار

مس در گدازه‌های آندزیتی، تراکی‌آندزیتی و بازالتی موجود در حدود ۲۰۸ تا ۳۸۳۸ گرم در تن اندازه‌گیری شده است (جدول ۱) که در مقایسه با میزان متوسط آن در سنگ‌های آندزیتی معمولی (۷۵ ppm) به نوعی غنی‌شدگی نشان می‌دهد. اثری از رخداد کانه‌زایی مس در واحدهای تخریبی و کربناتی رسوبی دیده نمی‌شود. به نظر می‌رسد هم‌زمان با فعالیت‌های آتشفشانی، پیریت نیز در سنگ میزبان به‌عنوان اولین سولفید تشکیل شده و سبب ایجاد وضعیت احیایی در حوضه شده است. در این مرحله حضور پیریت عامل مهمی برای ایجاد وضعیت احیایی در سنگ میزبان کانه‌زایی محسوب می‌شود.

مرحله کانه‌زایی اولیه (هیپوژن)<sup>۱</sup>: در این مرحله سیال‌های ماگمایی-گرمایی حاوی کانه در مسیر خود به یک واحد سنگی مناسب با نفوذپذیری بالا و شرایط احیایی

بر پایه مطالعه مقاطع بلوک‌صیقلی و نازک‌صیقلی و بررسی بافت و ساخت‌های موجود و شواهد صحرایی، توالی پاراژنتیکی کانه‌های موجود در منطقه به‌صورت زیر به‌دست آمده است:

کانه‌زایی به‌طور عمده در واحدهای آندزیتی رخ داده است. ترکیب کانی‌شناسی ماده معدنی شامل کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، دیژنیت، تترائدریت، مس طبیعی، پیریت، مالاکیت، آزوریت، کریزوکلا و آتاکامیت می‌باشد که به‌صورت رگه - رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، جان‌شینی، پراکنده و تراوشی دیده می‌شود.

مرحله فعالیت آتشفشانی<sup>۲</sup>: در این مرحله در شرایط کشتی حاکم بر حوضه درون کمان آتشفشانی ائوسن در زیر پهنه سبزوار، سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری، تخریبی و کربناتی رسوبی تشکیل شده‌اند. بر اساس مطالعات ICP-MS انجام گرفته از واحدهای سنگی منطقه، میزان

1. Early mineralization (Hypogen)

2. Volcanic activity

از فرآیندهای تکتونیکی و زمین‌ساختی در منطقه، در اثر چین‌خوردگی و بالآمدگی سنگ میزبان کانه‌زایی، فرآیندهای سوپرژن سبب تغییراتی در ترکیب کانه‌نگاری سنگ‌ها شده و موجب تغییر و تبدیل کانه‌های سولفیدی اولیه کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت به کانه‌های ثانویه سولفیدی مس مانند کالکوسیت ثانویه، کوولیت، دیژنیت، تتراندريت و مس طبیعی و همچنین کانه‌های کربناتی و سیلیکاتی مس مانند مالاکیت، آزوریت، کریزوکلا و آتاکامیت و کانه‌های اکسیدی و هیدروکسیدی مانند هماتیت، مگنتیت و گوتیت در شرایط کاملاً اکسیدان شده‌اند.

رسیده و در نتیجه حضور پیریت (واحد‌های آندزیتی) رسیده و احتمالاً به‌جای پیری‌های تشکیل شده در مرحله قبل جانشین می‌شوند و موجب تشکیل سولفیدهای اولیه مس در این مرحله می‌شوند. به احتمال زیاد مس موجود پس از شسته شدن از سنگ‌های آتشفشانی، به‌صورت کمپلکس کلریدی حمل شده و پس از واکنش با پیریت، به‌صورت سولفیدهای اولیه مس شامل کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت جانشین پیریت‌های تشکیل شده در مرحله پیش از کانه‌زایی شده است. مرحله کانه‌زایی برون‌زاد (سوپرژن)<sup>۱</sup>: در این مرحله و پس

Processes Minerals	Pre- Mineralization	Mineralization		
		Hypogene Stage	Supergene Stage	Oxidation Stage
Pyrite	██████████			
Chalcopyrite		██████████		
Bornite		██████████		
Chalcocite		██████████	██████████	
Covelite			██████████	
Digenite			██████████	
Tetraedrite			██████████	
Native Copper			██████████	
Malachite			██████████	
Azurite				██████████
Chrysocolla				██████████
Atacamite				██████████
Hematite				██████████
Magnetite				██████████
Neotecite				██████████
Gangue	██████████	██████████	██████████	

شکل ۸. مراحل تشکیل و توالی پاراژنتیکی کانسار، در سه مرحله هیپوژن، سوپرژن و اکسیدان در معدن مس گل‌چشمه

## بحث

شدن تیپ کانه‌زایی، ویژگی‌های بحرانی و اساسی کانسار مس گل‌چشمه با ویژگی‌های کانسارهای مس تیپ مانتو در شیلی مقایسه شده است.

محیط ژئوتکتونیکی و سنگ میزبان: در کانسارهای مس واقع در شیلی، بر اساس شواهد موجود، کانه‌زایی مس

همان‌گونه که بیان شد معدن مس گل‌چشمه در جنوب نیشابور دارای شباهت‌هایی با کانسارهای مس تیپ مانتو است. ذخایر مس نوع چینه‌کران، یکی از بزرگ‌ترین ذخایر سولفیدی مس هستند. محیط نهشته شدن این ذخایر بسیار متنوع بوده و می‌توانند در همه مراحل یک چرخه زمین‌ساختی ماگمایی-رسوبی تشکیل شوند. برای مشخص

1. Post-mineralization (Supergen)

این تیپ کانسارها نیز ماده معدنی در داخل رگه - رگچه‌ها و به صورت پرکننده حفرات تشکیل شده است.

کانی‌شناسی و عناصر همراه: در کانسارهای تیپ مانتو در تمام نقاط دنیا و به‌طور خاص در شیلی، مهم‌ترین کانه‌های سولفیدی موجود در کانسار شامل کالکوسیت، بورنیت و کالکوپیریت به همراه مقادیری پیریت می‌باشد. البته بسته به نوع شرایط حاکم بر تشکیل کانسار، این کانه‌ها دارای مقادیر متفاوتی هستند، به‌طوری‌که در بعضی نقاط مقدار کالکوسیت از بورنیت بیش‌تر است و بالعکس. علاوه بر کانه‌های فوق، در این تیپ کانسارها، مقادیری کوولیت، مس طبیعی، تترائدریت، دیژنیت، اسفالریت و همچنین کانه‌های اکسیدی مانند مالاکیت، کریزوکلا و آتاکامیت دیده می‌شود (سامانی، ۱۳۸۱) مهم‌ترین عنصر همراه با مس در این تیپ کانه‌زایی نقره است که میزان آن از هشت تا ۳۲ گرم در تن تغییر می‌کند (Maksaev and Zentilli, 2002)، در بعضی از نقاط به حضور بیتومن نیز به‌عنوان یک کانه اصلی که عمدتاً جانشین پیریت می‌شود اشاره شده است (ابولی پور و همکاران، ۱۳۹۴). در کانسار مس گل‌چشمه بر اساس نتایج به‌دست‌آمده از آنالیزهای ICP-OES و ICP-MS به ترتیب میزان نقره موجود بین یک تا ۱۲/۱ گرم در تن و ۰/۳۳ تا ۱/۱۷ گرم در تن متغیر است. علاوه بر این، مهم‌ترین کانه سولفیدی مس در این منطقه کالکوسیت می‌باشد. همچنین نوعی زون بندی در این تیپ کانسارها وجود دارد که در منطقه گل‌چشمه شامل پیریت، کالوپیریت بورنیت، کالکوپیریت کالکوسیت، بورنیت کالکوسیت و کالکوسیت می‌باشد.

دگرسانی و کانی‌های گانگ: به‌طور کلی دگرسانی در کانسارهای تیپ مانتو گسترش کمی دارد و به‌طور معمول نقش مهمی در تعیین تیپ کانه‌زایی ایفا نمی‌کند. مهم‌ترین دگرسانی‌ها در این تیپ کانه‌زایی شامل کربناتی، کلریتی، اپیدوتی (پروپیلیتیک)، سیلیسی و سرسیتی شدن است. هرچند که دگرسانی آلبیتی فقط در بعضی از کانسارهای تیپ مانتو گزارش شده است، اما پدیده هماتیته شدن سنگ میزبان در این تیپ کانسارها از اهمیت زیادی برخوردار است، به‌طوری‌که مجموعه سنگ‌های دارای رخداد کانه‌زایی دارای

لایه‌کران نوع مانتو عمدتاً در یک حوضه پشت کمانی و تحت تاثیر نیروهای کششی رخ داده است (Richards et al., 2001; Morata and Aguirre, 2003). در منطقه معدنی گل‌چشمه نیشابور سنگ‌های میزبان کانه‌زایی، گدازه‌های آندزیتی، آندزیتی-بازالتی و بازالت‌های کالک‌آلکان با گرایش شوشونیتی هستند (شکل ۸-ا). در حالی که سنگ‌های میزبان و همراه کانه‌زایی مس در کانسارهای شیلی شامل لایه‌های آندزیت و بازالت‌های کالک‌آلکان تا تولئیتی با میزان پتاسیم بالا هستند (Tristá-Aguilera et al., 2006). بر اساس شواهد و بررسی‌های انجام شده در منطقه گل‌چشمه، سنگ میزبان، سنگ‌های آندزیتی مانند پیروکسن آندزیت، تراکی آندزیت، هورنبلند آندزیت، آندزیت و آندزیت بازالت با بافت عمده پورفیری در زمینه‌های دانه‌ریز و آمیگدالوئیدال می‌باشد که به صورت متناوب با واحدهای دیگر شامل توف، توف ماسه‌سنگی، آگومرا و سنگ آهک نومولیت‌دار همراه شده است. بر اساس بررسی شواهد موجود، می‌توان گفت که سنگ میزبان کانه‌زایی در هر دو نوع کانسار تقریباً یکسان و مشابه می‌باشد.

ژئومتری و شکل ماده معدنی: به‌طور کلی کانسارهای تیپ مانتو در تمام مناطق دنیا به‌عنوان کانسارهایی چینه‌کران محسوب می‌شوند که به یک واحد چینه‌ای خاص محدود می‌گردند. در واقع این بدین معنی است که ماده معدنی تنها در یک واحد سنگی خاص شکل می‌گیرد، اما در برخی نقاط در این تیپ کانسارها دو یا سه واحد سنگی متفاوت به‌عنوان میزبان کانه‌زایی معرفی شده‌اند (Kojima et al., 2009). به‌طور کلی در این تیپ کانسارها کانه‌زایی ساختار لایه‌کران داشته و جابه‌جایی‌ها و گسل خوردگی‌های بعدی موجب انقطاع و گسستگی آنها شده است (سامانی، ۱۳۸۱) (Tristá-Aguilera et al., 2006). در منطقه گل‌چشمه کانه‌زایی هیپوزن و سوپرژن در واحدهای آندزیتی موجود رخ داده است که این می‌تواند نشان‌دهنده وضعیت چینه‌کران کانه‌زایی در این محدوده باشد. در این محدوده ماده معدنی به‌طور گسترده به شکل رگه - رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی و حفرات و بعضاً جانشینی نهشته شده است که از این نظر نیز با کانسارهای تیپ مانتو شباهت دارد. به دلیل اینکه در

این شباهت‌ها، این کانسار تفاوت‌هایی با ذخایر نوع مانتو نیز دارد. کانسارهای تیپ مانتو در شیلی، در بازه سنی ژوراسیک فوقانی - کرتاسه تحتانی تشکیل شده‌اند، حال آنکه در منطقه گل چشمه سن واحدهای سنگی مربوط به دوره زمانی ائوسن و یا جوان‌تر می‌باشد هرچند که این تفاوت سنی چندان حائز اهمیت نیست. در این کانسارها حفرات علاوه بر کانی‌های فوق، توسط ژئولیت پر شده‌اند اما در منطقه گل چشمه آثاری از حضور ژئولیت مشاهده نشد، هرچند که در بعضی از مجموعه کانسارهای شیلی نیز ژئولیت وجود ندارد. کانسارهای مس تیپ مانتو، با ذخیره نزدیک به ۴۰۰ میلیون تن، ذخایری با تناژ بالا هستند (Maksaev and Zentilli, 2002)، در حالی که ذخیره معدنی مس گل چشمه نزدیک به سه میلیون تن مس می‌باشد. البته باید در نظر داشت که ذخیره مجموع کل چندین کانسار در شیلی این مقدار برآورد شده است و احتمالاً تناژ هر ذخیره کانسار کمتر از این مقدار است. این در حالی است که منطقه گل چشمه فقط یک کانسار مجزا است که این میزان ذخیره برای آن تخمین زده شده است. در ادامه نیز منطقه معدنی گل چشمه با انواع مشابه در ایران شامل کانسارهای عباس‌آباد سبزوار، بوئنااسپرانزا شیلی و میشیگان آمریکا مقایسه شده است (جدول ۱).

### پترولوژی و ژئوشیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی

از مجموع نمونه‌های برداشت شده از لایه‌های ولکانیکی، پس از بررسی مقاطع نازک و انجام مطالعات پتروگرافی، با توجه به شواهد و روابط صحرایی تعداد ۱۲ نمونه معرف، که کمترین میزان آلتراسیون را متحمل شده بودند، انتخاب شده و به منظور تعیین اکسیدهای اصلی و عناصر جزئی توسط دستگاه XRF تحت آنالیز قرار گرفتند. همچنین پس از بررسی نتایج آنالیز عناصر اصلی، تمامی این نمونه‌ها به منظور آنالیز عناصر کمیاب و نادر خاکی (REE) به روش ICP-MS، ۵۸ عنصری در آزمایشگاه SGS کشور صربستان مورد تجزیه قرار گرفتند (جدول ۲). براساس نمودار تغییرات  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{K}_2\text{O}$ ، سنگ‌های آتشفشانی منطقه گل چشمه در قلمرو سری ماگماهای شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۹- a)

میزان بالایی از هماتیت و هیدروکسیدهای آهن هستند (Kojima et al., 2009). در منطقه گل چشمه در مجموعه واحدهای آندزیتی میزبان کانه‌زایی، کربناتی شدن به‌طور چشمگیری رخ داده است و تمامی واحدها را با شدت کم تا زیاد در بر گرفته است. اگرچه دگرسانی‌های هیدروکسیدی آهن (هماتیتی شدن)، سیلیسی، پروپلیتیک و مقادیر بسیار جزئی سرسیتی و آریلیکی شدن در آنها دیده می‌شود، اما در مقیاس کلی رخداد دگرسانی در منطقه گسترش و اهمیت چندان ندارد و از این نظر نیز با کانسارهای تیپ مانتو قرابت و نزدیکی دارد. در کانسارهای مانتو در شیلی، مهم‌ترین کانی‌های گانگ و باطله همراه با کانه‌زایی مس شامل کربنات، سیلیس، هماتیت و کلریت هستند. در برخی از این تیپ کانسارها، آلکالی فلدسپار نیز به‌صورت گانگ و در همراهی با رخداد کانه‌زایی دیده می‌شود. در منطقه معدنی گل چشمه کانی‌های گانگ همراه با کانه‌زایی شامل کربنات، سیلیس آمورف و هماتیت است که در این بین کربنات بیش‌ترین فراوانی را دارا می‌باشد و از این نظر نیز این کانسار مشابه با کانسارهای موجود در شیلی است.

ساخت و بافت ماده معدنی: از مهم‌ترین ساخت و بافت‌های موجود در کانسارهای تیپ مانتو می‌توان به پرکننده فضاهای خالی و حفرات، رگه‌رگچه‌ای، دانه پراکنده و جانیشینی اشاره کرد که در تمامی این مجموعه کانسارها قابل مشاهده است (Hermosilla and Cisternas, 2006; Rieger et al., 2008). در منطقه گل چشمه تمامی این بافت و ساخت‌ها در واحدهای سنگی قابل مشاهده و بررسی می‌باشد و کانه‌زایی به‌طور عمده در رگه - رگچه‌ها، فضاهای خالی و حفرات و شکستگی‌ها و زون‌های گسله رخ داده است، هرچند که در بسیاری نقاط نیز رخداد کانه‌زایی را به‌صورت تراوشی و آغشتگی در سنگ میزبان می‌توان مشاهده کرد.

تفاوت‌های این کانسار با تیپ مانتو: بر اساس بررسی‌های صورت گرفته کانسار مس گل چشمه از نظر ویژگی‌های مربوط به محیط ژئوتکتونیک، کانی‌شناسی، ساخت و بافت، نوع سنگ میزبان، کانه‌ها، عناصر همراه و دگرسانی، شباهت زیادی با کانسارهای تیپ مانتو در شیلی نشان می‌دهد. اما علیرغم



بر اساس شاخص آلومینیوم نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌ها در محدوده متاآلومینوس قرار می‌گیرند و فقط یکی از نمونه‌ها در محدوده پراآلومینوس واقع می‌شود (شکل ۹- d) (Shand, 1943). بر اساس نمودار مقدار اکسید سیلیسیم به نسبت زیرکن به اکسید تیتانیم از مجموع نمونه‌های موجود ۱۰ نمونه در قلمرو آندزیت‌ها و یک نمونه در قلمرو آندزیت بازالت‌ها قرار می‌گیرد و همچنین یکی از نمونه‌ها به دلیل دگرسانی جابه‌جایی نشان می‌دهد که با مشاهدات اولیه و صحرایی کاملاً مطابقت دارد (شکل ۹- e) (Winchester and Floyd, 1977).

(Peccerillo and Taylor, 1976). جهت تفکیک سنگ‌های آذرین منطقه از لحاظ سری‌های ماگمایی از نمودار AFM، (F=FeO<sub>۱</sub>, M= MgO, A=K<sub>۲</sub>O+ Na<sub>۲</sub>O)، استفاده گردید و مشخص شد که تمامی نمونه‌ها در امتداد روند کالک آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۹- b) (Irvine and Bargar, 1971). در نمودار سه تایی (Al<sub>۲</sub>O<sub>۳</sub>, MgO, FeO<sub>۱</sub>) نیز سنگ‌های آتشفشانی منطقه، جزء سری‌های آندزیتی کوهزایی (اوروژنی) قرار می‌گیرند. یکی از نمونه‌ها به علت دگرسانی شدید جابه‌جایی نشان می‌دهد (شکل ۸- c). طبقه‌بندی سنگ‌های منطقه

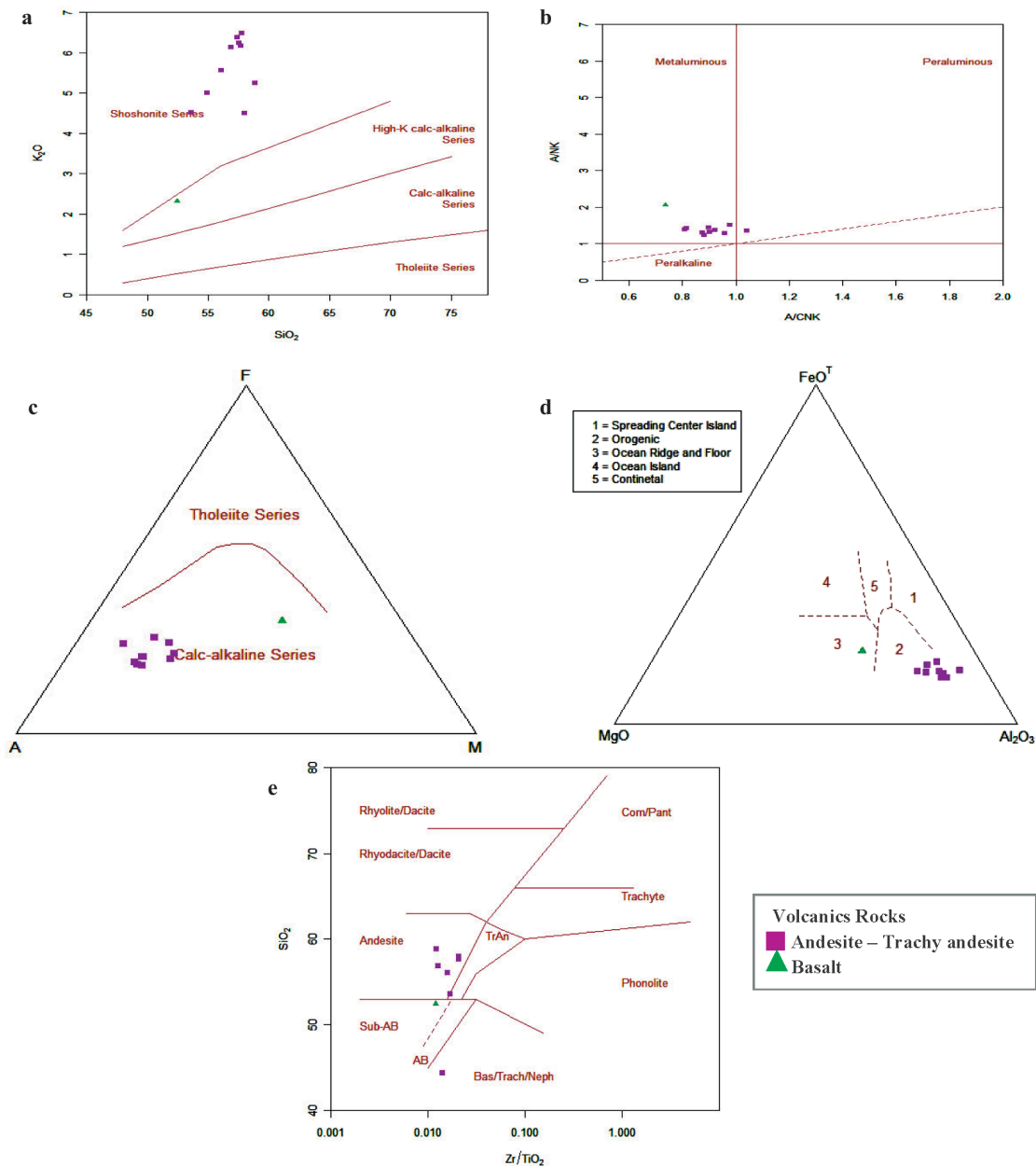
جدول ۱. مقایسه کانسار مس گل‌چشمه با انواع مشابه در ایران، شیلی و آمریکا

نام کانسار ویژگی‌ها	مانتو	مانتو	نوع مانتو	نوع میشیگان (آمریکا)
موقعیت	ایران (گل‌چشمه نیشابور)	ایران (عباس‌آباد سبزوار)	شیلی (کانسار بوئنا اسپرانزا)	شبه‌جزیره کویناوی، ایالات متحده (کانسار میشیگان)
سنگ میزبان	آندزیت، آندزیت بازالت، بازالت با بافت پورفیری	آندزیت و بازالت پورفیری	بازالت - آندزیت	بازالت - آندزیت با میان لایه‌های گنگلومرا و برش
شکل واحدها	چینه‌کران	چینه‌کران	چینه‌کران	چینه‌کران
بافت ماده معدنی	رگه - رگچه‌ای، پرکننده حفرات و فضای خالی و جاننشینی	پرکننده حفرات - رگه‌ای	رگه - رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی	رگه - رگچه‌ای، پرکننده حفرات
کانی‌های گانگ	کربنات، کلریت، اپیدوت و سیلیس	ژئولیت، کلسیت و کلریت	کلریت، آلبیت، کوارتز، اپیدوت و ژئولیت	ژئولیت، کلسیت، آلبیت، اپیدوت و کلریت
دگرسانی	دگرسانی عمده کربناتی و اندکی پروپلیتیک و سیلیسی، سرسیتی	عمدتاً کربناتی، ژئولیتی، کلریتی	عمدتاً کربناتی، جزئی سیلیسی پروپلیتیک، ژئولیتی و سرسیتی - آلبیتی	عمدتاً کربناتی، جزئی پروپلیتیک، سیلیسی، ژئولیتی و سرسیتی
پاراژنز کانه شناختی	کالکوسیت، کوولیت، آزوریت، دیژنیت، کریزوکلا، مس طبیعی، کالکوپیریت، بورنیت، مالاکیت	کالکوسیت، کوولیت، کالکوپیریت، پیریت، گالن، مس طبیعی	مس طبیعی، کالکوسیت، کوولیت، دیژنیت، بورنیت	مس طبیعی، مالاکیت، آزوریت، کالکوسیت کریزوکولا، پیریت، کالکوپیریت، دیژنیت
ژنز و تیپ	عناصر مشتق شده از سنگ میزبان توسط منبع ماگمایی (توده در عمق)	-	عناصر مشتق شده از سنگ میزبان طی دیاژنز	فعالیت‌های دگرگونی



جدول ۲. نتایج آنالیز عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی سنگ‌های ولکانیکی محدوده مورد مطالعه

Sample	XRF2	XRF4	XRF14	XRF15	XRF17	XRF29	XRF30	XRF49	XRF3	XRF7	XRF23	XRF34
%Wt												
SiO <sub>2</sub>	۵۳/۶۲	۵۶/۸۸	۵۸/۸۷	۵۷/۶۸	۵۲/۴۶	۵۸/۰۱	۵۶/۰۶	۴۴/۳۲	۵۷/۵۴	۵۷/۴۲	۵۷/۷۴	۵۴/۹۶
TiO <sub>2</sub>	۰/۸۲	۰/۹۸	۱/۱۲	۰/۸	۰/۹۳	۰/۷۷	۰/۸۲	۰/۹۲	۰/۷۴	۱/۱۱	۱/۰۳	۰/۹۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۸/۶۸	۱۸/۴۵	۱۸/۴۵	۱۸/۳۱	۱۵/۵۷	۱۷/۲۵	۱۷/۴۴	۱۳/۶۸	۱۸/۱	۱۸/۵۵	۱۸/۰۸	۱۸/۳۷
FeOt	۴/۷۴	۳/۹۲	۳/۷۵	۳/۶۸	۶/۶۸	۳/۷۴	۴/۰۵	۴/۱۲	۳۲/۳	۳/۳۷	۳/۳۱	۴/۷۲
SrO	۰/۰۸	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	۰/۰۶	<۰/۰۵	۰/۰۶	<۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۷
MgO	۳/۶۸	۲/۹۷	۱/۵۵	۲/۷۱	۸/۵۵	۳/۷۲	۴/۳۷	<۰/۰۵	۲/۹۶	۲/۶	۲/۷۳	۲/۸۲
CaO	۵/۲۸	۲/۷	۳/۶۳	۳/۵۹	۷/۴۹	۳/۹۶	۳/۰۵	۱۵/۰۲	۳/۷۴	۲/۲۵	۳/۵۱	۵/۲۶
Na <sub>2</sub> O	۵/۲۵	۴/۶۸	۴/۰۲	۴/۰۵	۳/۰۸	۴/۳۲	۵	۴/۷۵	۴/۳۲	۴/۱۵	۴/۰۶	۴/۵۷
K <sub>2</sub> O	۴/۵۲	۶/۱۴	۵/۲۴	۶/۱۶	۲/۳۱	۴/۵	۵/۵۶	۵/۸۵	۶/۲۳	۶/۳۸	۶/۴۸	۵/۰۱
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۸۸	۰/۹۸	۰/۸۷	۱/۰۴	۰/۷۳	۰/۸۹	۰/۷۹	۰/۵۳	۱/۵۴	۰/۹۵	۱/۰۹	۱/۴۹
LOI	۲/۴۴	۲/۰۱	۲/۰۵	۲/۰۱	۲/۱۶	۲/۵۴	۲/۳۵	۹/۵۴	۱/۵	۱/۴۹	۱/۸۹	۱/۷۹
ppm												
Ba	۴۶۴	۳۳۶	۳۱۶	۸۷۶	۴۷۴	۴۵۶	۴۵۴	۵۲۰	-	-	-	-
Rb	۹۹/۵	۷۰/۶	۹۴/۹	۹۹/۸	۹۶/۸	۱۱۷	۱۰۹	۱۳۱	-	-	-	-
Sr	۶۰۰	۲۳۳	۱۳۶	۳۰۰	۶۹۱	۳۴۶	۴۲۴	۳۲۵	-	-	-	-
Zr	۱۳۸	۱۲۵	۱۳۶	۱۶۶	۱۱۱	۱۵۹	۱۳۲	۱۳۱	-	-	-	-
Nb	۱۶/۹	۱۸/۹	۱۹/۸	۲۱/۲	۱۴/۵	۲۰/۹	۱۷/۳	۲۰/۲	-	-	-	-
Zn	۵۴/۶	۵۸/۵	۷۱/۲	۹۷/۱	۹۳/۳	۶۹/۹	۱۰۸	۴۴/۲	-	-	-	-
La	۱۸/۱	۳/۰	۳/۴	۱/۶	۱/۲۱	۸/۳	۱۴/۹	۱۹/۵	-	-	-	-
Ce	۳۵/۵	۵/۹۹	۷/۰۱	۱۲/۰	۴۴/۵	۱۶/۶	۲۸/۴	۳۷/۲	-	-	-	-
Pr	۴/۳۳	۰/۷۷	۰/۸۶	۱/۵۹	۵/۳۹	۲/۰	۳/۳۸	۴/۱۴	-	-	-	-
Nd	۱۶/۹	۳/۰۳	۳/۳۶	۶/۵۸	۲۲/۰	۸/۲۱	۱۳/۳	۱۴/۷	-	-	-	-
Sm	۳/۷۳	۰/۹۱	۰/۹۵	۱/۷۹	۵/۱۹	۲/۰۱	۲/۷۶	۲/۸۴	-	-	-	-
Eu	۱/۲۶	۰/۳۸	۰/۳۲	۰/۸۷	۱/۷۳	۰/۷۱	۱/۰۰	۰/۹۶	-	-	-	-
Gd	۳/۴۵	۰/۸۲	۰/۸۵	۱/۴۵	۵/۰۸	۱/۸۴	۲/۵۸	۲/۵۹	-	-	-	-
Tb	۰/۴۸	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۲۶	۰/۸۱	۰/۳۰	۰/۴۱	۰/۳۸	-	-	-	-
Dy	۲/۹۶	۰/۸۹	۱/۰۵	۱/۶۵	۴/۵۹	۱/۹۴	۲/۳۶	۲/۳۶	-	-	-	-
Ho	۰/۵۷	۰/۱۷	۰/۲۳	۰/۳۳	۰/۸۷	۰/۳۷	۰/۵۰	۰/۴۵	-	-	-	-
Er	۱/۸۰	۰/۶۲	۰/۷۱	۱/۲۰	۲/۵۹	۱/۴۳	۱/۵۳	۱/۴۹	-	-	-	-
Yb	۱/۶	۰/۷	۰/۸	۱/۳	۲/۲	۱/۴	۱/۳	۱/۵	-	-	-	-
Lu	۰/۲۵	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۲۱	۰/۳۴	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۴	-	-	-	-
Y	۱۶/۱	۴/۸	۶/۲	۹/۶	۲۴/۷	۱۱/۰	۱۳/۳	۱۲/۶	-	-	-	-
Cs	۰/۹۸	۳/۳۴	۳/۹۶	۳/۶۵	۲/۵۵	۳/۶۳	۱/۱۵	۲/۹۱	-	-	-	-
Ta	۱/۲۷	۱/۲۲	۱/۱۵	۱/۳۱	۱/۴۵	۱/۳۴	۱/۱۸	۱/۴۹	-	-	-	-
Hf	۳/۲۷	۲/۹۲	۳/۳۳	۳/۸۶	۳/۱۳	۳/۷۵	۳/۱۴	۳/۳۱	-	-	-	-
Ga	۱۶/۱	۱۶/۳	۱۵/۵	۱۷/۶	۱۸/۳	۱۸/۰	۱۵/۲	۱۳/۶	-	-	-	-
Th	۴/۵	۰/۹	۱/۴	۲/۴	۴/۹	۲/۴	۳/۴	۵/۵	-	-	-	-
U	۱/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۴	۱/۵	۰/۵	۱/۲	۲/۱	-	-	-	-
V	۲۶۴	۳۸۲	۳۷۷	۴۶۰	۲۸۸	۴۴۱	۳۵۸	۳۹۷	-	-	-	-
W	۲/۴	۲/۶	۱/۷	۱/۴	۱/۴	۲/۹	۱/۶	۲/۲	-	-	-	-



شکل ۹. (a) نمودار تعیین شاخص پتاسیم (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ (b) نمودار تعیین شاخص آلومینیوم (Shand, 1943)؛ (c) نمودار AFM جهت تفکیک سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان از تولییتی؛ (d) نمودار جداکننده محیط‌های تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی؛ (e) نمودار مقدار اکسید سیلیسیم به نسبت زیرکن به اکسید تیتانیوم (Winchester and Floyd, 1977)

عناصر کمیاب و نادر خاکی الگوی مهمی جهت بررسی فرآیندها و تحولات ماگمایی ارائه می‌نمایند. این عناصر در تعیین میزان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی سنگ‌ها، نسبت به یک استاندارد اولیه مورد استفاده قرار می‌گیرند. باتوجه به نوع سنگ‌های منطقه گل‌چشمه در بررسی عناصر نادر خاکی این محدوده، از نمودارهای عنکبوتی نرمالیزشده برحسب متوسط بازالت‌های پوسته اقیانوسی (MORB) و کندریت استفاده شد. در نمودار نرمالیزشده نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه نسبت به استاندارد پوسته اقیانوسی، از مقادیر استاندارد ارائه شده توسط (Pearce, 1984) استفاده شد (شکل ۱۰-ا). بر این اساس مشخص شد که سنگ‌های موجود در منطقه گل‌چشمه از نظر عناصر سبک غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر سنگین نشان می‌دهند. در

عنصر Eu مشاهده می‌شود، آنومالی مشخصی از این عنصر در نمونه‌های موجود مشاهده نمی‌گردد. هرگاه نسبت  $Eu/Eu^*$  بیش از یک باشد ناهنجاری مثبت و هرگاه کمتر از یک باشد ناهنجاری منفی است. این نسبت در نمونه‌های منطقه گل‌چشمه بین ۱/۰۱ تا ۱/۰۶ در تغییر است (جدول ۲)، که بیانگر حضور مقدار کمتر و یا نبود پلاژیوکلاز در منشا ماگما و شرایط اکسیدان تر محلول است (Taylor and McLennan, 1985). به‌طور کلی ناهنجاری مثبت نسبت  $Eu/Eu^*$  در نمونه‌های منطقه گل‌چشمه می‌تواند نشان از این داشته باشد که کانی پلاژیوکلاز در سنگ منشا به‌عنوان کانی باقیمانده حضور کم‌رنگی داشته و یا اصلاً حضور نداشته است و شرایط ذوب ماگما در حالت اکسیدان بوده است (Wilson, 1989). همچنین از نسبت  $(La/Yb)_N$  می‌توان نسبت حضور گارنت و در نتیجه عمق ذوب ماگما را برآورد نمود. این نسبت در منطقه مورد مطالعه بین ۲/۸۵ تا ۸/۷۶ در تغییر است که نشان‌دهنده‌ی تشکیل ماگما در عمق کمتری از پایداری گارنت و درجه ذوب بخشی کم می‌باشد.

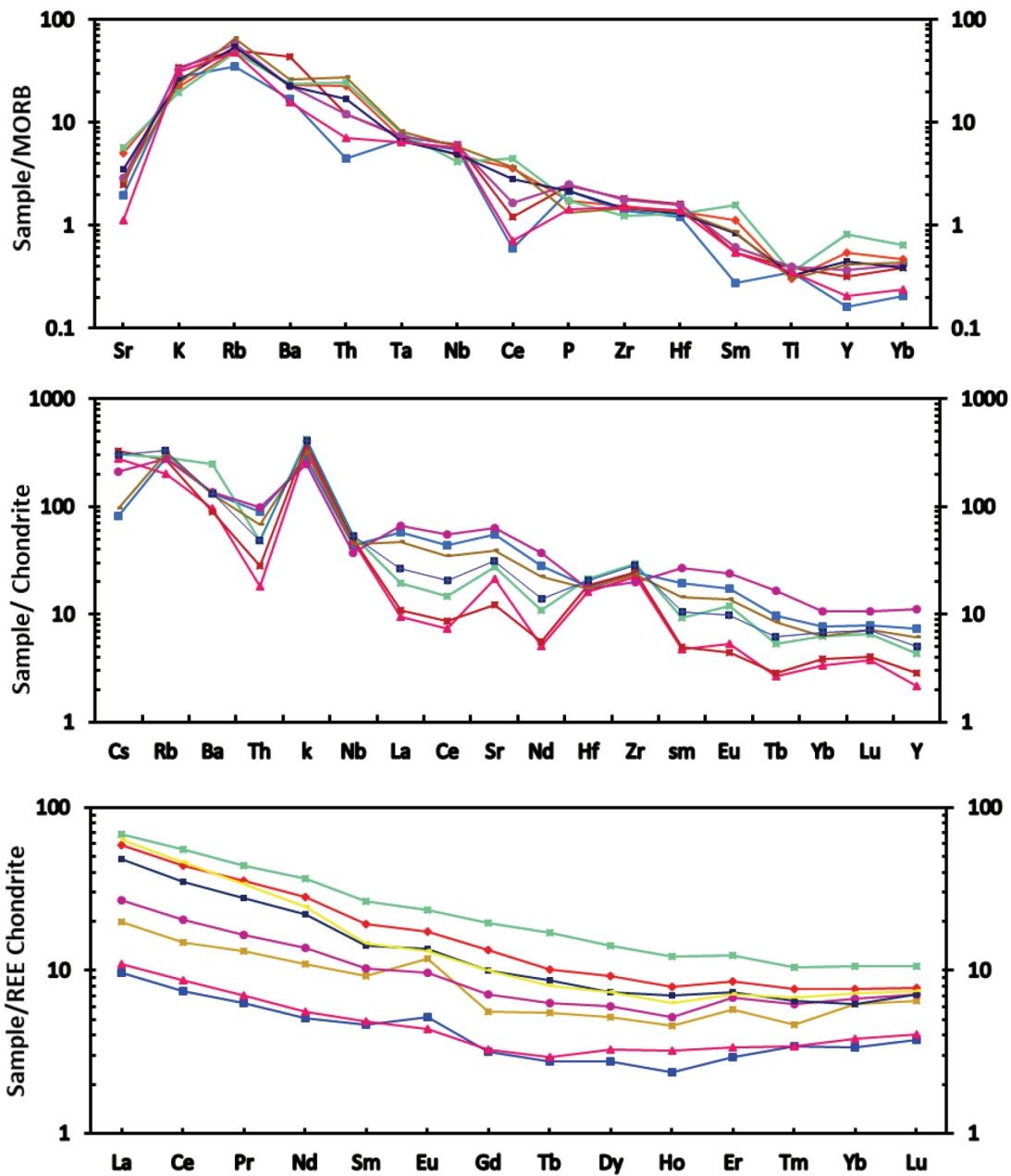
### نتیجه‌گیری

براساس نتایج به‌دست‌آمده از مشاهدات صحرایی، بررسی‌های آزمایشگاهی و آنالیزهای ژئوشیمیایی، در منطقه معدنی گل‌چشمه، کانه‌زایی شباهت‌هایی با کانسارهای تیپ مانتو نشان می‌دهد. رخداد کانه‌زایی در یک افق چینه‌ای خاص رخ داده است و به‌طور گسترده در ارتباط با واحدهای آندزیتی موجود بوده است. کانه‌نگاری به‌طور عمده شامل کالکوسیت، بورنیت، کالکوپیریت و مقادیر جزئی کولیت، دیژنیت، تتراندريت و مس خالص می‌باشد که به‌صورت رگه-رگچه‌ای، پرکننده حفرات و فضاهای خالی، دانه پراکنده و جانیشینی رخ داده است. اما در این تیپ کانسارها ویژگی قابل ملاحظه‌ای وجود دارد که کمتر به آن توجه شده است، بایستی در این کانسارها محلول‌های حاوی مس را از نقطه‌نظر شیمی محلول مورد بررسی قرار داد. مبنی بر اینکه که محلول‌های مس عمدتاً فقیر از آهن بوده‌اند و به همین دلیل منجر به تشکیل کالکوسیت به‌جای کالکوپیریت شده‌اند، به این دلیل که اگر محلول حاوی مس، سرشار

این نمودار مشاهده می‌شود که بیشترین غنی‌شدگی عناصر مربوط به عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LFS) مانند Rb، K و Ba می‌باشد. علاوه بر این، تهی‌شدگی در عناصر با شدت میدان بالا (HFS) مانند Ti، Ce و Y دیده می‌شود. تهی‌شدگی در عناصر HFS مانند Ce، Y و Ti می‌تواند یکی از ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با زون فرورانش به شمار رود (Pearce et al, 1984). شایان ذکر است برخی از این مطالب در مورد تمامی نمونه‌ها صادق نیست. نمونه‌های XRF2، XRF17 و XRF30 بر اساس نتایج جدول ۱، تهی‌شدگی در Ce و Y نشان نمی‌دهند و متقابلاً تا حدودی Nb تهی‌شدگی نشان می‌دهد.

جهت مقایسه شیمی سنگ با ترکیب کندریتی و رفتار عناصر فرعی ماگما از نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده نسبت به کندریت استفاده شده است. در نمودار نرمالیزه شده از مقادیر استاندارد (Gerlach et al., 1988) استفاده گردید (شکل ۱۰-ب). بر اساس اطلاعات حاصل از این نمودار، مشخص گردید که عناصر کم‌تحرک (HFS) که شامل عناصر نادر خاکی هم می‌شوند از قبیل Y، Nd و Th به‌نوعی تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بالا بودن غلظت عناصر متحرک (LIL) مانند K، Rb و Ba تابعی از رفتار سیال است که می‌تواند نشانگر حضور و تجمع این عناصر در مراحل انتهایی تبلور ماگما باشد. علاوه بر این، مقدار بالای Nb (بیش از ۱۶ گرم در تن)، غنی‌شدگی Rb و نسبت  $(Zr/Nb)_N$  (کمتر از ۲ و بین ۰/۷ تا ۰/۴۶) می‌تواند نشان‌دهنده‌ی آغشتگی ماگما با پوسته قاره‌ای باشد (Rollinson, 1993).

نمونه‌های سنگی موجود در منطقه گل‌چشمه نیز نسبت به نمودار عناصر نادر خاکی کندریت با مقادیر استاندارد (Boynton, 1984) نرمالیزه شده‌اند (شکل ۱۰-ج). بر اساس نتایج حاصل از نمودار مشخص گردید که سنگ‌های آتشفشانی این منطقه، غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) مانند La، Ce و Sm نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) مانند Ho، Tb و Lu نشان می‌دهند. الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در تمامی نمونه‌های منطقه گل‌چشمه یک الگوی پراکنده با شیب ملایم می‌باشد. به‌جز در دو نمونه که نوعی آنومالی مثبت در



شکل ۱۰. (a) نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی نرمالایزه شده نسبت به MORB در منطقه گل چشمه، بر اساس مقادیر استاندارد (Pearce, 1983)؛ (b) نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی نرمالایزه شده نسبت به کندریت در منطقه گل چشمه، بر اساس مقادیر استاندارد (Gerlach, 1988)؛ (c) نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی نرمالایزه شده نسبت به کندریت در منطقه گل چشمه، بر اساس مقادیر استاندارد (Boynnton, 1984)

پومپله‌ایت دگرگون شده‌اند، در واقع این نظریه بیشتر در مورد کانسارهای میشیگان ارائه شده است، که منشأ مس را فرآیندهای دگرگونی در نظر می‌گیرند (Richards, 1989). اما طرفداران نظریه دیگر، معتقدند که این کانسارها تحت تاثیر فرآیندهای آتشفشانی همراه با دیاژنز ایجاد شده‌اند. بر اساس این نظریه فرآیندهای دیاژنی موجب تشکیل پیریت و

آهن بود می‌بایست کالکوپیریت تشکیل شود حال آنکه در این سیستم‌ها غالباً کالکوسیت به صورت اولیه تشکیل شده است. لازم به ذکر است که در مورد شرایط تشکیل این کانسارها دو نظریه مهم وجود دارد. عده‌ای معتقدند که این تیپ ذخایر در ارتباط با فرآیندهای دگرگونی ایجاد شده‌اند که واحدهای سنگی در حد رخساره پره‌نیت -

از این جهت حائز اهمیت است که با توجه به موقعیت این مکان در زیر پهنه سبزوار و وجود اندیس‌های معدنی متعدد مس در این زیر پهنه و حتی نزدیک به محدوده مورد مطالعه (بزق، استایش)، این الگو می‌تواند به‌عنوان یک الگوی اکتشافی جدید در این مناطق معرفی شده و به اکتشاف کانسارهای مشابه در این زیر پهنه منجر شود، چرا که این تیپ کانسارها بعد از ذخایر پورفیری به‌عنوان دومین منابع اقتصادی مس در دنیا معرفی شده‌اند.

## منابع

- ابولی پور، م.، راستاد، ا. و رشید نژاد عمران، ن.، ۱۳۹۴. کانه‌زایی مس چینه‌کران نوع مانتو در آندزیت پورفیر پیرویتومندار کشکوئیه رفسنجان، زیرپهنه دهج- ساردوئیه. سی و چهارمین گردهمایی علوم زمین.
- اشرف‌پور، ا.، ۱۳۸۶. ویژگی‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و دگرسانی محدوده طلای ارغش، جنوب‌غرب نیشابور. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۳۷.
- سامانی، ب.، ۱۳۸۱. متالورژی کانسارهای مس نوع مانتو در ایران. ششمین همایش زمین‌شناسی ایران.
- سعادت، س.، ۱۳۹۱. گزارش نهایی عملیات اکتشاف مرحله دوم منطقه گل‌چشمه کدکن (مس). سازمان صنعت، معدن و تجارت استان خراسان رضوی.
- کیوانفر، م. و عسگری، ع.، ۱۳۷۸. طرح اکتشاف طلا، گزارش نقشه‌های زمین‌شناسی - معدنی ۱:۵۰۰۰ ناحیه ارغش - چشمه زرد، جنوب نیشابور. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نادری میقان، ن. و ترشیزیان، ح.، ۱۳۷۷. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کدکن. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- واعظی پور، م. ج. و علوی تهرانی، ن.، ۱۳۷۰. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تربت‌حیدریه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Berberian, F. and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution. American Geophysical Union and Geological Society of America, Washington, 5-32.

- Cisternas, M.G. and Hermosilla, J., 2006.

احیایی شدن محیط می‌شوند. سپس محلول‌های ماگمایی که از عمق آمده‌اند در این واحدها حرکت کرده و در شرایط احیایی، مس موجود در سنگ میزبان را شسته و حمل کرده و در مکان مناسب ته‌نشین کرده‌اند (Kojima et al., 2009). در مورد شرایط تشکیل منطقه گل‌چشمه، پذیرش نظریه دگرگونی با توجه به اینکه هیچ‌گونه شواهدی از دگرگونی و حتی دیازنز وجود ندارد قابل پذیرش نیست. اما در مورد نظریه دوم و بر اساس شواهد موجود، به نظر می‌رسد که دیازنز هم در این منطقه رخ نداده است، اما احتمالاً این منطقه در ارتباط با فرآیندهای آتشفشانی مرتبط با ائوسن رخ داده است. در منطقه گل‌چشمه با توجه به اینکه در نزدیکی این محدوده دایک‌های دیابازی و دیوریتی وجود دارد، می‌توان چنین بیان کرد که این توده‌های نفوذی در عمق به‌عنوان منبع حرارتی مناسب عمل کرده‌اند و در نتیجه حرارت لازم برای محلول‌هایی که از سطح (آب‌های جوی و دریایی) و آب‌هایی که از عمق می‌آمده‌اند را تامین کرده است. این محلول‌ها نیز بر روی سنگ میزبان آندزیتی اثر گذاشته، در این زمان پیریت نیز به‌عنوان اولین سولفید حضور داشته است و شرایط محیط را احیایی‌تر کرده است. سپس محلول‌های موجود در سنگ میزبان آندزیتی که از مس نیز غنی بوده‌اند درون این واحدها به چرخش در آمده و در نتیجه مس آنها را شسته و در شرایط احیایی محیط، در مکان‌های مناسب مانند حفرات و رگه - رگچه‌ها بر جای گذاشته است. به‌طور خلاصه به نظر می‌رسد محتمل‌ترین نظریه برای نحوه تشکیل منطقه گل‌چشمه، شسته شدن مس موجود در نتیجه فرآیندهای ماگمایی از سنگ میزبان غنی از مس باشد که در این زمان یک توده آذرین (دایک‌های گابرویی و دیوریتی) موجود در عمق، منبع تامین‌کننده حرارت مورد نیاز بوده است. البته معرفی معدن مس گل‌چشمه به‌عنوان یک کانسار تیپ مانتو به شواهد و اطلاعات بیشتری از قبیل مطالعات سیالات درگیر برای تعیین دما و شوری محلول کانه‌دار، ایزوتوپ‌های پایدار S - O - H برای تعیین منشأ محلول کانه‌دار و ایزوتوپ‌های ناپایدار Sm - Nd و Rb - Sr به جهت تعیین منشأ و سن سنگ‌های آتشفشانی نیاز است. اما بررسی رخداد کانه‌زایی در منطقه گل‌چشمه



- The role of bitumen in strata-bound copper deposit formation in the Copiapó area, Northern Chile. *Mineralium Deposita*, 41, 339 - 355.
- Gerlach, D., Cliff, R., Davies, G., Norry, M. and Hodgson N., 1988. Magma sources of the Cape Verde archipelago: isotopic and trace element constraints. *Geochim Cosmochim Acta*, 52, 2979-2992.
  - Irvine T. N. and Baragar W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
  - Kojima, S., Trista, D., Guilera, A. and Ken-ichiro ayashi, H., 2009. Genetic aspects of the Manto-type copper deposits based on geochemical studies of north Chilean deposits. *Resource Geology*, 59, (1), 8798-.
  - MaksaeV, V. and Zentilli, M., 2002. Chilean strata-bound Cu-(Ag) deposits: an overview. In: Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal Iron oxide Copper-Gold and Related Deposits: a global perspective*, 2. PGC Publishing, Adelaide, 163-184.
  - Morata, D. and Aguirre, L., 2003. Extensional lower Cretaceous volcanism in the coastal range (29°20' - 30°S), Chile: Geochemistry and Petrogenesis. *Journal of South America. Earth Sciences.*, 16, 459 - 476.
  - Pearce J. A., Harris N. B. W. and Tindle A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
  - Pecerillo A. and Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
  - Richards, J. P., Boyce, A. J. and Pringle, M. S., 2001. Geologic evolution of the Escondida Area, northern Chile, a model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology*, 96, 271 - 305.
  - Richards, J. P., and Spoonell, E.T.C., 1989. Evidence of Cu-(Ag) mineralization by magmatic - meteoric fluid mixing in Keweenaw Fissure Veins, Mamainse Point, Ontario. *Economic Geology*, 84(2), 360- 385.
  - Rieger, A., Schwark, L., Cisternas, M. E. and Miller, H., 2008. Genesis and evolution of bitumen in Lower Cretaceous lavas and implications for strata-bound copper deposits, North Chile. *Economic Geology*, 103, 387-404.
  - Rollinson H., 1983. The geochemistry of mafic and ultramafic rocks from the Archaean greenstone belts of Sierra Leone. *Mineral Magazine*, 47, 267-280.
  - Rollinson H., 1993. *Using Geochemical Data, Evaluation, Presentation, Interpretation*. Addison-Wesley /Longman, Harlow, England. 352p.
  - Shand S. J., 1943. *Eruptive Rocks; their Genesis, Composition, Classification and their Relation to Ore-deposits*. Hafner Publishing Company, New York, 488.
  - Stocklin J. and Nabavi M., 1972. *Tectonic Map of Iran*, Geological Survey of Iran.
  - Tristá-Aguilera, D., Barra, F., Ruiz, J., Morata, D., Talavera-Mendoza, O., Kojima, S. and Ferraris, F., 2006. Re-Os isotope systematics for the Lince-Estefanía deposit: constraints on the timing and source of copper mineralization in a stratabound copper deposit, Coastal Cordillera of Northern Chile. *Mineral Deposita*, 41, 99-105.
  - Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.

# پهنه‌بندی نوزمین‌ساختی با استفاده از شاخص‌های ریخت‌سنجی در منطقه لالی - گتوند، خوزستان

طیبه احمدی<sup>۱</sup>، عزیز رحیمی<sup>۲،۳</sup>، حجت اله صفری<sup>۳</sup> و آرش برجسته<sup>۴</sup>

۱. کارشناسی ارشد زمین‌شناسی گرایش تکتونیک، دانشگاه گلستان

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

۴. دکتری زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک، سازمان آب و برق خوزستان

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۹۵/۱۲/۱۱

## چکیده

ارزیابی کمی اشکال و عوارض سطح زمین و محاسبه‌ی شاخص‌های ریخت‌سنجی رودخانه‌ها و مجرای رودها و پیشانی کوهستان‌ها از بهترین روش‌های بررسی زمین‌ساخت فعال می‌باشد. گستره مورد مطالعه در پهنه فروبار دزفول، در کمربند ساده زاگرس چین‌خورده قرار گرفته است. در این پژوهش با بهره‌گیری از مدل رقومی ارتفاع، زمین‌ساخت و ریخت زمین‌ساخت منطقه لالی - گتوند تفسیر شده است در این تحقیق برای تعیین فعالیت‌های زمین‌ساختی، با توجه به زمین‌ساخت کلی زاگرس ساده چین‌خورده و فروبار دزفول، سه شاخص پیچ‌وخم پیشانی کوهستان<sup>۱</sup>، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن<sup>۲</sup> و شاخص طول شیب رودخانه<sup>۳</sup> در منطقه‌ی لالی - گتوند در شمال خاوری خوزستان مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. پس از محاسبه‌ی شاخص‌های مذکور و تلفیق لایه‌های اطلاعاتی آن‌ها، نقشه پهنه‌بندی فعالیت نوزمین‌ساختی به صورت کمی در چهار رده خیلی فعال، فعال، نسبتاً فعال و غیرفعال تفکیک گردید. با توجه به نتایج به دست آمده به ترتیب شاخص طول شیب رودخانه حداکثر فعالیت زمین‌ساختی را در شمال خاوری، شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن حداکثر فعالیت را در خاور، شمال خاوری و شمال باختری و شاخص پیچ‌وخم پیشانی کوهستان بیشترین فعالیت را در شمال خاوری، جنوب خاوری و مرکز نشان می‌دهد. نقشه‌ی پهنه‌بندی نوزمین‌ساختی نشان می‌دهد بیشترین میزان فعالیت زمین‌ساختی در شمال، شمال خاوری و مرکز و کمترین فعالیت در جنوب است.

**واژه‌های کلیدی:** شاخص‌های ریخت‌سنجی، فعالیت نوزمین‌ساختی، لالی - گتوند، کمربند چین‌خورده ساده زاگرس.

## مقدمه

ایران به پاکستان وارد شده و از آنجا تا هندوکش هیمالیا ادامه می‌یابد. این کمربند حاشیه‌ی تکتونیزه‌ی شمال خاوری حوزه‌ی خاورمیانه را تشکیل می‌دهد و در اثر حرکات آلی (میوسن پسین - هولوسن) یا کوهزایی زاگرس پدید آمده

رشته کوه‌های زاگرس در ایران، بخشی از سامانه کوهزایی آلپ - هیمالیا می‌باشد، که با روند عمومی شمال باختری - جنوب خاوری، از گسل شرق آناطولی در شرق ترکیه تا خط عمان در جنوب ایران مسافتی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر را در بر می‌گیرد (Alavi, 1994). دنباله این رشته کوه‌ها در خاور

1. Mountain front sinuosity (Smf)

2. Ratio of valley width to valley height (Vf)

3. Stream length-gradient index (Sl)

\* نویسنده مرتبط: a.rahimi@gu.ac.ir

درجه و ۳۰ دقیقه عرض شمالی و ۴۸ درجه و ۴۵ دقیقه تا ۴۹ درجه و ۱۵ دقیقه طول خاوری واقع گردیده است (شکل ۱). مساحت منطقه در حدود ۱۷۶۶۷۳۰ کیلومتر مربع می‌باشد. حداکثر ارتفاع منطقه در بخش شمال خاوری لالی ۱۵۲۰ متر می‌باشد و کمترین ارتفاع در قسمت جنوبی گتوند در حدود ۴۰ متر می‌باشد (مهندسين مشاور آب نیرو، ۱۳۸۵). سازندهای رخنمون یافته در گستره مورد مطالعه بیشتر از رسوبات کرتاسه تا رسوبات عهد حاضر می‌باشند که رسوبات آبرفتی عهد حاضر به‌طور پراکنده در بین سازندهای زمین‌شناسی محصور شده‌اند. از لحاظ چین‌شده‌شناسی سازندهای گستره مورد مطالعه شامل گروه فارس (گچساران، میشان، آغا‌جاری، بخش لهری و بختیاری)، کنگلومرای تونک و نهشته‌های آبرفتی عهد حاضر هستند که به ترتیب قدمت قرار گرفته‌اند (مطیعی ۱۳۷۲). در تغییرات ریخت‌شناسی رودخانه‌های مهم موجود در منطقه (رودخانه شور، تالوک، تراز، هرکش، پلی و میانرودان و کارون) فعالیت‌های زمین‌ساختی نقش عمده‌ای را ایفا می‌کند. از این رو تغییرات ریخت‌شناسی توسط شاخص‌های ریخت‌سنجی که شرح آنها در زیر آورده شده است، با دقت فراوان محاسبه می‌شود.

### روش مطالعه

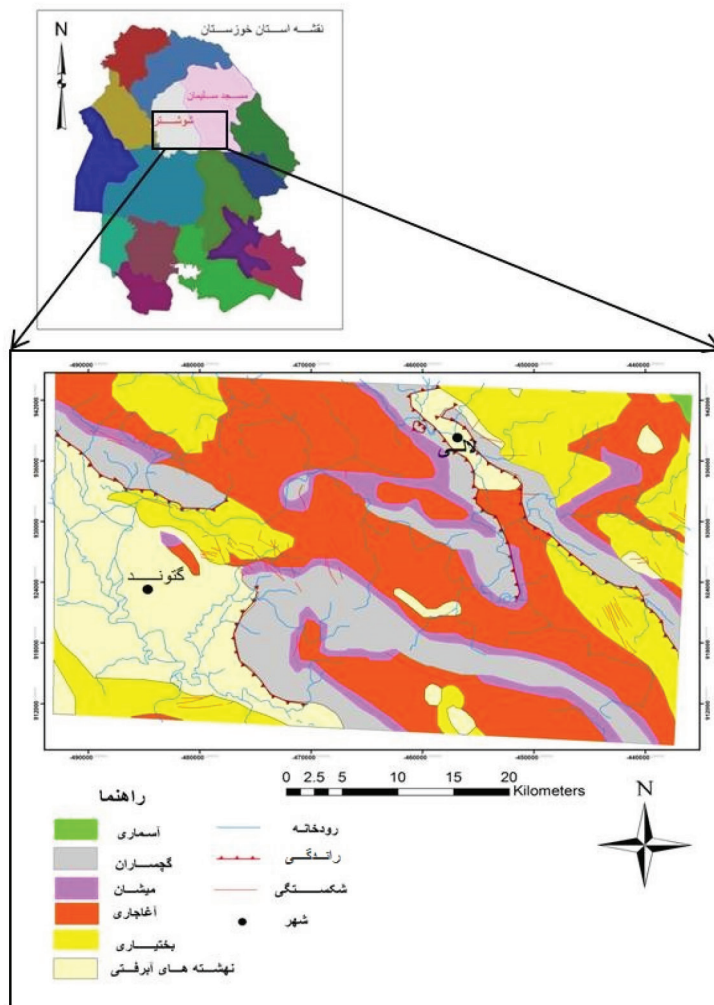
در این پژوهش بر پایه نقشه‌های توپوگرافی ۱/۲۵۰۰۰، نقشه آبراهه‌ها ۱/۲۵۰۰۰ و نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ برگرفته از شرکت نفت و سازمان نقشه‌برداری کشور و با بهره‌گیری از مدل رقومی ارتفاع (DEM) در محیط نرم‌افزارهای IDRISI 9.3، ARC GIS 9.5، ENV 4.5، زمین‌ساخت و ریخت‌زمین‌ساخت منطقه لالی - گتوند تفسیر شده است. جهت دستیابی به این امر تلفیقی از برداشت صحرایی، استخراج خطواره‌ها و آبراهه‌ها از نقشه DEM با استفاده از روش‌های مختلف سنجش از دور و محاسبه شاخص‌های ریخت‌سنجی از قبیل شاخص پیچ‌وخم پیشانی کوهستان (Smf)، شاخص شیب طول رودخانه (Sl) و شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن (Vf) صورت پذیرفته است. بررسی تکتونیک فعال بر مبنای روش‌های ریخت‌سنجی در مقیاس محلی و منطقه‌ای انجام شد. شاخص‌های ریخت‌سنجی ابزار مفید و موثری در تعیین

و نیروهای زمین‌ساختی هنوز هم در آن فعال می‌باشند (Alavi, 1994). ریخت‌شناسی کنونی کمربند چین - راندگی زاگرس حاصل تکامل ساختاری و تاریخچه رسوب‌گذاری آن است (Berberian, 1995). گستره مورد مطالعه لالی - گتوند در پهنه ساختاری فروربار دزفول و در کوهپایه‌های زاگرس چین‌خورده قرار دارد. این منطقه شاهد فازهای مختلف زمین‌ساختی بوده که مطالعه و بررسی آن‌ها با توجه به حرکات لرزه‌ای و زمین‌ساختی مشاهده شده در منطقه حائز اهمیت می‌باشد. شاخص‌های ریخت‌سنجی در بررسی زمین‌ساخت فعال مفید و حائز اهمیت هستند، زیرا این شاخص‌ها در ارزیابی سریع مناطق گسترده به کار گرفته می‌شوند و اغلب اطلاعات ضروری به سهولت از نقشه‌های توپوگرافی و عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای منطقه به‌دست می‌آیند. مزیت استفاده از شاخص‌های ریخت‌سنجی این است که می‌توان نتایج حاصل از چند شاخص را که دارای دقت و اعتبار بیشتری هستند را با هم تلفیق کرد تا مرتبه فعالیت زمین‌ساختی یک منطقه تعیین شود (Keller and Pinter 1996). در زمینه‌ی بررسی زمین‌ساختی با استفاده از شاخص‌های زمین‌ریختی، پژوهش‌هایی در ایران و جهان صورت گرفته است که از آن جمله می‌توان به فرهودی و همکاران، ۱۳۸۸؛ خاوری و همکاران، ۱۳۸۹؛ رنگزن و همکاران، ۱۳۸۶؛ Barzegar, 1994؛ Jordan and Csillag 2003؛ Keller and Pinter, 2002؛ El Hamdouni et al. 2007؛ Bull and McFaddn 1997، Burbank and Anderson, 2008 اشاره نمود.

لذا هدف از این تحقیق استفاده از شاخص‌های ریخت‌سنجی Sl، Vf و Smf به همراه سایر اطلاعات مانند روندگسل‌های اصلی، سازندهای زمین‌شناسی و نقشه پراکندگی کانون‌های زمین‌لرزه جهت یافتن رده‌بندی فعالیت زمین‌ساختی و تهیه نقشه پهنه‌بندی زمین‌ساختی منطقه در محیط نرم‌افزاری GIS می‌باشد.

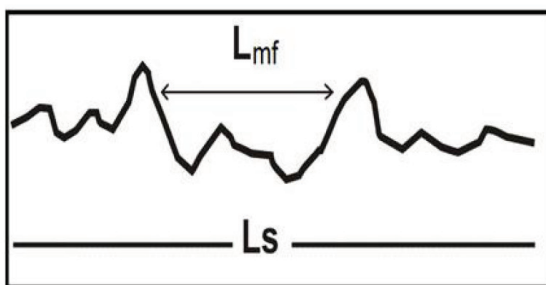
### موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی

از لحاظ جغرافیایی منطقه لالی - گتوند در ۱۵۰ کیلومتری شمال اهواز و ۴۵ کیلومتری شمال باختری مسجد سلیمان در حوضه کارون میانی با مختصات جغرافیایی ۳۲ درجه تا ۳۲



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی گستره مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (با اندکی تغییر از O'B Perry and Setudehnia, 1967)

پیشانی کوهستان با آبرفت و  $L_s$  طول خط مستقیم پیشانی کوهستان می‌باشد (شکل ۲).



شکل ۲. شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان (برگرفته از Bull, 2007)

این شاخص توازن بین شدت و تمایل رودها برای ایجاد یک پیشانی نامنظم و فعالیت زمین‌ساختی قائم جهت ایجاد یک پیشانی مستقیم برای کوه است. پیشانی کوه‌هایی که با بالآمدگی فعال همراهند، تقریباً مستقیم است. بنابراین

شدت نسبی فرایندهای زمین‌ساختی و بررسی نسبی میزان بالآمدگی یا فرونشست زمین به شمار می‌روند. با توجه به اینکه شاخص‌های کمی و کیفی ریخت‌سنجی به‌خوبی گویای فعالیت‌های زمین‌ساختی منطقه هستند با به‌کارگیری سه شاخص پیچ‌وخم پیشانی کوهستان، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن و شاخص شیب طول رود، زمین‌ساخت منطقه از لحاظ بیشترین و کمترین فعالیت زمین‌ساختی تقسیم‌بندی شده است.

#### ۱. محاسبه شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان

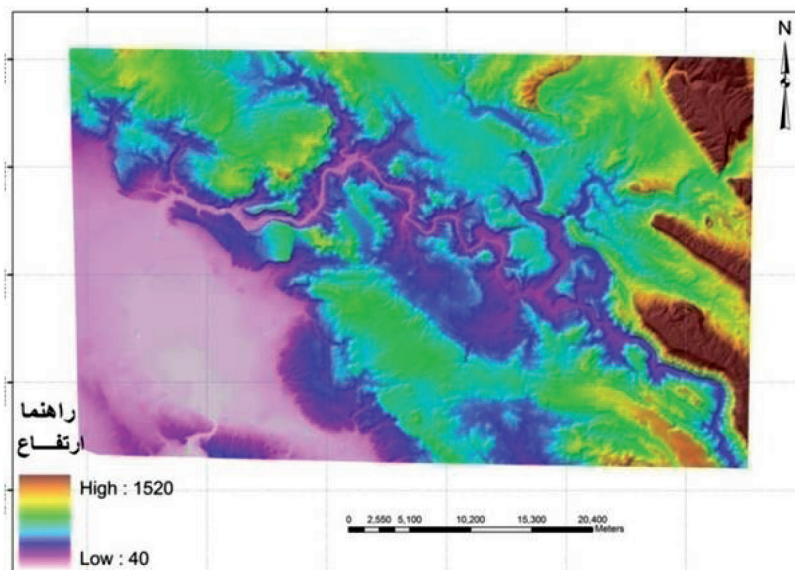
شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان را به‌وسیله معادله زیر محاسبه می‌کنند:

$$S_{mf} = L_{mf}/L_s$$

که در این معادله  $L_{mf}$  طول پیشانی کوهستان در طول

عکس‌های هوایی محاسبه شود. بنابراین مقادیر Smf به مقیاس عکس وابسته است و نقشه‌های توپوگرافی کوچک مقیاس (۱/۲۵۰۰۰) تنها یک تخمین تقریبی از سینوسیته پیشانی کوهستان فراهم می‌آورند. نقشه‌های بزرگ مقیاس‌تر که بیشتر نشانگر نامنظمی‌های پیشانی کوهستان هستند، برای محاسبه‌ی Smf مناسب‌ترند (ثروتی و همکاران، ۱۳۸۷؛ فرهودی و همکاران، ۱۳۸۸). به‌منظور محاسبه Smf از مدل رقومی ارتفاع (شکل ۳) و تصویر برجسته‌ی سایه روشن<sup>۱</sup> (Hillshade) برای پیشانی‌های کوهستانی اصلی تمام منطقه استفاده شده است. مقدار این شاخص در گستره مورد مطالعه با مقدار ۱/۴ در مناطق فعال تا ۱۲/۶ در مناطق غیرفعال زمین‌ساختی به دست آمد (شکل ۴). نقشه‌ی میان‌یابی شده بر اساس شاخص Smf تهیه شده و منطقه به چهار ناحیه از لحاظ درجه نسبی فعالیت زمین‌ساختی تقسیم شده است.

خمش پایین در یک پیشانی کوهستانی مستقیم و صاف با یک گسل مرزی فعال دیده می‌شود. اگر نرخ بالآمدگی کم یا متوقف شود. فرایندهای فرسایشی، پیشانی کوهستان را با بی‌نظمی بیشتری خواهند تراشید و شروع به تشکیل پیشانی پریپچ و خم می‌کند که با گذشت زمان نامنظم‌تر می‌شود و در نتیجه مقدار پیچ و خم پیشانی کوهستان افزایش خواهد یافت (Bull, 2007). بنابراین هرگاه مقدار این پارامتر با یک برابر باشد بیانگر فعال بودن منطقه از نظر زمین‌ساختی است و افزایش در مقدار آن بیانگر کاهش در فعالیت زمین‌ساختی منطقه است. از سوی دیگر جنس سنگ‌های کوه و مقاومت آنها در برابر عوامل فرسایش می‌تواند در مقدار شاخص Smf مؤثر باشد (Doornkamp, 1986). Bull and McFadden (1997) از جمله محققینی بودند که از شاخص Smf برای ارزیابی فعالیت زمین‌ساختی استفاده کردند. مقادیر Smf در عمل می‌تواند به‌سادگی از روی نقشه‌های توپوگرافی یا



شکل ۳. مدل رقومی ارتفاع گستره مورد مطالعه

## ۲. محاسبه‌ی شاخص طول شیب رودخانه (SI)

متغیر آب‌شناسی مهمی به شمار می‌آید، زیرا به توانایی رود برای فرسایش کف و انتقال رسوب وابسته است (رنگزن و همکاران، ۱۳۸۴). شاخص SI همچنین به تغییرات شیب مجرا بسیار حساس است که این حساسیت سبب ارزیابی

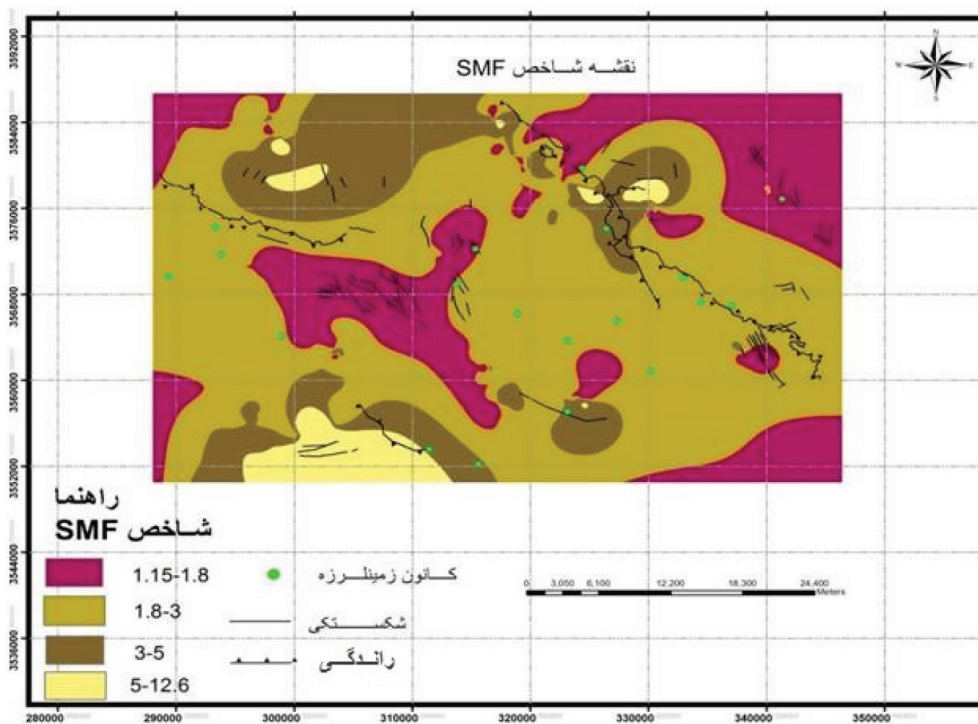
مقدار این شاخص با استفاده از رابطه  $SI = \Delta H / \Delta L$  محاسبه می‌شود (شکل ۵). در این معادله SI شاخص طول شیب رودخانه و  $\Delta H$  نشانگر تغییر ارتفاع مجرا،  $\Delta L$  معرف طول آن و L طول کل مجرا از نقطه مورد نظر می‌باشند. شاخص SI با توان رود متناسب است، توان مفید رود

1. Hillshade



توان فرسایشی شدید آبراهه‌ها می‌باشد. مقدار پایین شاخص SI نواحی با فعالیت کم زمین‌ساختی را نشان می‌دهد. نقشه پهنه‌بندی این شاخص در منطقه تهیه شده است (شکل ۷) که در آن مقدار شاخص SI از ۴۲۶۵ در مناطق فعال تا ۵۰ در مناطق غیرفعال زمین‌ساختی متغیر می‌باشد.

روابط فعالیت‌های زمین‌ساختی، مقاومت سنگ و توپوگرافی می‌شود. با استفاده از نقشه توپوگرافی و شبکه آبراهه‌های استخراج شده از مدل رقومی ارتفاع، شاخص SI برای تمامی رودخانه‌ها و آبراهه‌های اصلی که روند غالب کوهستان را قطع کرده‌اند محاسبه شد (شکل ۶). بالا بودن مقدار این شاخص نشان‌دهنده مناطق با فعالیت زمین‌ساختی بالا و



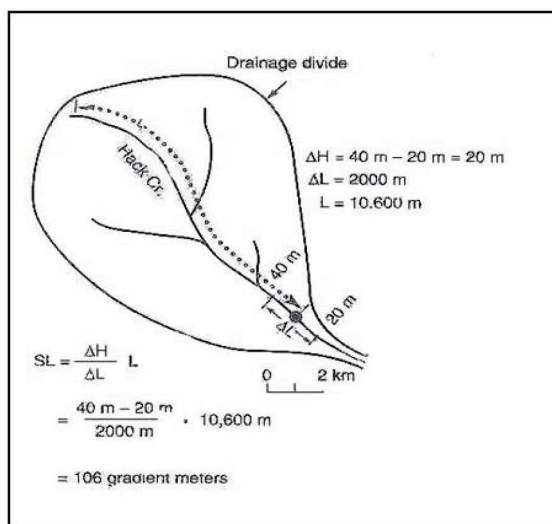
شکل ۴. نقشه حاصله از شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان در چهار ناحیه از لحاظ فعالیت نسبی زمین‌ساختی

#### ۴.۳. محاسبه نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره (VF)

شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره، دره‌های U شکل با مقادیر Vf نسبتاً زیاد را از دره‌های V شکل با مقادیر نسبتاً کم Vf از یکدیگر تفکیک می‌کند. مقادیر زیاد Vf مرتبط با نرخ‌های کم بالآمدگی و مقادیر کم Vf بیانگر دره‌های عمیق با بالآمدگی زیاد می‌باشند (Keller and Pinter 2002).

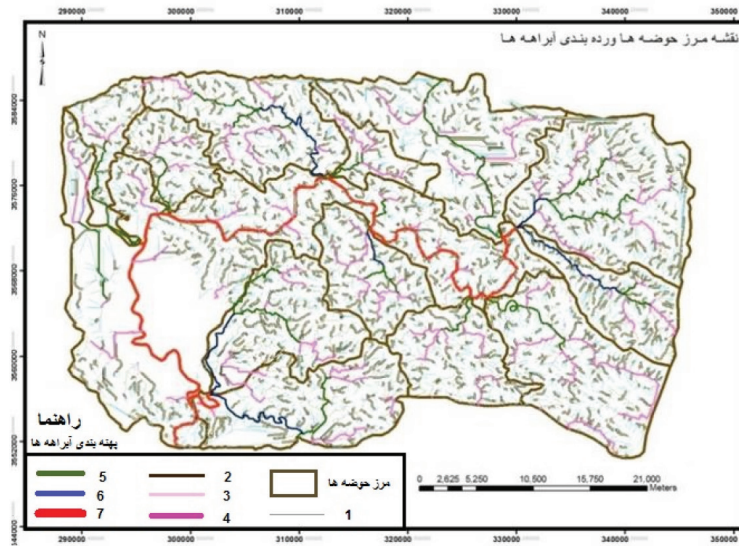
پهنای کف دره به ارتفاع دره را می‌توان به صورت معادله زیر نوشت:

$$VF = 2Vfw / (Erd - Esc) + (Eld - Esc)$$



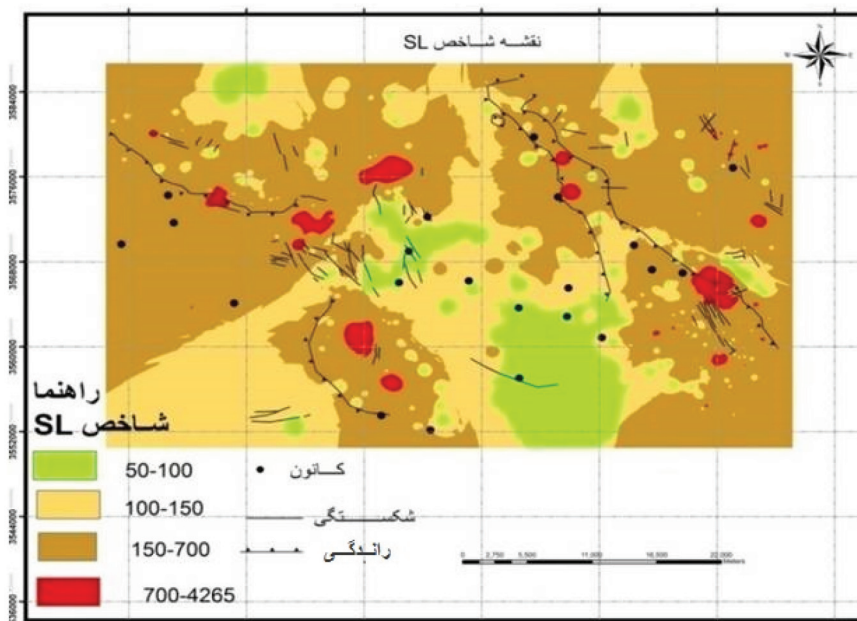
شکل ۵. شاخص شیب طول رودخانه (Keller and Pinter 2002)

$$VF=2Vfw/(Erd-Esc)+(Eld-Esc)$$



شکل ۶. مرز حوضه‌ها و شبکه آبراهه‌های گستره مورد مطالعه

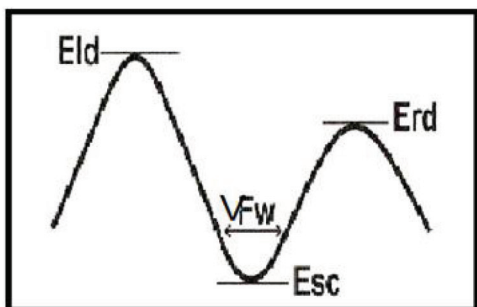
با توجه به معادله و شکل ۸،  $V_f$  نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره،  $V_{fw}$  پهنای کف دره،  $Erd$  و  $Eld$  ارتفاع دیواره‌های سمت راست و چپ دره و  $E_{sc}$  ارتفاع کف دره می‌باشد. در این تحقیق شاخص  $V_f$  بر اساس مدل ارتفاعی رقومی در مقطعی که آبراهه اصلی، دره‌ها را قطع کرده باشد (شکل ۹) با فاصله‌های مساوی اندازه‌گیری شده و مقدار این شاخص از ۰/۳۳ در مناطق فعال تا ۱۴۱/۶ در مناطق غیرفعال محاسبه شد. نقشه‌ی میان‌یابی شده بر اساس این شاخص در شکل ۱۰ ارائه شده است. در زمان محاسبه‌ی  $V_f$  لازم است تا این پارامترها به صورت مجموعه فواصل از پیشانی کوهستان برای هر دره محاسبه و برداشت شود. در واقع این شاخص بازتابی از اختلاف بین دره‌های با کف وسیع و عریض و مقدار نسبتاً زیاد  $V_f$  و دره‌های  $V$  شکل با میزان کم  $V_f$  می‌باشد (شکل ۱۱).



شکل ۷. نقشه شاخص شیب رودخانه

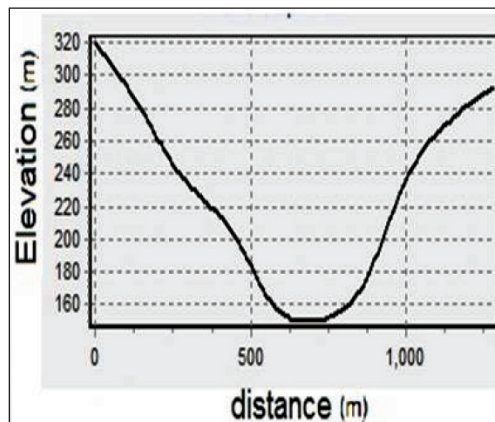
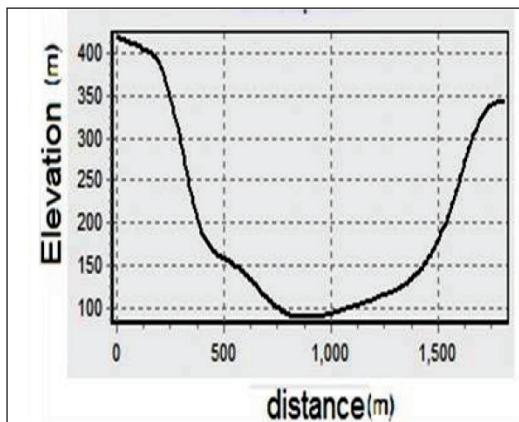
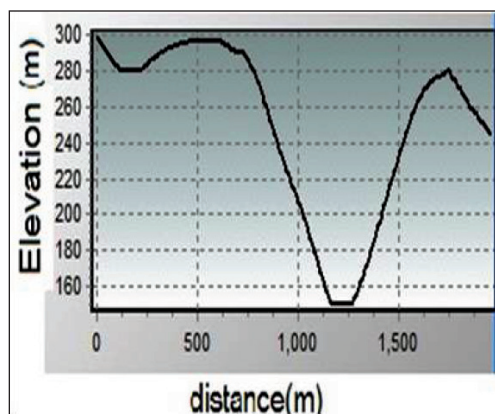
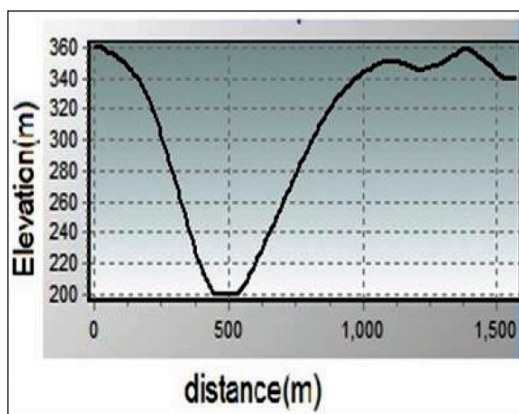
## بحث: فعالیت زمین ساختی

Hamdouni et al., 2007 و Keller and Pinter, 2002 چهار دسته بندی زیر برای تعیین درجه فعالیت زمین ساختی از طریق شاخص های ریخت زمین ساختی ارائه می گردد:



شکل ۸. نحوه استفاده از شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن (Silva et al., 2003)

شاخص های ریخت زمین ساختی علاوه بر انعکاس وضعیت زمین ساختی منطقه، تحت الشعاع وضعیت آب و هوایی، ساختار زمین شناسی، مقاومت سنگ و جنس سنگ ها و سازندهای منطقه نیز قرار دارند. لذا نمی توان حد و مرز مشخصی برای این شاخص های ریخت زمین ساختی، جهت ارائه یک رده بندی دقیق برای فعالیت های زمین ساختی معین کرد (Wolman and Gerson, 1978). اطلاعات این شاخص ها که به کمک نقشه ها حاصل می شوند، برای نواحی که مطالعات دقیق صحرایی در مورد آنها نمی تواند انجام گیرد، مفید است. با استفاده از نظرات Bull and McFadden, 1997؛ Bull, 2007؛ Mayer, 1986؛ El



شکل ۹. نمایی از نمودارهای ترسیمی به شکل دره های V و U براساس مدل ارتفاعی رقومی در گستره مورد مطالعه





ب



الف

شکل ۱۰. نمای کلی از دره‌های الف) U شکل در بالا رود ب) V شکل در رودخانه جلوبر لالی

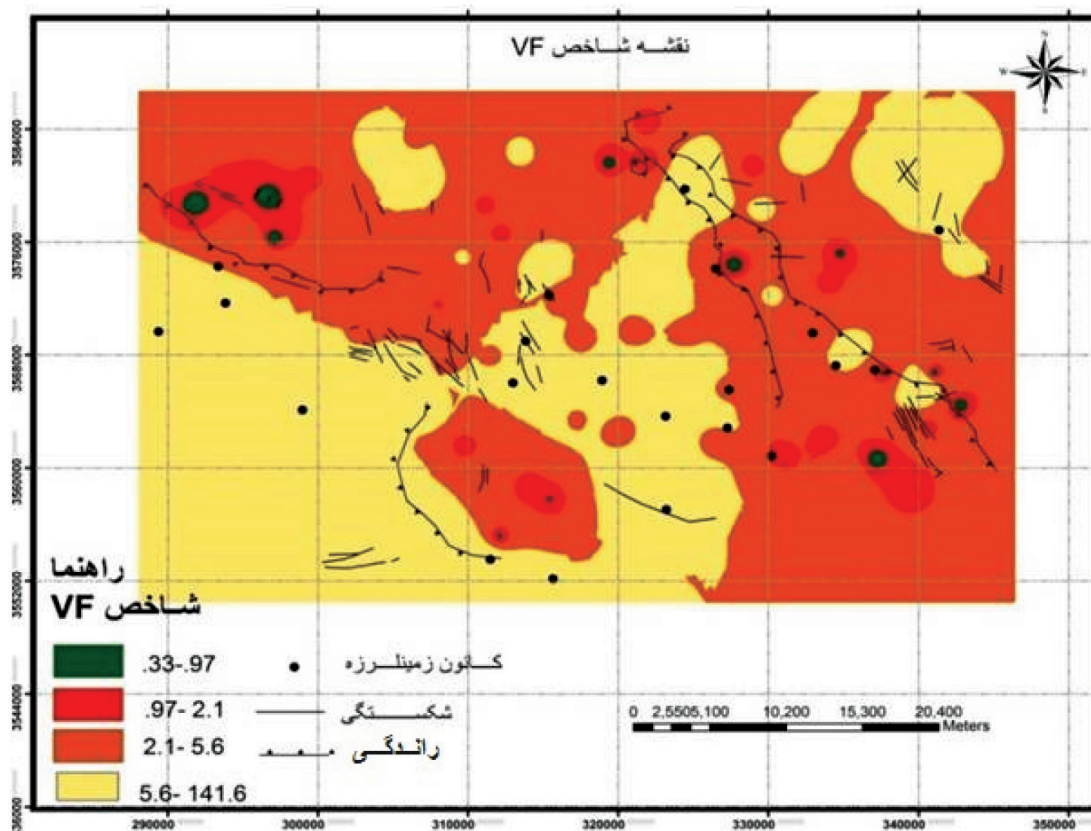
اما هنوز مرز کوه و دشت به مقدار قابل توجهی صاف است. دسته ۴: شاخص‌های  $V_f$  و  $S_{mf}$  در این دسته بسیار بزرگ‌تر از یک می‌باشد. در این دسته علاوه بر U شکل بودن نیمرخ آبراهه‌ها، مرز کوه و دشت نیز دارای فرورفتگی‌های زیادی است. در این حالت فرایندهای فرسایشی بر فرایندهای زمین‌ساختی غلبه کرده و گسترش اولیه دشت آبرفتی قابل مشاهده است. مرزبندی بین رده‌های یاد شده در بالا اختیاری است و تنها به تفاوت نسبی اشاره می‌کند. پس نمی‌توان مرز مشخصی را برای مقدار مشخصی از شاخص‌های زمین‌ریخت‌شناختی قرار داد.

با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS و توابع تحلیلی (مدل فازی تخصیص برای کاربری‌های چندگانه)، به همراه تلفیق لایه‌های اطلاعاتی  $S_i$ ،  $V_f$  و  $S_{mf}$  از کوهستان‌ها، دره‌ها و رودخانه‌های منطقه، نقشه پهنه‌بندی فعالیت نسبی زمین‌ساختی تهیه شد (شکل ۱۲). با توجه به مطالب فوق منطقه مورد مطالعه به چهار ناحیه زمین‌ساختی خیلی فعال، فعال، نسبتاً فعال و غیرفعال تقسیم می‌شود (جدول ۱). برای هر ناحیه از منطقه مقادیر شاخص ریخت‌سنجی مشخص شده و شدت فعالیت زمین‌ساختی طبق جدول (۱) تعیین شده است.

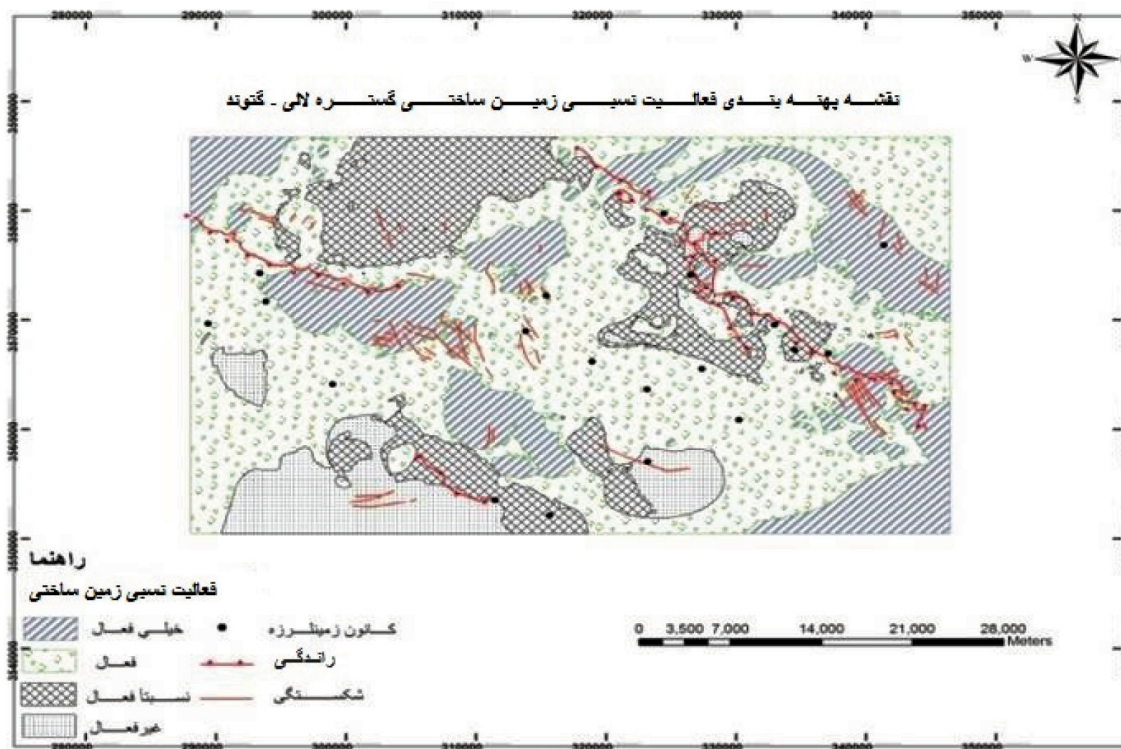
دسته ۱: این دسته دارای بیشترین فعالیت زمین‌ساختی برمبنای رده‌بندی Bull and McFadden, 1997 می‌باشد در این دسته شاخص  $S_{mf}$  بین یک تا  $1/6$  و شاخص  $V_f$  مقادیری کوچک‌تر از یک را به خود اختصاص می‌دهد. وجود آبرفت‌های بادبزی پرنشده، حوضه آبراهه کشیده، کف دره‌های باریک و کم‌عرض و شیب تند تپه‌ها از دیگر خصوصیات این دسته است. مقدار شاخص  $S_i$  بر مبنای رده‌بندی El Hamdouni et al., 2007 بیشتر از ۷۰۰ می‌باشد.

دسته ۲: در این دسته برمبنای رده‌بندی Bull and McFadden, 1997 شاخص  $S_{mf}$  بین  $1/4$  تا سه متغیر و شاخص  $V_f$  اندکی بیشتر از یک است. سرعت حفر آبراهه‌ها در این دسته در حدی است که نیمرخ عرضی آبراهه‌ها در بالا رود آن هنوز V شکل است. مقدار شاخص  $S_i$  بر مبنای رده‌بندی El Hamdouni et al., 2007 در این روش بین ۵۰۰-۷۰۰ می‌باشد.

دسته ۳: در این دسته برمبنای رده‌بندی Bull and McFadden, 1997 شاخص  $S_{mf}$  بین  $1/8$  تا پنج متغیر است و شاخص  $V_f$  بسیار بزرگ‌تر از یک (دو تا هفت) هستند. حفر آبراهه‌ها در این دسته بر مقدار بالآمدگی پیشانی کوه کاملاً فزونی دارد به طوری که نیمرخ آبراهه‌ها در بالا رود U شکل است



شکل ۱۱. نقشه تهیه شده بر اساس شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن



شکل ۱۲. نقشه پهنه بندی فعالیت نسبی نوزمین ساختی گستره لالی - گتوند



جدول ۱. رده‌بندی فعالیت نسبی نوزمین‌ساختی براساس شاخص‌های اندازه‌گیری شده در گستره مورد مطالعه

SI	Vf	Smf	رده فعالیت زمین‌ساختی
۷۰۰-۴۲۶۵	۰/۳۳-۰/۹۷	۱/۱-۱/۸	خیلی فعال
۱۵۰-۷۰۰	۰/۹۷-۲/۱	۱/۸-۳	فعال
۱۰۰-۱۵۰	۲/۱-۵/۶	۳-۵	متوسط
۵۰-۱۰۰	۵/۶-۱۴/۶	۵-۱۲/۶	کم

## تجزیه و تحلیل الگوی آبراهه‌ها و تأثیر حرکات زمین‌ساختی بر روند آبراهه‌ها

لحاظ زمین‌ساختی جزء مناطق فعال است. زهکشی‌های طرح شاخه درختی در نواحی که رودخانه‌های شاخه درختی جریان دارد دیده می‌شوند. علت تشکیل آنها همان جهت فقدان اصلی است که سبب می‌شود زهکشی شبیه شاخه‌های پیچیده درختان شود. انشعابات فرعی با هر زاویه‌ای به شاخه اصلی راه می‌یابند و رودخانه‌ها بستری نامنظم خواهند داشت. در مناطق با زمین‌ساخت شدید، تحت شرایط خاصی این قبیل زهکشی‌ها تشکیل می‌شوند که در واقع الگوی اصلی آبراهه‌های گستره مورد مطالعه می‌باشد. درحالی‌که زهکشی‌های طرح عمود بر هم از دنبال کردن تقاطع شکستگی‌ها و گسل‌ها به‌وسیله آب به‌وجود می‌آیند. رودخانه‌هایی که در این نواحی جریان دارند دارای طرح عمود برهم هستند. مناطق دربرگیرنده این قبیل زهکشی‌ها شامل سنگ‌های متجانس متبلور یا سنگ‌های رسوبی افقی یا کمی شیب‌دار است. این الگو بیشتر در بخش شمال خاوری و مرکز منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود.

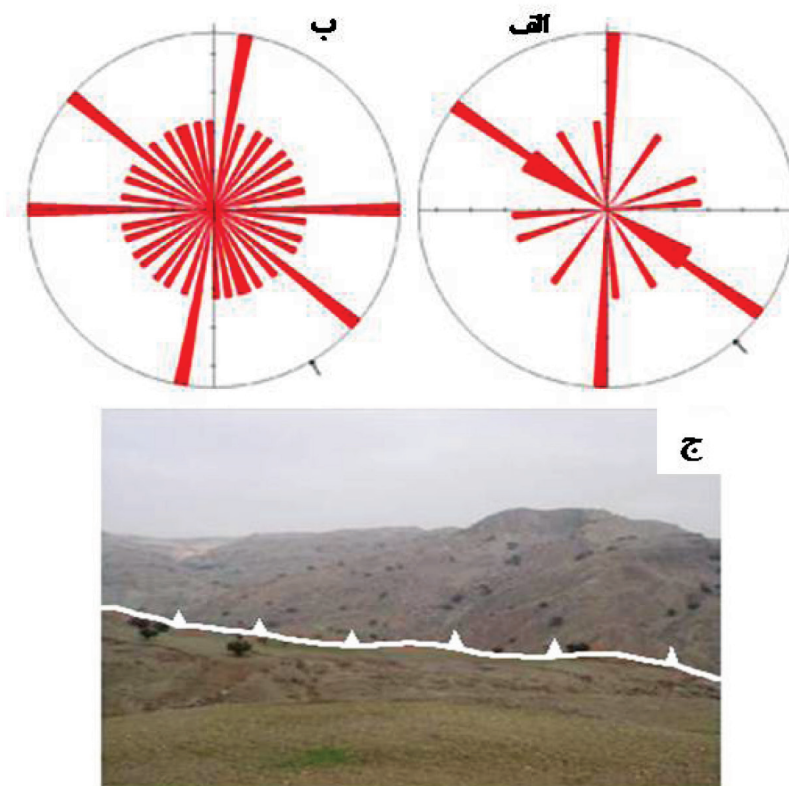
### نتیجه‌گیری

براساس آنچه که در رده‌بندی فعالیت نسبی زمین‌ساختی بیان شد و همچنین بر اساس نتایج به‌دست‌آمده از محاسبه شاخص‌های SI، Smf و Vf و استخراج خطوط آبراهه‌ها از نقشه DEM و ترسیم نمودار گلسرخی خطوط آبراهه‌ها نتایج تفسیر زمین‌ساختی منطقه به شرح زیر می‌باشد:

- بر اساس مدل رقومی ارتفاع، نقشه نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره ترسیم شد. در این نقشه بیشترین میزان فعالیت زمین‌ساختی در خاور، شمال و شمال

آبراهه‌ها و شکل الگوی آن‌ها در تفسیر مسائل سنگ‌شناسی و زمین‌ساختی منطقه، راهنماهای فوق‌العاده کاربردی هستند. از آنجاکه آبراهه‌ها به‌عنوان تاثیرپذیرترین عنصر از فعالیت‌های زمین‌ساختی شناخته می‌شوند به‌منظور بررسی این فعالیت‌ها، پس از اندازه‌گیری راستای آبراهه‌ها با استفاده از نرم‌افزار (GEORIENT) نمودار گلسرخی آبراهه‌ها برای تمام آبراهه‌های گستره مورد مطالعه تهیه شده است (شکل ۱۳). بنابراین مشخصات آبراهه‌ها، در ارتباط با وضعیت سنگ و ناهمواری منطقه می‌باشند. گسل‌ها و شکستگی‌ها می‌توانند سبب هدایت آبراهه‌ها در مسیر شکستگی‌ها شوند. البته شبکه زهکشی تا حد زیادی تابعی از پارامترهایی نظیر سرشت سنگ، لیتولوژی و آنومالی‌های توپوگرافی می‌باشد. این پارامترها، در هدایت و یا تغییر مسیر آبراهه‌ها موثر هستند.

با توجه به استخراج خطوط آبراهه‌ها (شکستگی‌ها و یا گسل‌ها) و آبراهه‌ها از نقشه DEM و ترسیم نمودار گلسرخی خطوط آبراهه‌ها که بیشترین فراوانی در جهت N04E و N50W و بیشترین فراوانی راستای آبراهه‌های منطقه در جهت‌های N10E، N47W و N90E هستند (شکل ۱۳) می‌توان چنین استنباط کرد که راستای آبراهه‌ها از روند شکستگی‌های زمین‌ساختی منطقه تبعیت می‌کند و ریخت‌شناسی رودخانه‌ها تحت تأثیر زمین‌ساخت منطقه قرار گرفته است. همچنین الگوی کلی آبراهه‌های استخراج شده از نقشه DEM به‌صورت اجتماعی از زهکش‌های عمود بر هم و شاخه درختی و شاهدی از تقاطع شکستگی و گسل‌ها با یکدیگر می‌باشد و می‌توان نتیجه گرفت که این منطقه از



شکل ۱۳. الف) روند کلی شکستگی ها و یا گسل ها (ب) راستای کلی آبراهه ها و (ج) نمایی از گسل راندگی شمال لالی

تهیه شد. با توجه به نقشه پهنه بندی بیشتر منطقه از لحاظ زمین ساختی در ناحیه زمین ساختی فعال قرار می گیرد.

• با توجه نمودار گلسرخی می توان چنین استنباط کرد که بیشترین فراوانی گسل های منطقه در جهت  $N40E$  و  $N50W$  می باشد و بیشترین فراوانی راستای آبراهه ها در منطقه در جهت های  $N10E$ ،  $N47W$  و  $N90E$  می باشد که نشان می دهد راستای آبراهه ها از روند شکستگی های زمین ساختی منطقه تبعیت می کند.

• الگوی کلی آبراهه ها که اجتماعی از زهکش های عمود بر هم و شاخه درختی را نشان می دهند مربوط به مناطقی است که شکستگی ها و گسل ها یکدیگر را قطع کرده و این مناطق از لحاظ زمین ساختی جزء مناطق فعال هستند و در بخش شمال خاوری و مرکز منطقه لالی- گتوند قرار می گیرند.

باختر و کمترین در جنوب باختر می باشد.

• نقشه به دست آمده از شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان، منطقه را به چهار ناحیه از لحاظ درجه نسبی فعالیت زمین ساختی تقسیم می کند که با توجه به باز دیدهای صحرایی و برونزد سازند گچساران می توان نتیجه گرفت که کمترین مقدار شاخص فوق در جایی بوده که سازند گچساران رخنمون داشته است و چون رخنمون های سازند گچساران بر محل راندگی های اصلی منطقه منطبق است، بنابراین این مناطق بیشترین فعالیت زمین ساختی را نشان می دهند.

• نقشه به دست آمده از محاسبه شاخص  $SI$  منطقه را به چهار ناحیه از لحاظ درجه نسبی فعالیت زمین ساختی تقسیم کرده که بر اساس این شاخص بیشتر بخش های منطقه از لحاظ زمین ساختی فعال می باشد.

• نقشه پهنه بندی زمین ساختی منطقه لالی - گتوند در چهار رده زمین ساختی خیلی فعال، فعال، نسبتاً فعال و غیرفعال با تلفیق سه لایه اطلاعاتی  $Vf$ ،  $Smf$  و  $SI$

## قدردانی

نویسندگان از پشتیبانی و همکاری معاونت آموزشی و پژوهشی دانشگاه گلستان و همچنین سازمان آب و برق خوزستان که باعث سهولت در انجام این تحقیق شده است، تشکر می‌کند. همچنین نویسندگان بر خود لازم می‌دانند که از زحمات و پیشنهادهای بسیار ارزنده دو داور محترم که سبب بر طرف شدن ایرادات و اشکالات علمی پیش‌نویس مقاله فوق شده تشکر و قدردانی کنند.

## منابع

- احمدی، ط.، ۱۳۹۲. تحلیل ریخت زمین‌شناختی منطقه لالی-گتوند، استان خوزستان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه گلستان، ۱۰۶.
- ثروتی، م. ر.، صدوق، س. ح.، غلامی‌نیا، ح.، ۱۳۸۷. ژئومورفولوژی و مورفوتکتونیک تاقدیس گچ. مجله پژوهش‌های علوم زمین، ۱، ۷۰-۵۴.
- خاوری، ر.، قرشی، م.، آری، م. و خسرو تهرانی، خ.، ۱۳۸۹. نشانه‌های زمین‌ریختی زمین‌ساخت فعال حوضه رودخانه کرج در دامنه جنوبی البرز مرکزی، شمال ایران. فصلنامه علوم زمین، ۷۵، ۶۷-۷۴.
- رنگزن، ک.، زرگرزاده، م.، چرچی، ع. و آبشیرینی، ا.، ۱۳۸۶. کاربرد علوم سنجش‌ازدور و GIS در پهنه‌بندی نئوتکتونیک کوه‌های زاگرس با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک. یازدهمین انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- سلیمی، س.، ۱۳۸۵. مطالعه نئوتکتونیک محدوده شوشتر- هفتگل با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور و GIS. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید چمران اهواز، ۱۴۸.
- فرهودی، ق. ا. و شرفی، ه.، ۱۳۸۸. بررسی مورفوتکتونیک باباکوهی واقع در شمال شیراز. فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان، ۲، ۱۳۴-۱۲۶.
- فقیه، ع.، سامانی، ب.، خبازی، س. و روشک، ر.، ۱۳۹۰. تحلیل زمین‌ریخت‌شناسی فعالیت‌های زمین‌ساختی مؤثر در شکل‌گیری دریاچه مهارلو. مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۱، ۶۵-۶۲.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. چینه‌شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۶.
- مهندسین مشاور آب نیرو، ۱۳۸۵، مطالعات ژئوتکتونیک محل سد و نیروگاه و تأسیسات وابسته. طرح سد و نیروگاه تالوگ ۱ و ۲.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran new data and interpretation. *Tectonophysics*, 229, 211-238
- Barzegar, F., 1994. Basement fault mapping of Zagros folded belt (S. W. Iran) based on Space-Born Remotely Sensed Data. *Proceeding of the 10th Thematic Conference on Geologic Remote Sensing: Exploration, Environment and Engineering*, San Antonio, 455-466.
- Berberian, M., 1995. Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonic. *Tectonophysics*, 241, 193-22
- Bull, W.B. and MacFadden, L.D., 1997. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. *Proceeding of 8th Annual Geomorphology Symposium*, New York.
- Bull, W.B., 2007. *Tectonic Geomorphology of Mountains a New Approach to Paleoseimology*. Blackwell, 325.
- Burbank, D.W. and Anderson, R.S., 2008. *Tectonic Geomorphology*. Department of Geosciences, The Pennsylvania State University.
- Doornkamp, J.C., 1986. Trend-surface analysis of planation surfaces, with an East-African case study, In: Chorley, R.J. (Ed.), *Spatial Analysis in Geomorphology*, Methuen, London, 247-281.
- El Hamdouni R., Irigaray C., Fernandez T., Chacón J. and Keller E.A., 2007. Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, 96, 150-173

- Hack, J. T., 1973. Stream - profile analysis and stream - gradient index. United State Geological Survey Journal Research. 1,421- 429.
- Jordan, G. and Csillag, G., 2003. A GIS Framework for Morphotectonic Analysis-a case study. Proceedings of Fourth European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, Proceedings, 1, 2, Regione Emilia-Romana, Servizio Geologico, Bologna, 516-519.
- Keller, E. A. and Pinter, N., 2002. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landforms. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 362.
- Mayer, L., 1986. Tectonic Geomorphology of Scarps and Mountain Fronts, in Active Tectonics compiled by Wallace, R.E. Washington, National Academic Press, 125-135, Washington, D.C.
- Oberlander, T. H., 1965. The Zagros streams: A new inter orientation of transverse drainage in an orogenic zone, Syracuse Geography, Series No, 1.
- O'B Perry, J. T. and Setudehnia, A., 1967. Geological Compilation map of Shushtar, 1:100000, No.25470, Iranian Oil Operating Companies, Tehran, IRAN.
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo. C. and Bardajim, T., 2003. Fault generated mountain fronts in Southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and earthquake activity. Geomorphology, 250, 203-226.
- Wolman, M. G. and Gerson, R. 1978. Relative scale of time and effectiveness of climate in watershed geomorphology, Earth Surface Processes, 3(2), 189-208.





# اختلاط ماگمایی در گرانودیوریت‌ها و انکلاوهای مافیک ده بالا: شاهدهی برای ماگماتیسم کالک‌آلکالن نوع I از دو منشا پوسته زیرین و گوشته لیتوسفریک

زینب قرامحمدی<sup>۱</sup>، علی کنعانیان<sup>۲،۳</sup> و محسن الیاسی<sup>۲</sup>

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۲. استاد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۳. دانشیار، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۱/۲۴

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۶/۳۱

## چکیده

توده گرانودیوریتی ده بالا با روند شرقی - غربی در ۴۵ کیلومتری جنوب غرب بوبین زهرا، در استان قزوین برونزد دارد. این توده حاوی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک متعدد با ترکیب دیوریت - کوارتز مونوزودیوریت است. انکلاوها با اشکال گرد شده و بیضوی با اندازه‌های دو تا ۲۰ سانتی‌متر در گرانودیوریت‌های میزبان پراکنده شده‌اند. انکلاوها عموماً تماس ناگهانی با گرانودیوریت‌های میزبان دارند و از مجموعه کانی‌های آذرین تشکیل شده‌اند. وجود شواهد بافتی نشان‌دهنده عدم تعادل از قبیل حضور پلاژیوکلازهایی با زونینگ ترکیبی و سطوح تحلیلی مکرر، سوزن‌های آپاتیت و کوارتزهای اوسلی در انکلاوها نشانه تغییرات شیمیایی و یا حرارتی مذاب در حین رشد بلور و شاهدهی برای وقوع اختلاط ماگمایی هستند. انکلاوها از LREE<sub>s</sub> و LILE<sub>s</sub> غنی شده و از HFSE<sub>s</sub> تهی شده هستند. گرانودیوریت‌ها با محتوای SiO<sub>2</sub> = ۶۴/۲-۶۶/۹، از نوع کالک‌آلکالن غنی از پتاسیم بوده و مشخصات سنگ‌های متآلومین (A/CNK < ۱/۱) را نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار K, Rb, Th, Ce, La, Nd در کنار آنومالی منفی Ti, Ba, Eu, Nb و P دلالت بر نقش پوسته زیرین در شکل‌گیری ماگمای سازنده گرانودیوریت‌ها دارد، اما محتوای نسبتاً بالای Mg (۰/۴۳-۰/۳۹) پیشنهاد می‌کند که گرانودیوریت‌های ده بالا از اختلاط ماگمای مافیک حاصل از گوشته با ماگمای فلسیک پوسته به وجود آمده باشند. انکلاوها با مقادیر نسبتاً پایین ۵۸/۲-۵۸/۸، مقدار متوسط پتاسیم K<sub>2</sub>O = ۱/۴-۳/۸، مقدار نسبتاً بالای (۰/۴-۰/۴۶) SiO<sub>2</sub> = ۵۲/۸، A/CNK = ۰/۷۷-۰/۹۲، بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی و مقادیر Dy/Yb = ۱/۶-۱/۸، به نظر می‌رسد ماگمای سازنده انکلاوها از ذوب بخشی گوه گوشته در زون انتقالی اسپینل - گارنت حاصل شده و در تماس با ماگماهای فلسیک حاصل از ذوب پوسته، تا حدی متحول شده باشد.

واژه‌های کلیدی: اختلاط ماگمایی، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، توده نفوذی ده بالا، پوسته زیرین، کالک‌آلکالن.

## مقدمه

گرانیت‌های نوع I و S (White, 1974, 2011) و Chappell and (1982) و گرانیت‌های غیرکوهزایی نوع A (Loiselle and Wones, 1979; Bonin, 2007) به‌طور گسترده در جهان شناسایی شده‌اند. مذاب‌های گرانیتی نوع S ماگماهایی هستند که در حضور سیال تولید شده و از نظر ترکیب و خواص فیزیکی با گرانیت‌های نوع I که در شرایط تحت اشباع از آب به وجود می‌آیند، متفاوتند

\* نویسنده مرتبط: kananian@khayam.ut.ac.ir

(Castro, 2013; Garcia Arias et al., 2015).

مدل‌های متفاوت و فرضیه‌های زیادی برای توضیح تنوع ژئوشیمی در گرانیت‌های نوع I مطرح شده است. مذاب‌های تجربی و داده‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی و همچنین حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در توده‌های نفوذی نوع I، پیشنهاد می‌کند که ماگماهای گرانیتی نوع I کالک‌آلکان می‌توانند از اختلاط ماگماهای مافیک و فلسیک به وجود آمده باشند (Collins, 1996; Kemp et al., 2007). محتوای بالای Fe و Mg در بیشتر ماگماهای گرانودیوریتی و تونالیتی نیز ناشی از ورود کانی‌های پریکتیک از منبع سازنده این ماگماها است و نوع و فراوانی این کانی‌ها تأثیر مهمی در ماهیت گرانیت‌ها برجا می‌گذارد (Clemens and Stevens, 2012).

در میان انواع مختلف انکلاوها در سنگ‌های گرانیتوئیدی، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک فراوان‌ترین و بحث‌برانگیزترین نوع در نظر گرفته می‌شوند (Barbarin, 2005; Silva et al., 2012) آن‌ها با ترکیبات، اشکال، اندازه‌ها و درجات سرد شدن متفاوت در پلوتون‌های گرانیتوئیدی مشاهده می‌شوند (Barbarin and Didier, 1991). بررسی منشأ انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MMES) یک فرصت منحصربه‌فرد برای شناخت پتروژنز و منبع ماگماهای گرانیتوئیدی محسوب می‌شود (Perugini et al., 2003; Barbarin, 2005; Ventura et al., 2006).

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک همچنین شواهدی برای تعامل گوشته - پوسته و اختلاط ماگماهای مشتق از گوشته و پوسته فراهم می‌کنند (Griffin et al., 2000; Zhao et al., 2012). اگرچه اختلاف‌های قابل ملاحظه‌ای در مورد منشأ انکلاوهای میکروگرانولار وجود دارد، سه فرضیه پتروژنتیکی اصلی از طرفداران بیشتری برخوردار است: ۱- منشأ رسیتیت یا مواد باقی‌مانده منبع که به صورت ذوب نشده باقی مانده‌اند (Chappell et al., 1987). ۲- منشأ کومولیت یا تجمع ترجیحی مواد مافیک در انکلاوها (Clemens and Wall, 1988) ۳- اختلاط ماگمایی یا تزریق گلبول‌هایی از ماگمای مافیک به داخل ماگمای فلسیک (Frost and Mahood, 1987; Vernon, 1990).

(Perugini et al., 2003).

رخمون‌های متعددی از توده‌های نفوذی عمدتاً گرانیتوئیدی در جنوب غرب بوبین‌زهره برروند دارند. اکثر این توده‌ها میزبان انکلاوهای میکروگرانولار متعددی هستند و ویژگی‌های ژئوشیمیایی نوع I را نشان می‌دهند (طباخ شعبانی، ۱۳۶۹). از جمله توده‌های نفوذی جنوب غرب بوبین‌زهره، توده نفوذی حاجی‌آباد است. این توده با ماهیت کالک‌آلکان و متآلومین، از نوع گرانیت‌های نوع I به شمار می‌رود و حاوی انکلاوهای میکروگرانولار فلسیک و مافیک است (صفرزاده، ۱۳۸۶). دانسته‌های ما در مورد ژئوشیمی و منشأ انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در جنوب غرب بوبین‌زهره اندک است چرا که تا قبل از این گزارش، هیچ‌گونه آنالیز ژئوشیمیایی در مورد انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در جنوب غرب بوبین‌زهره انجام نشده است. سوال اصلی این تحقیق روشن نمودن تأثیر متقابل ماگمای سازنده انکلاو بر روی ماگمای گرانودیوریتی و بالعکس است. علاوه بر این در این پژوهش سعی شده است با اتکا به نتایج حاصل از بررسی روابط صحرایی حاکم بر بخش‌های مختلف توده نفوذی ده بالا، ویژگی‌های پتروگرافی و آنالیزهای ژئوشیمیایی، به بررسی ماهیت و منشأ توده نفوذی ده بالا و انکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در آن پرداخته شود.

### روش مطالعه

پس از مطالعات صحرایی و مشاهدات میدانی ۸۰ نمونه از سنگ‌های نفوذی منطقه برداشت و مطالعات پتروگرافی بر روی ۶۰ مقطع نازک انجام شد. ۱۰ نمونه از سنگ‌های توده و شش نمونه از انکلاوهای میکروگرانولار مافیک بر اساس مشخصات کانی‌شناسی و بافتی با حداقل دگرسانی انتخاب شدند. این نمونه‌ها با استفاده از دستگاه آسیاب به صورت پودر به اندازه کمتر از ۲۰۰ مش آماده شدند. عناصر اصلی این نمونه‌ها با روش ICP-AES و عناصر فرعی به روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS-Chemex در کشور ایرلند آنالیز شد. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی برای بررسی ماهیت ژئوشیمیایی و منشأ توده نفوذی ده بالا و انکلاوهای میکروگرانولار مافیک استفاده شد (جدول‌های ۱ و ۲).

جدول ۱. نتایج ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی و نادر خاکی آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در گرانودیوریت‌های ده بالا

SAMPLE	DA40	DA41	DA42	DA43	DA1	DA5
	wt%					
SiO <sub>2</sub>	56.5	56.4	58.2	55.9	56	52.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17	16.8	17.05	16.8	17	16.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	8.78	8.1	8.57	7.9	8.59	9.99
CaO	6.46	6.39	5.23	6.27	5.31	7.08
MgO	3.5	3.53	2.9	3.29	3.52	3.81
Na <sub>2</sub> O	3.57	3.47	4.36	3.5	3.96	4.17
K <sub>2</sub> O	2.14	2.42	2.25	2.52	2	1.17
TiO <sub>2</sub>	0.94	0.91	0.91	1.05	0.99	1.12
MnO	0.23	0.23	0.16	0.19	0.21	0.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.2	0.26	0.23	0.18	0.21	0.17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
SrO	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03
BaO	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.04
LOI	1.03	1.15	1.45	0.89	1.78	1.57
Total	100	99.76	101.4	98.57	99.6	98.5
	ppm					
Ba	384	489	441	468	525	424
Ce	61.6	82.1	46.4	53.8	47	67.5
Cr	10	20	<10	<10	<10	20
Cs	4.76	3.03	6.91	4.22	2.48	2.56
Dy	7.54	7.22	5.53	4.8	5.26	6.13
Er	4.53	4.41	3.18	3.03	3.23	3.5
Eu	1.13	1.05	0.92	1.12	0.95	1.24
Ga	20.2	20.2	19.9	19.3	20.8	22.6
Gd	7.49	7.22	5.62	4.99	5.44	6.2
Hf	3	3.7	3.1	3.4	3.6	2.4
Ho	1.49	1.48	1.09	0.99	1.05	1.22
La	29.1	44.6	23.2	28.3	22.5	31.7
Lu	0.69	0.65	0.48	0.46	0.5	0.53
Nb	28.3	30	23.1	27.8	29.7	35.2
Nd	30.7	35	23.6	23.4	22.7	30.1
Pr	7.68	9.39	5.91	6.24	5.81	7.77
Rb	97.3	95.6	137	110	107	61.5
Sm	7.26	7.21	5.31	4.76	4.91	6.29
Sn	4	4	4	3	3	5
Sr	305	318	241	312	303	332
Ta	1.9	1.8	1.5	2	1.8	2.3
Tb	1.23	1.16	0.9	0.77	0.88	0.97
Th	12.5	10.95	11.05	11.25	9.18	9.63
Tm	0.65	0.62	0.45	0.43	0.44	0.57
U	3.65	2.91	2.68	2.3	2.36	2.17
V	183	162	152	189	170	246
W	264	184	281	409	382	261
Y	42.2	42.7	33.4	29.1	30.9	35.8
Yb	4	4.27	3.25	2.89	3.15	3.64
Zr	86	120	116	123	130	86
REE(t)	176	216.2	136	146.5	132	176
Eu/Eu <sup>o</sup>	0.47	0.44	0.51	0.7	0.56	0.61
Nb/Ta	14.9	16.66	15.4	13.9	16.5	15.3
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.59	0.69	0.51	0.72	0.5	0.28
Mg#	0.44	0.46	0.4	0.45	0.44	0.43

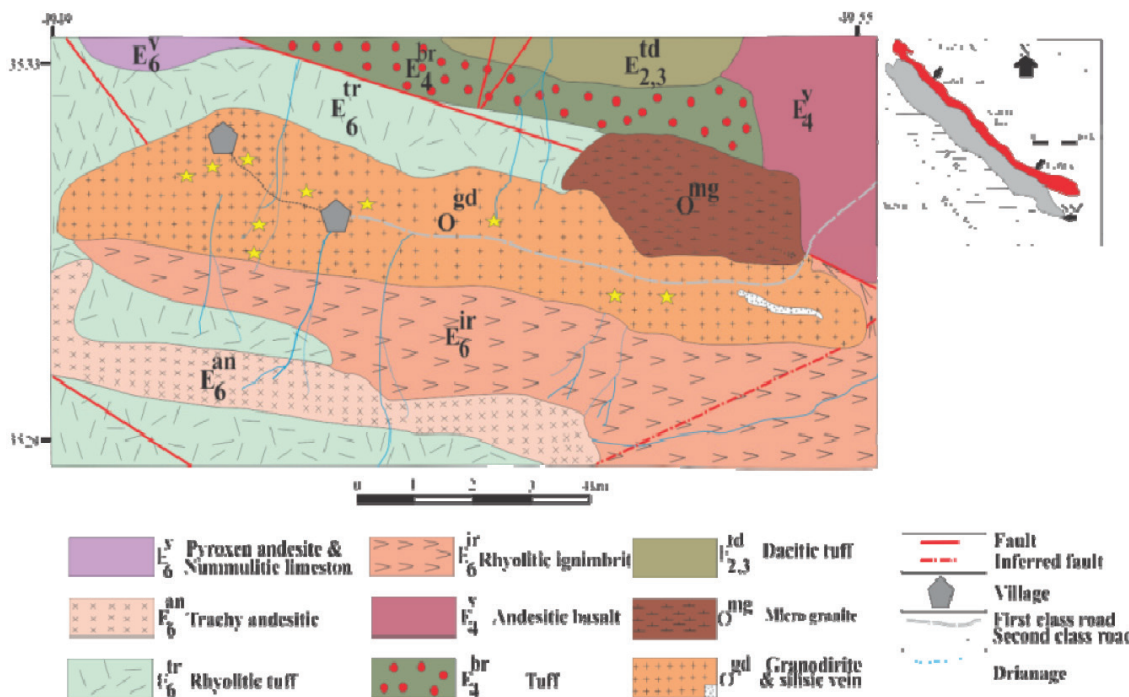
جدول ۲. نتایج ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی و نادر خاکی گرانودیوریت‌های و انکلاوهای ده بالا

SAMPLE	DG2	DG3	DG8	DG9	DG10	DG11	DG12	DG13	DG16	DG18
wt%										
SiO <sub>2</sub>	67	65	65	64	65.5	64.8	65.6	66.6	66.1	66.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15	16	16	16	15.95	16	15.7	15.9	15.6	15.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	4.5	4.9	5.1	5.3	4.68	4.89	4.43	4.66	4.28	4.02
CaO	3.7	4.1	4.1	4.2	3.83	4.15	3.88	3.84	3.55	3.44
MgO	1.5	1.7	1.9	2	1.75	1.89	1.55	1.72	1.57	1.41
Na <sub>2</sub> O	3.2	3.2	3.2	3.2	3.32	3.22	3.06	3.31	3.14	3.33
K <sub>2</sub> O	3.8	3.8	3.5	3.4	3.75	3.54	4	3.72	3.86	4.01
TiO <sub>2</sub>	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	0.61	0.54	0.58	0.53	0.51
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.11	0.12	0.12	0.1	0.09	0.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1	0.1	0.2	0.2	0.13	0.16	0.12	0.15	0.13	0.12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
SrO	0	0	0	0	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
BaO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07
LOI	0.7	0.9	1.3	1.2	1.02	1.03	1.8	0.87	1.03	1.13
Total	100	100	101	100	100.7	101	101	102	99.9	100
ppm										
Ba	595	681	690	622	695	625	695	684	686	591
Ce	52	58	52	52	49.7	50.5	56.9	56.8	52.7	68.7
Cr	<10	<10	10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Cs	4	3.5	2.7	2.7	4.48	3.37	4.67	4.39	3.02	2.61
Dy	3.9	4.2	3.8	3.6	3.95	3.69	3.86	4.19	3.92	3.36
Er	2.5	2.9	2.6	2.3	2.38	2.19	2.55	2.58	2.38	2.1
Eu	0.9	0.9	1	1	0.92	1	0.94	0.91	0.87	0.83
Ga	16	17	17	17	16.1	15.4	16.2	16.6	15.5	15.6
Gd	4	4.6	4.1	3.9	3.7	3.99	3.89	4.2	3.93	3.61
Hf	5.2	5.3	4.8	5.1	4.9	5.5	4.8	5.5	4.9	4.1
Ho	0.8	0.9	0.9	0.7	0.77	0.76	0.79	0.88	0.81	0.72
La	29	32	28	29	27.1	27.9	31.7	32.4	28.8	38.1
Lu	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.39	0.4	0.44	0.4	0.39
Nb	19	21	20	21	22.1	19.4	18.1	20.3	18.5	23.6
Nd	22	23	21	21	20.7	20.9	22.2	22.7	20.9	23.8
Pr	5.9	6.4	5.8	5.8	5.54	5.53	6.08	6.25	5.85	6.81
Rb	130	134	118	114	134.5	121	138	133	137	155
Sm	4.3	4.7	4.3	4.1	4.09	3.8	4.05	4.27	4.06	3.98
Sn	2	2	12	2	2	2	3	2	2	19
Sr	251	276	295	284	267	275	282	277	266	236
Ta	1.7	1.8	2	1.7	1.6	1.6	1.5	1.7	1.7	2.3
Tb	0.7	0.7	0.6	0.6	0.61	0.62	0.66	0.68	0.62	0.57
Th	16	17	12	13	12.65	11.1	12.8	14.7	15.6	15.5
Tm	0.3	0.4	0.4	0.3	0.34	0.32	0.35	0.36	0.37	0.33
U	3.3	3.8	2.6	2.6	3.02	2.69	2.52	3.57	3.06	2.74
V	75	91	97	102	87	86	81	84	80	74
W	495	433	734	415	363	445	628	424	639	891
Y	24	27	23	23	23.4	22.3	23.5	24.9	24.7	21.1
Yb	2.3	2.7	2.6	2.4	2.4	2.39	2.39	2.69	2.65	2.4
Zr	187	191	178	191	194	197	177	203	180	166
REE(t)	129	142	127	127	122.6	124	137	139	128	156
Eu/Eu*	0.7	0.6	0.7	0.7	0.72	0.79	0.72	0.66	0.67	0.67
Nb/Ta	11	12	10	12	13.81	12.1	12	11.9	10.9	10.3
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.2	1.2	1.1	1.1	1.12	1.09	1.3	1.12	1.22	1.2
Mg#	0.4	0.4	0.4	0.4	0.42	0.43	0.41	0.42	0.42	0.41

## زمین‌شناسی منطقه

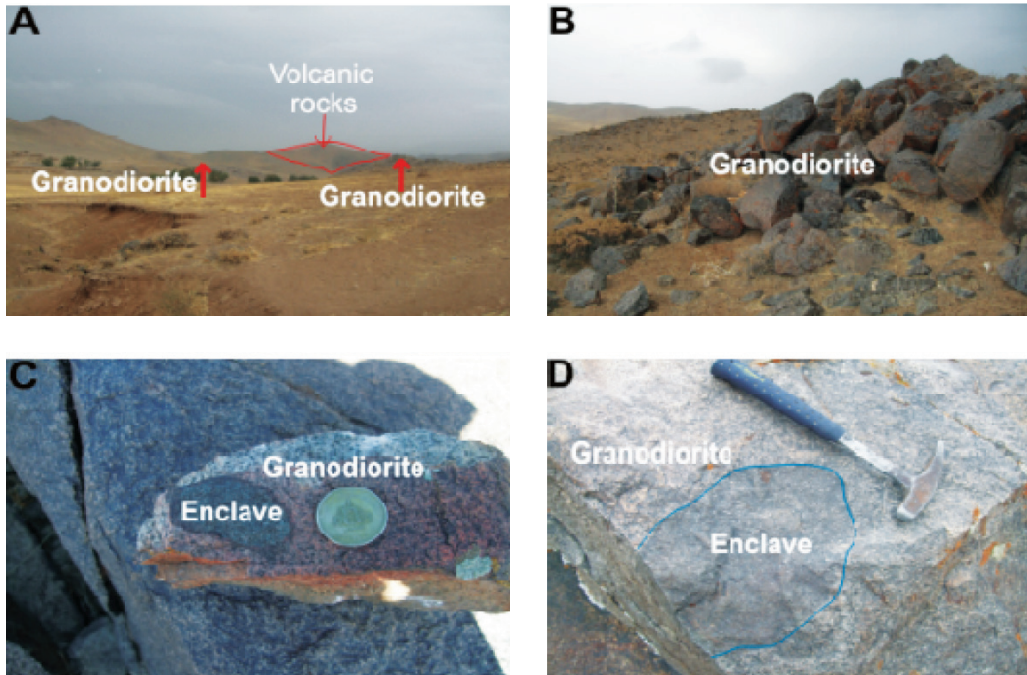
اواخر ائوسن - اولیگوسن (فاز تکتونیکی پیرنئن) (آقانباتی، ۱۳۸۳) توده نفوذی ده بالا در ردیف‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن به سن ائوسن میانی و بالایی تزریق شده و هاله دگرگونی حرارتی اندکی در سنگ‌های میزبان حادث نموده است. سنگ‌های آتشفشانی میزبان این توده بیشتر شامل آندزیت‌های پیروکسن‌دار با کمی گدازه‌های داسیتی تا آندزیتی، سنگ‌های آذرآواری اسیدی و سنگ‌های رسوبی شامل آهک نومولیتی می‌باشد. سن این توده به روش K-Ar، ۳۹ میلیون سال برآورد شده (Caillat et al., 1978) که با فاز تکتونیکی پیرنئن مطابقت دارد. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME<sub>g</sub>) با اندازه‌های کوچک بین دو تا حداکثر ۳۰ سانتی‌متر در گرانودیوریت‌های ده بالا مشاهده می‌شوند. انکلاوها دارای گردشگی هستند و به اشکال کروی و بیضی دیده می‌شوند و سطح تماس آنها با سنگ‌های میزبان ناگهانی است. بافتی ریزدانه‌تر از میزبان دارند و رنگ آنها نسبت به سنگ‌های میزبان تیره‌تر است (شکل ۲).

توده گرانیتوئیدی ده بالا بخش کوچکی از نوار ماگمایی ترشیری ارومیه - دختر محسوب می‌شود. این توده در منتهی الیه جنوب غربی نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ دانسفهان (خپارچ) (اقلیمی، ۱۳۷۸) و در مرکز نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ ساوه (نوگل سادات و هوشمندزاده، ۱۳۶۳)، در فاصله ۴۵ کیلومتری جنوب غرب شهرستان بوئین‌زهره واقع شده است. چهار گوشه عملیاتی با وسعتی حدود ۵۰ کیلومتر مربع، حد فاصل بین طول‌های جغرافیایی ۴۹° ۴۹' تا ۴۹° ۵۵' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۵° ۲۹' تا ۳۵° ۳۳' شمالی قرار دارد (شکل ۱). مطالعات انجام شده بر روی نوار آتشفشانی ارومیه - دختر حاکی از آن است که راندگی لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه جنوب غربی ایران مرکزی، منجر به فعالیت‌های آتشفشانی و تزریق توده‌های نفوذی ترشیری در این پهنه شده است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994; Agard et al., 2011). سنگ‌های قدیمی‌تر از ائوسن در محدوده منطقه ده بالا - آق قویو مشاهده نمی‌شوند. در اثر فاز فشاری



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه ده بالا در جنوب غرب بوئین‌زهره، اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ دانسفهان (اقلیمی، ۱۳۷۸). محل برداشت نمونه‌ها با ستاره‌های زرد رنگ مشخص شده است





شکل ۲. تصاویر صحرایی منطقه ده بالا. (A) تصویر کلی منطقه و رخنمون‌هایی از گرانودیوریت‌ها و سنگ‌های آتشفشانی. (B) رخنمونی از گرانودیوریت. (C) و (D) انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در گرانودیوریت‌های ده بالا

## سنگ‌نگاری

بافت‌های غربالی و پوئی‌کلیتی و سطوح تحلیلی مشاهده می‌شود. فلدسپارتاسیم با فراوانی مدال (۲۰ الی ۳۰ درصد) با ماکل دوتایی در اندازه کوچک تا بزرگ دیده می‌شود. بعضی فنوکریست‌های فلدسپارتاسیم حاوی ادخال‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز، هورنبلند و آپاتیت هستند.

بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل مافیک شامل بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن با اندازه‌ها و شکل‌های متفاوت حضور دارند. بلور بیوتیت با فراوانی مدال (پنج الی ۱۸ درصد) فاز غالب در سنگ‌های میزبان است. بخش‌هایی از سنگ تحت شرایط دگرسانی دمای پایین به درجات متغیری دگرسان شده‌اند. در بخش‌های دگرسان شده پلاژیوکلازها به‌طور بخشی به سریسیت، سوسوریت، اپیدوت و کلسیت دگرسان شده‌اند، فلدسپارهای پتاسیم به‌طور محلی رسی شده‌اند، بیوتیت‌ها به کلریت، بلورهای آمفیبول به اکتینولیت یا کلریت و پیروکسن‌ها به اکتینولیت دگرسان شده‌اند.

مجموعه کانی‌های میزبان و انکلاوها مشابه هستند، اما در انکلاوها محتوای بلورهای پلاژیوکلاز و اجزا مافیک نظیر

توده نفوذی ده بالا با ترکیب سنگ‌شناسی عمدتاً گرانودیوریتی، دانه متوسط تا دانه درشت است، از فازهای اصلی کوارتز (شش الی ۲۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۴۰ الی ۴۸ درصد)، فلدسپارتاسیم (۲۰ الی ۳۰ درصد)، بیوتیت (پنج الی ۱۸ درصد)، آمفیبول (سه الی ۱۲ درصد) و کلینوپیروکسن (یک الی دو درصد) و فازهای فرعی آپاتیت، زیرکن، تیتانیت و مگنتیت (مجموعاً یک الی دو درصد) تشکیل شده است. در این سنگ‌ها بافت‌های دانه‌ای، پوئی‌کلیتی و گرانوفیری مشاهده می‌شود.

کوارتز با فراوانی مدال (شش الی ۲۰ درصد) به‌صورت فازهای بینابینی با خاموشی موجی بین پلاژیوکلاز، فلدسپارتاسیم و کانی‌های مافیک دیده می‌شود. هم‌رشدی کوارتز و فلدسپارتاسیم به‌صورت بافت گرانوفیر نشان‌دهنده تبلور سریع و هم‌زمان این دو کانی از یک مایع باقی‌مانده در عمق کم می‌باشد (Clarke, 1992).

بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز با زونینگ ترکیبی با فراوانی مدال (۴۰ الی ۴۸ درصد)، کانی اصلی غالب در نمونه‌های مورد مطالعه است. در این بلورها

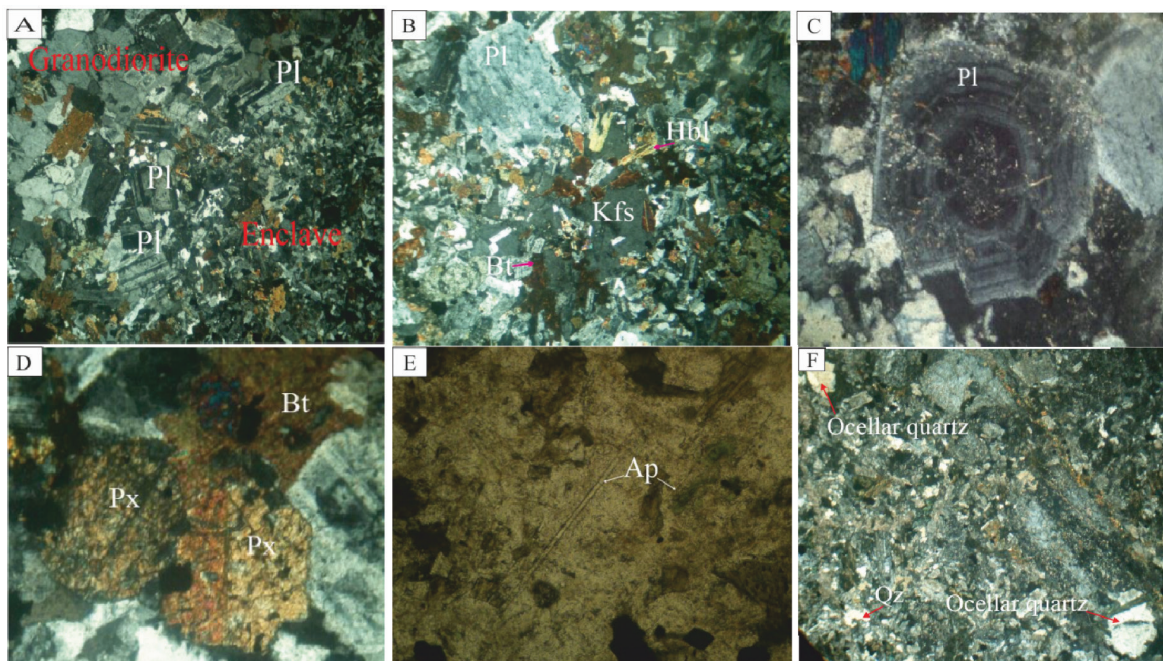
فلدسپاریتاسیم به صورت بلورهای نامنظم بزرگ و گاهی با ماکل دوتایی حاوی ادخال‌های کانی‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز، هورنبلند و آپاتیت هستند (بافت پوئی کیلیتیک) (شکل ۳B). کانی‌های مافیک شامل هورنبلند، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن در اندازه‌های متفاوت و به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. بعضی از بلورهای بیوتیت به صورت خورده شده مشاهده می‌شوند. تعدادی لخته‌های مافیک دانه‌ریز متشکل از فازهای مافیک از قبیل بیوتیت، آمفیبول و تیتانیت در هر دو زوج انکلاو و میزبان دیده می‌شوند.

فازهای فرعی در انکلاوها مشابه گرانودیوریت‌های میزبان هستند. آپاتیت معمول‌ترین کانی فرعی در بیشتر انکلاوها است. این کانی در انکلاوها به صورت بلورهای سوزنی شکل (شکل ۳E) اما در گرانودیوریت‌ها به صورت بلورهای منشوری و ضخیم دیده می‌شود.

انکلاوها، آلتراسیون کمی از فلدسپار به سریسیت، سوسوریت، کلسیت و اپیدوت را نشان می‌دهند. گاهی بلورهای آمفیبول به اکتینولیت و کلریت، بلورهای پیروکسن به اکتینولیت و بلورهای بیوتیت به کلریت دگرسان شده‌اند.

بیوتیت و هورنبلند فراوان‌تر است و کوارتز و فلدسپار پتاسیم کمتر دیده می‌شوند. اندازه کانی‌ها در انکلاوها چندین برابر از گرانیتیوئیدهای میزبان کوچک‌تر است. در انکلاوها بافت‌های گرانولار تا میکروگرانولار، پوئی کیلیتیک و غربالی مشاهده می‌شود. حاشیه انجماد سریع در بعضی کنتاکت‌های انکلاو و میزبان مشهود است به طوری که کانی‌های انکلاو در نزدیکی میزبان ریزتر و به سمت مرکز انکلاو درشت‌تر می‌شوند. در سطح تماس انکلاو و میزبان، بلورهای پلاژیوکلاز به صورت مشترک در هر دو حضور دارند (شکل ۳A).

دو نوع کوارتز در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک دیده می‌شود: کوارتزهای نوع اول بی‌شکل و کوچک هستند و به صورت بافت‌های بینابینی دیده می‌شوند. کوارتزهای نوع دوم به صورت بلورهای بزرگ گرد شده با حاشیه‌های خورده شده دیده می‌شوند (شکل ۳F) و توسط کانی‌های زود متبلور شده نظیر بیوتیت‌های ریزدانه محاط شده‌اند (کوارتز اوسلی). بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک یا به صورت فنوکریست‌هایی با سطوح تحلیلی (شکل ۳C) و بافت غربالی دیده می‌شوند یا به صورت بلورهای ریز کشیده در زمینه قرار می‌گیرند.

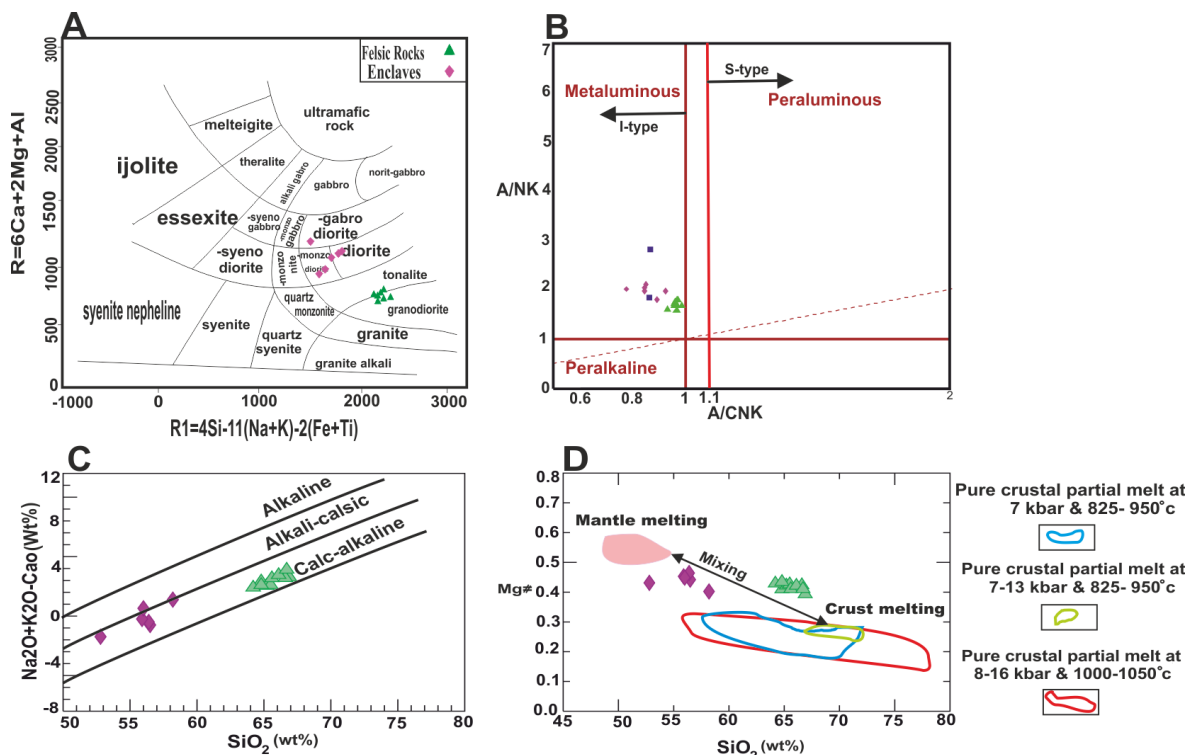


شکل ۳. A) حضور پلاژیوکلازها در مرز انکلاو و گرانودیوریت (XPL). B) بلور فلدسپاریتاسیم با بافت پوئی کیلیتیک در زمینه انکلاو (XPL). C) شکل ۳. A) حضور پلاژیوکلازها در مرز انکلاو و گرانودیوریت (XPL). B) بلور فلدسپاریتاسیم با بافت پوئی کیلیتیک در زمینه انکلاو (XPL). C) شکل فنوکریست پلاژیوکلاز با زونینگ نوسانی و سطوح تحلیلی (XPL). D) بلورهای پیروکسن در زمینه انکلاو (XPL). E) سوزن آپاتیت در زمینه انکلاو (PPL). F) بلورهای زینوکریست کوارتز که توسط هاله‌ای از بیوتیت‌های ریز کلریتی شده احاطه شده‌اند (PI). (XPL): پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Hbl: هورنبلند، Kfs: فلدسپاریتاسیم، Qz: کوارتز، Ap: آپاتیت، Px: پیروکسن (Kretz, 1983)

## ژئوشیمی

سنگ‌های توده نفوذی ده بالا با ترکیب اسیدی (شکل ۴A). از نظر شاخص اشباعیت آلومینیوم، با نسبت (شکل ۴B).  $A/CNK = 0.98 - 0.92$  متآلومین هستند (شکل ۴B). گرانودیوریت‌ها دارای محتوای متغیری از  $Al_2O_3$  (۱۴/۱۶-۸)،  $CaO$  (۳/۴-۴۴/۱۶)،  $Fe_2O_3$  (۵-۴/۲۶) (۱/۴۱ - ۱/۹۹)،  $MgO$  (۳/۴-۴۴/۱۶) و  $K_2O$  (۳/۴-۴۴/۱۶) هستند. محتوای  $K_2O/Na_2O$  در گرانودیوریت‌ها به ترتیب (۰/۰-۳۹/۴۳)، (۱-۱/۳) و (۶۸/۷۴-۲/۸) است. گرانودیوریت‌های ده بالا بر اساس نمودار  $K_2O+Na_2O-CaO$  در برابر  $SiO_2$  (Frost et al., 2001) در برابر

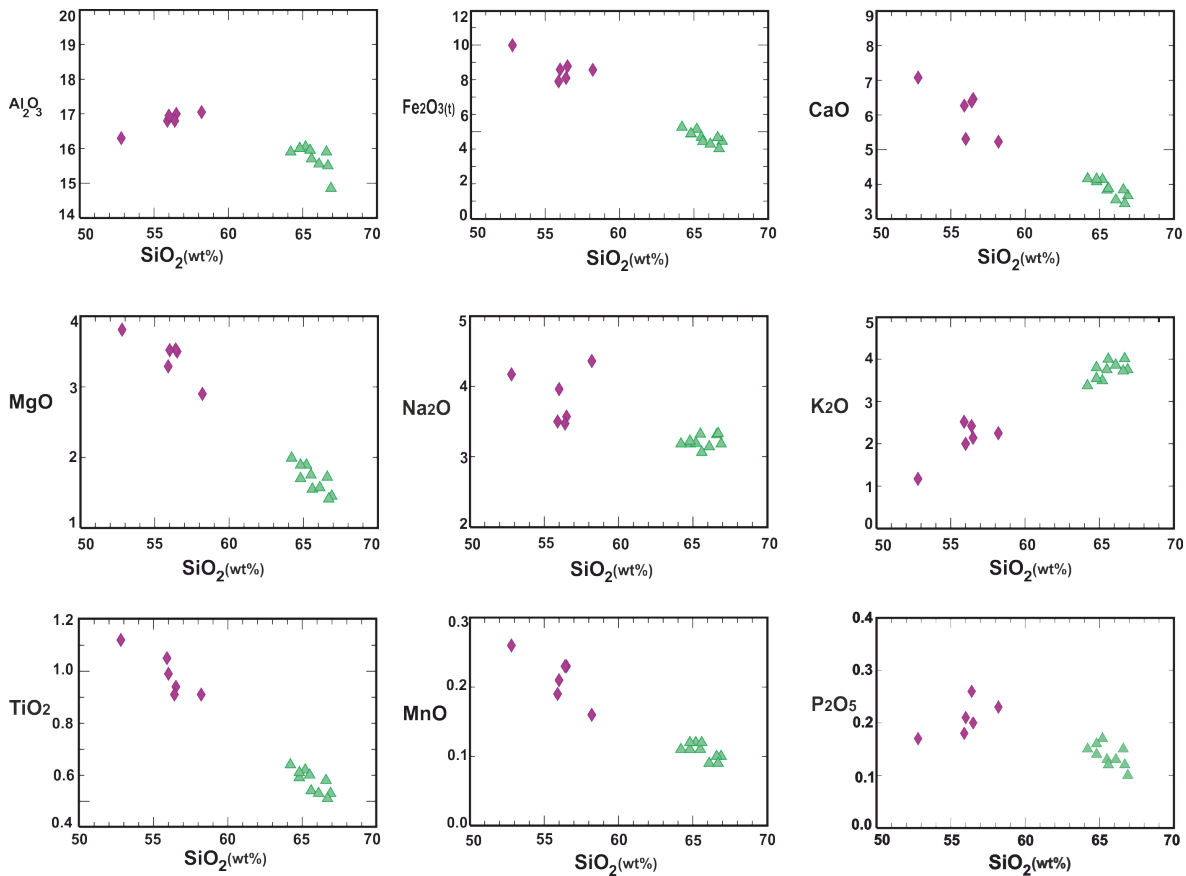
و غنی از پتاسیم هستند (شکل ۴C). انکلاوهای میکروگرانولار با ترکیب مافیک - حدواسط (شکل ۴A) از دیوریت-کوارتز مونزونودیوریت‌ها تشکیل شده‌اند (شکل ۴A). انکلاوها نسبت به گرانودیوریت‌های میزبان محتوای بالاتری از  $Al_2O_3$  (۱۶/۱۷-۳)،  $MgO$  (۲/۳-۹/۸۱)،  $CaO$  (۵/۷-۲)،  $Fe_2O_3$  (۷/۹- ۹/۹۹) و  $TiO_2$  (۰/۱-۹۱/۱۲) و مقادیر پایین‌تری از  $P_2O_5$  (۰/۰-۱۷/۲۶) دارند (شکل ۴C). محتوای  $A/CNK$ ،  $K_2O/Na_2O$  و  $Mg\#$  در انکلاوها به ترتیب (۰/۷۷-۰/۹۲)، (۰/۰-۴/۴۶) و (۰/۰-۲/۷) است.



شکل ۴. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی (A) نمودار  $Na_2O+K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Wilson, 2007) (B) نمودار  $A/NK$  در برابر  $A/CNK$  (Maniar and Piccoli, 1989) (C) نمودار  $K_2O+Na_2O-CaO$  در برابر  $SiO_2$  (Frost et al., 2001) (D) نمودار  $Mg\#$  در برابر  $SiO_2$ ، که بر روی آن قلمرو، مذاب‌های حاصل از پوسته حاوی سنگ‌های کم پتاسیم در غیاب سیال در ۸-۱۶ Kbar و  $1000-950^\circ C$  (Rapp and Watson, 1995)، سنگ‌های پتاسیم متوسط تا بالا با مقادیر سیال متوسط (۱/۷-۲/۳ wt%  $H_2O$ ) در ۷ Kbar و  $825-925^\circ C$  (Sisson et al., 2005)، و سنگ‌های پلیتی در ۷-۱۳ Kbar و  $825-950^\circ C$  (Pattino Douce and Johnston, 1991) به نمایش درآمده است.



تفاوت ژئوشیمیایی بارزی بین انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MMES) و گرانودیوریت‌های میزبان در نمودارهای تغییرات سیلیس دیده می‌شود. گرایش‌های خطی برای اکسیدهای عناصر اصلی انکلاوها و میزبان با یک شکاف پایین‌تر است (شکل ۵).



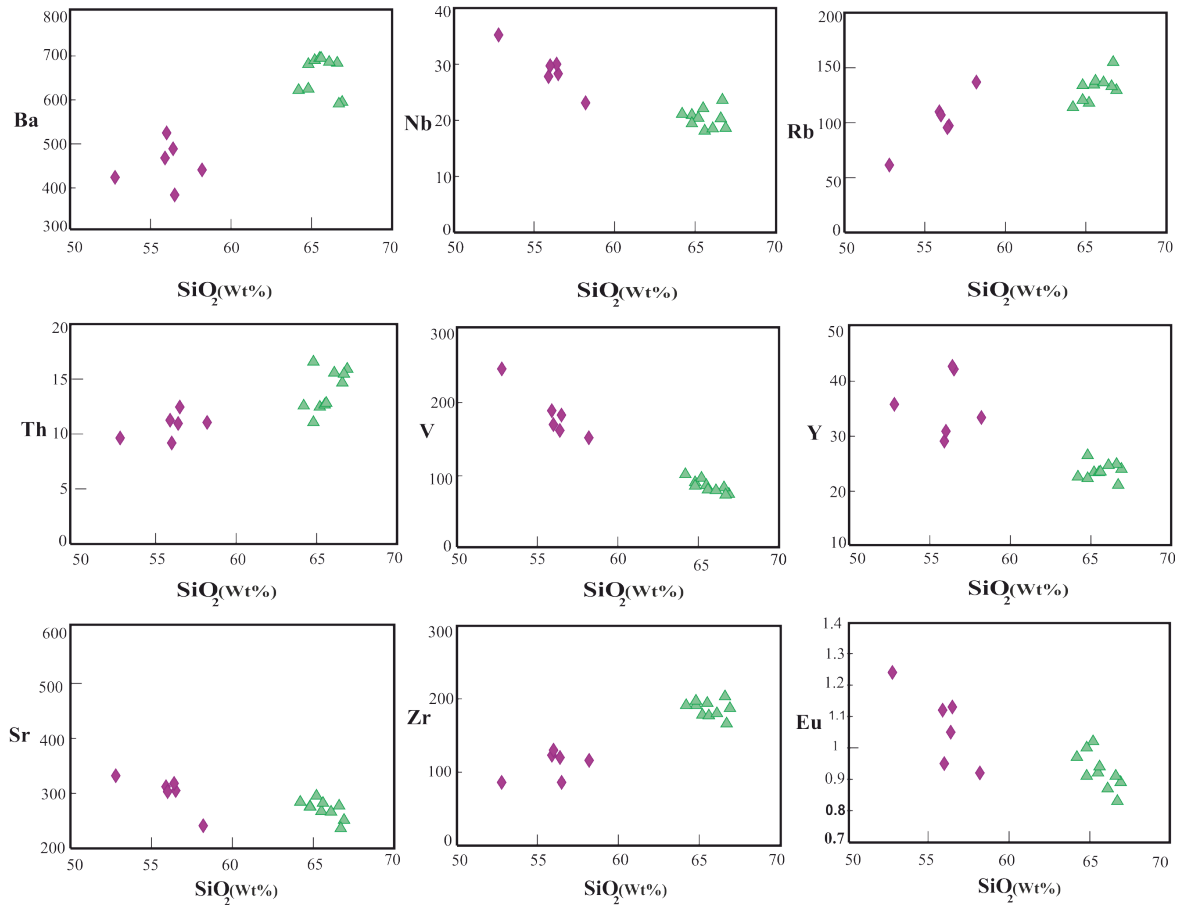
شکل ۵. موقعیت گرانودیوریت‌ها و انکلاوهای ده بالا بر روی نمودارهای تغییرات هارکر عناصر اصلی (بر اساس درصد وزنی)

LREE<sub>s</sub> غنی‌شدگی دارند. الگوی HREE<sub>s</sub> در هر دو زوج انکلاو و میزبان مسطح است. انکلاوها از عناصر نادر خاکی سنگین  $(Gd/Yb)_n = 1/36 - 1/51$  نسبت به گرانودیوریت‌های میزبان  $(Gd/Yb)_n = 1/19 - 1/38$  غنی‌شدگی بیشتری دارند. آنومالی منفی یورپوم در گرانودیوریت‌های میزبان متوسط است  $(Eu/Eu^* = 0/6 - 7/9)$  اما در انکلاوهای مافیک  $(Eu/Eu^* = 0/44 - 0/7)$  کمی بیشتر است. محتوای HREE انکلاوها نسبت به سنگ‌های توده بالاتر است (شکل ۷A). در الگوی عناصر فرعی هنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، گرانودیوریت‌های میزبان و انکلاوها غنی‌شدگی انتخابی از (Rb و Th، K)

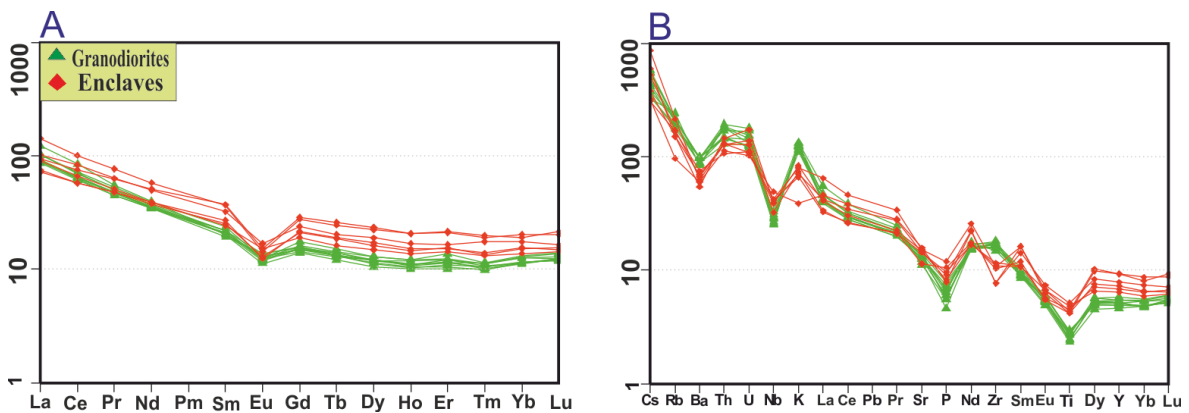
در نمودارهای تغییرات عناصر فرعی، با افزایش SiO<sub>2</sub> نمونه‌ها، محتوای Th، Zr، Rb، Ba افزایش می‌یابد درحالی‌که Sr، V، Nb، Y و Eu کاهش پیدا می‌کند (شکل ۶).

در نمودار عناصر نادر خاکی نرمالایز شده با کندریت (Boynton, 1984)، گرانودیوریت‌های میزبان الگوی متوسط مقعره سمت بالا را نمایش می‌دهند  $(La/Yb)_n = 7/13 - 10/7$  این الگو در انکلاوهای مافیک ضعیف تا متوسط است  $(La/Yb)_n = 4/8 - 7$  و تفریق شدگی ضعیف‌تری نسبت به میزبان نشان می‌دهد. گرانودیوریت‌های میزبان و انکلاوهای مافیک دارای محتوای بالای از REE<sub>(v)</sub> هستند و از

به میزان آنومالی ضعیف‌تر Nb، Ti، P و آنومالی قوی‌تر Ba (Nb و Ta، Ti، P) نشان می‌دهند اما از LREE و LILE<sub>s</sub> تهی شده هستند. گرانودیوریت‌ها آنومالی منفی متوسط Ba و P، Ti، Nb نشان می‌دهند اما انکلاوها نسبت



شکل ۶. نمودارهای هارکر برخی از عناصر فرعی (برحسب ppm) گرانودیوریت‌ها و انکلاوهای ده بالا



شکل ۷. A) الگوی عناصر نادر خاکی هنجار شده به مقادیر کندریت (B) (Boynnton, 1984)، الگوی عناصر فرعی هنجار شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)



سنگ‌ها محتوای پایینی از  $\text{FeO}^{(0)}/\text{MgO}$  (۲/۲-۳/۷۵) و محتوای بالایی از  $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}/\text{FeO}^{(0)}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  دارند. کاهش محتوای  $\text{P}_2\text{O}_5$  در برابر افزایش  $\text{SiO}_2$  به دلیل حلالیت پایین آپاتیت در مذاب‌های متآلومین و اندکی پرآلومین است و از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I محسوب می‌شود (Chappell and White, 1992; Broska et al., 2004). همچنین افزایش محتوای Y و Th با افزایش Rb در گرانودیوریت‌های ده بالا نیز نشان از گرانیت‌های نوع I دارد (Li et al., 2007) (شکل ۸).

گرانودیوریت‌ها در مقایسه با ترکیب مذاب‌های تجربی تولید شده در غیاب سیال، همگی در قلمرو مذاب‌های مشتق از آمفیبولیت‌های بازالتی قرار می‌گیرند (Patiño Douce, 1999). در نمودار  $\text{CaO}+\text{Al}_2\text{O}_3$  در برابر  $\text{CaO}$  و  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{CaO}$  در برابر  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  گرانودیوریت‌های ده بالا با پروتولیت متآذرین مشخص می‌شوند (شکل B و ۹A). این سنگ‌ها نظیر گرانیتوئیدهای کوردیلران نسبت به مذاب‌های مشتق شده از آمفیبولیت‌های بازالتی حتی در درجات پایین ذوب، غنی‌تر از آلکان هستند (Wolf and Wyllie, 1991). در نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ، گرانودیوریت‌های ده بالا با محتوای بالاتری از آلکالی‌ها نسبت به مذاب‌های تجربی مشتق از آمفیبولیت‌های بازالتی مشخص می‌شوند. بر اساس داده‌های تجربی (Roberts and Clemens, 1993) گرانیتوئیدهای نوع I کالک‌آلکان غنی از پتاسیم می‌توانند

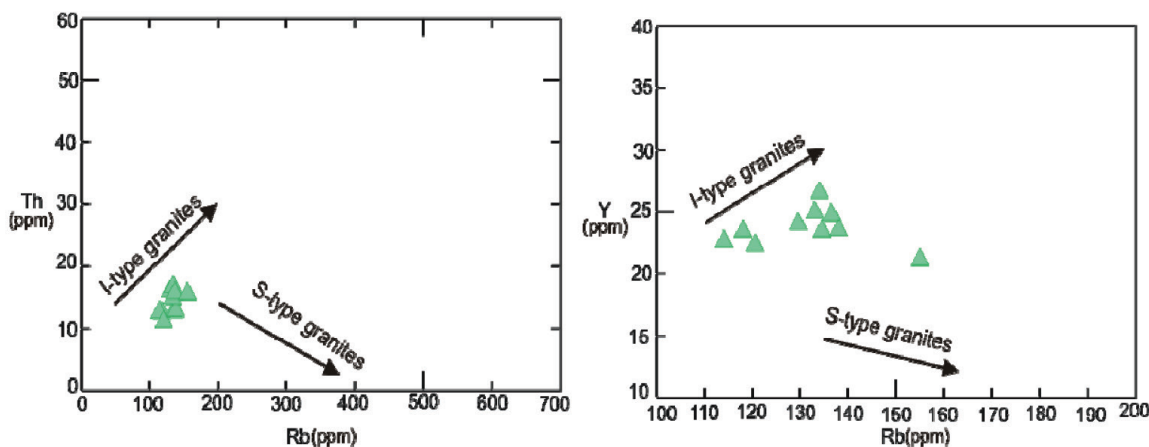
محتوای بالاتر  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$  و  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(0)}$  در انکلاوها در مقایسه با میزبان، ماهیت مافیک‌تر آنها را تأیید می‌کند که معمولاً متناظر با محتوای بالاتر کانی‌های مافیک در مدال انکلاوها نسبت به میزبان است (Kumar and Pieru, 2010). محتوای بالاتر  $\text{TiO}_2$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  در انکلاوها نسبت به میزبان با محتوای بالاتر تیتانیت و آپاتیت در ترکیب مدال انکلاوها مطابقت دارد. آنومالی منفی ضعیف‌تر Nb در انکلاوها نسبت به گرانودیوریت‌های میزبان، درگیری کمتر پوسته در پیدایش آن‌ها را بیان می‌کند (Clemens et al., 2009).

آنومالی‌های منفی Nb و تهی‌شدگی  $\text{HFSE}_s$  نسبت به  $\text{LILE}_s$  از ویژگی‌های مشخصه ماگما‌های مربوط به فرورانش است که غنی‌شدگی  $\text{LILE}_s$ ، توسط فرورانش ورق فرورو را توجیه می‌نماید (Wilson, 1989) الگوی HREE مسطح و محتوای نسبتاً بالای Y نشان می‌دهد که ذوب منبع در فشارهای زیر میدان پایداری گارنت رخ داده است (Rapp and Watson, 1995).

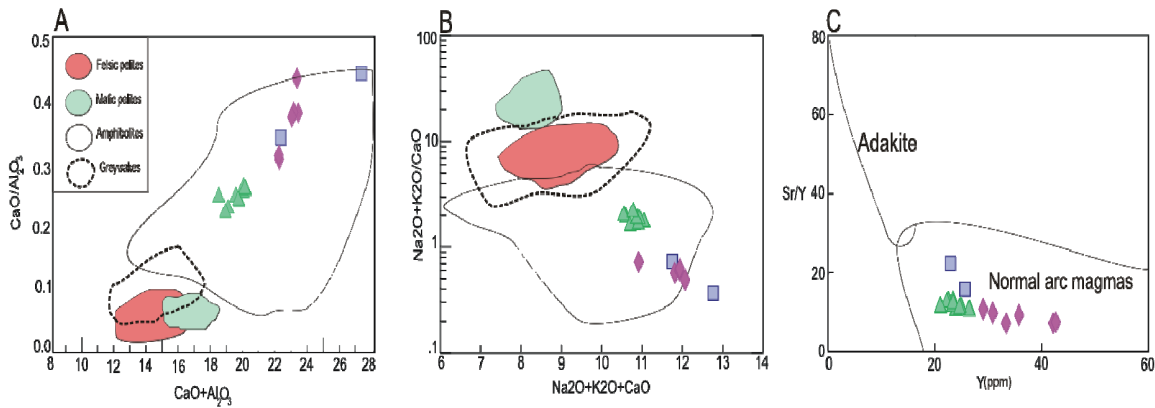
## بحث

### منشأ گرانودیوریت‌های ده بالا

محتوای نسبتاً بالای سیلیس، محتوای پتاسیم بالا، کالک‌آلکالینیتی، محتوای متآلومین و محتوای سدیم نسبتاً بالا ( $\text{Na}_2\text{O}=۳/۱۴-۳/۷۶$ ) نشان می‌دهد که گرانودیوریت‌های ده بالا از نوع گرانیت‌های نوع I (Chappell and White, 1974) هستند. از دیگر مشخصات آن‌ها می‌توان به حضور هورنبلند در غیاب کردیریت و کروندوم اشاره نمود. این



شکل ۸. روند افزایشی در نمودارهای Y (ppm) و Th (ppm) در برابر Rb (ppm) منطبق بر روند گرانیت‌های نوع I است (Li et al., 2007)



شکل ۹. A. نمودار  $CaO/Al_2O_3$  در برابر  $CaO+Al_2O_3$  (B. نمودار  $Na_2O+K_2O/CaO$  در برابر  $Na_2O+K_2O+CaO$ ). این نمودارها اشاره به منشأ متابازالتی برای گرانودیوریت‌ها ده بالا دارند (Patiño Douce, 1999). نمودار دوتایی  $Sr/Y$  در برابر  $Y$  (ppm) (Drummond and Defant, 1990)، منشا آداکیتی گرانودیوریت‌های ده بالا را رد می‌کند

است. این فرآیند محتوای  $Na_2O$  و  $K_2O$  را با افزایش  $SiO_2$ ، کاهش می‌دهد. همچنین منجر به آنومالی‌های چشمگیر  $Eu$  در گرانودیوریت‌های ده بالا می‌شود. فرضیه اول که فرآیند تبلور تفریقی ساده را پیشنهاد می‌کند بر خلاف نتایج و مشاهدات ما است.

مذاب‌هایی که مستقیماً از ذوب بخشی گوشته لیتوسفریک متاسوماتیزه تشکیل شده‌اند، مذاب‌هایی با ترکیب شوشونیتی (Jiang et al., 2006) یا دیوریت و آندزیت منیزیم بالا (آداکیت‌هایی با محتوای سیلیس پایین،  $SiO_2 < 60\%$  wt) هستند (Martin et al., 2005). مذاب‌های مشتق شده از پوسته پایینی یا پوسته اقیانوسی فرورو، خصوصیات ماگماهای آداکیتی را نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها شامل محتوای  $Sr$  بالا ( $> 400$  ppm)،  $Y$  پایین ( $< 18$  ppm)،  $Yb$  پایین ( $< 1/9$  ppm) و الگوهای پرشیب HREE است. این ویژگی‌ها در گرانودیوریت‌های ده بالا مشاهده نمی‌شود (شکل ۹C). بنابراین فرضیه‌های ۲، ۳ و ۴ نیز با داده‌های ژئوشیمیایی تأیید نمی‌شوند.

اختلاط مذاب‌های فلسیک مشتق از پوسته با مذاب‌های مافیک حاصل از گوشته توضیح مناسب‌تری برای منشأ گرانودیوریت‌های ده بالا است. روندهای خطی عناصر اصلی و کمیاب، مدل اختلاط را در این سنگ‌ها حمایت می‌کند. نسبت متوسط  $Nb/Ta$  در ماگماهای حاصل از پوسته ۱۱ تا ۱۲ و در ماگماهای حاصل از گوشته ۵/۱۷ است (Green, 1995).

از ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی حدواسط تا مافیک کالک‌آلکان پوسته تشکیل شده باشند. اما از آن جا که مقدار  $Mg \approx (0/39 - 0/43)$  گرانودیوریت‌های ده بالا بالاتر از مذاب‌های تولید شده در شرایط فشار - دما پوسته است (شکل ۹D)، نمی‌توان آن‌ها را مذاب‌های خالص مشتق از پوسته در نظر گرفت. پنج فرضیه برای منشأ سنگ‌های گرانیتیوئیدی با  $Mg \approx$  بالا وجود دارد:

۱. تبلور تفریقی از ماگماهای مافیک مشتق از گوشته (Bacon and Druitt, 1988)
  ۲. مذاب‌هایی که مستقیماً از ذوب بخشی گوشته لیتوسفریک متاسوماتیزه منشأ گرفته‌اند (Martin et al., 2005; Jiang et al., 2006)
  ۳. واکنش مذاب‌های بخشی مشتق از اسلب فرورو با پریدوتیت، در طی صعود از طریق گوه گوشته (Martin et al., 2005;)
  ۴. واکنش مذاب‌هایی که در اثر صعود گوشته استنوسفریک و فرونشینی پوسته پایینی به داخل آن تولید می‌شوند (Hou et al., 2007)
  ۵. اختلاط مذاب‌های بخشی پوسته خالص با ماگماهای مافیک مشتق از گوشته (Barbarin, 1999; Jiang et al., 2009)
- با افزایش  $SiO_2$  محتوای  $Al_2O_3$  کاهش می‌یابد، اگر تبلور تفریقی رخ دهد نیاز به تفریق پلاژیوکلاز و یا فلدسپاریتاسیم

و تا حدی با آن مختلط شده‌اند (Vernon, 1984; Pe-rugini et al., 2003; Barbarin, 2005; Kocak et al., 2011).

مدل رستیت غیراختلاط (Chappell et al., 1987) به ورود قطعات جامد سنگ منشا به‌عنوان انکلاو به درون ماگما دلالت دارد. حضور فابریک‌های رسوبی بر جامانده یا دگرگونی یکی از ویژگی‌های مدل رستیت است (Chappell et al., 1987; White et al., 1999). درحالی‌که وجود بافت‌های آذرین در انکلاوهای توده نفوذی ده بالا و همچنین محتوای تقریباً یکسان اکثر عناصر کمیاب و نادر خاکی در انکلاوها و گرانودیوریت‌های میزبان با مدل رستیت مغایرت دارد (Wang et al., 2015).

منشا هم‌جنس برای انکلاوهای توده ده‌بالا به دلیل وجود مجموعه کانی‌های مشابه شاید امکان‌پذیر باشد اما کمبود بافت‌های کومولیتی در انکلاوها این منشا را برای انکلاوها زیر سوال می‌برد. شایان ذکر است که همه انکلاوها و میزبان، محتوای نسبتاً مشابهی از REE<sub>(D)</sub> و الگوهای نیمه موازی در REES دارند که با مدل اتولیتی ناسازگار است (Liu et al., 2013). از طرفی وجود حاشیه انجماد سریع و تفاوت سایز دانه‌ها بین انکلاوها و میزبان، منشأ کومولیت یا اتولیت‌های میزبان را رد می‌کند (Kumar et al., 2004).

مطالعات متعدد بیان می‌کند که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، گلبول‌هایی از یک ماگمای مافیک حاصل از گوشته هستند که در ماگمای فلسیک حاصل از پوسته تزریق شده‌اند، به‌سرعت سرد و تا حدی متبلور شده‌اند و در نتیجه ویسکوزتر می‌شوند تا حباب‌های ماگمایی مجزا را تشکیل بدهند (Vernon, 1984; Elburg, 1996; Jiang et al., 2009; Chen et al., 2009; Jiang et al., 2012; Jiang et al., 2013).

مقادیر  $Mg(0/46 - 0/4)$  انکلاوها از مقادیر  $Mg(0/39 - 0/43)$  گرانودیوریت‌های میزبان اندکی بالاتر است که احتمال اختلاط ماگماهای حاصل از گوشته با ماگماهای حاصل از پوسته را تأیید می‌کند (شکل ۴D).

نسبت متوسط Nb/Ta در ماگماهای حاصل از پوسته ۱۱ تا ۱۲ و در ماگماهای حاصل از گوشته ۱۷/۵ است

این نسبت در گرانودیوریت‌ها به‌طور متوسط ۱۷/۶۲ است که سازگار با مذاب‌های پوسته است. نسبت Ba/Rb گرانودیوریت‌های نوع I ده بالا ( $Ba/Rb=3/81 - 5/84$ )،  $\approx 5$ ) به میزان قابل توجه از مقادیر این نسبت در گوشته ( $Ba/Rb=11$ ) پایین‌تر (Hofmann and White, 1983) و به مقادیر پوسته ( $Ba/Rb=6/7$ ) نزدیک‌تر است (Rudnick and Fountain, 1995).

ویژگی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که گرانودیوریت‌های میزبان به سمت ترکیبات پوسته تمایل دارد. با توجه به ترکیب پتاسیک نمونه‌ها، محتوای بالای La ( $>24$  ppm)، غنی‌شدگی سنگ‌ها از LILE<sub>S</sub> و آنومالی منفی HFSE<sub>S</sub>، به نظر می‌رسد ذوب پوسته زیرین عامل مهمی در منشا گرانودیوریت‌ها بوده است. در پی تزریق ماگمای مافیک با ترکیب گوشته‌ای به زیر پوسته و در نتیجه انتقال گرما و مواد سیال، پوسته زیرین ذوب می‌شود. با توجه به نزدیک بودن ترکیب گرانودیوریت‌های ده بالا به ترکیب پوسته، می‌توان نتیجه گرفت که این سنگ‌ها از ذوب بخشی پوسته زیرین همراه با اختلاط/آمیختگی جزئی با ماگمای مافیک گوشته‌ای نشأت گرفته‌اند.

## منشأ انکلاوهای میکروگرانولار مافیک

### اختلاط ماگمایی در مقابل منشا رستیت و اتولیت؟

منشا انکلاوهای میکروگرانولار مافیک از زمان‌های دور یک موضوع قابل بحث بوده است. سه فرضیه اصلی برای منشأ آن‌ها مطرح شده است:

۱. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، قطعاتی از سنگ‌های دگرگونی دیرگداز دوباره متبلور شده یا مذاب باقی‌مانده از منابع گرانیتی هستند (Chappell et al., 1987; Chen et al., 1989; White et al., 1999).

۲. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک قطعاتی هم‌جنس از کانی‌های تجمعی یا بلورهای اولیه هستند که از ماگمای میزبان تشکیل شده‌اند (Clemens and Wall, 1988; Shellnutt et al., 2010).

۳. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، گلبول‌هایی از یک ماگمای مافیک هستند که در یک ماگمای میزبان تزریق

میکروگرانولار مافیک، گلبول‌هایی از ماگمای مافیک هستند که به‌طور اولیه سریع سرد شده و در ماگمای فلسیک میزبان متبلور شده‌اند. حضور بافت‌های عدم تعادل از قبیل بافت‌های پوئی‌کیلیتیک در مگاکریست‌های فلدسپار، حضور پلاژیوکلازهای کوچک در بلورهای بزرگ پلاژیوکلاز، لخته‌های مافیک، پلاژیوکلازها با بافت غربالی، زونینگ ترکیبی و سطوح تحلیلی، بیوتیت‌های خورده شده در هر دو زوج انکلاو - میزبان و سوزن‌های آپاتیت و کوارتزهای اوسلی در انکلاوها، به‌عنوان تغییرات شیمیایی و یا حرارتی مذاب در طی رشد بلور و شاهدهی از وقوع اختلاط ماگمایی محسوب می‌شوند (Baxter and Feely, 2002; Grogan and Reavy, 2002). تعداد زیادی از انکلاوها حاوی مگاکریست‌های فلدسپارپتاسیم و کوارتز هستند که از گرانیتهای میزبان منشا گرفته‌اند و این مسئله پیدایش انکلاوها در اثر فرایند اختلاط / آمیختگی را بیشتر تقویت می‌کند (Griffin et al., 2002). واقعیت این است که ترکیب شیمیایی بیشتر انکلاوها برای تبلور فنوکریست‌های فلدسپارپتاسیم به‌ویژه در مراحل اولیه تبلور انکلاوها مناسب نیست. بنابراین دانه‌های اوئیدی فلدسپارپتاسیم محصول ناپایداری بلورهای از قبل موجود در یک محیط پرحرارت بوده و در شرایط ماگمایی از مذاب‌های اسیدی به داخل انکلاوها وارد شده‌اند (Hibbard, 1991). حضور تک بلورهای فلدسپارپتاسیم در مرز انکلاو و میزبان که نیمی از آن در داخل انکلاو و نیمی دیگرش در داخل سنگ میزبان قرار گرفته، مذاب بودن دو محیط را در زمان تبلور کانی‌ها تایید می‌کند. حضور بعضی بلورها که یا در انکلاوها گنجانده شده‌اند و یا در امتداد مرز انکلاو و میزبان مرتب شده‌اند، نشانه‌ای از طرز رشد منشوری یا تیغه‌ای آنها در طی حادثه آمیختگی ماگمایی است (Perugini et al., 2003). بلورهای فلدسپار پتاسیم با فرم منشوری راحت‌تر وارد انکلاوها شده اما بلورهای تیغه‌ای بیوتیت به‌موازات کناره‌های انکلاو مرتب می‌شوند. حضور پیروکسن‌ها به‌صورت دانه‌های تحلیل رفته یا مستقل در انکلاوها اشاره به ماهیت خشک و مافیک منع ماگمای انکلاو دارد، قبل از آن‌که با مذاب‌های فلسیک میزبان واکنش دهد. آمیختگی ماگمای آبدار و

این نسبت در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک به‌طور متوسط ۱۵/۴۴ است و به مقادیر گوشته تمایل دارد. نسبت‌های La/Nb و Ba/Nb در مذاب‌های پوسته به ترتیب ۲/۲ و ۵۴ و در مذاب‌های حاصل از گوشته ۰/۷۶-۱/۰۳ و ۱۷/۴-۷/۶ است (Morata et al., 2005). این نسبت‌ها در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک به ترتیب ۰/۷-۱/۴ و ۱۲-۱۹ است و به ترکیب گوشته تمایل دارد. محتوای نسبتاً پتاسیک انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، اشاره به یک منبع پتاسیم‌دار نظیر آمفیبول پتاسیک می‌کند (Liu et al., 2013). محتوای پایین Sr (< ۲۴۰ ppm) و HREE ( $\approx 2/63$  ppm) و میزان بالای (La/Yb)<sub>n</sub> = (۱۵-۳) سازگار با منبع گوشته در میدان پایداری اسپینل است (Wang et al., 2013) اما محتوای Sr در انکلاوهای ده بالا به‌طور متوسط ۳۰۱ است و از طرفی ذوب بخشی در میدان پایداری گارنت تولید مذاب‌هایی با نسبت‌های بالای Dy/Yb > ۲/۵ می‌نماید. درحالی‌که مذاب‌های حاصل از گوشته در میدان پایداری اسپینل عموماً نسبت‌های پایینی از Dy/Yb < ۱/۵ دارند (Liu et al., 2013). این نسبت در انکلاوهای ده بالا در حدود دو است و به نظر می‌رسد ماگمای تشکیل‌دهنده انکلاو در اثر ذوب بخشی گوشته در زون انتقالی اسپینل - گارنت به وجود آمده باشد.

### شواهد اختلاط/ آمیختگی

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در توده نفوذی ده بالا عموماً گردشده و بیضوی هستند و انکلاوهای با اشکال پچییده از قبیل پوسته‌های لایه لایه شده، اشکال شلیرن و شدیداً کشیده شده در بین آن‌ها دیده نمی‌شوند (Barbarin, 2005; Farner et al., 2014). این مسئله پیشنهاد می‌کند که اثرات آمیختگی ماگمایی (اختلاط مکانیکی) بر روی انکلاوها و گرانودیوریت‌های میزبان نسبتاً ضعیف بوده است. بعضی از انکلاوها حاوی انتهای نوک تیز هستند که عموماً به‌عنوان شواهدی از جداسدن انکلاوها از ماگمای مافیک و حرکت آنها به سمت ماگمای فلسیک میزبان تفسیر می‌شوند (Perugini et al., 2003). مشاهدات پتروگرافی نشان می‌دهند که انکلاوهای

در انکلاوها و گرانودیوریت‌ها، تقریباً یکسان است. تشابه در ترکیب عناصر کمیاب بین انکلاوها و میزبان، ناشی از انتشار و تعادل مجدد نسبی، به‌عنوان یک نتیجه طبیعی از مدل اختلاط / آمیختگی است (Xiong et al., 2011; Zhao et al., 2012). درجه تعادل ژئوشیمیایی معمولاً تابع زمان است. به‌طوری‌که زمان ناکافی برای اختلاط منجر به اختلاف در همگن شدن ژئوشیمیایی می‌شود (Leshner, 1990). دو فرآیند برای تبادلات شیمیایی معرفی می‌شود: ۱- مهاجرت مواد فرار و سیال از طرف جز فلسیک به جز مافیک (Wiebe, 1973; Vernon, 1983) که در این صورت مهاجرت سیال از سنگ‌های میزبان می‌تواند ویسکوزیته جز مافیک را کاهش و در نتیجه نرخ انتشار را افزایش دهد (Watson, 1981). ۲- انتشار عناصر به دلیل تفاوت ترکیب دو محیط (Vogel et al., 1984; Kouchi and Sunagawa, 1985). مطالعات تجربی امکان انتشار Si و آلکالی‌ها از جز فلسیک به مافیک را تأیید می‌کند، اما برای انتشار عناصر Fe و Ca، Mg در جهت مخالف، شواهد کمتری مطرح شده است (Johnston and Wyllie, 1988). این مهاجرت در فاصله‌های خیلی کوتاه در محل تماس با قطعه‌های مافیک رخ می‌دهد، افزایش سطح تماس بین دو جزو، از طریق قطعه شدن جز مافیک در جز فلسیک باعث افزایش تبادلات شیمیایی می‌شود (Gamble, 1979; Vogel et al., 1984). انکلاوها از  $Al_2O_3$ ،  $TiO_2$ ،  $MgO$  و  $Fe_2O_3^{(4)}$  و نسبت به میزبان غنی‌ترند که این موضوع نشان می‌دهد که تبادل عناصر اصلی بین ماگماهای مافیک و اسیدی کامل نبوده است. تبادل ناقص بین انکلا و میزبان ناشی از سرد شدن سریع‌تر یکی از ماگماهای مخلوط شده بوده است. محتوای پایین‌تر  $K_2O$  انکلاوها نسبت به میزبان، بیانگر انتشار پایین‌تر  $K_2O$  از ماگمای فلسیک به ماگمای مافیک است (Kumar and Pieru, 2010). محتوای بالاتر REE در انکلاوها شاید به دلیل مهاجرت این عناصر از میزبان فلسیک و تبلور کانی‌های فرعی زیرکن و اسفن باشد (Sawka, 1988).

مدل اختلاط / آمیختگی ماگما توسط نمودارهای متمایزکننده ژئوشیمیایی نیز مورد توجه قرار گرفته است.

نسبتاً سردتر فلسیک با مذاب‌های مافیک خشک و گرم، تولید مقادیر متنوعی فاز بخار می‌کند که باعث تولید فازهای فرومنیزین آبدار (آمفیبول و بیوتیت) در نتیجه از بین رفتن فاز پیروکسن در انکلاوها می‌شود (Kumar, 2010). تبدیل شدن بلورهای پیروکسن به آمفیبول در انکلاوها پیشنهاد می‌کند که مهاجرت سیال‌ها از ماگمای فلسیک میزبان به ماگمای مافیک در طی اختلاط ماگمایی موثر بوده است (Blundy and Sparks, 1992; Chen et al., 2009). حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در انکلاوها دلالت بر این دارد که تنها یک تفاوت ویسکوزیته کوچک بین دو ماگما وجود داشته که امکان انتقال مکانیکی بلورها فراهم بوده است (Chen et al., 2009).

حضور کوارتزهای اوسلی در داخل انکلاوها نتیجه‌ی انتقال مکانیکی زینوکریست‌های کوارتز از مذاب اسیدی به مذاب مافیک داغ‌تر محسوب است (Bussy and Ayrton, 1990). به علت ناپایداری کوارتز در ماگمای مافیک، لبه‌های زینوکریست حل می‌شود و گرمای لازم برای انجام این عمل از گرمای نهان تبلور مواد مذاب موجود در مجاورت بلافاصل زینوکریست‌ها تامین می‌شود. سرد شدن سریع سطح دانه کوارتز به‌عنوان بستری مناسب برای هسته‌بندی کانی‌های مافیک از قبیل بیوتیت، هورنبلند و پیروکسن عمل می‌کند (Vernon, 1990).

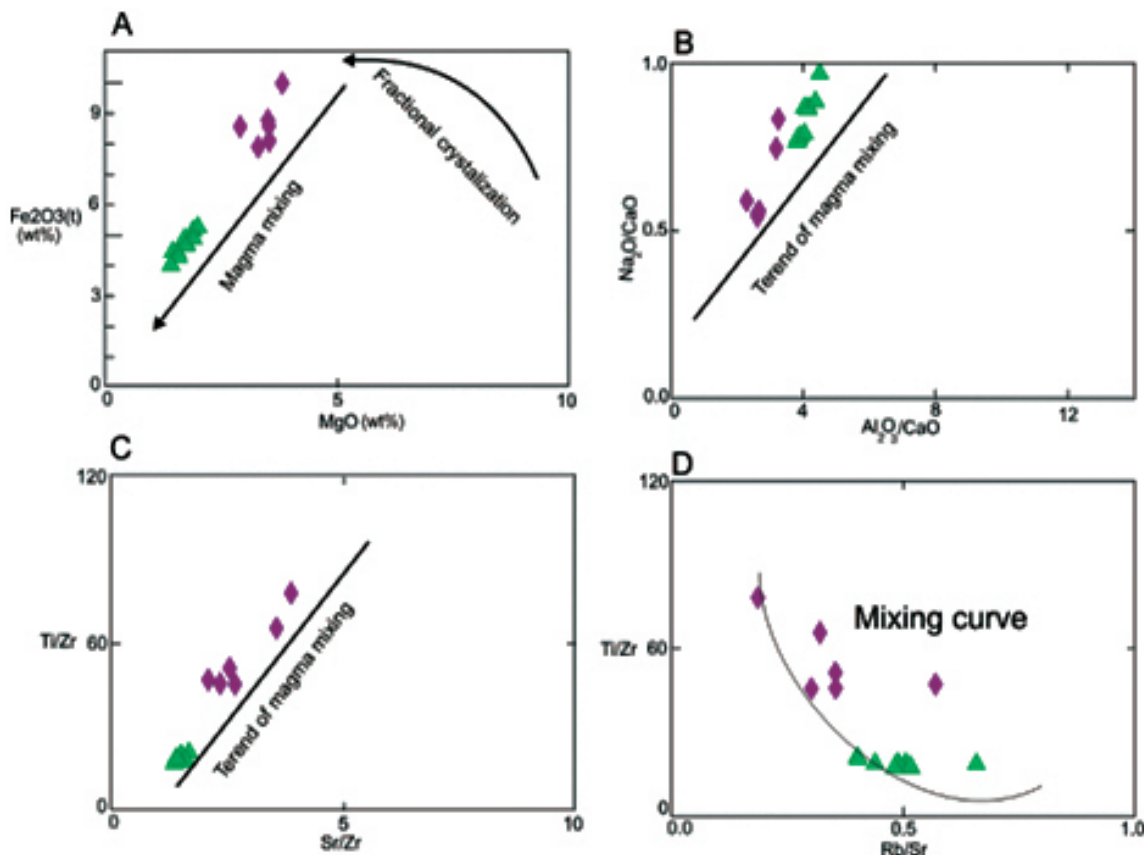
بافت دانه‌ریز انکلاوهای مافیک در کنار شواهدی از قبیل وجود آپاتیت‌های سوزنی، حاشیه انجماد سریع و زونینگ در پلاژیوکلازها، به احتمال زیاد نتیجه‌ی سرد شدن سریع آن‌ها است (Barbarin, 1990) که خود نتیجه‌ی تضاد حرارتی بین ماگماهای مافیک گوشته و ماگمای فلسیک گرانیتوئیدی در زمان آمیختگی آن‌ها است. حضور سوزن‌های آپاتیت در انکلاوها نتیجه‌ای از آمیختگی حجم‌های کوچک مذاب مافیک داغ با یک ماگمای فلسیک سردتر است (Wyllie et al., 1962; Hibbard, 1991) و نشانه اشباع شدن ماگما از  $P_2O_5$  می‌باشد (Chen et al., 1989).

گرانودیوریت‌ها و انکلاوهای ده‌بالا دارای محتوای متفاوت در بعضی عناصر اصلی و محتوای تقریباً یکسان در ترکیبات عناصر فرعی هستند. الگوهای بهنجار شده با گوشته اولیه



در نمودار Ti/Zr در برابر Rb/Sr (Karsli et al., 2007)، نشان می‌دهد که فرایند اختلاط ماگمایی در تکوین این توده موثر بوده است (شکل ۱۰).

روند خطی نمونه‌ها در نمودارهای  $Fe_2O_3$  در برابر MgO (Zhou, 1994)،  $Na_2O/CaO$  در برابر  $Al_2O_3/CaO$  (Langmuir et al., 1978) و نمودار Ti/Zr در برابر Rb/Sr (Karsli et al., 2007) و همچنین روند منحنی آن‌ها



شکل ۱۰. نمودارهای تغییرات  $Fe_2O_3$  در برابر MgO (Zhou, 1994) (A)، نمودار  $Na_2O/CaO$  در برابر  $Al_2O_3/CaO$  (Langmuir et al., 1978) (B)، نمودار  $Ti/Zr$  در برابر  $Sr/Zr$  و  $Rb/Sr$  (Karsli et al., 2007) (C و D) بیانگر اختلاط ماگمایی در سرشت توده مورد نظر است

## نتیجه‌گیری

شده با حرکت به سمت بالا و استقرار در زیر پوسته زیرین موجب انتقال حرارت به زیر پوسته و تولید مذاب فلسیک از ذوب بخشی پوسته می‌شود. همجواری ماگمای مافیک با ماگمای پوسته‌ای در این مرحله می‌تواند باعث اختلاط این دو ماگما شود (Hildreth, 1982; Grove and Sando, 1982; Moorbath, 1988). با توجه به نزدیک بودن ترکیب گرانودیوریت‌های ده بالا به ترکیب پوسته، می‌توان نتیجه گرفت که این سنگ‌ها از ذوب بخشی پوسته زیرین همراه با اختلاط جزئی/آمیختگی با ماگمای مافیک گوشته‌ای نشأت گرفته‌اند. بنابراین ماگمای داغ‌تر سازنده انکلاوهای

گرانودیوریت‌های ده بالا میزبان انکلاوهای میکروگرانولار متعدد هستند. این مجموعه در ترکیب کالک‌آلکانل و متآلومین هستند. آنومالی منفی Nb و Ti نشانگر مشارکت سنگ‌های پوسته قاره‌ای در فرآیندهای ماگمایی بوده و شاخص مناطق حاشیه فعال قاره‌ای می‌باشد (Wilson, 1989). با توجه به شکل‌گیری سنگ‌های منطقه در زون فرورانش به نظر می‌رسد در پی فرو رفتن لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای، سیالات حاصل از ورق فرورونده باعث ذوب بخشی گوشته در زون انتقالی اسپینل - گارنت شده باشد. ماگماهای مافیک تولید

Oregon. Contributions to Mineralogy and Petrology, 98, 224-256.

- Barbarin, B., 1990. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. Journal of Geophysical Research, 95, 17747-17756.

- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos, 46, 605-626.

- Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. Lithos, 80, 155-177.

- Barbarin, B. and Didier, J., 1991. Review of the main hypothesis proposed for the genesis and evolution of mafic microgranular enclaves. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), Enclaves and Granite Petrology: Developments in Petrology, 13, Elsevier, Amsterdam, 367-373.

- Baxter, S. and Feely, M., 2002. Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. Mineralogy and Petrology, 76 (1-2), 63-74.

- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18, 210-265.

- Blundy, J.D. and Sparks, R.S.J., 1992. Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy. Journal of Petrology, 33, 1039-1104.

- Bonin B., 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. Lithos, 97, 1-29.

- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, In: Rare Earth element geochemistry (Ed. Henderson, P.),

میکروگرانولار مافیک با ترکیب متمایل به گوشته به صورت گلبول‌های مجزای مافیک در ماگمای گرانودیوریتی سردتر پراکنده شده‌اند و به عبارتی به‌عنوان گلبول‌های مافیکی که قبل از جامد شدن مذاب گرانودیوریتی به درون آن‌ها تزریق شده‌اند تفسیر می‌شوند (Kumar et al., 2005).

## قدردانی

از زحمات مهندس مصطفایی برای انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی این پژوهش در آزمایشگاه ALS-Chemex کشور ایرلند صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.

## منابع

- آقائباتی، س. ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۲۰.

- اقلیمی، ب.، ۱۳۷۸. تهیه نقشه زمین‌شناسی دانسفهان (خیارچ) ورق ۱/۱۰۰۰۰۰. شماره ۵۹۶۱، سازمان زمین‌شناسی ایران، تهران.

- صفرزاده، ا.، ۱۳۸۶. پتروگرافی و پترولوژی توده نفوذی حاجی‌آباد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۳۲.

- طباطبائی‌شعبانی، ا. ا.، ۱۳۶۹. پتروگرافی و پترولوژی توده‌های نفوذی جنوب بویین‌زهره. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی، ۱۷۵.

- نوگل سادات، ا. ا. و هوشمندزاده، ا.، ۱۳۶۳. تهیه نقش زمین‌شناسی ساوه ورق ۱/۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی ایران، تهران.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magazine, 148, 692-725.

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics, 229, 211-238.

- Bacon, C.R. and Druitt, T.H., 1988. Compositional evolution of the zoned calc-alkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake,

- Elsevier, Amsterdam, 63-114.
- Broska, L., Williams, C.T., Uher, P., Konesny, P. and Leichmann, J., 2004. The geochemistry of phosphorus in different granite suites of the western Carpathians, Slovakia: the role of apatite and p-bearing feldspar. *Chemical Geology*, 205, 1-15.
  - Bussy, F. and Ayrton, S., 1990. Quartz textures in dioritic rocks of hybrid origin. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 70, 223-235.
  - Caillat, C., Dehlavi, P. and Martel Jatin, B., 1978. *Geologie de la region de Saveh (Iran), contribution a letude du volcanisme et plutonisme tertiaire de la zone del Iran central*. Phd thesis, De specialist, University of Grenoble, France.
  - Castro, A., 2013. The off-crust origin of granite batholiths. *Geoscience Frontiers*, 5, 63-75.
  - Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
  - Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I-type and S-type granites in the Lachlan fold belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth sciences*, 83, 1-26.
  - Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2011. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 489-500.
  - Chappell, B.W., White, A.J.R. and Wyborn, D., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology*, 28, 1111-1138.
  - Chen, Y.D., Price, R.C. and White, A.J.R., 1989. Inclusions in S-Type granites from Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 30, 1181-1218.
  - Chen, B., Chen, Z.C. and Jahn, B.M., 2009. Origin of mafic enclaves from the Taihang Mesozoic orogen, north China craton. *Lithos*, 110, 343-358.
  - Clarke, B.D., 1992. *Granitoid Rocks*. Chapman and Hall Publisher, London, 283.
  - Clemens, J.D., Darbyshire, D.P.F. and Flinders, J., 2009. Sources of post-orogenic calcalkaline magmas: The Arrochar and Garabal Hill-GlenFyne complexes, Scotland. *Lithos*, 112, 524-542.
  - Clemens, J.D. and Stevens G., 2012. What controls chemical variation in granitic magmas? *Lithos*, 134(135), 317-329.
  - Clemens, J.D. and Wall, V.J., 1988. Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic Rocks. *Lithos*, 21, 53-66.
  - Collins, W.J., 1996. Lachlan Fold Belt granitoids: products of three-component mixing. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 87, 171-181.
  - 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 Geophysics Research*, 95, 21503-21521.
  - Elburg, M.A., 1996. U-Pb ages and morphologies of zircon in microgranitoid enclaves and peraluminous host granites: evidence for magmamingling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 177-189.
  - Farner, M.J., Lee, C.T.A. and Putirka, K.D., 2014. Mafic-felsic magma mixing limited by reactive processes: A case study of biotite-rich rinds on mafic enclaves. *Earth and Planetary Science Letter*, 393, 49-50.
  - Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 20-33.
  - Frost, T.P. and Mahood, G.A., 1987. Field, chemical, and physical constraints on mafic-

- ic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*, 99, 272-291.
- Garcia Arias, M., Corretgé, L.G., Carlos Fernandez, C. and Castro, A., 2015. Water-present melting in the middle crust: The case of the Ollo de Sapo gneiss in the Iberian Massif (Spain). *Chemical Geology*, 419, 176-191.
  - Gamble, J.A., 1979. Some relationships between coexisting granitic and basaltic magmas and the genesis of hybrid rocks in the Tertiary Central Complex of Slieve Gullion, Northeast Ireland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5, 297-316.
  - Green, T.H., 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust mantle system. *Chemical Geology*, 120, 347-359.
  - Griffin, W.L., Pearson, N.J., Belousova, E., Jackson, S.E., van Acherbergh, E., O'Reilly, S.Y. and Shee, S.R., 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64 (1), 133-147.
  - Griffin, W.L., Wang, X., Jackson, S.E., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., Xu, X.S. and Zhou, X.M., 2002. Zircon chemistry and magma-mixing, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 61, 237-269.
  - Grogan, S.E. and Reavy, R.J., 2002. Disequilibrium textures in the Leinster Granite Complex, SE Ireland: evidence for acid-acid magma mixing. *Mineralogical Magazine*, 66 (6), 929-939.
  - Grove, D.C. and Sando, T.W., 1982. Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake Volcano by fractionation, assimilation and mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 160-182.
  - Hibbard, M.J., 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*, Elsevier, Amsterdam, 431-444.
  - Hildreth, W. and Moorbath, S., 1988. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489.
  - Hofmann, A.W. and White, M., 1983. Ba, Rb and Cs in the earth's mantle. *Naturforsch*, 38, 258-266.
  - Hou, M.L., Jiang, Y.H., Jiang, S.Y., Ling, H.F. and Zhao, K.D., 2007. Contrasting origins of late Mesozoic adakitic granitoids from the northwestern Jiaodong Peninsula, east China: implications for crustal thickening to delamination. *Geological Magazine*, 144, 619-631.
  - Jiang, Y.H., Jiang, S.Y., Ling, H.F. and Dai, B.Z., 2006. Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzogranite-porphyry, east Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 617-633.
  - Jiang, Y.H., Jiang, S.Y., Dai, B.Z., Liao, S.Y., Zhao, K.D. and Ling, H.F., 2009. Middle to Late Jurassic felsic and mafic magmatism in southern Hunan Province, Southeast China: implications for a continental arc to rifting. *Lithos*, 107, 185-204.
  - Jiang, Y.H., Jin, G.D., Liao, S.Y., Zhou, Q. and Zhao, P., 2012. Petrogenesis and tectonic implications of ultrapotassic microgranitoid enclaves in Late Triassic arc granitoids, Qinling orogen, central China. *International Geology Review*, 54, 208-226.
  - Jiang, Y.H., Jia, R.Y., Liu, Z., Liao, S.Y., Zhao, P. and Zhou, Q., 2013. Origin of

- Middle Triassic high-K calc-alkaline granitoids and their potassic microgranular enclaves from the western Kunlun orogen, northwest China: a record of the closure of Paleo-Tethys. *Lithos*, 156(159), 13-30.
- Johnston, A.D. and Wyllie P.J., 1988. Interaction of granitic and basic magmas: experimental observations on contamination processes at 10 Kbar with H<sub>2</sub>O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 352-362.
  - Karsli, O., Chen, B., Aydin, F. and Şen, C., 2007. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting. *Lithos*, 98, 7-96.
  - Kemp, A.I., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M. and Whitehouse, M.J., 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. *Science*, 315, 980-983.
  - Kocak, K., Zedef, V. and Kansun, G., 2011. Magma mixing/mingling in the Eocene Horoz (Nigde) granitoids, Central southern Turkey: evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineralogy and Petrology*, 103(1-4), 149-176.
  - Kouchi, A. and Sunagawa, I., 1985. A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 17-23.
  - Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.
  - Kumar, S., 2010. Mafic to hybrid microgranular enclaves in the Ladakh batholith, northwestern Himalaya: implications on calc-alkaline magma chamber processes. *Journal of Geological Society of India*, 6, 5-25.
  - Kumar, S. and Pieru, T., 2010. Petrography and major element geochemistry of microgranular enclaves and Neoproterozoic granitoids of South Khasi, Meghalaya: evidence of magma mixing and alkali diffusion. *Journal of Geological Society of India*, 76, 345-360.
  - Kumar, S., Pieru, T., Rino, V. and Lyngdoh, B.C., 2005. Microgranular enclaves in Neoproterozoic granitoids of South Khasi Hills, Meghalaya plateau, Northeast India: Field evidence of interacting coeval mafic and felsic magmas. *Journal of Geological Society of India*, 65, 629-633.
  - Kumar, S., Rino, V. and Pal, A.B., 2004. Field evidence of magma mixing from microgranular enclaves hosted in Palaeoproterozoic Malanjhand granitoids, central India. *Gondwana Research*, 7, 539-548.
  - Langmuir, C.H., Vocke, R.D., Hanson, G.N. and Hart, S.R., 1978. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 37, 380-392.
  - Leshner C.E., 1990. Decoupling of Chemical and Isotopic Exchange during Magma Mixing. *Nature* 344, 235-237.
  - Li, X. H., Li, Z.X., Li, W.X., Liu, Y., Yuan, C., Wei, G.J. and Qi, C.S., 2007. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I and A-type granites from central Guangdong, SE China: a major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab?. *Lithos*, 96, 186-204.
  - Liu, Z., Jiang, Y.H., Jia, R.Y., Zhao, P. and Zhou, Q., 2013. Origin of Middle Cambrian and Late Silurian potassic granitoids from the western Kunlun orogen, northwest China: a magmatic response to the Proto-Tethys evolution. *Mineralogy and Petrology*, 108, 91-110.
  - Liu, L., Qiu, J. and Li, Z., 2013. Origin of



- mafic microgranular enclaves (MMEs) and their host quartz monzonites from the Muchen pluton in Zhejiang Province, Southeast China: Implications for magma mixing and crust-mantle interaction. *Lithos*, 160 (161), 145-163.
- Loiselle, M.C. and Wones, D.R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites, In: Annual Meetings of the Geological Society of America and Associated Societies, San Diego, California, 468.
  - Maniar, P.D. and Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geology Society of American Bulletin*, 101, 635-643.
  - Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F. and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1-24.
  - Morata, D., Oliva, C., Cruz, R.D.I. and Suarez, M., 2005. The Bandurrias gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 18, 147-162.
  - Patiño Douce, A. E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernández, C. and Vigneresse, J.L., (Eds.), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society of London, Special Publications, 168, 55-75.
  - Patiño Douce, A.E. and Johnston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 202-218.
  - Perugini, D., Poli, G., Christofides, G. and Eleftheriadis, G., 2003. Magma mixing in the Sithonia plutonic complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineralogy and Petrology*, 78, 173-200.
  - Rapp, R.P. and Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36, 891-931.
  - Roberts, M.P. and Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type Granitoids. *Geology*, 21, 825-828.
  - Rudnick, R.L. and Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33, 267-309.
  - Sawka, W.N., 1988. REE and trace element variations in accessory minerals and hornblende from the strongly zoned McMurry Meadows pluton, California. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79, 157-168.
  - Shellnutt, J.G., Jahn, B.M. and Dostal, J., 2010. Elemental and Sr/Nd isotope geochemistry of microgranular enclaves from peralkaline A-type granitic plutons of the Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos*, 119 (1-2), 34-46.
  - Silva, M.M.V.G., Neiva, A.M.R. and Whitehouse, M.J., 2000. Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, Central Portugal. *Lithos*, 50, 153-170.
  - Sisson, T.W., Ratajeski, K., Hankins, W.B. and Glazner, A.F., 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148, 635-661.
  - Sun, S.S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42, 313-345.
  - Ventura, G., Del Gaudio, P. and Iezzi,

- G., 2006. Enclaves provide new insights on the dynamics of magma mingling: a case study from Salina Island (Southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 243 (1-2), 128-140.
- Vernon, R.H., 1983. Restites, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales (London)*, 116, 77-103.
  - Vernon, R.H., 1984. Microgranitoid enclaves in granites: globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309 (5967), 438-439.
  - Vernon, R.H., 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural Evidence. *Journal of Geophysical Research*, 95, 17849-17859.
  - Vogel, T.A., Younker, L.W., Wilband, J.T. and Kampueller, E., 1984. Magma mixing: the Marsco suite, Isle of Skye, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 87, 231-241.
  - Wang, H.Z., Chen, P.R., Sun, L.Q., Ling, H.F., Zhao, Y.D. and Lan, H. F., 2015. Magma mixing and crust-mantle interaction in Southeast China during the Early Cretaceous: Evidence from the Furongshan granite porphyry and mafic microgranular enclaves. *Journal of Asian Earth Sciences*, 111, 72-78.
  - Wang, D., Zheng, J.P., Ma, Q., Griffin, W.L., Zhao, H. and Wong, J., 2013. Early Paleozoic crustal anatexis in the intraplate Wuyi-Yunkai orogen, South China. *Lithos*, 175-176, 124-145.
  - Watson, E.B., 1981. Diffusion in magmas at depth in the earth: the effects of pressure and dissolved  $\text{He}_2\text{O}$ . *Earth Planetary Science Letter*, 52, 291-301.
  - White, A.J.R., Chappell, B.W. and Wyborn, D., 1999. Application of the restite model to the Deddick Granodiorite and its enclaves - a reinterpretation of the observations and data of Maas, R., Nicholls, I.A. and Legg, C., 1997. *Journal of Petrology*, 40, 413-421.
  - Wiebe, R.A., 1973. Relation between co-existing basaltic and granitic magmas in a composite dike. *American Journal of Science*, 273, 130-151.
  - Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*, Chapman and Hall, London, 466.
  - Wilson, M., 2007. *Igneous Petrogenesis, A Global Tectonic Approach*, Springer, 1-480.
  - Wolf, M. B. and Wyllie, P.J., 1991. Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar: Textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas. *Mineralogy and Petrology*, 44, 151-179.
  - Wyllie, P.J., Cox, K.G. and Biggar, G.M., 1962. The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *Journal of Petrology*, 3, 238-243.
  - Xiong, F.H., Ma, C.Q., Zhang, J.Y. and Liu, B., 2011. The origin of mafic microgranular enclaves and their host granodiorites from East Kunlun, Northern Qinghai-Tibet Plateau: implications for magma mixing during subduction of Paleo-Tethyan Lithosphere. *Mineralogy and Petrology*, 104, 211-224.
  - Zhao, K.D., Jiang, S.Y., Yang, S.Y., Dai, B. Z. and Lu, J.J., 2012. Mineral chemistry, trace elements and Sr/Nd/Hf isotope geochemistry and petrogenesis of Cailing and Furong granites and mafic enclaves from the Qitianling batholith in the Shi-Hang zone, South China. *Gondwana Research*, 22, 310-324.
  - Zhou, X.R., 1994. Hybridization in the genesis of granitoids. *Earth Science Frontiers*, 1 (1-2), 87-97. (in Chinese with English abstract).

# بررسی ژئوشیمی و کانی‌شناسی سنگ‌های آداکایتی روستای منور، شمال تبریز (شمال غرب ایران)

مهديه فاضلی حق<sup>۱</sup>، نصیر عامل<sup>(۲)</sup> و احمد جهانگیری<sup>۳</sup>

۱. کارشناسی ارشد پترولوژی دانشگاه تبریز

۲. استادیار گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۳. استاد گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۲/۱۵

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۳/۱۱

## چکیده

منطقه مورد مطالعه در ۳۵ کیلومتری شمال غرب تبریز واقع شده است. بر اساس شواهد چینه‌ای سنگ‌های آتشفشانی منطقه منور، سنی از میو- پلیوسن تا پلیو- کواترنری داشته و از نظر زمین‌شناسی ساختاری بخشی از زون البرز باختری - آذربایجان به شمار می‌روند. سنگ‌های آتشفشانی بیشتر از نوع داسیت، ریوداسیت، آندزیت، آندزیت بازالت و تراکی آندزیت می‌باشند. در نمودارهای عنکبوتی، این سنگ‌ها غنی‌شدگی از عناصر LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE، تهی‌شدگی و آنومالی منفی Ti، Nb و Ta (TNT) و نسبت‌های بالای Ba/Ta و Ba/Nb را نمایان می‌سازند که نشانگر شکل‌گیری آنها در قوس‌های قاره‌ای و قوس‌های بعد از تصادم هستند. مقادیر بالای SiO<sub>2</sub> برابر با ۵۵ تا ۶۶ درصد وزنی و پایین بودن مقادیر Y، MgO، Yb و نسبت‌های بالای Sr/Y و La/Yb بیانگر شکل‌گیری آنها از یک ماگمای آداکایتی پرسیلیس در منطقه است. با وجود این شواهد و بررسی الگوهای پراکندگی عناصر نادر خاکی نشان‌دهنده تشکیل ماگما از ذوب بخشی پوسته ضخیم شده پس از برخورد است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آداکایتی، پوسته ضخیم شده بعد تصادم، منور، تبریز.

## مقدمه

و HSFE مشخص می‌شوند (Wang et al., 2006). ماگماتیسیم آداکایتی در زون ارومیه-دختر در شمال غرب ایران از مناطق تبریز، مرند و جلغا گزارش شده است (Jahangiri, 2007). در منطقه وسیعی از آذربایجان به‌ویژه در بخش شمالی گسل تبریز و شمال غرب مرند، سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب حدواسط - اسیدی در گستره وسیعی قابل مشاهده هستند و ماهیت آداکایتی دارند (عامل، ۱۳۷۳). گزارشات اخیر (Jahangiri, 2007) در مورد آداکایت‌های شمال غرب ایران نشان می‌دهد که آنها محدود به مناطق فرورانشی فعال نیستند و در محیط‌های تصادمی

اصطلاح آداکایت عموماً در ارتباط با ماگماهای حاصل از ذوب صفحه اقیانوسی فرورفته توصیف شده است. آداکایت‌ها می‌توانند بر اثر تفریق ماگمای بازالتی، ذوب پیریدوتیت آبدار، اختلاط ماگمای بازالتی و ماگمای فلسیک مشتق شده از پوسته، ذوب بخشی پوسته پایینی در اثر نفوذ ماگمای بازالتی و ذوب بخشی پوسته قاره‌ای پایینی ضخیم شده یا ورقه ورقه شده تولید شوند (Guo et al., 2007; Xu et al., 2002). آداکایت‌ها ترکیب اسیدی تا حدواسط داشته و با مقادیر بالای Sr/Y، La/Yb و پایین بودن مقادیر HREE

\* نویسنده مرتبط: n.amel@tabrizu.ac.ir

بین طول‌های جغرافیایی  $46^{\circ}11'50''$  تا  $46^{\circ}6'2''$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $38^{\circ}22'34''$  تا  $38^{\circ}9'45''$  شمالی واقع شده است. این منطقه از نظر زمین‌شناسی ساختاری، بخشی از زون البرز باختری - آذربایجان به شمار می‌رود. واحدهای سنگی موجود در این نوار آتشفشانی به موازات گسل تبریز و با روند شمال غرب - جنوب شرق قرار گرفته‌اند. قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه مورد مطالعه سازند قرمز فوقانی است. ضخامت این واحد با سن الیگو میوسن در بعضی مناطق آذربایجان به ۱۲۰۰ متر می‌رسد و بیشتر شامل ماسه‌سنگ، کنگلومرا، مارن، شیل‌های قرمز رنگ همراه با لایه‌های گچ و نمک هستند. با توجه به موقعیت نواری شکل محصولات آتشفشانی که شامل تناوبی از سنگ‌های پیروکلاستیک و گدازه‌های آتشفشانی هستند، فوران‌های آتشفشانی در این منطقه به صورت شکافی و همراه با دوره‌های انفجار و آرامش متعدد عمل کرده است (عامل، ۱۳۸۶).

بر اساس شواهد چینه‌شناسی، دو مرحله مشخص و متفاوت آتشفشانی در نظر گرفته می‌شود. مرحله اول، آتشفشان دارای فعالیت انفجاری و همراه با پیروکلاست‌ها مثل خاکسترهای آتشفشانی، بمب‌ها و روانه‌های گدازه بوده و واحدهای سنگی داسیتی، ریوداسیتی و ریولیتی را به وجود آورده است که بر روی رسوبات قرمز فوقانی قرار گرفته‌اند. در ادامه فعالیت آتشفشان، گدازه‌های آندزیتی، تراکی آندزیت‌ها و بازالت‌ها ایجاد شده‌اند (شکل ۱). با توجه به شواهد چینه‌شناسی و سن سنجی‌های به دست آمده از واحدهای مشابه ولکانیکی شرق ترکیه، آغاز فعالیت آتشفشان در اواخر میوسن و اوایل پلیوسن با سنی حدود ۱۱ تا شش میلیون سال تعیین شده است (عامل و همکاران، ۱۳۸۷). در شکل ۲، بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تبریز و منطقه منور نشان داده شده است.

جوان و پساتصادمی نیز یافت می‌شوند. بنابه عقیده (Jahangiri, 2007)، آداکایت‌های با سیلیس بالا، نشان‌دهنده ذوب سنگ‌های مافیک صفحه فرورونده هستند، در حالی که آداکایت‌های کم سیلیس در اثر ذوب تیغه گوشته پریدوتیتی که ترکیب آن در اثر واکنش با آبگون حاصل از ذوب صفحه فرورونده تغییر یافته، حاصل شده است. با در نظر گرفتن ویژگی‌های آداکایتی منطقه می‌توان گفت که این آداکایت‌ها همانند آداکایت‌های پرسیلیس از ذوب بخشی پوسته ضخیم شده تحتانی که احتمالاً تحت تأثیر ماگمای بازالتی منتج از گوشته نیز بوده است، به وجود آمده‌اند. در این پژوهش، سعی شده تا با استفاده از بررسی‌های صحرایی، مطالعات میکروسکوپی، آنالیز سنگ‌ها همراه با داده‌های ژئوشیمیایی به بررسی کانی‌شناسی و سنگ‌زائی پرداخته شود تا نتایج مطمئن‌تری حاصل شده و خاستگاه دقیق این سنگ‌ها مورد بررسی و تحلیل قرار گیرد.

## روش مطالعه

در مراحل اولیه، مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری‌های سیستماتیک انجام گرفته و پس از تهیه مقاطع نازک به تعداد ۲۰ نمونه از رخنمون‌های سطحی و بررسی‌های سنگ‌نگاری دقیق آن‌ها، به منظور بررسی خاستگاه و تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی تعداد ۱۲ نمونه از نمونه‌های برداشت شده که سالم و دگرسان نشده بودند، جهت آنالیزهای XRF و ICP - MS به آزمایشگاه کانساران بینالود در تهران ارسال شدند. عناصر اصلی به روش XRF و عناصر نادر و REE در نمونه‌ها، به روش ICP و با استفاده از ذوب لیتیم بورات<sup>۱</sup> اندازه‌گیری شده‌اند (جدول ۱).

## زمین‌شناسی منطقه

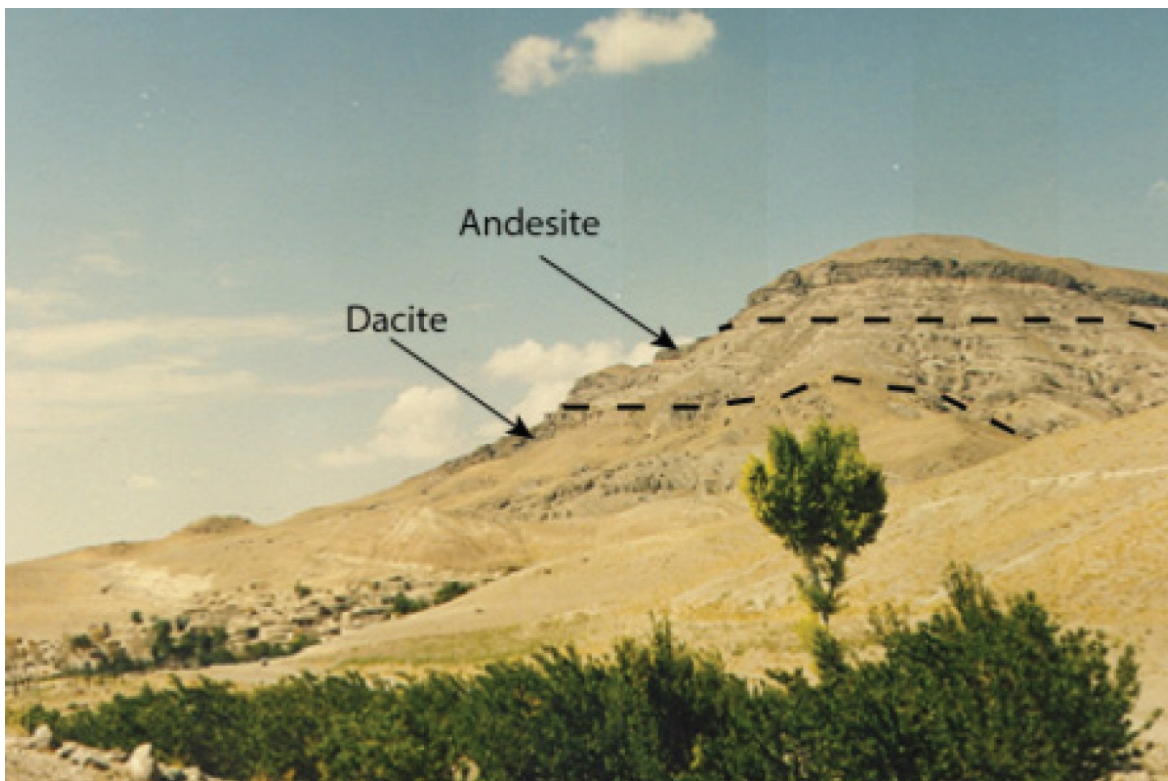
منطقه مورد مطالعه در شمال روستای منور در ۳۵ کیلومتری شمال غرب تبریز، در استان آذربایجان شرقی و

1. Lithium Borate-fusion

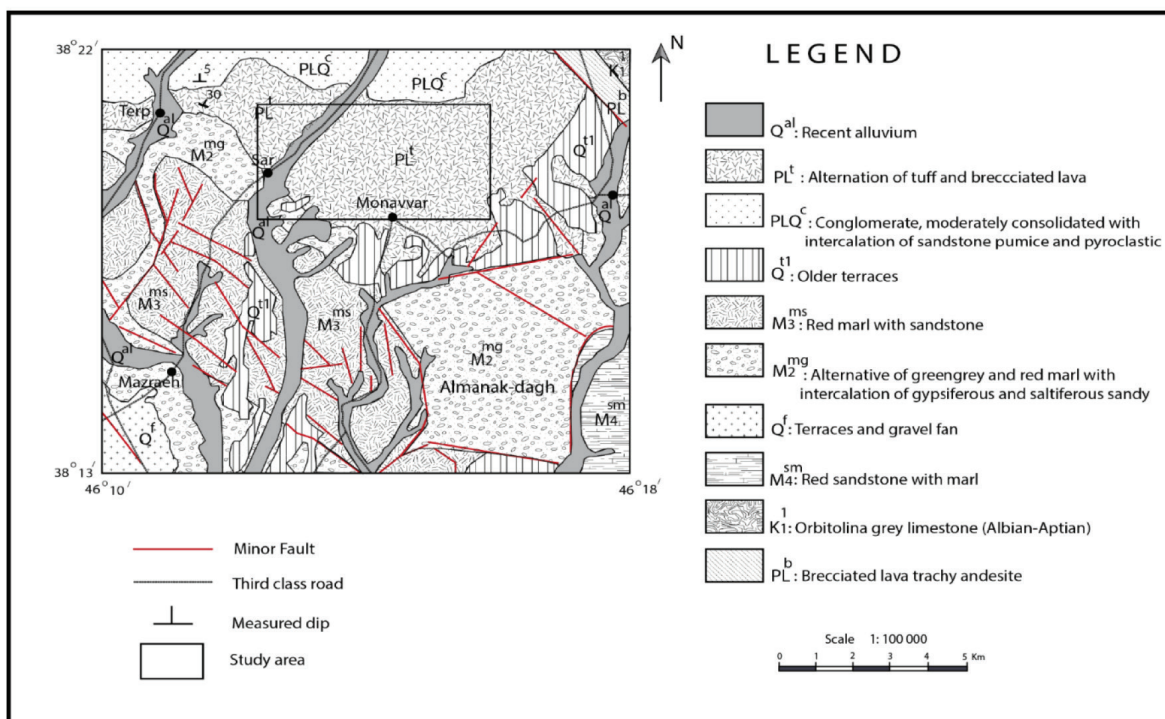
جدول ۱: نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه منور (عناصر اصلی بر حسب درصد و عناصر فرعی بر حسب PPM)

	MB20	MB14	MB4	MB15	MB3	MB19	MB16	MB18	MB13
	Dacite	Dacite	Dacite	Dacite	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite
SiO <sub>2</sub>	۶۶/۶۵	۶۵/۴۴	۶۳/۹۱	۶۳/۵۶	۶۲/۸۱	۶۲/۱۸	۶۲/۰۲	۵۸	۵۵/۹۲
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۶/۰۵	۱۴/۰۳	۱۶/۲۵	۱۶/۸	۱۶/۴۲	۱۶/۴۵	۱۶/۳۷	۱۷/۱۴	۱۷/۲۹
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۳/۱۳	۳/۸۹	۳/۷۷	۴/۰۲	۳/۸۱	۵/۳۴	۴/۴۲	۶/۷	۷/۲۹
CaO	۳/۶۶	۴/۳۹	۴/۷۴	۵/۳۴	۵/۰۳	۴/۷۵	۵/۰۴	۶/۹۷	۶/۹
Na <sub>2</sub> O	۵/۳۳	۵/۲۶	۴/۲۹	۴/۲۲	۴/۸۵	۴/۰۶	۵/۰۳	۴/۰۲	۳/۳۱
K <sub>2</sub> O	۱/۷۹	۱/۷۹	۲/۰۳	۱/۷۵	۱/۳۹	۳/۰۶	۱/۸	۱/۶۱	۱/۹۵
MgO	۱/۷۹	۲/۳۳	۲/۷۱	۰/۷۸	۲/۸۱	۱/۲۸	۲/۷۳	۳/۰۸	۳/۰۵
TiO <sub>2</sub>	۰/۵۲	۰/۷۱	۰/۵۶۱	۰/۶۴	۰/۵۸۱	۰/۶۷	۰/۶۸	۰/۸۵	۰/۸۵
MnO	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۶۳	۰/۰۶	۰/۰۴۹	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۱۷	۰/۱۴
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۱۹	۰/۴۵	۰/۳۹۶	۰/۲۵	۰/۲۱۱	۰/۲۶	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۲۴
L.O.I	۰/۶۴	۱/۴۵	۱/۱۱	۰/۸۷	۱/۸۴	۱/۱	۱/۴	۰/۹۶	۱/۶۷
Total	۹۹/۷۹	۹۹/۷۹	۹۹/۷۳	۹۸/۲۹	۹۹/۸۰۱	۹۹/۲۱	۹۹/۸۹	۹۹/۷۸	۹۸/۶۱
Ba	۶۳۵	۶۶۹	۶۸۷	۱۰۸۵	۶۲۷	۱۲۳۵	۷۱۱	۸۵۵	۹۱۷
Ce	۳۹/۴	۷۰/۲	۴۱	۴۲	۴۵	۵۷/۶	۴۹/۵	۴۶/۴	۵۰/۸
Co	۸/۹	۱۲/۳	۱۳/۱	۷	۱۴/۴	۱۱/۵	۱۳/۷	۱۵/۲	۲۱/۴
Cr	۵۰	۴۰	۶۲	۱۰	۸۳	۲۰	۷۰	۲۰	۱۰
Cs	۱/۲۹	۰/۹۳	۲/۱	۱/۳۷	۱/۸	۲/۹۹	۲/۰۶	۲/۳۳	۲/۹۷
Cu	۲۳	۲۲	۳۵	۱۵	۲۱	۳۲	۲۴	۲۲	۸۴
Dy	۱/۲۵	۱/۸۴	۱/۶۲	۲/۹۷	۱/۷۹	۲/۹۱	۲/۰۲	۳/۶۵	۴/۳۹
Er	۰/۶۲	۰/۸۷	۰/۷۶	۱/۶۴	۰/۸۴	۱/۷۱	۱/۰۷	۱/۹۷	۲/۶
Eu	۰/۷۲	۱/۰۸	۰/۹۴	۱/۰۱	۱/۰۱	۱/۰۹	۱/۰۶	۱/۲۴	۱/۲۴
Gd	۲/۱۹	۳/۵۳	۲/۶۱	۳/۳۱	۲/۸۶	۳/۶۴	۳/۱	۳/۷۴	۴/۳
Hf	۲/۹	۳/۵	۱/۶	۳/۶	۲/۲۵	۴/۳	۳/۳	۳/۵	۴/۳
La	۲۰/۱	۳۸/۳	۲۲	۲۱/۹	۲۴	۳۲/۵	۲۷/۳	۲۴/۶	۲۶/۲
Lu	۰/۰۷	۰/۱	۰/۱۲	۰/۲۴	۰/۱۳	۰/۲۵	۰/۱۲	۰/۳۳	۰/۴
Nb	۹/۲	۲۰	۱۱/۴	۸/۳	۱۰/۴	۱۳/۶	۱۴/۱	۸/۶	۹/۶
Nd	۱۷/۲	۲۷/۹	۱۸/۷	۱۹/۵	۱۹/۵	۲۲/۷	۱۹/۲	۲۰/۸	۲۳
Ni	۲۲	۲۳	۴۶	۵	۶۰	۵	۶۴	۵	۵
Pb	۱۱	۱۴	۱۱	۱۴	۱۱	۱۵	۱۲	۱۵	۱۲
Pr	۴/۶۶	۷/۸۸	۳/۹۷	۴/۹۶	۴/۱۵	۶/۵۵	۵/۵۶	۵/۵۲	۶/۰۷
Rb	۴/۱۵	۴۳	۳۱	۴۵	۳۲	۷۳/۷	۴۱	۴۳/۳	۶۰/۹
Sm	۲/۵۶	۴/۴۵	۳	۳/۷۲	۳/۲۱	۳/۹۴	۳/۳۶	۴/۳۱	۴/۷۳
Sr	۶۵۷	۱۰۲۰	۸۵۹	۶۱۶	۸۹۴	۶۰۹	۷۳۶	۵۶۶	۴۷۹
Ta	۰/۵	۱	۰/۶۷	۰/۵	۰/۵۱	۰/۷	۰/۸	۰/۴	۰/۷
Tb	۰/۲۷	۰/۴۱	۰/۳۴	۰/۵	۰/۳۷	۰/۴۸	۰/۳۵	۰/۶	۰/۷۲
Th	۶	۹/۶۳	۶/۲۵	۶/۵	۶/۵۱	۹/۷۷	۷/۵۸	۷/۲۸	۹/۴۲
Tm	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۱	۰/۲۴	۰/۱	۰/۲۴	۰/۱۵	۰/۳۱	۰/۴۳
U	۲/۰۲	۲/۸۳	۱/۷	۲/۲۳	۱/۷	۳/۶۱	۲/۱۳	۲/۴۳	۲/۸۶
V	۵۴	۸۲	۸۰	۱۱۲	۸۵	۱۱۵	۸۸	۱۵۵	۱۸۸
W	۱	۱	۱/۳	۱	۱/۳	۱	۲	۱	۶
Y	۵/۸	۸/۶	۸/۳	۱۵/۷	۹/۱	۱۵/۶	۱۰/۱	۱۸/۸	۲۴/۴
Yb	۰/۵۲	۰/۷۱	۰/۸	۱/۶۳	۰/۹	۱/۵۳	۰/۸۴	۲/۱۴	۲/۶۵
Zn	۴۸	۶۱	۵۷	۷۲	۶۰	۶۷	۶۳	۹۲	۱۰۸
Zr	۱۰۷	۱۳۶	۶۹	۱۳۳	۱۰۶	۱۶۵	۱۲۴	۱۳۴	۱۵۵





شکل ۱. نمایی از واحدهای آتشفشانی منطقه منور



شکل ۲. نقشه منطقه مورد مطالعه، بر گرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تبریز، تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۲)

## سنگ‌نگاری

بر پایه مطالعات میکروسکوپی، سنگ‌های ماگمایی منور را می‌توان به گروه‌های زیر تقسیم‌بندی کرد، که به‌طور جداگانه در زیر شرح داده شده‌اند.

آندزیت: این گروه از سنگ‌ها در نمونه‌های ماکروسکوپی به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند. آندزیت‌ها در منطقه منور بیشترین و گسترده‌ترین حجم محصولات آتشفشانی پلیوکواترنری را به خود اختصاص می‌دهند. بافت پورفیری این سنگ‌ها با درشت بلورهای پلاژیوکلاز در یک زمینه دانه‌ریز کاملاً مشخص است. پلاژیوکلازها به‌عنوان کانی اصلی، هم به‌صورت فنوکریست و هم به شکل بلورهای ریز خرد شده در خمیره یافت می‌شوند. پلاژیوکلازها دارای زونینگ نوسانی بوده و ساخت منطقه‌ای معمولی نشان می‌دهند (شکل ۳، الف). برخی از پلاژیوکلازها با ماکل پری‌کلین و آلبیتی قابل مشاهده هستند. فراوانی پلاژیوکلازها حاکی از آن است که در هنگام فوران ماگمای آندزیتی، پلاژیوکلاز فاز جامد‌گدازه را تشکیل می‌داده است.

هورنبلند هم به‌صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار بعد از پلاژیوکلازها کانی اصلی است (شکل ۳- الف). برخی از هورنبلندهای شکل‌دار هم زونینگ نوسانی نشان می‌دهند. در حاشیه برخی از هورنبلندها هم اثرات خوردگی مشاهده می‌شود (شکل ۳- ث). در این سنگ‌ها، بیوتیت به‌عنوان یک کانی فرعی در مقدار کم با بافت کینگ‌باند قابل مشاهده است (شکل ۳- پ). عموماً بیوتیت‌ها به‌صورت تیغه‌ای و نیمه خودشکل دیده می‌شوند. کانی‌های اپاک بیشتر از نوع مگنتیت و ایلمنیت هستند (شکل ۳- ث) که به‌صورت دانه‌ریز و اغلب به شکل فنوکریست در متن سنگ به‌صورت پراکنده قابل مشاهده هستند. برخی از هورنبلندها هم دارای حواشی سوخته و بافت اپاسیته می‌باشند (شکل ۳- ث). بلورهای دارای حواشی سوخته نشان‌دهنده شرایط عدم تعادل بین ماگما و هورنبلندهای موجود در آن است

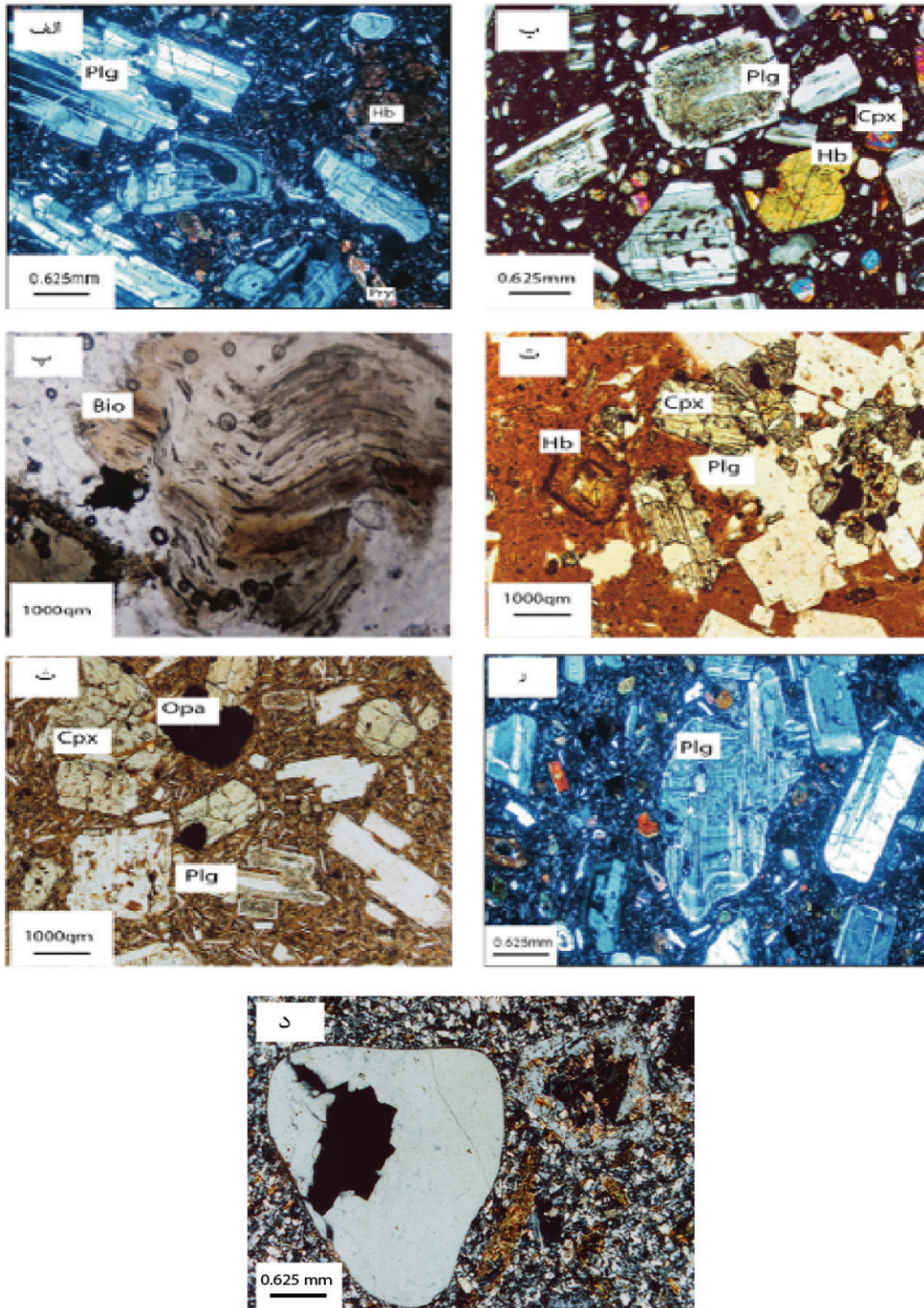
(Blatt and Tracy, 1995). این سنگ‌ها دارای بافت هیالومیکروولیتی پورفیریک، میکروولیتی پورفیریک و پورفیریک هستند که نشان‌دهنده انجماد و تبلور دو مرحله‌ای است که درشت‌بلورها در عمق زیاد متبلور شده و همراه با بالا آمدن ماگما، مرحله بعدی تبلور با تشکیل میکروولیت‌ها و شیشه اتفاق افتاده است.

داسیت: کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلازهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار با دانه‌بندی متوسط تا ریز هم به‌صورت درشت و هم به‌صورت ریزبلور و میکروولیت در خمیره سنگ قرار دارند (شکل ۳- ب، رود). پلاژیوکلازها اغلب زونینگ نوسانی و ماکل پلی‌سنتتیک نشان می‌دهند (شکل ۳- ب). با توجه به زاویه خاموشی، بیشتر پلاژیوکلازها در حد آندزین می‌باشند. بعد از پلاژیوکلاز، پیروکسن به‌صورت خود شکل تا نیمه خود شکل در بافت سنگ وجود دارد (شکل ۳- ت و ب). با توجه به زاویه خاموشی مایل و ماکل پلی‌سنتتیک و زاویه بین رخ‌ها، به نظر می‌رسد که پیروکسن‌ها در حد اوژیت باشند. ارتوپروکسن در این کانی‌ها به‌عنوان کانی فرعی در مقدار کمتر یافت می‌شود. وجود کانی‌های هورنبلند با حواشی سوخته و بافت اپاسیته با تعداد کمتر نسبت به پیروکسن‌ها، نشان‌دهنده شرایط عدم تعادل بین ماگما و هورنبلندهای موجود در آن است (شکل ۳- ت). بافت این سنگ‌ها بیشتر از نوع هیالومیکروولیتی پورفیریک، میکروولیتی پورفیریک و پورفیریک می‌باشد. بافت پورفیری هم بیشتر از نوع سرئیتی است (شکل ۳- ر). پلاژیوکلازها هم اغلب دارای بافت غربالی هستند (شکل ۳- ب)؛ این بافت در اثر کم شدن فشار در مرکز و کناره‌های بلور پلاژیوکلاز ایجاد می‌شود.

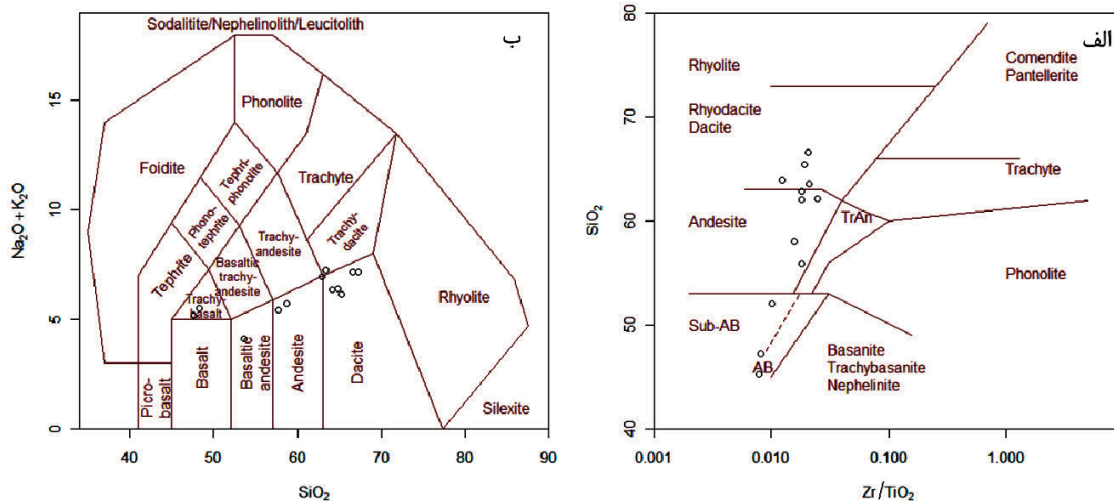
### ژئوشیمی

سنگ‌های آتشفشانی منطقه منور در نمودارهای ژئوشیمیایی TAS (شکل ۴- ب) و  $\text{SiO}_2$  نسبت به  $\text{Zr/TiO}_2$  (شکل ۴- الف) در محدوده داسیت، تراکی داسیت و آندزیت قرار می‌گیرند.



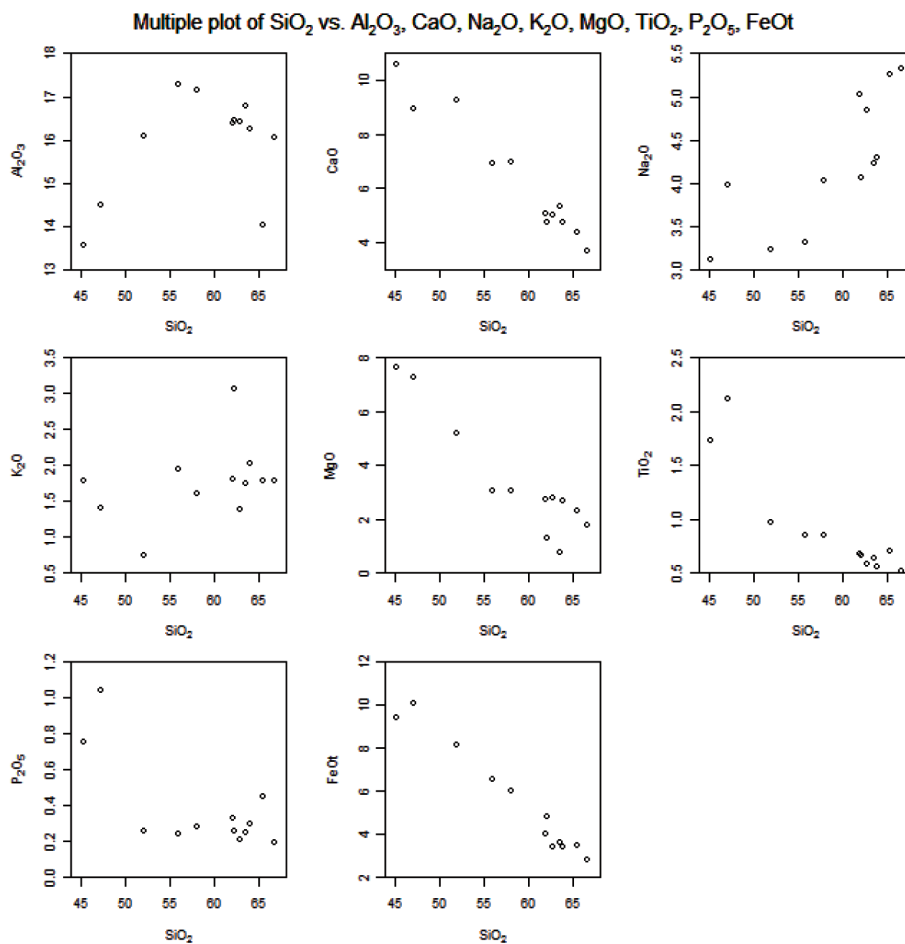


شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی منتخب از منطقه منور، الف) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای زونینگ نوسانی و ساخت منطقه‌ای، هورنبلند و پیروکسن، آندزیت (در نور XPL)، ب) درشت بلورهای شکل دار پلاژیوکلاز با بافت غربالی و ساختمان منطقه‌بندی، هورنبلند شکل دار، ریزبلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در خمیره و بافت پورفیری، داسیت (در نور XPL)، پ) کانی بیوتیت با بافت کینگ باند و حاشیه واکنشی، آندزیت (در نور PPL)، ت) پلاژیوکلازها با بافت غربالی و کانی‌های آمفیبول شکل دار با حاشیه سوخته و پیروکسن‌ها در یک متن، شیشه‌ای و میکروولیتی ریزبلور با بافت هیالوپورفیری و میکروولیتی پورفیریک، داسیت (در نور PPL)، ث) پلاژیوکلازهای زونه در با بافت هیالومیکروولیتیکی دارای فنوکریست‌هایی از کانی‌های اپک، آندزیت (در نور PPL)، ر) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بافت پورفیری سرئیتی، داسیت (در نور XPL)، د) کلینوپیروکسن اوژیتی در روانه‌های داسیتی (در نور XPL)



شکل ۴. الف) نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $Zr/TiO_2$  از (Winchester and Floyd, 1977) و ب) نمودارهای TAS از (Middlemost, 1994)

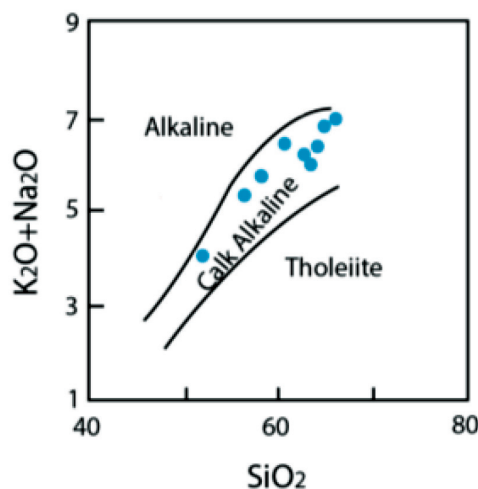
در نمونه‌های مورد بررسی میزان  $SiO_2$  بیشتر از ۵۵ درصد وزنی و میزان  $MgO$  کمتر از سه درصد وزنی محاسبه شده است. در نمودارهای هارکر، تغییرات برای برخی از عناصر اصلی و فرعی نسبت به  $SiO_2$ ، به‌خوبی روندهای جدایشی را نشان می‌دهند (شکل ۵).



شکل ۵. نمودارهای تغییرات عناصر مختلف در مقابل  $SiO_2$ ، (HPFS) تفریق بلوری در فشار بالا از (OrhanKarsli et al., 2010)

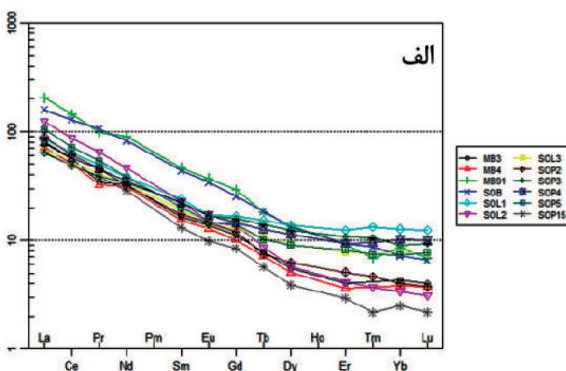
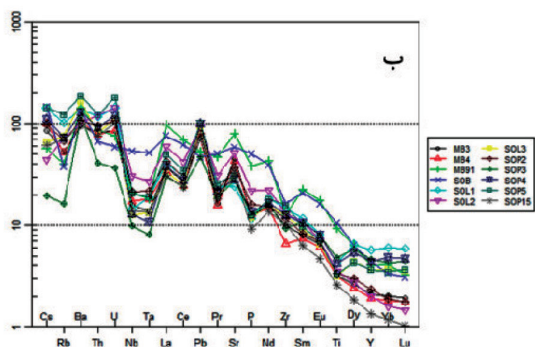
SiO<sub>2</sub> روند پراکنده‌ای را نشان می‌دهد که می‌تواند از تأثیر هضم پوسته‌ای و آلیش ماگمایی ناشی شود (OrhanKarsli et al., 2010). الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده این سنگ‌ها به کندریت (شکل ۷-الف) نشان‌دهنده ارتباط زایشی تمام نمونه‌ها با یکدیگر و غنی‌شدگی آنها از عناصر نادر خاکی سبک است. سنگ‌های مورد بررسی در عناصر نادر خاکی سنگین، تهی‌شدگی نشان می‌دهند، اما در عناصر نادر خاکی سبک، غنی‌شدگی و یک روند افزایشی را از عناصر نادر خاکی میانه تا سبک نشان می‌دهند. همچنین تغییرات عناصر کمیاب در این سنگ‌ها نسبت به گوشته اولیه هم نرمالیز شده است (شکل ۷-ب). نمودارها نشان می‌دهند که نمونه‌های مطالعه شده غنی‌شدگی مشخصی از عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILEs) مانند Cs، U، Pb، K و Sr و آنومالی منفی در Nb را نشان می‌دهند. غنی‌شدگی در Ti نشان‌دهنده تمرکز فازهای تیتان دار در سنگ‌های مورد بررسی است (Pearce and Peate, 1995). همچنین Eu آنومالی مثبت دارد و نشان‌دهنده عدم جدایش پلاژیوکلاز از ماگما می‌باشد. برخی از نمونه‌های مورد مطالعه مانند MB15، MB14، MB13 و MB18 در دیاگرام‌های عنکبوتی روندهای متفاوتی نسبت به بقیه نشان می‌دهند. به نظر می‌رسد ویژگی‌های شیمیایی آنها تا حدی با ویژگی‌های گدازه‌های کالک آلکالن نرمال شباهت داشته و یا ویژگی‌های بینابینی با آداکایت‌ها نشان می‌دهند.

براساس نمودار SiO<sub>2</sub> در مقابل Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O پیشنهادی (Kuno, 1968)، سری‌های ماگمایی از همدیگر قابل تفکیک هستند. در این نمودار سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و داسیتی منطقه مورد مطالعه در محدوده کالک آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۶).



شکل ۶. نمودار SiO<sub>2</sub> در مقابل K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O به منظور تعیین سری ماگمایی (Kuno, 1968)

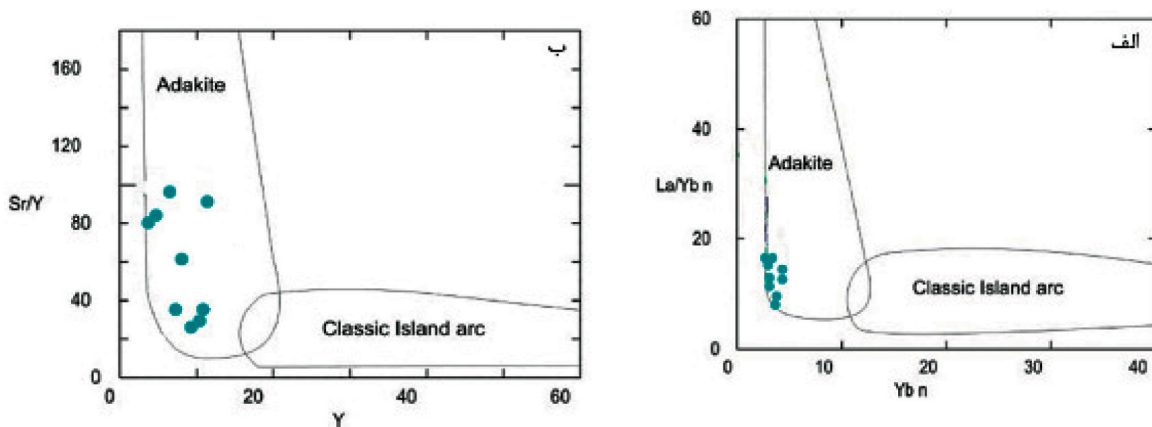
روند منفی در چگونگی پراکنش نمونه‌ها در مقادیر CaO، MgO، FeO، TiO<sub>2</sub> و Ni نسبت به SiO<sub>2</sub> نشان‌دهنده جدایش بلورهای هورنبلند و پلاژیوکلاز از ماگماست. کاهش مقادیر Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> با افزایش مقدار SiO<sub>2</sub> در نمونه‌های مورد بررسی، نشان‌دهنده جدایش بلوری در شرایط فشار بالاست (OrhanKarsli et al., 2010). مقادیر K<sub>2</sub>O نسبت به



شکل ۷. الف) نمودار REE نرمالیزه شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) ب) نمودار عناصر کمیاب نرمالیزه شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)



با در نظر گرفتن ویژگی‌های ذکر شده به همراه مقادیر بالای Sr، می‌توان این سنگ‌ها را در نمودار La/Ybn به Ybn (شکل ۸-الف) و در نمودار Y به Sr/Y (شکل ۸-ب) به‌عنوان سنگ‌های آداکیتی رده‌بندی کرد.

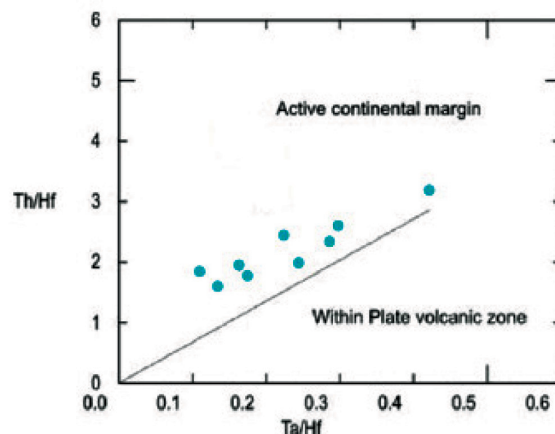


شکل ۸. نمودارهای جدایشی ماگماهای آداکیتی از ماگماهای مشتق شده از گوشته، الف) La/Ybn نسبت به Ybn از (Petron et al., 2006) و ب) Sr/Y نسبت به Y از (Defant and Drummond, 1990)

(Castillo et al., 1999)، ذوب پریدوتیت آبدار (Martin et al., 2005؛ Stern and Hanson, 1991)، آرایش ماگمای بازالتی با ماگمای فلسیک مشتق شده از پوسته (Guo et al., 2007) و ذوب بخشی پوسته‌ی قاره‌ای پایینی ضخیم همگن (Xu et al., 2002؛ Guo et al., 2007) نیز به وجود آیند. برای تعیین خاستگاه آنها لازم است ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها به‌طور دقیق مورد بررسی قرار گیرد.

آداکیت‌ها به دو گروه پر سیلیس با ویژگی‌های  $Sr < 1100 \text{ ppm}$ ،  $MgO = 0.5 - 4 \text{ wt\%}$ ،  $Na_2O + K_2O < 11 \text{ wt\%}$  کم سیلیس با ویژگی‌های  $MgO = 4-9 \text{ wt\%}$  و  $Na_2O + K_2O > 10 \text{ wt\%}$  تقسیم‌بندی می‌شوند (Martin et al., 2005). آداکیت‌های پر سیلیس بر اثر ذوب بخشی متابازالت‌ها در گستره پایداری گارنت تشکیل می‌شوند. بررسی‌های تجربی (Rapp et al., 2007) نشان‌دهنده آن است که ذوب گوشته دگر نهاد شده، ماگمایی مشابه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های کم سیلیس به وجود می‌آورند. اختلاف ژئوشیمیایی مشخصی بین دو گروه آداکیت‌های پر سیلیس و کم سیلیس در نمودارهای بهنجار شده کندریت وجود دارد. آداکیت‌های کم سیلیس الگوی REE جدایش یافته‌تری را نسبت به آداکیت‌های پر سیلیس نشان می‌دهند. به‌طوری‌که نسبت Yb/Lu در آداکیت‌های

شاندل و گورتن (Shandle and Gorton, 2002) نموداری را پیشنهاد کرده‌اند که سنگ‌های حاشیه فعال قاره‌ای را از آتشفشان‌های فعال درون صفحه‌ای تفکیک می‌کند. طبق این نمودار سنگ‌های مورد نظر در گستره‌ی حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۹).



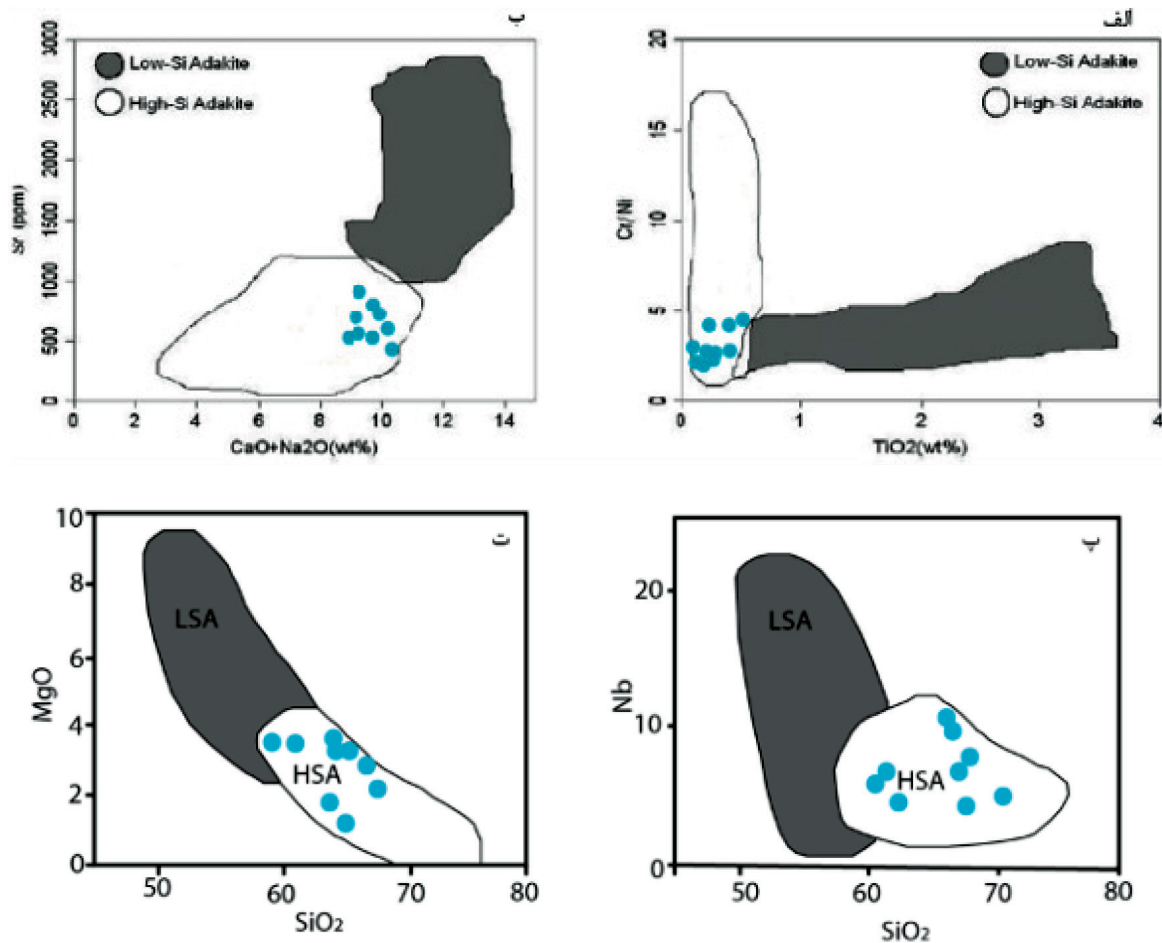
شکل ۹. جدایش محیط زمین ساختی حاشیه فعال قاره‌ای از محیط آتشفشانی درون صفحه‌ای بر گرفته از (Shandle and Gorton, 2002)

## بحث و بررسی

به عقیده (Defant and Drummond, 1990) ماگماهای آداکیتی از ذوب پوسته اقیانوسی گرم و جوان ریشه می‌گیرند. درحالی‌که پژوهشگران دیگر عقیده دارند که آداکیت‌ها می‌توانند از روش‌های متعددی مثل جدایش ماگمایی

آداکایت‌های مورد بررسی به نوع پرسیلیس است. در شکل ۱۰، نمونه‌ها بیشتر در محدوده پرسیلیس واقع شده‌اند. بنابراین، در پیدایش آداکایت‌های مورد بررسی گوه‌گوشته‌ای دخالتی نداشته است.

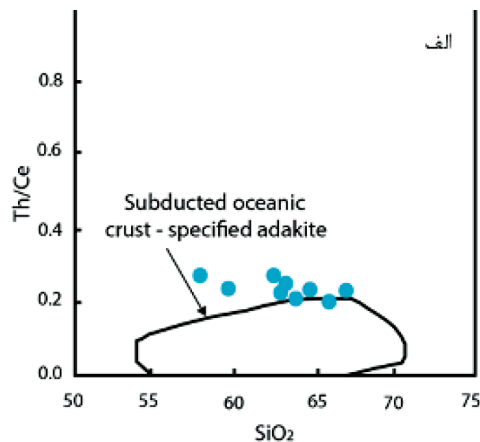
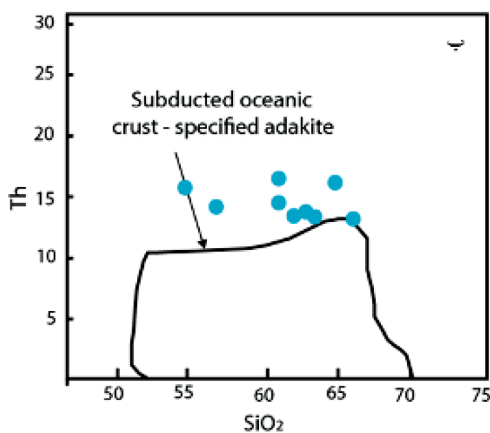
کم سیلیس حدود ۱۰ و در آداکایت‌های پرسیلیس در حدود پنج گزارش شده است (Jean, 2009). مقادیر Sr در نمونه‌های مورد بررسی ۱۰۲۰-۴۷۹ ppm و مقدار MgO برابر با ۳/۰۸-۰/۷۸ درصد وزنی است که نشان‌دهنده گرایش



شکل ۱۰. نمودارهای تفکیک‌کننده آداکایت‌های پرسیلیس (HSA) از کم سیلیس (LSA) از (Martin et al., 2005)

آذرین از جایگاه‌های زمین ساختی مختلف را بر اساس نسبت‌های ساده عناصر غیر متحرک نشان می‌دهد. با استفاده از این روش و به کمک این نمودار می‌توان طی چند مرحله جایگاه‌های LOP، IOP، PAP، CAP و WIP را به راحتی از یکدیگر تفکیک کرد. با توجه به شکل ۱۲ سنگ‌های آتشفشانی منطقه منور بر اساس نسبت‌های ساده عناصر غیر متحرک در منطقه PAP + CAP قرار می‌گیرند.

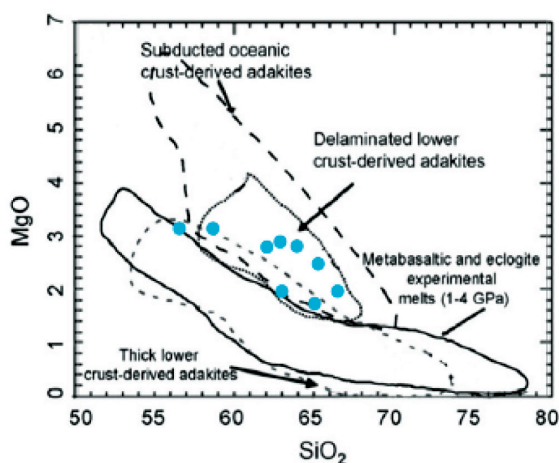
مقادیر Th (شکل ۱۱-ب) و نسبت Th/Ce (شکل ۱۱-الف) در نمونه‌های مورد بررسی بیشتر از مقادیر این عناصر در آداکایت‌های ناشی از ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده شده است. در کنار این موارد نسبت‌های  $SiO_2$  و MgO نیز در شکل ۱۲ نشان می‌دهند که این سنگ‌ها از ذوب صفحه اقیانوسی فرورانده ایجاد نشده‌اند. شکل ۱۳، نمودار تشخیصی مرحله‌ای برای سنگ‌های



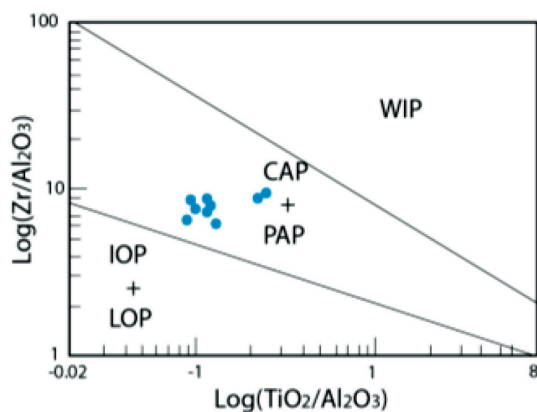
شکل ۱۱. الف) نمودار SiO<sub>2</sub> نسبت به Th/Ce (ب). نمودار SiO<sub>2</sub> نسبت به Th. گستره مشخص شده برای آداکایت‌های حاصل از پوسته اقیانوسی فرورانده شده از (Martin et al., 2005)

به وجود آمدن آداکایت‌ها از ذوب مواد مافیک پوسته تحتانی مستلزم شرایط گرمایی داغ است (Peacock et al., 1994). همچنین ذوب بخشی پروتولیت‌های مافیک در رخساره‌های انتقالی آمفیبولیت به اکلوژیت و در حداقل فشار ۱۵ تا ۲۵ کیلو بار و در گستره دمایی ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد امکان‌پذیر است (Martin, 1999). به وجود آمدن آداکایت‌ها از ذوب پوسته بازالتی تحتانی در کمان‌های قاره‌ای واقع بر یک پوسته ضخیم نیز امکان‌پذیر است (Atherton and Petford, 1993). عده‌ای دیگر نیز به وجود آمدن آداکایت‌ها از طریق ذوب پوسته تحتانی و تهی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون در گرانولیت‌های پوسته را محتمل دانسته‌اند (Rollinson and Tarney, 2005). با نظر گرفتن کلیه نظریه‌های فوق‌الذکر در ارتباط با تشکیل آداکایت‌ها و همچنین با در نظر گرفتن ویژگی‌های شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه منور به‌ویژه سن جوان‌گدازه‌ها و با توجه به شواهد چینه‌ای که در محدوده پلیوسن تا کواترنری است، گدازه‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی پوسته زیرین ضخیم شده در یک محیط پسا بر خوردی شکل گرفته‌اند و احتمالاً ذوب بخشی پوسته تحتانی در اثر ضخیم‌شدگی و آشفستگی در ترازهای حرارتی پوسته‌ای و با صعود گدازه‌های بازیک گوشته‌ای کم‌عمق که ویژگی‌های پوسته اقیانوسی به زیر رانده را نیز به ارث برده‌اند، صورت گرفته است.

از طرف دیگر وجود سنگ‌های آداکایتی در بخش شمالی و جنوبی گسل تبریز از جمله مسائلی است که باید مورد



شکل ۱۲. نمودار SiO<sub>2</sub> در مقابل MgO برگرفته از (Stern and Kilian, 1996) برای نمونه‌های منطقه منور



شکل ۱۳. نمودار تشخیصی مرحله‌ای برای سنگ‌های آتشفشانی بر اساس نسبت‌های ساده عناصر غیر متحرک (Muller and Groves, 1997) نمودار لگاریتمی Zr/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> نسبت به TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> که سنگ‌های آتشفشانی در محدوده CAP+PAP قرار می‌گیرند. WIP, Within-plate; CAP, Continental arc; PAP, Post collisional arc; LOP, Late oceanic arc; IOP, Initial oceanic arc

ماگمایی پلیو-کواترنز آذربایجان (شمال غرب ایران). رساله دکتری، دانشگاه تبریز، ۱۸۸.

- عامل، ن.، مؤید، م.، عامری، ع.، وثوقی عابدینی، م و مؤذن. م.، ۱۳۸۷. سنگ‌زایی بازالت‌های پلیو-کواترنری آذربایجان (شمال غرب ایران) و مقایسه آنها با بازالت‌های مشابه در شرق ترکیه. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۳۲۷ - ۳۴۰.

- Alishah, F and Jahangiri, A., 2013. Post-collisional Pliocene to Pleistocene adakitic volcanism in Sahand region in Northwest Iran: Geochemical and geodynamic implications. *Physical Sciences Research International*, 1, 62- 75.

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

- Blatt, H. and Tracy, R., 1995. *Petrology: Igneous, Sedimentary and metamorphic*. W. H., Freeman Book Company, New York.

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

- Castillo, P.R., Janney, P.E and Solidum, R.U., 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 134, 33-51.

- Defant, M.J and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted. lithosphere *Nature*, 367, 662-665.

- Guo, F., Nakamura, E., Fan W., Kobayashi, K., Li and C., 2007. Generation of Palaeocene adakitic and esites by magma mixing; Yanji Area, NE China. *Journal of Petrology* 48, 661-692.

- Jahangiri, A., 2007. Post-collisional Mio-cene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical

توجه قرار گیرد. در جنوب گسل تبریز آتشفشان سهند با سن میوسن تا کواترنز قرار دارد، که واحدهای جوان تر این آتشفشان به سمت سنگ‌های آداکایتی گرایش را نشان می‌دهند (Alishah and Jahangiri, 2013).

در یک بررسی (Pearce et al., 1990)، فلات ایران-آناتولی بعد از کرتاسه همواره تحت تأثیر رژیم تکتونیکی فشارشی بوده است. ادامه همگرایی بعد از تصادم پلیت عربی- اوراسیا، سبب ایجاد شکستگی‌ها و گسل‌های امتدادلغز متعدد شده و نهایتاً زون قطعه قطعه شده‌ای را به وجود آورده است (عامل، ۱۳۸۶). بر طبق اظهارات این افراد (Pearce et al., 1990)، بیشترین حجم ماگماها از طریق شکاف‌ها در حوضه‌های تراکششی، در زون‌های گسلی امتدادلغز به سطح رسیده‌اند. به نظر می‌رسد الگوی ارائه شده با واقعیت‌های زمین‌شناسی و ویژگی‌های سنگ‌شناختی و پتروژنتیکی آتشفشان‌های پلیو-کواترنز آذربایجان و از جمله منطقه مورد مطالعه مطابقت داشته باشد. البته نبود سن سنجی دقیق در مورد سنگ‌های آتشفشانی منطقه منور از محدودیت‌های این بررسی است، ولی با توجه به مطالعات انجام گرفته می‌توان پیدایش این سنگ‌ها را به ذوب پوسته ضخیم شده پس از برخورد وابسته دانست.

## نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی منطقه منور بیشتر ترکیب داسیتی، تراکی داسیتی، آندزیتی داشته و به وسیله سنگ‌های بازالتی پوشیده شده‌اند که در ارتباط با مجموعه‌های آداکایتی در نظر گرفته نمی‌شوند. سنگ‌های مورد مطالعه از نوع سنگ‌های آداکایتی پر سیلیس هستند. با توجه به شواهد صحرایی و ویژگی‌های زمین‌شناسی این سنگ‌ها دارای سن میو- پلیوسن تا پلیو-کواترنری هستند و در اثر ذوب پوسته ضخیم شده پس از برخورد و از طریق شکستگی‌های اطراف گسل تبریز به سطح رسیده‌اند.

## منابع

- جلیلیان، ع.، افشاریان‌زاده، ع. م.، ۱۳۷۲. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تبریز، سازمان زمین‌شناسی کشور.  
- عامل، ن.، ۱۳۸۶. پتروژنی و پتروژنز سنگ‌های

- and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 433-447.
- Jean, F.M., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the "adakitic signature". *Lithos*, 112, 556-574.
  - Kuno, H., 1968. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic compositions. Interscience, New York 2, 623-688.
  - Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46, 411-429.
  - Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite - trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1-24.
  - Middlemost, E. A. K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37, 215-224.
  - Muller, D and Groves, D.I., 1997. Potassic Igneous rocks and associated gold-copper mineralization. *Earth Sciences*, 56: 238.
  - OrhanKarsli, O., Dokuz, A., Uysal, O., Aydin, F., Kandemir, R and Wijbrans, J., 2010. Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: Implications for crustal thickening to delamination. *Lithos*, 114, 109-120.
  - Peacock, S.M., Rushmer, T and Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 227-244.
  - Pearce, J.A., 1983. The role of subcontinental lithosphere magma genesis at destruction plate margin. In continental basalts and mantle Xenoliths.
  - Pearce, J.A and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 200-290.
  - Pearce, J.A and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-285
  - Pearce, J.A., Bender, S.E., DeLong, W.S.E., Kidd, P.J., Low, Y., Guner, F., Saroglu, Y., Yilmaz, Y., Moorbath, J.G and Mitchell, J.F., 1990. Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia Turkey. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 44, 189-229.
  - Petrone, C.M., Francalanci, L., Ferrari, L., Schaaf, P and Conticelli, S., 2006. The San Pedro-Cerro Grande Volcanic Complex (Nayarit, Mexico): inferences on volcanology and magma evolution ", in: Siebe C, Aguirre-Déaz G, Macéas JL (eds) Neogene-Quaternary continental margin volcanism: a perspective from Mexico. Geological Society of America, 402, 65-98.
  - Rapp, R., Yaxley, G., Norman, M.D and Shimizu, N., 2007. Comprehensive trace element characteristics of experimental TTG and sanukitoid melts, Sixth International Hutton Conference on the Origin of Granitic Rocks. Stellenbosch, South Africa.
  - Rollinson, H.R and Tarney, J., 2005. Adakites- The key to understanding LILE depletion in granulites. *Lithos*, 79, 61-81.
  - Shandle, E.S and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environment. *Economic Geology*, 97, 629-642.
  - Stern, R.A and Hanson, G.N., 1991. Archaean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element enriched monzodiorite of mantle origin. *Journal of Petrology*, 32, 201-238.
  - Stern, C.R and Kilian, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental



crust in the generation of adakites from the Austral volcanic zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 263-281.

- Sun, S.S and MC Donough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, AD. And Norry, M.J (eds), *Magmatism in oceanic basins*, Geological Society of London Special Publication, 42, 313-345.

- Wang, Q., Xu, J., Jian, P., Bao, Z., Zhao, Z., Li, C and Xiong, X., 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, 119-144.

- Winchester, J.A and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.

- Xu, J.F., Shinjo, R., Defant, M.J., Wang, Q and Rapp, R.P., 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust. *Geology*, 30, (12), 1111-1114.

# پتانسیل سنجی رسوبات آبراه‌های منجیل با استفاده از GIS

نسیم حیدریان دهکردی<sup>(۱)</sup>، محمدحسن توکل<sup>۲</sup> و سیما پورمحمدی<sup>۳</sup>  
۱. عضو هیأت علمی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی، جهاد دانشگاهی  
۲. کارشناس ارشد GIS، پژوهشکده علوم پایه کاربردی  
۳. کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۲/۰۳

تاریخ پذیرش: ۹۵/۱۱/۱۳

## چکیده

ورقه ۱:۵۰۰۰۰ منجیل در محدوده ۱۵' ۴۹° تا ۳۰' ۴۹° طول جغرافیایی و ۳۰' ۳۶° تا ۴۵' ۳۶° عرض جغرافیایی واقع شده است. این منطقه از نظر ساختمانی، در زون البرز قرار دارد. در این گستره سنگ‌هایی از دوران پالئوزویک، مزوزویک و سنوزویک رخمون دارند. سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازیک تا متوسط که به شدت دگرسان شده‌اند، قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. از کانی‌سازی‌های این گستره می‌توان به کانی‌سازی‌های مرتبط با ولکانیک‌های حدواسط تا اسیدی و کانی‌سازی‌های مرتبط با توده‌های نفوذی فلسیک اشاره کرد. نتایج پردازش نمونه‌ها نشان داد که برگه مورد مطالعه‌ی منجیل از پتانسیل بالایی برخوردار است و بر این اساس چندین گستره امیدبخش جهت کنترل صحرایی آنومالی‌ها معرفی شد. عمده این آنومالی‌ها را Zn، Cu، Au، Mn، Pb و Fe تشکیل داده‌اند.

واژه‌های کلیدی: رسوبات آبراه‌های، پتانسیل سنجی، GIS.

## مقدمه

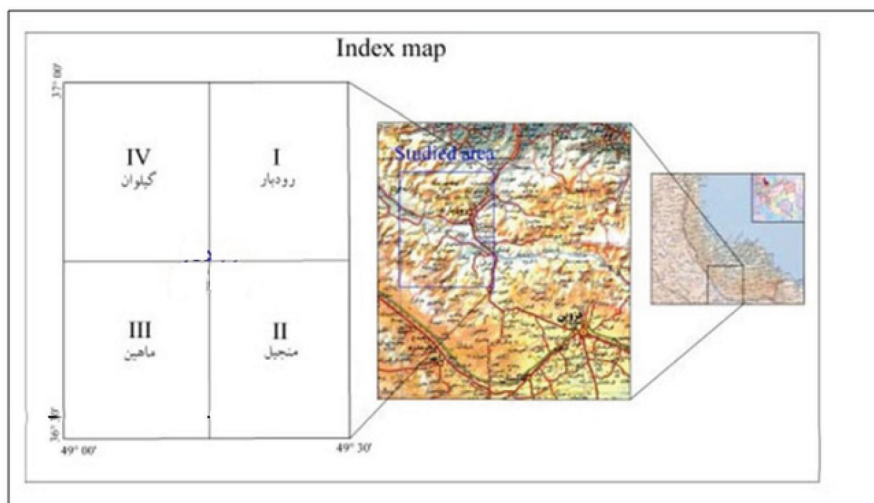
برای بی‌جوئی‌های ناحیه‌ای و شناسایی مقدماتی نواحی امیدبخش کانی‌سازی در مناطقی که دارای آبراهه هستند و وسعت حوضه آبریز زیاد باشد به کار می‌رود (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۳). استفاده از ژئوشیمی رسوبات آبراه‌های یک روش مستقل و مفید برای تشخیص نواحی با پتانسیل بالای معدنی می‌باشد (Charlie et al., 2016؛ مدنی، ۱۳۸۰. کریمی و همکاران، ۱۳۹۰. غلامی و همکاران، ۱۳۹۰). بنیادی‌ترین پیش‌فرض در این روش آن است که یک رسوب آبراه‌های معرف ترکیب شیمیایی محصولات هوازگی و فرسایش در بالادست محل نمونه‌برداری می‌باشد (حیدری، ۱۳۸۶).

شهرستان منجیل در بخش جنوب شرقی برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ رودبار واقع شده است (شکل ۱). منجیل پس از رودبار پرجمعیت‌ترین شهر منطقه به حساب می‌آید (مرکز آمار ایران، ۱۳۸۰). منجیل از شهرهای شهرستان رودبار در استان گیلان است. این شهر به‌عنوان مرکز تجاری شهرستان رودبار استان گیلان شناخته می‌شود. روش اکتشافات ژئوشیمیایی رسوبات آبراه‌های متداول‌ترین شیوه اکتشافات ژئوشیمیایی مقدماتی است که برای اکتشافات مقیاس کوچک تا متوسط کاربرد دارد (حسنی پاک، ۱۳۸۱ و کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۳). این روش به‌طور وسیعی

\* نویسنده مرتبط: N\_heydarian563@yahoo.com

نقل آنها تا فاصله نسبتاً زیادی در حوضه‌ی آبریز ادامه می‌یابد. بنابراین اصلی‌ترین لایه اطلاعاتی جهت تشخیص پتانسیل‌های معدنی در این مرحله، نتایج حاصل از اکتشافات ژئوشیمیایی آبراهه‌ای است (حسینی پاک و شرف‌الدین، ۱۳۸۰). هدف از این پژوهش اکتشافات ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه‌ای-کانی سنگین در محدوده برگه ۱:۵۰,۰۰۰ منجیل می‌باشد.

امتیاز روش بررسی رسوبات رودخانه‌ای آن است که در محیط‌های هوازده بسیاری از کانی‌ها، به‌ویژه انواع سولفوری، ناپایدار بوده و در اثر اکسیداسیون و سایر واکنش‌های شیمیایی تجزیه می‌شوند که این منجر به پراکندگی هر چه بیشتر کانی‌ها و عناصر معرف آنها در محلول‌ها می‌شود (Guilbert and Park, 1997). به‌طوری‌که گاهی حمل و



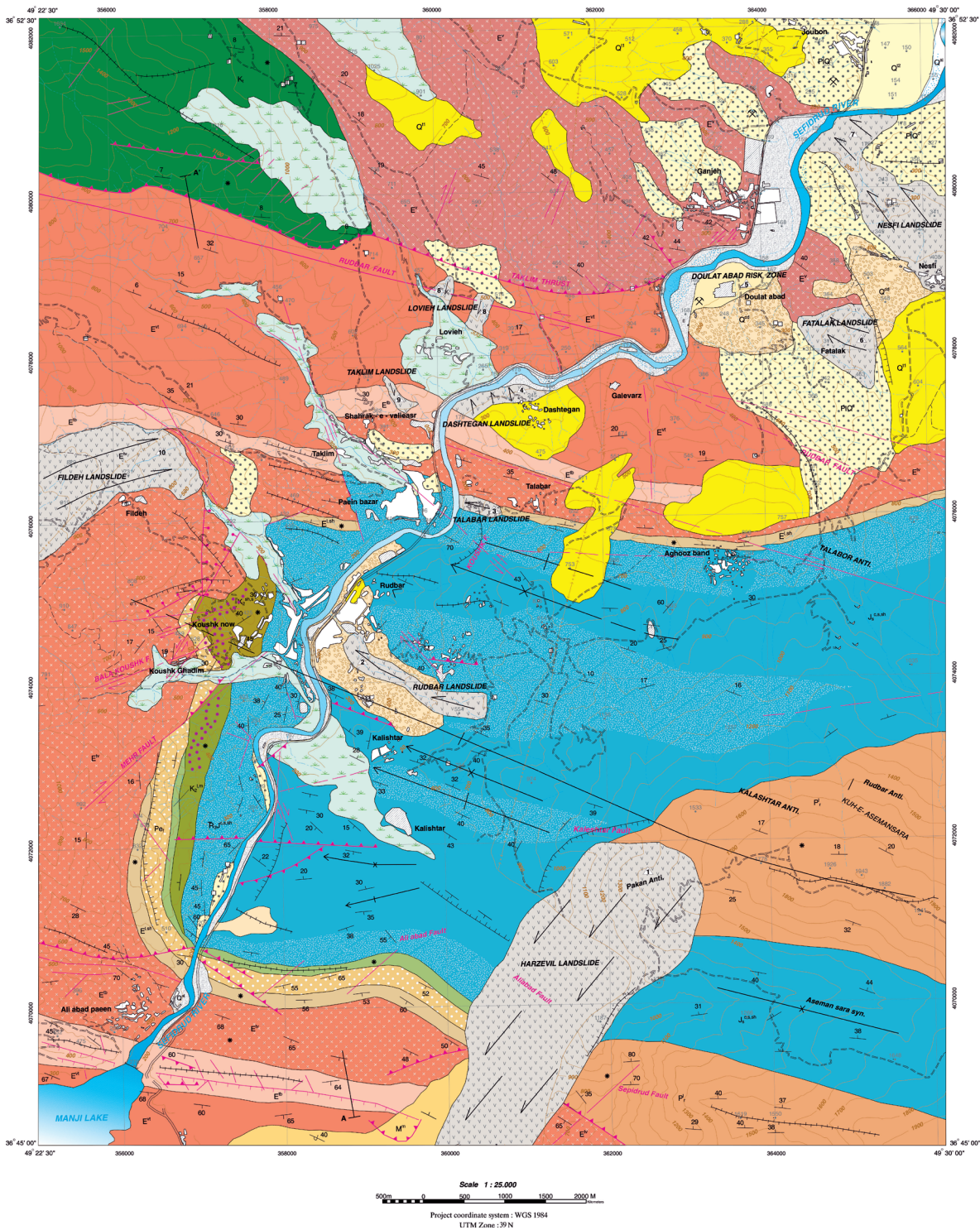
شکل ۱. موقعیت گستره مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن بر روی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رودبار

## روش مطالعه

در راستای اجرای این پژوهش، تعداد ۱۹۶ نمونه ژئوشیمی و ۴۶ نمونه کانی سنگین مورد بررسی قرار گرفت. روش اندازه‌گیری برای همه عناصر به‌جز طلا روش ICP بوده است. طلا به روش FIRE ASSAY اندازه‌گیری شده است. دقت آنالیزها با استفاده از نمودار کنترل تامپسون مورد سنجش قرار گرفت و با استفاده از نرم‌افزارهای رایانه‌ای (Spss-18) پردازش داده‌ها صورت گرفت. ابتدا پارامترهای آماری مربوط به داده‌های خام محاسبه شد. در ادامه جوامع همگن لیتولوژیکی جدا شدند و هر جامعه نسبت به مقدار میانه همان جامعه نرمالایز شد و با استفاده از تکنیک‌های آماری تک متغیره و چند متغیره مانند محاسبه ضرایب همبستگی، آنالیز خوشه‌ای و تجزیه و تحلیل فاکتوری بر روی مقادیر داده‌ها اعمال شد. برای کنترل آنومالی‌های واقعی از آنومالی‌های کاذب از روش مطالعات کانی سنگین استفاده شد. در نهایت نتایج حاصل مورد تفسیر قرار گرفتند.

## زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

برگه ۱:۵۰۰۰۰ منجیل در گستره ۱۵' ۴۹° تا ۳۰' ۴۹° طول جغرافیایی و ۳۰' ۳۶° تا ۴۵' ۴۵° عرض جغرافیایی در بخش جنوب شرقی برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ رودبار (بخشی از برگه ۱:۲۵۰۰۰۰ زنجان) و در مرز دو استان گیلان و زنجان واقع شده است (شکل ۲). گستره مورد مطالعه از نظر ساختمانی، در زون البرز قرار دارد (آقاناتی، ۱۳۷۱). در این گستره سنگ‌هایی از دوران پالئوزویک، مزوزویک و سنوزویک رخنمون دارند. سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازیک تا متوسط که به‌شدت دگرسان شده‌اند، قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند (Stocklin, 1968). منجیل از شهرهای استان گیلان است که پس از رودبار پرجمعیت‌ترین شهر منطقه به‌حساب می‌آید. رویداد چندین مرحله گسلش و دیگر تغییرات ساختاری، بررسی تغییرات رخساره‌ای، پیوند میان واحدهای چینه‌ای و اندازه‌گیری ضخامت آنها را دشوار کرده است (نبوی، ۱۳۵۵).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۷)



L E G E N D				
C O G E N E R Y	QUATERNARY	HOLOCENE	Q <sup>f</sup> : Fresh water limestone ( Teravertine )	
			Q <sup>col</sup> : Colluvium deposits	
			Q <sup>al</sup> : Recent alluvium in major rivers.	
			Q <sup>tl</sup> : Low level and young alluvial terraces mainly fine grained.	
			Q <sup>pl</sup> : High level and old alluvial terraces, mainly coarse grained.	
	NEOGENE	EOCENE	PIQ <sup>c</sup> : Cream to light brown polygenetic semi- consolidated unsorted conglomerate with intercalation of sand and marl.	
			M <sup>m</sup> : Alternation of gray to light gray marl, mudstone and siltstone with intercalation of red sandstone and Gypsiferous marl, red conglomerate in upper part.	
			E <sup>v</sup> : Light cream to light gray, medium to thick horizons of andesitic lava (acidic to intermediate composition).	
			E <sup>rd</sup> : Light red to light green, medium to thick horizon of andesitic lava trachy andesit, andesit basalt and andesitic tuff. Karaj Fm.	
			E <sup>lb</sup> : Light gray to cream, massive dacitic breccias tuff.	
MESOZOIC	CRETACEOUS	LATE	K <sub>2</sub> <sup>lm</sup> : Cream to light brown, thin to medium bedded limestone and marl.	
			K <sub>2</sub> <sup>sh,s</sup> : Gray to dark gray, light green, thin bedded shale and sandstone with locally coal.	
		EARLY	K <sub>1</sub> : Gray to light gray, medium to thick bedded orbitolina bearing limestone (Tizkuz Formation).	
	JUR.	EARLY	J <sub>s</sub> <sup>c,s,sh</sup> : Olive to gray, medium to thick bedded quartz conglomerate in upper part, pebbly sandstone, sand stone and dark coal bearing shale (Shemshak Formation).	
			P <sub>r</sub> : Gray to dark gray, thin to medium well bedded limestone with locally cheart bearing and thin inter calation of marl (Routeh Formation).	
	PAL.	PER.	UPPER.	

ادامه شکل ۲.

دارای احتمال کانه‌زایی به هنگام اکتشاف در ابعاد مختلف، بهره‌گیری از اکتشافات ژئوشیمیایی آبراهه‌ای و کانی سنگین و کنترل آنومالی‌های استخراجی می‌باشد (یزدی، ۱۳۸۶) روش اکتشافات ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه‌ای متداول‌ترین شیوه اکتشافات ژئوشیمیایی مقدماتی است که برای اکتشافات مقیاس کوچک تا متوسط کاربرد دارد (Fletcher, 1997) این روش برای پی‌جویی‌های ناحیه‌ای و شناسایی مقدماتی نواحی امیدبخش کانی‌سازی در مناطقی که دارای آبراهه هستند و وسعت حوضه آبریز زیاد باشد به کار می‌رود (Hale and Plant, 1994). رسوبات آبراهه‌ای در واقع یک نمونه ترکیبی از مواد فرسایش یافته از سنگ‌های بالادست حوضه آبریز است. بنابراین وجود ناهنجاری در این رسوبات از وجود یک منبع پرعیار در بالادست آن حکایت می‌کند. معمولاً از روش اکتشافات ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه‌ای برای پی‌جویی عناصر نیز استفاده می‌شود، ولی گاهی با استفاده از روش مطالعه کانی‌های سنگین، می‌توان ماسه‌های موجود در

ردیفی از این سنگ‌ها عموماً شامل متابازیت درجه ضعیف با سنگ مادر آندزی بازالت تا آندزیت می‌باشند و از نظر شیمیایی دارای ترکیب کالکوالکالن هستند (معین وزیری و احمدی، ۱۳۷۷). در منطقه مورد مطالعه، سنگ‌های رسوبی مزوزویک، ردیف رسوبی دلتایی و دگرگون شده تریاس بالا- ژوراسیک پایین، چینه‌های آواری ژوراسیک پایین و میانی، ردیف کربناته ژوراسیک میانی و بالایی و بروزدهایی از سنگ‌های کرتاسه را شامل می‌شود. تغییر سنگ‌های ژوراسیک به کرتاسه در این منطقه تدریجی است (قربانی، ۱۳۸۷). واحد آواری پالئوژن از کهن‌ترین سنگ‌های سنوزویک در منطقه است. این واحد شامل چینه‌های ستبر کنگلومرای چند آمیزه قهوه‌ای روشن تا قرمز با جورشدگی ضعیف و گردشگی متوسط با فشردگی خوب، ماسه و سنگ آهک در پی می‌باشد.

## اکتشاف رسوبات آبراهه‌ای

بدون شک اولین قدم در تعیین نقاط امیدبخش و



از نوع رگه‌ای هیدروترمال است. این عنصر در این نوع کانی‌سازی‌ها همواره به صورت ردیاب و کمتر به صورت محصول فرعی حضور دارند. عنصر Cu همبستگی ضعیفی با Au و Zn دارد و همبستگی‌های ضعیف‌تری با عناصر پارائز آهن یعنی Fe، Mn، V و Ni مشاهده می‌شود. این بدان معناست که کانی‌سازی‌های مس در منطقه منجیل به همراه کانی‌سازی‌های آهن روی داده است که در منطقه قابل مشاهده است. کانی‌سازی و همبستگی‌های اصلی در این منطقه مربوط به Zn و Pb است. عنصر Pb دارای همبستگی به میزان ۰/۷۸۵ با عنصر Zn می‌باشد. سایر همبستگی‌ها تقریباً تکراری هستند.

### آنالیز خوشه‌ای

این آنالیز برای عناصر اصلی کانساز و ردیاب صورت گرفته است (شکل ۳). بر این اساس دو دسته اصلی قابل تشخیص است. دسته اول که با Fe شروع و به Au ختم می‌شود، خود دارای سه زیر گروه است که تمامی عناصر کانی‌ساز را در بر گرفته است. دسته دوم با As شروع و به S ختم می‌شود و دارای دو زیر گروه است که مجموعاً عناصر ردیاب کانی‌سازی‌های منطقه را در بر گرفته است. در زیر گروه اول از دسته اول عناصر Fe، V، Sc و Cu قرار دارند که نشان از کانی‌سازی‌های مس در منطقه به همراه غنی‌شدگی‌های عناصر گروه آهن دارد. این شرایط در منطقه مورد مطالعه به دفعات مشاهده شده است. در زیر گروه دوم که به طور بلافاصله با زیر گروه اول قرار دارد عناصر Cr، Co و Ni یعنی عناصر دیگر گروه آهن قرار دارند که همراهی کانی‌سازی‌های آهن در منطقه را با کانی‌سازی‌های اصلی نشان می‌دهد. در زیر گروه سوم کانی‌سازی اصلی منطقه یعنی عناصر Zn، Pb، Mn و Au قرار دارند که با زیر گروه‌های اول و دوم در ارتباط مستقیم است و همراهی آنها را با یکدیگر نشان می‌دهد. در دسته دوم تمامی عناصر ردیاب کانی‌سازی از جمله As، Sb، Tl، Bi، Be، W، Sn، Mo، Ba و S قرار دارند که بعضاً مرتبط با توده نفوذی مولد کانی‌سازی در منطقه و بعضاً عناصر همراه کانی‌سازی هستند. این ارتباطات در تمامی آنالیزهای انجام شده آماری به منظور درک ارتباطات عناصر مختلف با اندکی تغییر قابل

آبراهه‌ها را بررسی و در صورت مشاهده کانی‌های مناسب و حاوی کانی‌سازی، نسبت به نمونه‌برداری مدون از آبراهه‌ها اقدام کرد. در این پژوهش اکتشافات ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه‌ای- کانی سنگین در محدوده برگه ۱:۵۰،۰۰۰ منجیل انجام شد.

### ضریب همبستگی عناصر

برای داشتن معیاری از همبستگی دو متغیر بدون وابستگی به واحد اندازه‌گیری داده‌ها، پارامتر آماری ضریب همبستگی تعریف شده است. در محاسبه ضریب همبستگی نیز مانند بسیاری از پارامترهای آماری دیگر، فرض نرمال بودن داده‌ها الزامی است. بنابراین با استفاده از مقادیر نرمال داده‌ها، این ضرائب محاسبه شده است (مومنی، ۱۳۸۷). در اینجا از روش ضریب همبستگی اسپیرمن استفاده شده است. این ماتریس که شامل ضرایب همبستگی به همراه سطح معنی‌دار بودن آنها است با استفاده از داده‌های موجود در برگه مورد مطالعه شکل گرفته است (جدول ۱).

با توجه به جدول ۱، عنصر Au دارای ضریب همبستگی ضعیف با عناصر Cu، Pb و Zn است. حداکثر میزان این همبستگی به مقدار ۰/۳۳۲ با عنصر Pb روی داده است. اگر چه مقدار مطلق این همبستگی ضعیف است ولی با توجه به تعداد بالای نمونه‌ها این مقادیر کم نیز می‌تواند مورد توجه قرار گیرد. در این منطقه حداکثر میزان طلای ثبت شده در رسوبات آبراهه‌ای در منطقه‌ای ثبت شده است که آبراهه آن از معدن سرب و روی زه آباد سرچشمه می‌گیرد. بنابراین وجود کانی‌سازی‌های پلی متالیک به همراه طلا در این منطقه به اثبات رسیده است. عنصر آرسنیک دارای همبستگی‌های نسبتاً بالایی با عناصر Bi، Pb، Sb، Tl و W است که حداکثر مقدار آن به میزان ۰/۶۷۲ با عنصر Sb رخ داده است.

این پارائز به عنوان ردیاب در منطقه، کانی‌سازی‌های پلی متالیک Zn، Pb و Cu را همراهی می‌کند. عنصر Be همبستگی خوبی را با Pb، Sb، Sn و Tl دارا می‌باشد. حداکثر میزان همبستگی Be در این گروه به میزان ۰/۶۴۹ با عنصر W روی داده است. عمده کانی‌سازی‌های منطقه

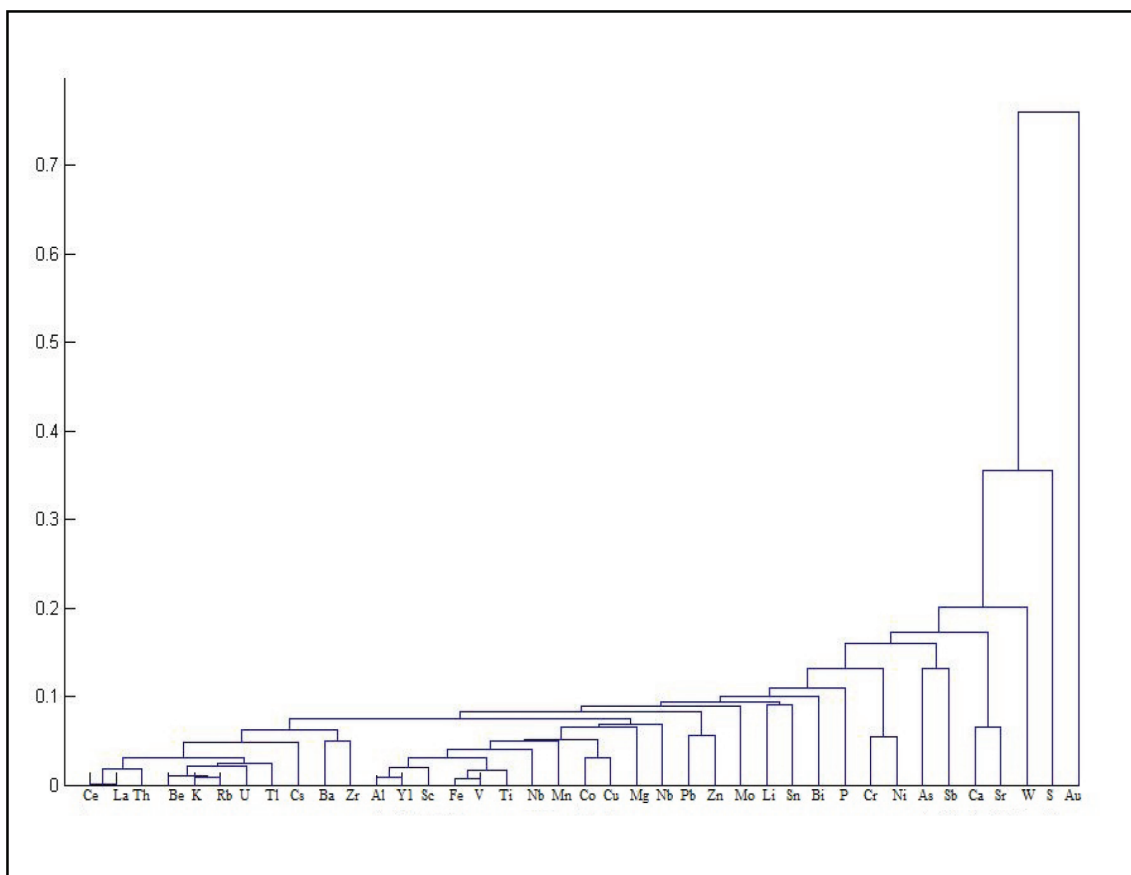


می‌باشند که در بخش‌های مختلف به همراه کانی‌سازی‌ها، مشاهده می‌شوند. فاکتور ششم که اصلی‌ترین فاکتور کانی‌سازی در منطقه است از عناصر  $Pb$ ،  $Zn$ ،  $Mn$ ،  $Au$  و  $Cu$  تشکیل شده است و دارای پوشش واریانس  $7/3$  درصد می‌باشد. با توجه به موقعیت قرارگیری این عناصر در فاکتور ششم می‌توان متوجه شد که کانی‌سازی‌های صورت پذیرفته در منطقه کم وسعت‌تر از تنوعات لیتولوژیکی و ردیاب‌های کانی‌سازی است که کاملاً طبیعی است و به خوبی در این فاکتورها به تصویر کشیده شده است. حضور  $S$  و  $Mo$  در فاکتور آخر یعنی فاکتور هفتم با پوشش واریانس  $6/3$  درصد نشان‌دهنده‌ی ضعیف بودن رویداد غنی‌شدگی‌های این دو عنصر در منطقه می‌باشد. این فاکتور از ارزش کانی‌سازی برخوردار نیست.

مشاهده هستند. در این دسته، عناصر درجه حرارت پایین در یک زیر گروه ( $As$ ،  $Sb$  و  $Tl$ ) و عناصر درجه حرارت بالا مانند  $Bi$ ،  $W$ ،  $Sn$  و  $Mo$  در زیر گروه دوم قرار گرفته‌اند و تفکیک مناسبی را به نمایش گذاشته‌اند.

## آنالیز فاکتوری

بر اساس نتایج آنالیز فاکتوری در این تحقیق (جدول ۲)، فاکتور اول معرف لیتولوژی غالب در منطقه است. این فاکتور با پوشش واریانس ۲۵ درصد از عناصر  $Th$ ،  $Be$ ،  $Tl$ ،  $U$ ،  $Ce$ ،  $Rb$ ،  $Nb$ ،  $Cs$ ،  $Sb$ ،  $Sn$ ،  $W$  و  $Y$  تشکیل شده است که توده‌های نفوذی در منطقه را نشان می‌دهد. فاکتورهای دوم تا پنجم که به ترتیب دارای پوشش واریانس  $11/4$ ،  $9/4$ ،  $7/8$  و  $3/7$  هستند، عناصر ردیاب کانی‌سازی در منطقه



شکل ۳. نمودار درختی داده‌های نمونه‌های ژئوشیمیایی برگه ۱:۵۰۰۰۰ منجیل

جدول ۲. نتایج آنالیز فاکتوری در برگه ۱:۵۰۰۰۰ منجیل

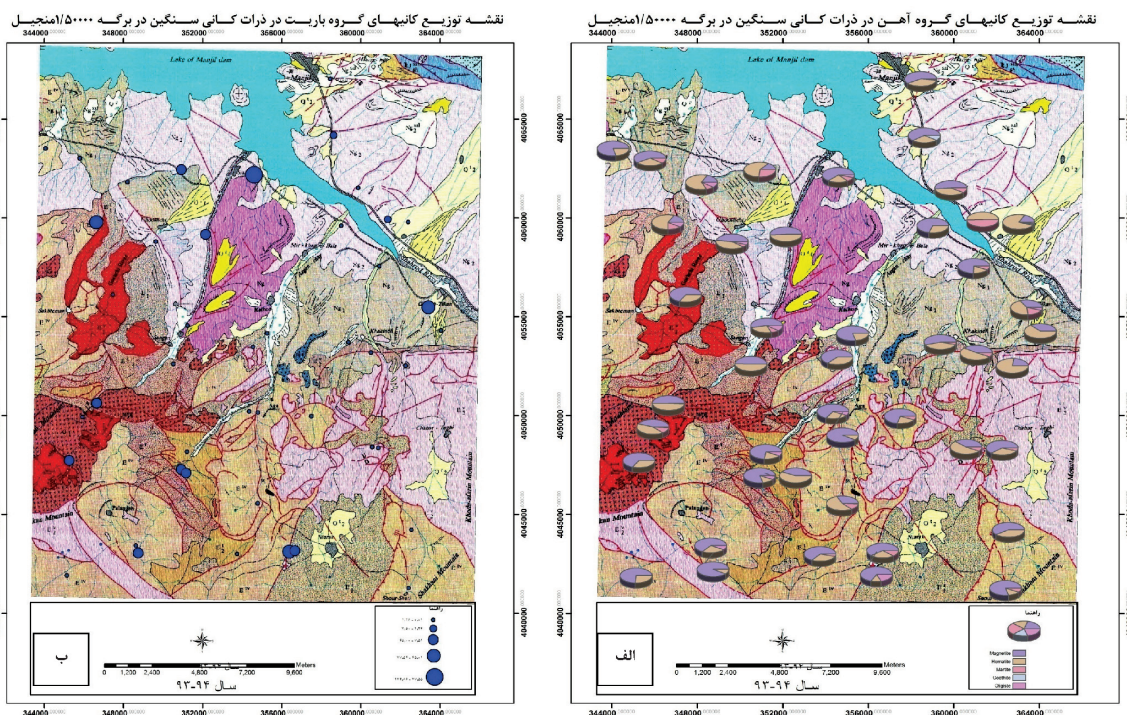
	Component							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Y1	.842	-.271	.125	-.265	.076	-.133	-.135	.047
La	.800	-.437	-.150	-.143	.162	.039	.011	.025
Ce	.780	-.461	-.133	-.196	.165	.050	-.008	.051
Ca	-.750	-.005	.133	.103	.517	-.131	-.065	.022
Th	.688	-.582	-.012	-.109	.268	-.016	.060	-.058
Sn	.660	.142	-.158	.055	.135	.224	-.086	-.271
Be	.652	-.591	.017	-.138	.165	-.145	-.083	.113
P	.625	.244	-.122	-.420	-.067	.033	.051	.087
K	.624	-.424	.143	.109	-.385	-.017	.209	-.039
Nb	.620	-.426	.067	-.118	.226	.097	.142	-.338
Zn	.565	.512	.177	.396	.113	-.253	.114	.050
W	.551	-.182	-.118	.247	.123	-.130	.172	-.109
Na	.500	.197	-.474	-.260	-.332	.050	.417	-.023
U	.495	-.357	.173	.008	.460	.012	.092	-.150
V	.501	.779	-.128	-.028	.166	.119	-.197	-.040
Rb	.553	-.710	.243	.134	-.121	-.103	-.061	.048
Fe	.559	.682	-.208	-.007	.182	.199	-.208	-.049
Ti	.598	.673	-.148	-.113	.122	.137	-.135	-.092
Co	.365	.633	.092	-.099	-.026	.361	-.182	.026
Cr	.410	.573	.330	.166	.026	-.258	.016	-.288
Sc	.513	.554	.353	-.256	-.138	-.227	-.180	-.052
Cu	.402	.479	.291	-.034	-.245	-.105	.172	.331
Ni	.093	.133	.757	.136	-.076	.164	.024	-.143
Mg	.142	.441	.724	-.265	-.248	-.092	-.094	-.128
Zr	.121	.071	.579	-.067	-.349	.156	-.087	-.111
Li	.026	-.375	.507	.060	-.205	.260	-.228	.042
Tl	.351	-.462	.466	.373	-.119	.125	-.028	.200
S	-.235	-.100	.456	-.055	.184	.294	.231	-.120
Bi	.269	.106	-.323	.295	.015	.187	-.250	.203
AL	.046	-.062	-.315	.635	-.159	.392	-.123	-.217
Sb	.277	-.077	-.243	.624	-.162	.197	-.159	-.199
Pb	.446	.320	.152	.534	.119	-.334	.278	.109
Au	.232	.319	.106	.498	.074	-.312	.335	.110
Ba	.256	.225	-.213	.337	-.302	.283	.295	.220
As	.460	-.157	-.220	-.246	-.698	.141	.127	.159
Mo	.247	.068	.341	.098	.478	.543	.260	.173
Sr	-.445	.091	.301	-.214	.211	.497	.395	.196
Cs	.060	-.475	.233	.294	-.198	-.002	-.476	.192
Mn	.377	.202	.012	-.003	.392	-.010	-.280	.590

## مطالعات کانی سنگین

گروه‌های تعیین شده در ذرات کانی سنگین در برگه ۱:۵۰۰۰۰ منجیل در شکل‌های ۴ و ۵ ارائه شده است. نقشه‌ها به‌عنوان آخرین مرحله از به تصویر در آوردن داده‌ها محسوب می‌شوند و راهکارهای اجرایی و پیگیری هدف‌های اکتشافی، در راستای نقشه تجزیه و تحلیل آن به سهولت قابل دسترسی است. تمامی مراحل داده‌پردازی در نهایت منتهی به معرفی مناطقی می‌شوند که حاوی بالاترین پتانسیل اکتشافی می‌باشند. اما این پتانسیل نبایستی به مفهوم تمرکز مواد معدنی به‌ویژه در نقشه‌های تک متغیره در

هدف اصلی در برداشت‌های کانی سنگین در وهله‌ی اول، تأیید یا رد آنومالی‌های استخراجی با روش ژئوشیمی آبراهه‌ای و در مرحله دوم تعیین فاز پراکندگی عناصر می‌باشد. برای دستیابی به این نتایج، نقاط به‌گونه‌ای انتخاب شد که حداکثر پوشش در ناحیه‌ای که به‌عنوان منطقه دارای ناهنجاری عنصری شناخته شده است را ایجاد کند. در این پژوهش، بر اساس نتایج حاصل از مطالعات کانی سنگین، پنج گروه شامل گروه آهن، گروه تیتان، گروه باریت، گروه متامورف و گروه زیرکن تعیین شد. نقشه توزیع کانی‌های





شکل ۴. الف) نقشه توزیع کانی‌های گروه آهن در ذرات کانی سنگین در برکه ۱:۵۰۰۰۰ منجیل، ب) نقشه توزیع کانی‌های گروه باریت در ذرات کانی سنگین در برکه ۱:۵۰۰۰۰ مورد مطالعه

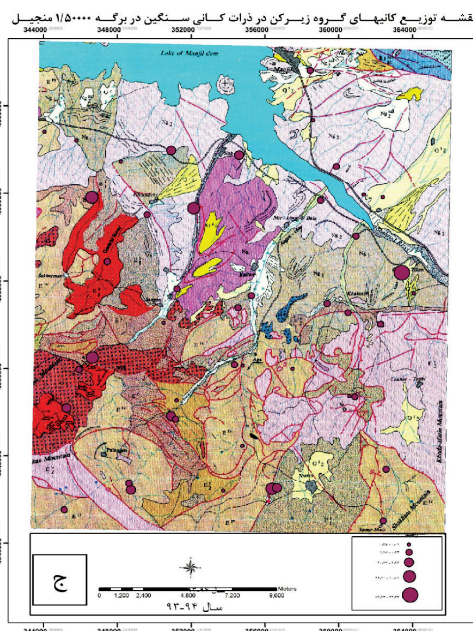
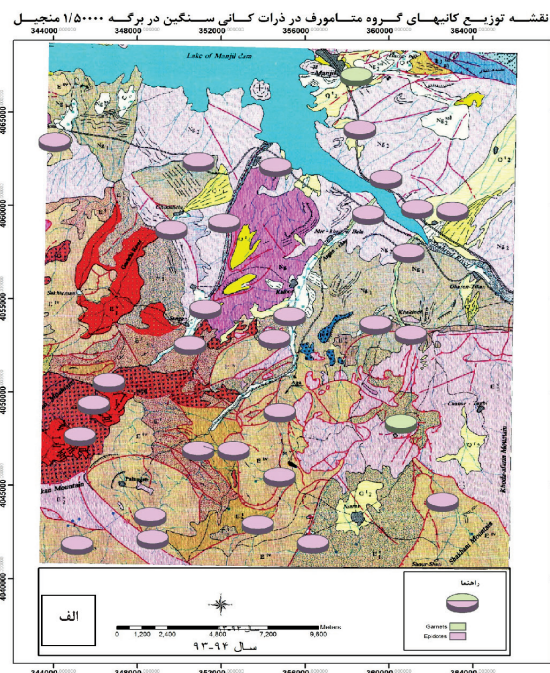
موجب می‌شود تا ارتباط منطقی بین فراوانی یک عنصر در سلول‌ها ظاهر گشته و امکان ارزیابی منطقه‌بندی موجود در نقشه توزیع یک عنصر فراهم شود. با توجه به تنوع لیتولوژی، کثرت عوامل ناهمگن ساز، تعدد پارامترهای دخیل در کانی‌سازی، نحوه مهاجرت و جایگیری عناصر و ... نحوه توزیع نمونه‌ها بایستی در نقشه طراحی به گونه‌ای باشد که حوضه‌ای از منطقه فاقد اطلاعات نباشد. نمایش داده‌ها در روی نقشه به گونه‌های متعددی امکان‌پذیر است، که در این پروژه از روش کریجینگ استفاده شده است. در این روش با در نظر گرفتن جهت آبراهه، مساحت حوضه آبریز و وزن‌دهی عیار هر نمونه بر مبنای مساحت حوضه و نمونه‌های بالادست، الگوریتم تخمین، تعریف شده است. هیستوگرام‌های فراوانی عددی و منحنی توزیع تجمعی داده‌های خام عناصر در شکل ۶ ارائه شده است. همچنین تعدادی از نمودارهای Q-QPlate نیز در شکل ۷ ارائه شده‌اند.

مناطق ناهنجار باشد بلکه قصد نهایی، معرفی مناطقی است که در آنها گروهی از نمونه‌ها به‌طور مشترک در دسته‌ای از عناصر ناهنجاری نشان داده‌اند.

### روش کریجینگ

روش کریجینگ از روش‌هایی است که با استفاده از داده‌های مربوط به نقاط نمونه‌برداری، تخمین‌هایی در مورد نقاطی که از آنها نمونه‌برداری صورت نگرفته انجام می‌دهد. با توجه به گستردگی مناطق تحت پوشش اکتشاف به روش رسوبات آبراهه‌ای و نیز چگالی پایین نمونه‌برداری به‌خصوص در ایران، روش کریجینگ کارایی بهتری دارد (علوی پناه و متین فر، ۱۳۸۷). این روش به ژئوشیمیست‌ها امکان می‌دهد تا نتایج حاصل از تخمین اطلاعاتی که مستقیماً از سلول‌ها به دست می‌آید را به سایر سلول‌ها نسبت دهند. این اطلاعات عموماً شامل فراوانی عناصر و شاخص‌های غنی‌شدگی مربوط به آنها می‌شوند. در چنین حالتی افزایش تعداد سلول‌هایی که در مورد آنها داده‌ای به دست می‌آید،



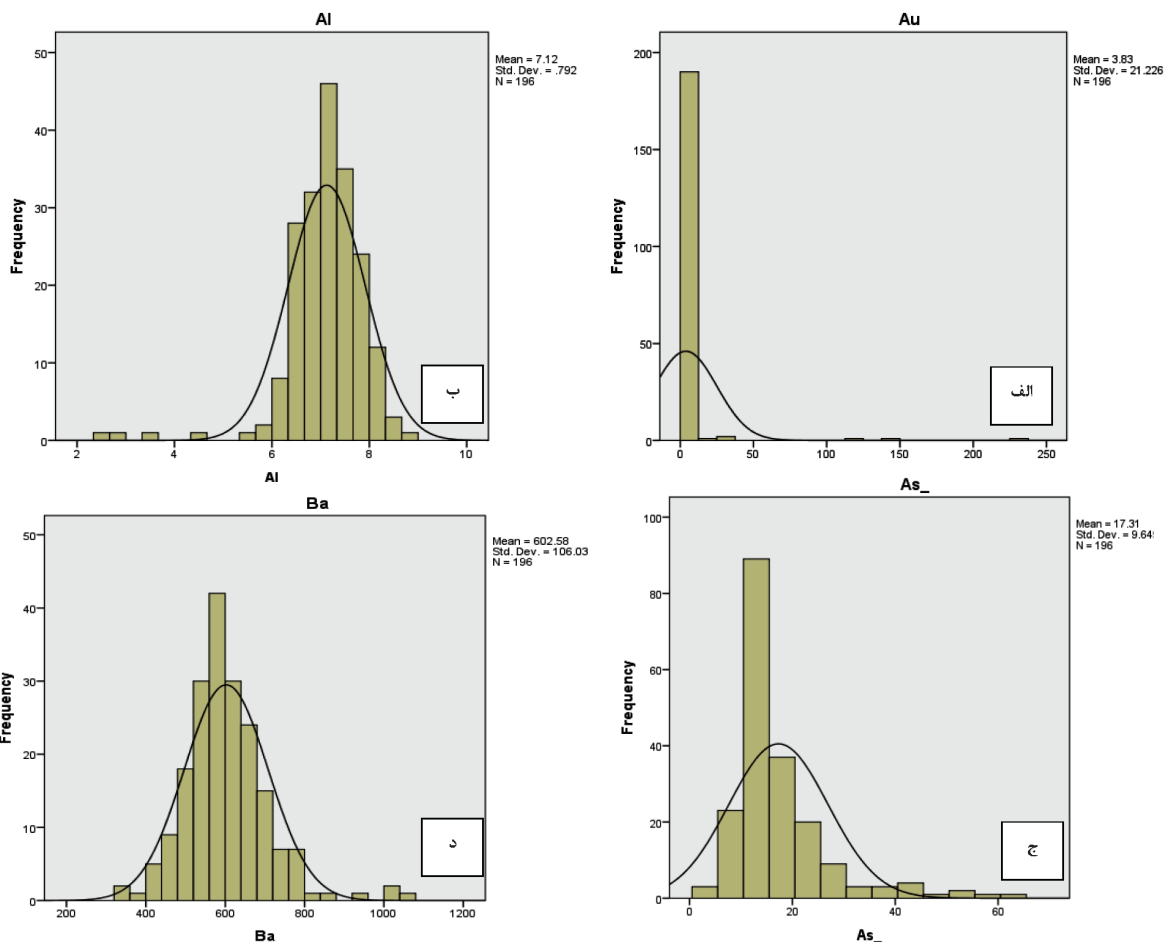


شکل ۵. الف) نقشه توزیع کانی‌های گروه متامورف در ذرات کانی سنگین در برگه ۱:۵۰۰۰۰ منجیل، ب) نقشه توزیع کانی‌های گروه تیتان در ذرات کانی سنگین در برگه ۱:۵۰۰۰۰ منجیل، ج) نقشه توزیع کانی‌های گروه زیرکن در ذرات کانی سنگین در برگه ۱:۵۰۰۰۰ منجیل

Au, Cu, Mn, Pb و Fe تشکیل داده‌اند. به‌طورکلی با توجه به نتایج به‌دست‌آمده نواحی آنومالی نیاز به بررسی و کنترل دارند. لازم است پی‌جویی‌های چکشی دقیق روی مناطق ناهنجار و نواحی امیدبخش معرفی شده، انجام گیرد تا با ارزیابی این گستره‌ها بتوان نواحی پر پتانسیل معدنی را برای مراحل بعدی اکتشاف تعیین کرد.

## آنومالی‌های منطقه مورد مطالعه

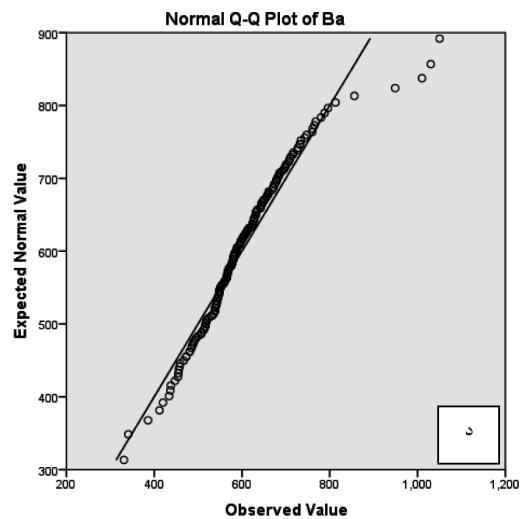
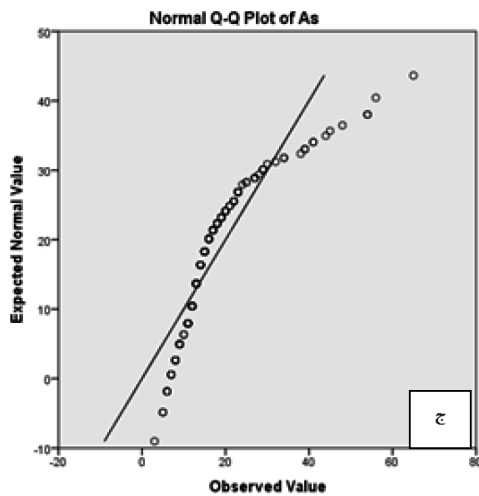
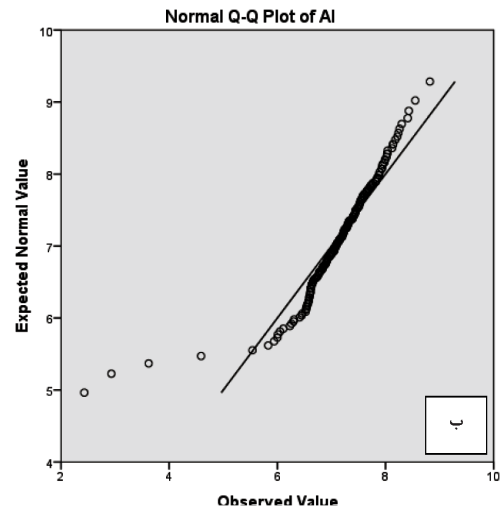
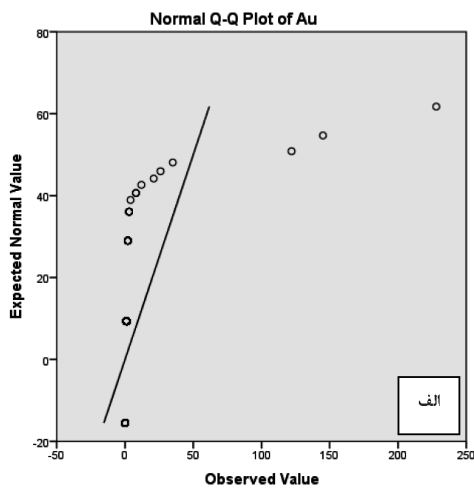
با توجه به پردازش تمامی نمونه‌های ژئوشیمی و کانی سنگین، منطقه مورد مطالعه‌ی منجیل از پتانسیل بالایی برخوردار است و چندین محدوده امیدبخش جهت کنترل صحرایی آنومالی‌ها معرفی شد. عمده این آنومالی‌ها را Zn،



شکل ۶. الف) هیستوگرام‌های فراوانی عددی و منحنی توزیع تجمعی داده‌های خام عنصر طلا، ب) هیستوگرام‌های فراوانی عددی و منحنی توزیع تجمعی داده‌های خام عنصر آلومینیوم، ج) هیستوگرام‌های فراوانی عددی و منحنی توزیع تجمعی داده‌های خام عنصر آرسنیک، د) هیستوگرام‌های فراوانی عددی و منحنی توزیع تجمعی داده‌های خام عنصر باریم

این گستره، کانی‌های اسفن، آاناتاز، شلیت و مولیبدنیت مشاهده و ثبت شده است. لیتولوژی دربرگیرنده این آنومالی را عمدتاً گرانیتوئیدهای خاکستری روشن دانه درشت (فاز اول) و گرانیتوئیدهای صورتی رنگ دانه‌ریز آپلیتی (فاز دوم) و به مقدار کم توف و ولکانیک‌های اسیدی تا متوسط آندزیتی، آندزیت بازالت و آندزیت لاتیت تشکیل می‌دهند. براساس نقشه زمین‌شناسی، این واحدهای لیتولوژیکی دارای سن پالئوسن هستند. در کنترل صحرائی این آنومالی‌ها دو نمونه کانی‌زایی شده و یک نمونه کانی سنگین برداشت شده است. یکی از نمونه‌های کانی‌زایی شده در منطقه مورد مطالعه به صورت برج از رگه هماتیتی - لیمونیتی کم وسعت در درون توده نفوذی برداشت شده است. در این نمونه هیچ‌گونه اثر

همچنین تهیه نقشه ژئوشیمی و نقشه زمین‌شناسی معدنی در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ و کنترل دقیق آنومالی در منطقه و در صورت لزوم اقدام به ترانسه زنی پیشنهاد می‌شود. یکی از مهم‌ترین مناطق دارای آنومالی در منطقه، گستره‌ای با مساحت هفت کیلومتر مربع در منطقه مورد مطالعه در بخش ماهین و در جنوب روستای انبیین قرار دارد. در عملیات نمونه‌برداری اولیه در محدوده این آنومالی، سه نمونه ژئوشیمی و دو نمونه کانی سنگین برداشت شده است. این گستره محل مشترک آنومالی‌های عناصر Zn و Sb است و یک آنومالی مرکب می‌باشد. بر این اساس، در گستره مطالعاتی عنصر Zn و Sb بیشترین آنومالی را دارا می‌باشند. همچنین در نمونه‌های کانی سنگین برداشت شده در



شکل ۷. نمودارهای Q-QPlot؛ الف) نمودار Q-QPlot برای عنصر طلا، ب) نمودار Q-QPlot برای عنصر آلومینیوم، ج) نمودار Q-QPlot برای عنصر آرسنیک، د) نمودار Q-QPlot برای عنصر باریم

اساس نتایج حاصل از مطالعات انجام شده و با توجه به زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، از کانی‌سازی‌های گستره منجیل می‌توان به کانی‌سازی‌های مرتبط با ولکانیک‌های حدواسط تا اسیدی و کانی‌سازی‌های مرتبط با توده‌های نفوذی فلسیک اشاره کرد. بخش دوم کانی‌سازی‌ها مرتبط با ولکانیک‌های اسیدی تا حدواسط منطقه هستند که عمدتاً از نوع طلا، منگنز و مس می‌باشند. به لحاظ آماری حدود ۳۵ درصد کانی‌سازی‌ها و آنومالی‌های منطقه از نظر لیتولوژیکی با این واحد در ارتباط هستند. حدود ۱۰ درصد آنومالی‌ها در ارتباط با سایر واحدهای سنگ‌شناسی از جمله واحد اسلیت، ماسه سنگ، آهک و شیل می‌باشند که در بخش‌های مختلف منطقه به‌طور پراکنده رخمون

خاصی از مقادیر بالای عناصر مشاهده نمی‌شود. یکی دیگر از نمونه‌های برداشتی از منطقه، به‌صورت برجا از رگه هماتیتی - لیمونیتی فوق‌الذکر در درون توده نفوذی برداشت شده است. این نمونه در نزدیکی نمونه قبلی و در ۵۰ متری جنوب شرق آن برداشت شده است. نمونه کانی سنگین این گستره در فاصله تقریبی ۵۰۰ متری شمال نمونه‌های کانی‌زایی برداشت شده است. در این نمونه به مقدار اندک کانی‌های پیریت مشاهده می‌شود که ارزش اکتشافی ندارد و وجود آنها به‌واسطه وجود توده نفوذی طبیعی است. با توجه به نتایج به‌دست‌آمده از کنترل صحرایی این آنومالی، این گستره مورد پذیرش نیست و بی‌اهمیت تلقی می‌شود لذا انجام عملیات اکتشاف تکمیلی پیشنهاد نمی‌شود. در این پژوهش، بر

مشاهده شد که تقریباً تمامی اندیس‌ها و معادن بزرگ فلزی منطقه در درون زون‌های آنومالی به‌دست‌آمده قرار گرفته‌اند. آن دسته از اندیس‌های موجود بر روی نقشه زمین‌شناسی که در خارج از گستره آنومالی‌ها قرار گرفته‌اند، از نظر ابعاد و گسترش بسیار کوچک و ضعیف هستند و بیشتر از نظر جغرافیایی در مناطقی رخنمون دارند که امکان شسته شدن و ورود آنها به آبراهه و تشکیل هاله‌های ثانوی نبوده است. در کل، بررسی‌های اکتشافی انجام شده در گستره منجیل، منجر به دستیابی به نتایج زیر شد. بر اساس نقشه زمین‌شناسی و لیتولوژی منطقه و نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌های ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه‌ای و نمونه کانی سنگین موجود و همچنین تجمع عناصر در گستره‌های خاص و هم‌پوشانی این عناصر با هم دو محدوده آنومالی مشخص شد که به دلیل عیار متوسط عناصر در این منطقه درجه این آنومالی‌ها متوسط معرفی شد. بر اساس نتایج حاصل از مطالعات انجام شده و با توجه به زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، از کانی‌سازی‌های گستره منجیل می‌توان به کانی‌سازی‌های مرتبط با ولکانیک‌های حدواسط تا اسیدی و کانی‌سازی‌های مرتبط با توده‌های نفوذی فلسیک اشاره کرد.

### نتیجه‌گیری

روش اکتشافات ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه‌ای متداول‌ترین شیوه اکتشافات ژئوشیمیایی مقدماتی است که برای اکتشافات مقیاس کوچک تا متوسط کاربرد دارد. این روش به‌طور وسیعی برای پی‌جویی‌های ناحیه‌ای و شناسایی مقدماتی نواحی امیدبخش کانی‌سازی در مناطقی که دارای آبراهه هستند و وسعت حوضه آبریز زیاد باشد به کار می‌رود. رسوبات آبراهه‌ای در واقع یک نمونه ترکیبی از مواد فرسایش یافته از سنگ‌های بالادست حوضه آبریز است. بنابراین وجود ناهنجاری در این رسوبات از وجود یک منبع پرعیار در بالادست آن حکایت می‌کند. معمولاً از روش اکتشافات ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه‌ای برای پی‌جویی عناصر نیز استفاده می‌شود، ولی گاهی با استفاده از روش مطالعه کانی‌های سنگین، ماسه‌های موجود در آبراهه‌ها را بررسی

دارند. با توجه به نقشه زمین‌شناسی منجیل و بر اساس ارتباط آنومالی‌ها با دگرسانی و ساختارهای تکتونیکی، بیش از ۸۰ درصد آنومالی‌ها در ارتباط با زون‌های شکستگی، گسل‌های موجود در منطقه هستند، لذا می‌توان گفت که عمدتاً کانی‌سازی‌ها از نوع رگه‌ای می‌باشند. بر اساس نتایج حاصل، این کانی‌سازی‌ها عمدتاً در رگه‌های سیلیسی همراه با اکسیدهای آهن مشاهده می‌شوند. تکتونیک شدید، بارندگی‌های شدید، وجود توده نفوذی و در نتیجه آب‌های جوی فراوان، راه را برای عبور سیالات گرم و در نتیجه به وجود آمدن دگرسانی‌های وسیع در منطقه هموار ساخته است. در کنترل‌های صحرایی تقریباً در محل تمامی آنومالی‌ها زون‌های دگرسانی اکسید آهنی - پیریتی - آرژیلیتی - آلونیتی مشاهده و ثبت شده که نشان می‌دهد کانی‌سازی‌های این مناطق با زون‌های دگرسانی وسیع در ارتباط هستند و به این طریق نیز می‌توان این کانی‌سازی‌ها را ردیابی کرد.

کانی‌سازی‌های مرتبط با توده‌های نفوذی فلسیک (گرانودیوریت - گرانیت) حدود ۷۰ درصد از کانی‌سازی‌ها و آنومالی‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. این گستره محل بروز اصلی توده‌های نفوذی منطقه است که شامل دو فاز است.

فاز اول یک گرانیت دانه درشت خاکستری رنگ و فاز دوم یک گرانیت دانه ریز صورتی رنگ است که در درون توده اول نفوذ کرده است. از آنومالی موجود در منطقه مورد مطالعه منجیل، تعدادی از آنها در اطراف و درون توده نفوذی منطقه رخ داده است. کانی‌سازی اصلی در این مناطق متشکل از عناصر کانساری آهن، تنگستن، قلع، سرب و روی است. البته ممکن است در این نواحی کانی‌سازی‌های دیگری هم رخ داده باشد ولی به لحاظ آماری بخش عمده این کانی‌سازی‌ها از فلزات فوق‌الذکر تشکیل یافته است. در خصوص رابطه آنومالی‌ها با اندیس‌های معدنی، کانسارها و معادن متروکه بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه، اندیس‌ها و کانسارهای فعال و متروکه فراوانی قابل مشاهده است. این اندیس‌ها و کانسارها از نوع فلزی مانند مس و غیرفلزی مانند سنگ‌های ساختمانی، کائولینیت، آلونیت و زغال می‌باشند. با پیاده کردن مناطق آنومالی بر روی نقشه زمین‌شناسی



- می‌کنند و در صورت مشاهده کانی‌های مناسب و حاوی کانی‌سازی نسبت به نمونه‌برداری مدون از آبراهه‌ها اقدام می‌کنند.
- نتایج پردازش تمامی نمونه‌های ژئوشیمی و کانی سنگین نشان داد که برگه مورد مطالعه‌ی منجیل از پتانسیل بالایی برخوردار است که چندین محدوده امیدبخش جهت کنترل صحرایی آنومالی‌ها معرفی شد. عمده این آنومالی‌ها را  $Zn, Au, Cu, Mn, Pb, Fe$  تشکیل داده‌اند. در این مطالعه، نتایج پردازش نمونه‌ها نشان داد که منطقه منجیل از پتانسیل بالایی برخوردار است، بر این اساس چندین محدوده امیدبخش جهت کنترل صحرایی آنومالی‌ها معرفی شد. عمده این آنومالی‌ها را  $Zn, Au, Cu, Mn, Pb, Fe$  تشکیل داده‌اند.
- منابع**
- آقائباتی، س. ع. ۱۳۷۱، نقشه سنگ‌های ماگمایی ایران، ۱:۲۵۰۰۰۰، چاپ آزمایشی طرح تدوین کتاب، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- حسنی پاک، ع. ا.، ۱۳۸۱. اصول اکتشافات ژئوشیمیایی، انتشارات دانشگاه تهران، ۶۱۵.
- حسنی پاک، ع. ا. شرف‌الدین، م. ۱۳۸۰. تحلیل داده‌های اکتشافی، انتشارات دانشگاه تهران، ۹۷۷.
- حیدری، س. م.، ۱۳۸۶. مقدمه‌ای بر فرآیندهای کانه‌ساز. نوشته راب، لورنس. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۷. نقشه زمین‌شناسی رودبار، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.
- علوی پناه، س. ک. و متین فر، ح. ۱۳۸۷. کاربرد فناوری اطلاعات در علوم زمین، انتشارات دانشگاه تهران، ۴۷۲.
- غلامی، م. یزدی، م. مقصودی، ع. اکبریور، ا. ۱۳۹۰. اکتشافات ژئوشیمیایی رسوب آبراهه‌ای و کانی سنگین در بانه، دومین همایش علوم زمین، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی تهران و سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قربانی، م.، ۱۳۸۷. زمین‌شناسی اقتصادی کانسارها و نشانه‌های معدنی ایران، انتشارات آراین زمین، ۶۳۹.
- کریم پور، م. ح. ملک‌زاده، آ. و حیدریان، م. ر.، ۱۳۸۳. اکتشاف ذخایر معدنی ایران. انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۶۳۲.
- کریمی، پ. یزدی، م. رسا، مرادی، م. ۱۳۹۰. اکتشافات ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه‌ای و کانی سنگین طلا در کالیجار (نطنز، استان اصفهان)، دومین همایش علوم زمین، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی تهران و سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- مدنی، ح. ۱۳۸۰. اصول بی‌جویی اکتشاف و ارزیابی ذخایر معدنی، ۱۳۸۰، انتشارات ایران ارشاد، ۸۱۶.
- مرکز آمار ایران. ۱۳۸۰. نتایج آمارگیری از معادن در حال بهره‌برداری کشور. سازمان آمار ایران.
- معین وزیری، ح.، احمدی، ع. ۱۳۷۷. پترولوژی و پتروگرافی سنگ‌های آذرین. انتشارات دانشگاه تربیت‌معلم، ۵۴۴.
- مومنی، م.، ۱۳۸۷. تحلیل‌های آماری با استفاده از Spss.
- نبوی، م. ح. ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- یزدی، م. ۱۳۸۶. اصول اکتشافات ژئوشیمیایی، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی. ۱۹۲.
- Charlie, K, Paul, E, Antonio, F, Bob, L, 2016. Stream sediment geochemistry as a tool for enhancing geological understanding: An overview of new data from south west England, Journal of Geochemical Exploration, 163 , 28-40, 2016.
- Fletcher, W.K, 1997. Stream sediment geochemistry in todar exploration, world in proceedings of exploration.
- Guilbert, J.M., and Park, Jr.C.F., 1997. The Geology of Ore Deposits, Freeman and company, New York, 985.
- Hale, K and Plant, J. A., 1994. Drainage Geochemistry in Mineral Exploration. Elsevier Science, 120.
- Stocklin, J. 1968. Structural history and tectonics of Iran. A review. American Journal of Mining and Metallurgy. 52.(7).1229-1258.
- WWW.USGS. U.S. Geological Survey. com.

# پیوند ساختاری ناودیس حاتم آباد با گسل فعال دشت بیاض، شمال قاین - شرق ایران

مرتضی گلچین<sup>۱</sup>، اسماعیل اله پور<sup>۲</sup>، محمود رضا هیهات<sup>۳</sup> و محمد مهدی خطیب<sup>۴</sup>

۱. کارشناس ارشد تکتونیک، مهندسین مشاور پارسی کان کاو

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور بیرجند

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند

۴. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۲/۳۰

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۵/۰۵

## چکیده

ناودیس حاتم آباد در ۴۰ کیلومتری شمال قاین واقع شده است و گستردگی آن ۱۹۰ کیلومتر مربع است. تحلیل هندسی و جنبشی این ناودیس برای بررسی پیوند ساختاری آن با گسل فعال دشت بیاض موضوع این نوشتار است. قرار گرفتن ناودیس حاتم آباد در محل گسست قطعات گسلی دشت بیاض و شکل S مانند این ناودیس، که حاکی از تاثیرپذیری از یک حرکت راستالغز چپگرد است، سوالات زیادی را در مورد احتمال تاثیر گسل چپگرد دشت بیاض بر آن مطرح کرده است. تحلیل هندسی مقاطع ساختاری، راستای کرنش بیشینه ۲۲۱ یا ۴۱ درجه را برای ناودیس حاتم آباد ارائه می‌کند که با راستای تنش مربوط به گسل دشت بیاض تطابق خوبی نشان می‌دهد. سازوکار گسل محمدآباد علم به همراه راستای تنش ۲۱۷ یا ۳۷ درجه که به روش دووجهی عمود برهم، به دست آمده است، نیز شکل S مانند ناودیس حاتم آباد را توجیه می‌کند. بنا به آنچه ذکر شد ناودیس حاتم آباد در اثر قرار گرفتن در یک زون ترافشارشی چپگرد، بین گسل چپگرد با مولفه معکوس دشت بیاض و گسل محمدآباد علم با سازوکار معکوس و مولفه امتدادلغز چپگرد دچار تغییر شکل شده است.

**واژه‌های کلیدی:** ناودیس، حاتم آباد، گسل، دشت بیاض، تحلیل هندسی.

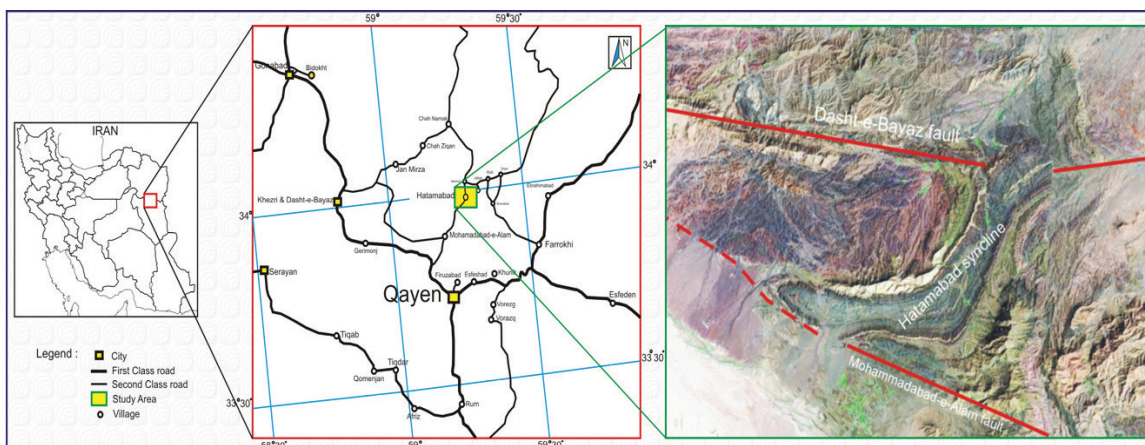
## مقدمه

ناودیس حاتم آباد براساس تقسیم‌بندی پهنه‌های رسوبی ساختاری عمده ایران (آقاناتی، ۱۳۸۳)، در حاشیه شمال شرق پهنه لوت و در مجاورت پهنه زمیندرز سیستان واقع شده است. روند غالب ساختارها در حواشی بلوک لوت، شمالی- جنوبی است ولی در داخل بلوک لوت، روند مذکور شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد. با توجه به پهنه برشی شمالی- جنوبی راستگرد احاطه کننده بلوک لوت، انتظار می‌رود محور کوتاه بیضوی کرنش در جهت شمال شرق- جنوب غرب قرار گرفته و از آنجا که ساختارهای چین خورده و تراست‌ها عمود بر جهت کوتاه شدگی هستند جهت این ساختارها شمال غرب- جنوب شرق است. تاثیر متقابل گسل‌ها باعث ایجاد مناطق فشاری<sup>۲</sup> در راستای پهنه‌های گسلی شده است. مطالعه هندسی و جنبشی ساختارها راهکار مناسبی برای شناخت نحوه شکل‌گیری و تکوین ساختاری مناطق فشاری در پهنه‌های گسلی در شمال

\* نویسنده مرتبط: Elahpour\_es2002@yahoo.com

خاور دشت لوت (بخش شمالی پهنه ساختاری سیستان) فراهم آورده است. فعالیت گسل‌هایی با روندهای مختلف در منطقه خاور ایران سبب ایجاد دگرشکلی‌های محلی متفاوت با مناطق ساختاری مجاور آنها شده است (غلامی، ۱۳۸۸). ناودیس حاتم آباد، در استان خراسان جنوبی و در ۴۰ کیلومتری شمال قاین، در موقعیت جغرافیایی

"۴۸'، ۰۷" تا "۴۵'، ۲۰" طول شرقی و "۲۲'، ۵۵" تا "۴۲'، ۰۲" عرض شمالی جای گرفته و گستردگی آن ۱۹۰ کیلومتر مربع است. راه دسترسی به منطقه از طریق جاده قاین- گناباد و روستای محمدآبادعلم است. این روستا در ۲۵ کیلومتری شمال قاین قرار دارد و فاصله آن تا منطقه مورد مطالعه ۱۵ کیلومتر است (شکل ۱).



شکل ۱. تصویر ماهواره‌ای و موقعیت جغرافیایی ناودیس حاتم آباد

که بین گسل فعال دشت بیاض در شمال و گسلی که در اینجا "گسل محمد آباد علم" نامیده می‌شود، در جنوب قرار گرفته است. رخنمون سنگی آن به‌طور عمده، واحدهای کرتاسه و ترشیری و شامل لایه‌های آهکی و کنگلومرایی در هسته ناودیس و واحدهای سنگی آذرآواری، آهکی، ماسه سنگی و کنگلومرایی در یال‌های راست و چپ است (شکل ۱۲). اندازه‌گیری‌های صحرایی نشان می‌دهند که شیب یال راست ناودیس بین ۲۴ تا ۸۷ درجه متغیر است و یال چپ تغییرات شیب کمتری بین ۲۵ تا ۶۶ درجه دارد.

در جنوب ناودیس حاتم آباد، گسل محمدآبادعلم با موقعیت هندسی میانگین 120/64S و سازوکار معکوس با مولفه امتدادلغز چپگرد و طول تقریبی ۹ کیلومتر قرار دارد. در ناودیس حاتم آباد دایک‌های قائم متعدد میکرودیوریتی دیده می‌شود که در بخش شمالی ناودیس، جایی که اثر محوری دارای روندهای NNE-SSW و NE-SW است، بر محور اولیه یا A<sub>1</sub> عمودند و در بخش جنوبی ناودیس با روند E-W از حالت عمود بر محور، منحرف شده و روند NNW-SSE نشان می‌دهند. در پیمایش صحرایی

قرار گرفتن ناودیس حاتم آباد در محل گسست قطعات گسلی دشت بیاض و شکل S مانند این ناودیس، که حاکی از تاثیرپذیری از یک حرکت راستالغز چپگرد است، سوالات زیادی را در مورد احتمال تاثیر گسل چپگرد دشت بیاض بر آن مطرح کرده است. روند اثر محوری ناودیس حاتم آباد چندین بار تغییر کرده و انتهای غربی ناودیس، جدایش و بالاآمدگی زیادی دارد. دایک‌ها جهت‌گیری‌های متفاوتی دارند و گسل‌های قطع‌کننده لایه‌بندی دارای روندها و سازوکار متفاوت هستند. ضمن این‌که یال‌ها در دو طرف محور، تقارن ندارند. آنچه گذشت سبب طرح سئوالاتی در زمینه جهت محورهای کرنش، دلیل تغییر چند باره روند اثر محوری ناودیس و دلیل پهن‌شدگی<sup>۱</sup> و فشردگی<sup>۲</sup> واحدهای سنگی در بخش جنوبی آن شده است.

## هندسه ساختاری ناودیس حاتم آباد

ناودیس حاتم آباد یک چین باریک و کشیده با روندهای اثر محوری E-W، NE-SW و NW-SE، به شکل S است

1. Flattening
2. Compaction

رخنمون واحدهای سنگی و بیشترین ابهام را در برمی گیرند. برای ترسیم مقاطع از روش قوس<sup>۲</sup> که برای چین‌های موازی دارای انحنای ملایم بکار می‌رود، همراه با بعضی تغییرات استفاده شده است. لازم به ذکر است جابجایی و ضخامت لایه‌ها بر روی مقاطع عرضی دارای پلانژ، محاسبه نشده است. پارامترهای هندسی و همچنین موقعیت قطب لایه‌بندی‌های اندازه‌گیری شده در این مقاطع، براساس برداشت‌های صحرایی در جدول ۱ و استریو گرام‌ها نشان داده شده است.

مشاهده می‌شود که تنها واحد PE<sup>s</sup> دچار چین خوردگی با مشخصه سوپریوز شده و در سایر واحدهای سنگی، بجای چین خوردگی، درزه و شکستگی عارضه اصلی است. یک نمونه از این چین خوردگی به صورت پارازیتی S شکل (معرف یال چپ ناودیس) در بخش جنوبی ناودیس حاتم آباد دیده می‌شود (شکل ۲).

جهت بررسی بیشتر چگونگی چین خوردگی ناودیس حاتم آباد و تعیین راستای کرنش تعداد ۹ مقطع عرضی<sup>۱</sup> (شکل‌های ۳ و ۱۲)، به روش پیمایش تهیه شده است. این مقاطع عمود بر محور ناودیس است و نقاط واجد بیشترین



شکل ۲. موقعیت هندسی لایه ماسه سنگ در امتداد مقطع (a) CC' و چین S شکل معرف یال چپ ناودیس در امتداد همان لایه (b) (بازوی نشانه روی کمپاس، رو به سوی شمال است)

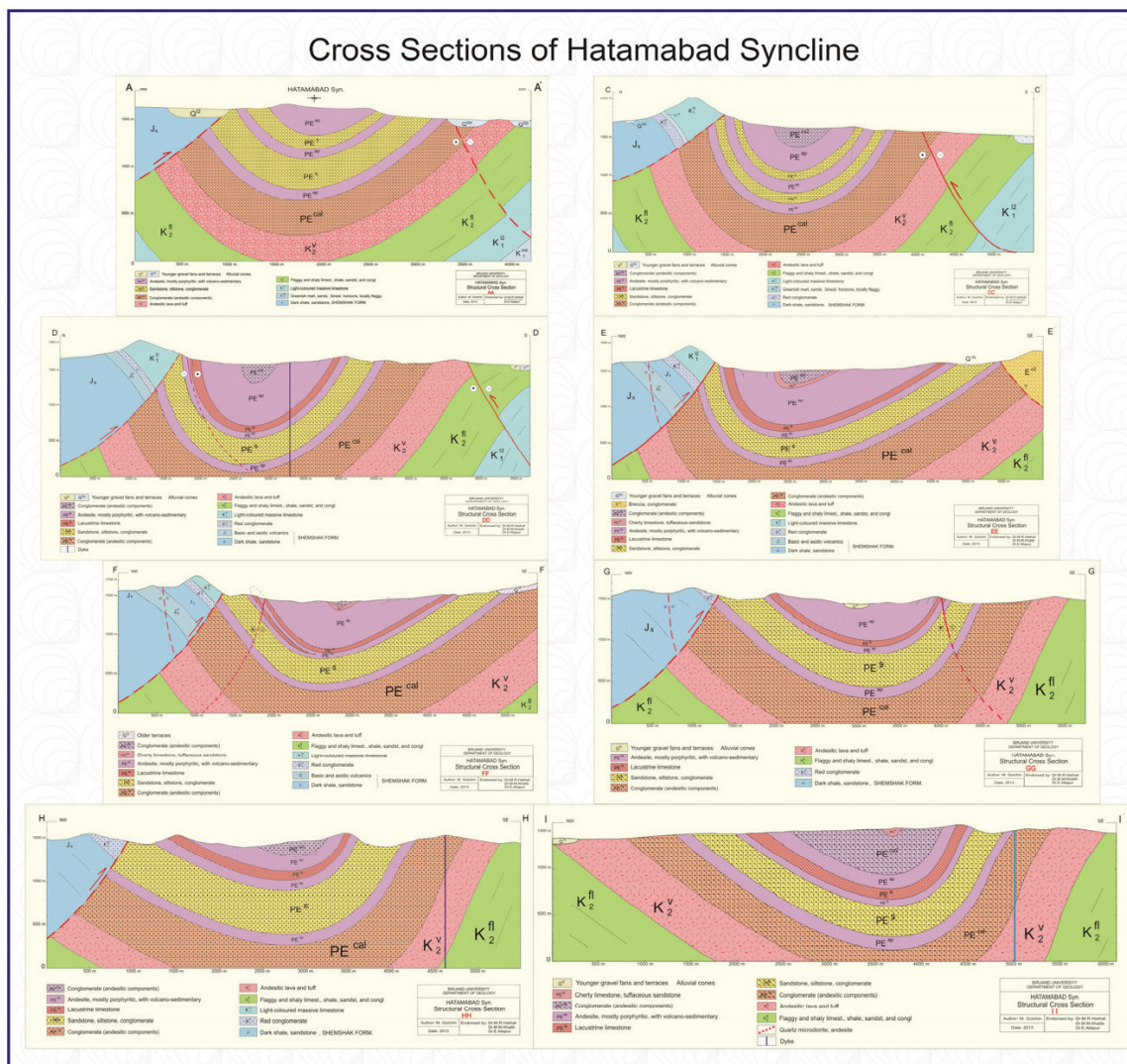
جدول ۱. موقعیت هندسی ناودیس در امتداد مقاطع (نوع چین‌ها براساس تقسیم‌بندی Fleuty (۱۹۶۴) آمده است)

نوع چین	طول موج	زاویه بین یالی	محور	سطح محوری	برش ساختاری
باز (Open)	۲/۷	۸۴	۲۲/۱۰۵	۸۲NE/۲۸۸	AA'
مقطع عرضی در امتداد این مقطع، به دلیل کمبود اطلاعات لایه‌بندی ترسیم نشده است.					BB'
بسته (Close)	۶	۶۲	۴۹/۲۹۶	۷۵N/۲۸۲	CC'
بسته	۷	۶۵	۱۷/۰۶۳	۶۹N/۲۵۰	DD'
باز	۱/۷	۷۴	۳/۲۴۲	۸۹N/۲۴۲	EE'
باز	۹	۹۴	۱۰/۲۲۵	۸۴W/۲۲۴	FF'
باز	۸	۷۶	۱۰/۲۳۱	۸۱SE/۰۵۳	GG'
باز	۷/۸	۷۸	۱۲/۰۲۰	۷۳E/۰۱۷	HH'
باز	۲/۹	۷۸	۳/۲۳۲	۷۹SE/۰۵۳	II'

1. Cross Section

2. Busk





شکل ۳. نمایی از مقاطع ساختاری عرضی رسم شده برای ناودیس حاتم آباد (موقعیت برش‌ها در شکل ۱۲ آمده است)

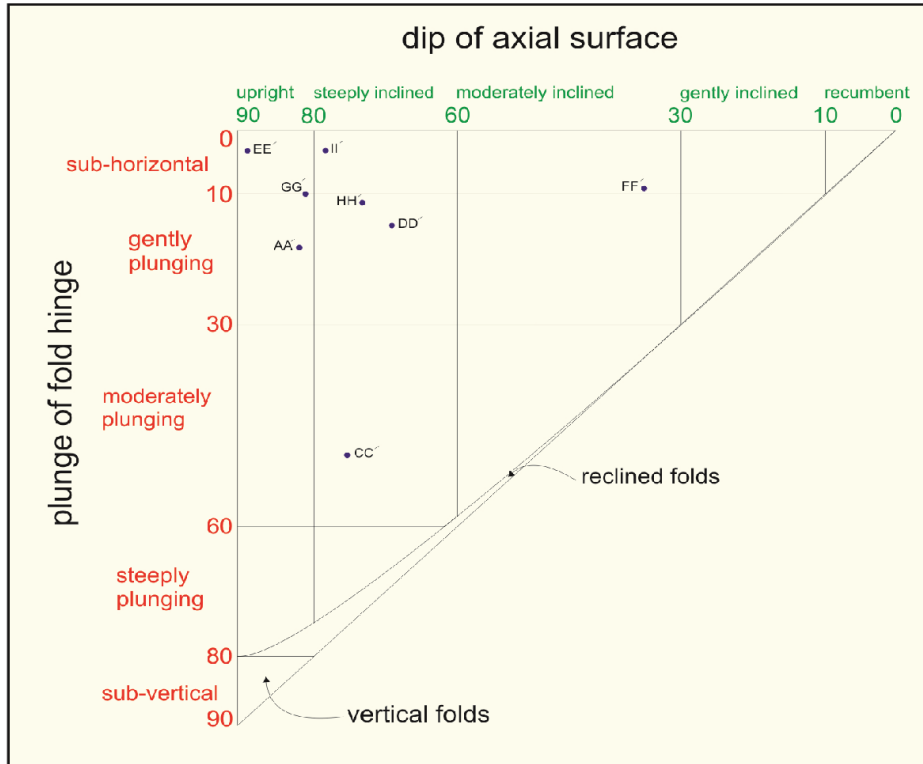
بیاض و تحلیل جنبشی گسل محمدآباد علم بررسی شده است. بنا به تعاریف اگر جابجایی ناشی از برش ساده به‌طور پیوسته در تمام ساختار پخش شده باشد، چین را خمشی-جراینی می‌نامند و اگر برش به‌صورت ناپیوسته در ساختار توزیع شده باشد چین را خمشی - لغزشی<sup>۲</sup> می‌گویند (Ramsay and Huber, 1987). بر این اساس به دلیل وجود لغزش بین لایه‌ای در امتداد برخی مقاطع مانند مقطع GG' (شکل ۵)، و مقطع II' و همچنین حضور لایه‌های S شکل در امتداد مقطع CC' (شکل ۲)، می‌توان فرایند تشکیل محور A<sub>1</sub> ناودیس حاتم آباد را مرتبط با چین‌خوردگی از نوع خمشی لغزشی دانست.

به‌منظور توصیف کمی جهت‌گیری یک چین، باید آن را به بخش‌هایی با خطوط لولای مستقیم و سطوح محوری مساوی تقسیم کرد. جهت‌گیری چینی با خط لولای مستقیم و سطح محوری مساوی، می‌تواند برحسب موقعیت خط لولا و صفحه محوری بیان شود (مارشاک و میترا، ۱۹۸۸). براساس جهت‌گیری این سیم‌ها، هر یک از مقاطع عرضی می‌تواند در یکی از گروه‌های شکل ۴ قرار گیرد.

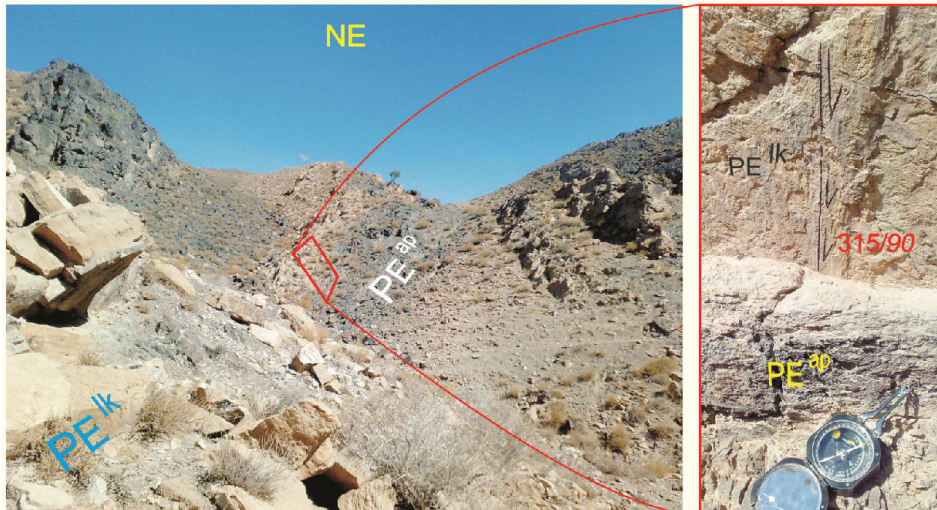
### تحلیل جنبشی ناودیس حاتم آباد

در این بخش با استفاده از نتایج تحلیل هندسی مقاطع ساختاری عرضی، به بررسی پیوند ساختاری ناودیس حاتم آباد با گسل فعال دشت بیاض پرداخته و در ادامه علت تغییرات محور ناودیس حاتم آباد با استفاده از سازوکار گسل دشت

1. Flexural-flow
2. Flexural-slip



شکل ۴. رده‌بندی مقاطع عرضی براساس جهت‌گیری چین‌ها (اقتباس از Ramsay 1967)



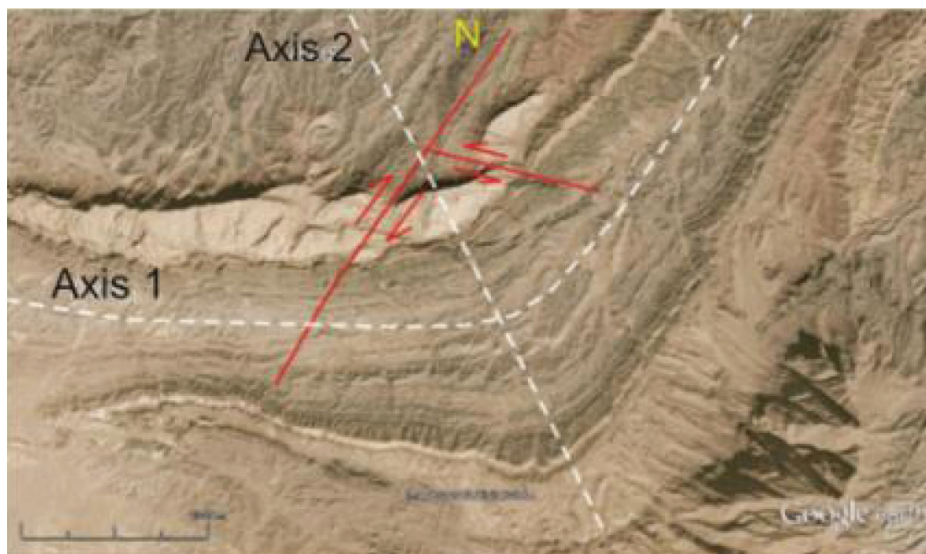
شکل ۵. آثار لغزش بین لایه‌ای در یال چپ ناودیس حاتم آباد در امتداد مقطع GG'

مماسی نیز موثر بوده است. در این رابطه به‌عنوان مصداق بخش لولایی ناودیس حاتم آباد در امتداد محور  $A_2$  ذکر می‌گردد که در این بخش، گسل‌های مزدوج<sup>۱</sup> در قوس داخلی<sup>۲</sup> به دلیل فشردگی واحدهای سنگی ایجاد شده‌اند (شکل‌های ۶ تا ۸).

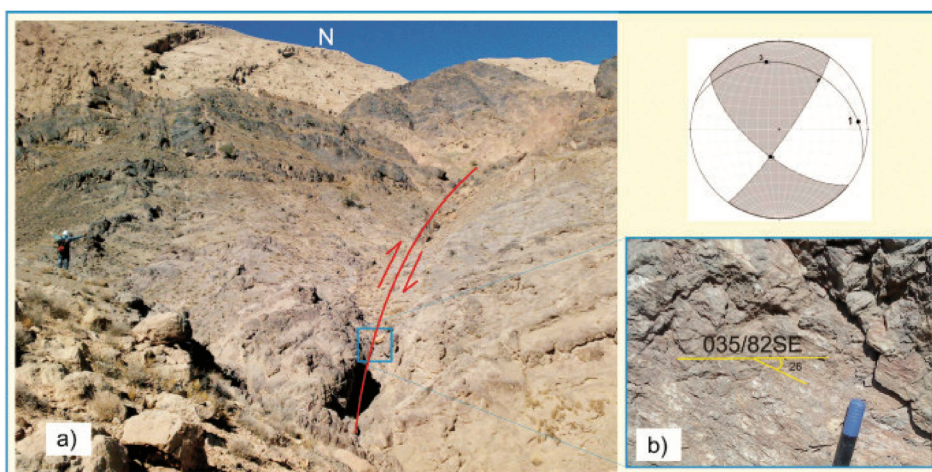
اما محور  $A_2$  ناودیس حاتم آباد علاوه بر تغییر شکل خمشی لغزشی دچار چین‌خوردگی طولی مماسی نیز شده است. فشردگی واحدهای سنگی در یال چپ ناودیس حاتم آباد (در امتداد مقاطع BB' و CC') و بازشدگی همین واحدها (در امتداد مقطع DD')، نشان از لغزش بین لایه‌ای در امتداد شرقی غربی دارد. ضمن این‌که تغییر شکل طولی

1. Conjugate Faults
2. Intrados

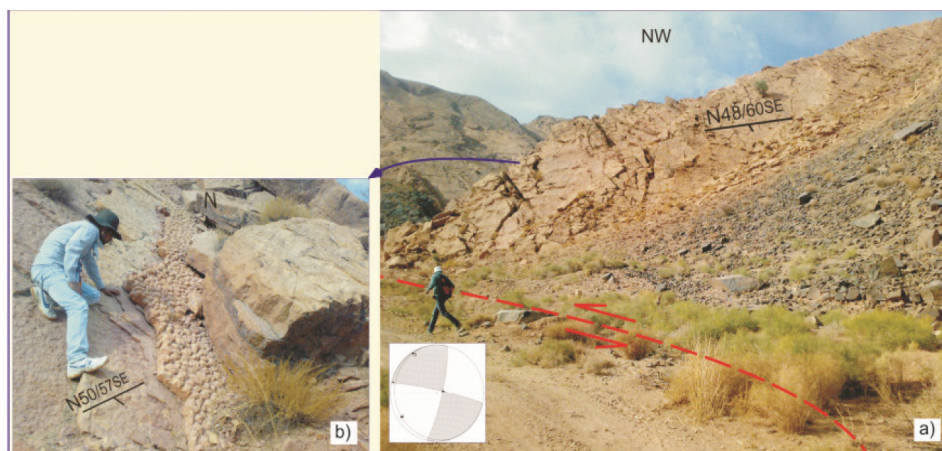




شکل ۶. وجود گسل‌های مزدوج در قوس داخلی



شکل ۷. گسل  $F_1$  (در امتداد مقطع  $DD'$ ) که باعث جابجایی ۱۶۰ متری در ریال راست ناودیس حاتم آباد شده است (a) سطح گسل (b) و تصویر استریوگرافی آن



شکل ۸. نمایی از واحد  $PE^{lk}$  که توسط گسل  $F_2$  (در امتداد مقطع  $FF'$ )، ۱۹۰ متر جابجا شده است و تصویر استریوگرافی آن (a)، قالب‌های وزنی که نشان از برگشتگی لایه دارند و برداشت درزه در واحد سنگ آهک دریاچه‌ای (b)

## تعیین راستای کرنش با استفاده از مقاطع ساختاری عرضی

مرحله اول موقعیت محورهای کرنش برای هر مقطع توسط استریونوت محاسبه شده (جدول ۲) و در مرحله دوم، با استفاده از جهات کرنش بیشینه در امتداد کلیه مقاطع، راستای کرنش بیشینه میانگین، برای ناودیس حاتم آباد ۲۲۱ یا ۴۱ درجه به دست آمده است.

نظر به این که محور چین‌ها منطبق بر راستای کرنش متوسط ( $\lambda_2$ )، قطب سطح محوری منطبق بر محور کرنش بیشینه ( $\lambda_1$ ) و محور تنش کمینه ( $\lambda_3$ ) عمود بر صفحه‌ای قرار می‌گیرد که از  $\lambda_2$  و  $\lambda_1$  می‌گذرد (جلیلیان، ۱۳۹۱)، در

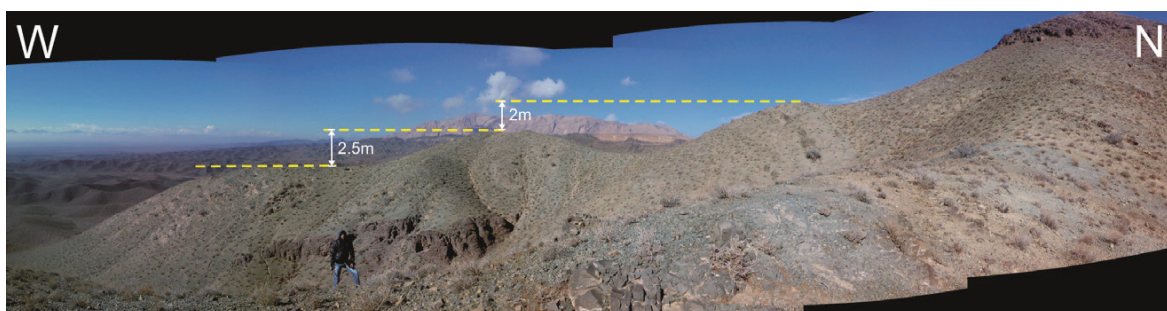
جدول ۲. موقعیت کرنش‌های اصلی با استفاده از سطوح محوری

II'	HH'	GG'	FF'	EE'	DD'	CC'	AA'	
۱۱/۳۲۳	۱۷/۲۸۶	۹/۳۲۳	۸/۱۳۴	۱/۱۵۱	۲۱/۱۶۱	۱۶/۱۹۲	۸/۱۹۹	کرنش بیشینه
۳/۲۳۲	۱۲/۰۲۰	۱۰/۲۳۱	۱۰/۲۲۵	۳/۲۴۲	۱۷/۰۶۳	۴۹/۲۹۶	۲۲/۱۰۵	کرنش متوسط
۷۹/۱۲۵	۶۹/۱۴۵	۷۷/۰۹۴	۷۷/۰۱۱	۸۷/۰۵۳	۶۳/۲۹۷	۴۳/۰۸۷	۶۷/۳۰۶	کرنش کمینه

(پلیوسن زیرین) همگی نشانگر فشارهای تکتونیکی با راستای اعمال ۴۵ تا ۵۵ درجه هستند (Berberian, 1975) (Tchalenko and

سازوکار گسل محمدآباد علم با طول تقریبی ۹ کیلومتر که در جنوب ناودیس حاتم آباد شناسایی شده، معکوس با مولفه امتداد لغز چپگرد است. در مختصات (3756659 N, 706799 E) و در جهت عمود بر محور ناودیس، این گسل باعث تشکیل سطوح ژئومورفیک شده و در هر مرحله از فعالیت، باعث بالآمدگی ۲ تا ۲/۵ متری در واحدهای سنگی شده است (شکل ۹).

تحلیل جنبشی گسل دشت بیاض و گسل محمدآباد علم چپ پله بودن و ماهیت قطعه‌ای گسل دشت بیاض گویای این واقعیت است که این گسل در مرحله آغازین تکامل است (Walker et al., 2004). سازوکار گسل دشت بیاض، با توجه به برداشت‌های انجام شده به صورت چپگرد همراه با مؤلفه معکوس برآورد شده که طی این فرایند دیواره شمالی گسل نسبت به دیواره جنوبی خود به طرف بالا حرکت کرده است (اسکندری شورابی، ۱۳۸۷). تغییر شکل‌های تکتونیکی در گسل دشت بیاض، مانند شکستگی‌های کششی (پلیوسن بالایی)، برش‌های متقاطع (پلیوسن) و درزه‌های کششی

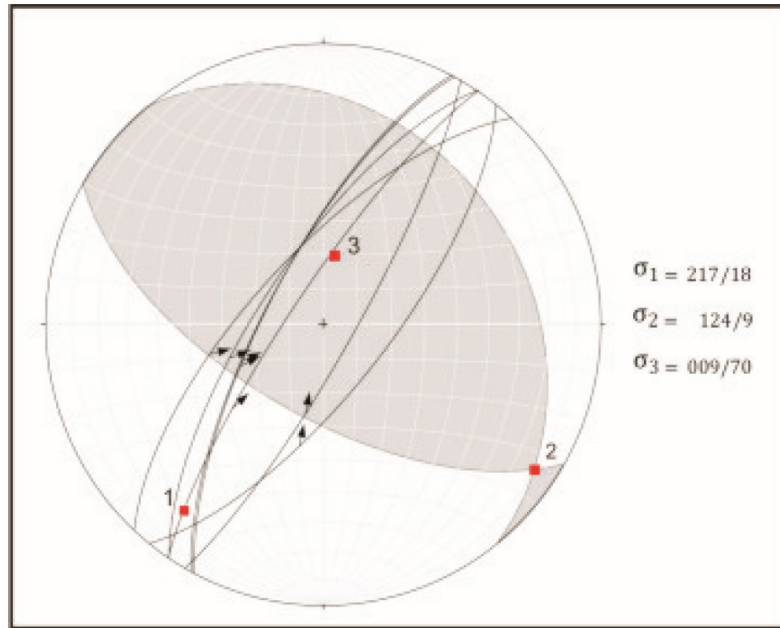


شکل ۹. سطوح ژئومورفیک شکل گرفته در امتداد مقطع DD' در اثر فعالیت گسل محمدآباد علم

به نرم‌افزار، استفاده شد. در نتیجه جهت بیشینه تنش میانگین برای گسل محمدآباد علم، ۲۱۷ یا ۳۷ درجه به دست آمد (شکل ۱۰).

برای تکمیل بررسی جهت‌های تنش اصلی برای گسل محمدآباد علم به روش دووجهی عمود برهم محاسبه شده و از موقعیت هندسی هفت خش لغز، به‌عنوان داده ورودی



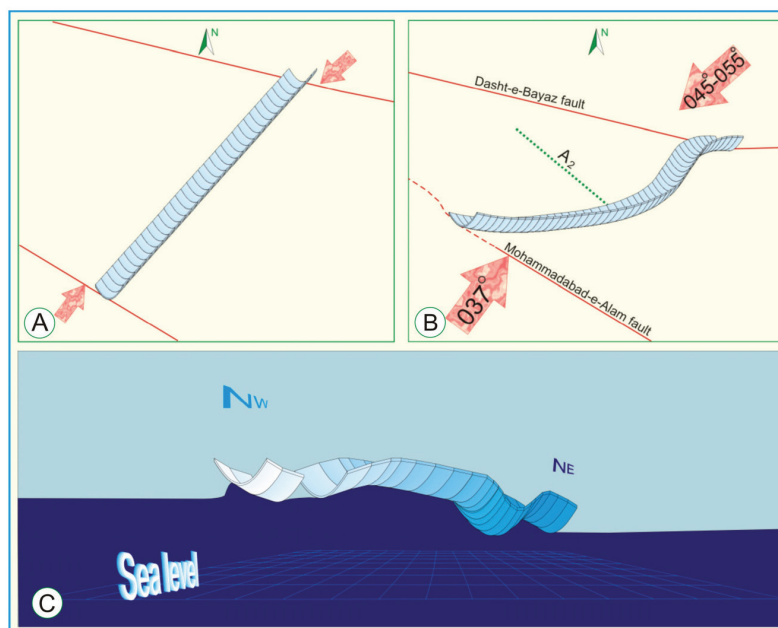


شکل ۱۰. تعیین جهات تنش اصلی برای گسل محمدآباد علم توسط نرم افزار FaultKin

### مدل تکامل تکتونیکی منطقه

خاوری را برای آن پیشنهاد می‌کند (شکل ۱۱A). متعاقبا واحدهای سنگی در اثر قرارگیری در یک پهنه ترفشارشی بین گسل امتداد لغز چیگرد با مولفه معکوس دشت بیاض و گسل معکوس با مولفه امتداد لغز چیگرد محمدآباد علم دچار تغییر شکل شده‌اند (شکل ۱۱B). همین‌طور تحلیل مقاطع ساختاری عرضی نشان داد که ناودیس حاتم آباد دارای ۶ پلانژ در امتداد محور اولیه  $A_1$  می‌باشد (شکل ۱۱C).

برای مدل‌سازی نحوه شکل‌گیری توالی کرنش‌ها و مراحل دگرریختی واحدهای سنگی ناودیس حاتم آباد، مراحل دگرشکلی به صورت شماتیک برای بازسازی محورهای اولیه  $A_1$  و ثانویه  $A_2$  طراحی شد. بازسازی مراحل کرنش راستای تقریبی شمال خاوری - جنوب باختری را برای محور  $A_1$  ناودیس و جهت کرنش بیشینه شمال باختری - جنوب

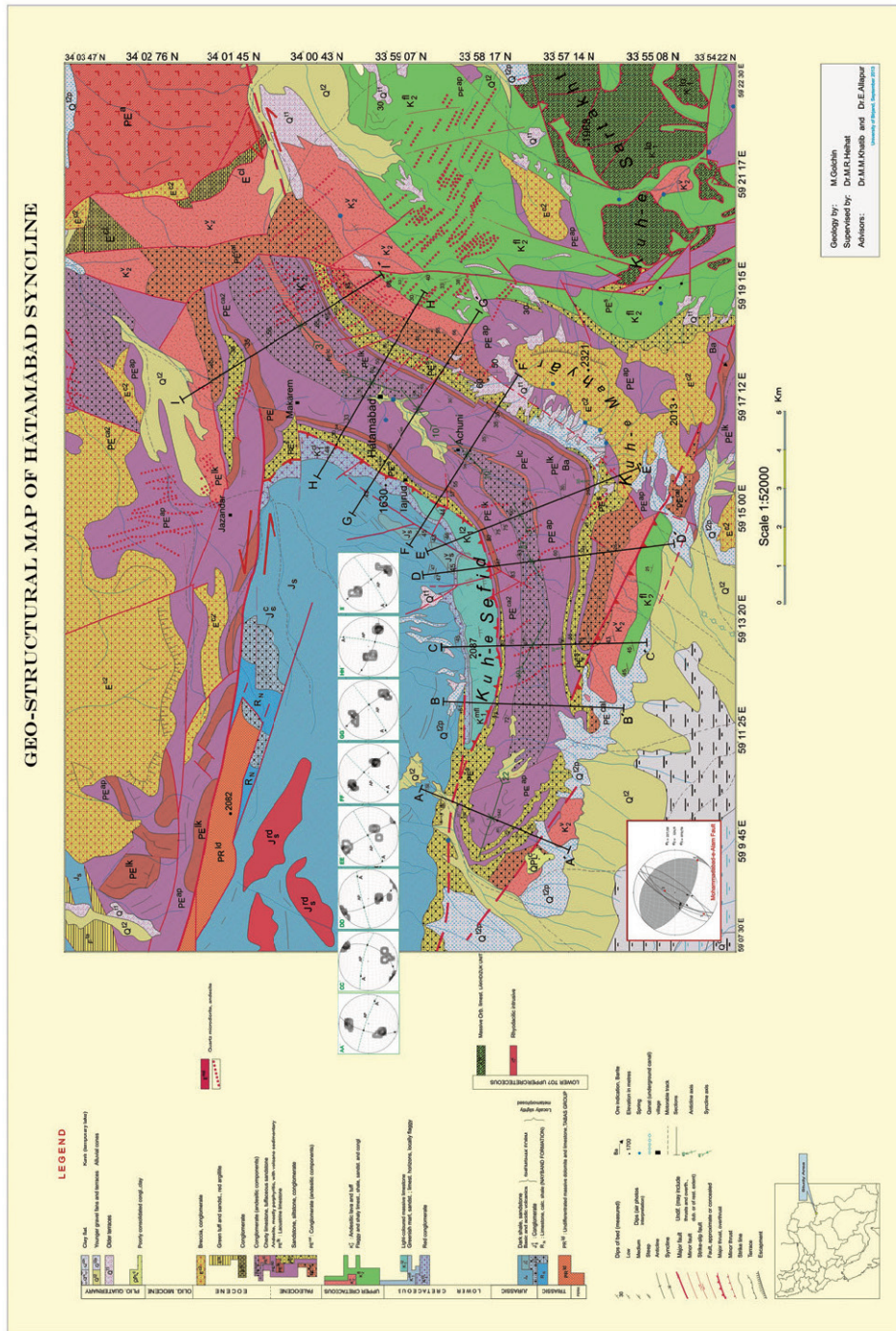


شکل ۱۱. مدل تکامل تکتونیکی منطقه (مقیاس رعایت نشده است)

## نتیجه‌گیری

سازوکار معکوس با مولفه امتداد لغز چپگرد، تشکیل یک زون ترفشارشی داده و باعث چرخش پادساعتگرد محور و S شدن آن شده‌اند. تغییر شکل خمشی لغزشی به همراه تغییر شکل طولی مماسی در فشردگی و بازشدگی بخش جنوبی ناودیس حاتم آباد موثر بوده است.

الف- با انطباق تقریبی راستای کرنش به دست آمده از مقاطع عرضی ناودیس حاتم آباد و راستای تنش گسل فعال دشت بیاض، فرضیه پیوند ساختاری آنها تقویت می‌شود. ب- گسل فعال دشت بیاض با سازوکار امتداد لغز چپگرد با مولفه فشاری به همراه گسل فعال محمدآباد علم با



شکل ۱۲. نقشه زمین ساختاری ناودیس حاتم آباد (گلچین، ۱۳۹۲)

## منابع

- Fluty, M. J., 1964. The description of folds. Proceedings of the Geologist Association, 75, 461 - 492.
- Ramsay, J.G. and Huber, M. I., 1987. The Techniques of modern structural geology, V. 2, Folds and Fractures, Academic Press, London, 309-700.
- Ramsay, J.G., 1967. Folding and Fracturing of Rocks, McGraw - Hill, New York, 568.
- Tchalenko, J. S. and Berberian, M., 1975, Dasht -e- Bayaz fault, Iran, Earthquake and Earlier Related Structures in Bed Rock, Geological Society of America Bulletin, 86, 703-709.
- Walker, R., Jackson, J. and Baker, C., 2004, Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran, Geophysical Journal International, 157, 265-282.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- اسکندری شورابی، ز.، ۱۳۸۷، تحلیل مهاجرت گسلی و ارتباط گسل دشت بیاض با گسل‌های سمپاتیک با استفاده از GIS، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند.
- جلیلیان، ح.، ۱۳۹۱، تحلیل ساختاری چین‌خوردگی‌های شمال آراین شهر(خراسان جنوبی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند.
- غلامی، ا.، نوگل سادات، م.، ع.، ا.، خطیب، م.، م.، یساقی، ع.، ۱۳۸۸، شواهد ساختاری از تاثیر گسل‌های شمالی جنوبی در توسعه دگرریختی‌های جنوب خاوری بیرجند، پهنه سیستان. مجله علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال ۱۸، شماره ۷۱.
- گلچین، م.، ۱۳۹۲، بررسی پیوند ساختاری ناودیس حاتم آباد با گسل فعال دشت بیاض (شمال قاین - شرق ایران)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه بیرجند.
- مارشاک، ا. و میترا، گ.، ۱۹۸۸، ترجمه: پورکرمانی، م. و معتمدی، ح.، ۱۳۹۰، روش‌های اساسی زمین‌شناسی ساختمانی، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی.

## عناصر ساختاری مجموعه دگرگون جنوب محلات

سمیه رضایی نژاد<sup>۱</sup>، محمدرضا شیخ‌الاسلامی<sup>۲\*</sup>، نعمت‌الله رشید نژاد عمران<sup>۳</sup> و منیره پشت کوهی<sup>۴</sup>

۱. کارشناسی ارشد، پترولوژی، پژوهشکده علوم زمین

۲. دانشیار، زمین‌ساخت، پژوهشکده علوم زمین

۳. دانشیار، پترولوژی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

۴. دکترای پترولوژی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۴/۲۸

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۷/۲۸

### چکیده

در جنوب شهرستان محلات، مجموعه سنگ‌های دگرگونی، رسوبی و ماگمایی به سن پرکامبرین تا عهد حاضر رخنمون دارند. سنگ‌های دگرگونی این ناحیه، بخش باختری مجموعه دگرگونی موته-گلپایگان، در بخش مرکزی پهنه سندنجان-سیرجان را تشکیل می‌دهند. این مجموعه دگرگونی توسط گسل‌های عادی از سنگ‌های رسوبی جوان‌تر جدا شده است. سنگ‌شناسی غالب این مجموعه از شیست، مرمر، گنایس و آمفیبولیت تشکیل شده که سه مرحله متوالی دگرریختی پیش‌رونده  $D_1$ ،  $D_2$ ،  $D_3$  و سه مرحله دگرگونی را تحمل کرده‌اند. مرحله اول دگرریختی ( $D_1$ ) با ایجاد چین‌های یال موازی و بین برگواری، بودین‌های کششی نوع اول و برگواری تفریقی در رخساره آمفیبولیت تا شیست سبز عمل کرده است. مرحله دوم دگرریختی ( $D_2$ ) با محور آثار دگرریختی اول و ایجاد چین‌های فشرده تا برگشته نسل دوم و ایجاد برگواری میلونیتی و ایجاد نسل دوم بودین‌ها در رخساره شیست سبز ادامه یافته است. سرانجام دگرریختی مرحله سوم ( $D_3$ ) در شرایط شکننا-شکل‌پذیر رخ داده و با کاهش شدت دگرریختی در سنگ‌های منطقه همراه است. دگرگونی مجاورتی منطقه، نتیجه تزریق توده‌های نفوذی متعددی است که ایجاد هاله‌های دگرگونی، تشکیل هورنفلس و یا اسکارن و در مقیاس میکروسکوپی تشکیل کانی‌های جدید و یا تبلور و به‌هم‌ریختگی و محور آثار و ساختارهای قبلی را به دنبال داشته است.

واژه‌های کلیدی: پهنه سندنجان-سیرجان، دگرریختی، دگرگونی، محلات.

### مقدمه

گستره مورد بررسی، بخش باختری مجموعه دگرگونی موته-گلپایگان در پهنه سندنجان-سیرجان است که به شکل یک خمیدگی ساختاری با روند کلی شمال خاوری-جنوب باختری به طول نزدیک به ۲۵ کیلومتر و پهنای تقریبی هفت کیلومتر از جنوب خاور دلیجان تا جنوب باختر محلات و خاور خمین برونزد دارند (شکل ۱). این مجموعه از لحاظ ترکیبی متنوع است و درجات دگرگونی متفاوتی را تحمل کرده است.

سنگ‌شناسی<sup>۱</sup> غالب این مجموعه اسلیت، فیلیت، شیست، میلونیت گرانیت، گنایس، آمفیبولیت، مرمر، کوارتزیت، اسکارن و هورنفلس است که بخشی از آن‌ها چین‌خورده و بخشی میلونیتی هستند.

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای گستره‌ی مورد مطالعه متعلق به پرکامبرین-پالئوزویک است و توسط گسل‌های عادی از سنگ‌های سنوزویک جدا شده‌اند. مطالعات

1. Lithology

\* نویسنده مرتبط: rezasheikholeslami@yahoo.com



شش گروه مجزا بررسی شده‌اند (شیخ‌الاسلامی و زمانی پدرام، ۱۳۸۴). گروه ۱ (shc<sup>۱</sup>) از میکاشیست، گارنت شیست، استارولیت شیست، کلریت شیست، مرمر، رگه‌های کوارتزی به همراه بازالت‌های اسپلیتی و سنگ‌های ولکانیک کاتاکلاستیکی تشکیل شده است. گروه‌های ۲ و ۳ (2md و 2mq و 2ma و 3mag) شامل مرمرها به همراه سنگ‌های متابازیکی، کوارتزیت، گارنت میکا شیست، اپیدوت اکتینولیت شیست و آمفیبولیت شیست عمدتاً میلونیتی هستند. گروه‌های ۴ و ۵ (gat و abg) دربردارنده گنایس، گرانیت گنایس، گارنت گرانیت گنایس، تورمالین پگماتیت گنایس، آمفیبولیت، آمفیبول شیست، مرمر و متاگابرو هستند و گروه ۶ (ga<sup>۶</sup>) از مجموعه دگرگونی با ترکیبی از گنایس، گرانیت گنایس، آمفیبول شیست، گارنت میکاشیست‌ها ظاهر شده است. در مرز شمالی این مجموعه، واحدهای شیلی و پلیتی کرتاسه ( $k_1, k_2, k_3$ )، اسلیت و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک (Js) کنگلومرای ائوسن ( $Ec_1, Ec_2$ ) و پلیوسن (Pe) و در مرز جنوبی آن به‌طور عمده نهشته‌های کواترنری (Q) رخنمون دارند. همچنین در این محدوده سه گروه از توده‌های نفوذی بازیک با ترکیب‌های سینیتی (Sy)، گرانیتی (gr) و گابرویی (ga) حضور دارند<sup>۱</sup>

### عناصر ساختاری

با توجه به دگرپختی گسترده در این ناحیه عناصر ساختاری متعددی در مقیاس رخنمون و میکروسکوپی شکل گرفته‌اند. این عناصر ساختاری شامل چین‌ها، انواع برگوارگی‌ها، خطوارگی‌ها و بودین‌ها می‌باشند.

چین‌ها: چین‌های یال موازی از نوع بین برگوارگی از دسته چین‌های نسل اول ( $F_1$ ) هستند. این چین‌ها در سنگ‌های دگرگونی شده نازک لایه و نواری با ضخامت و قوام‌های مختلف و به‌ویژه در تناوب سنگ‌های مرمر چرت‌دار گروه‌های ۲ و ۳ و نیز گنایس‌های نواری گروه ۶ به‌خوبی تکامل یافته‌اند (شکل ۳-الف و ب) و سطح محوری در آن‌ها موازی با سطح خطوارگی است. این چین‌ها جهت‌یافتگی‌های مختلفی را نشان می‌دهند که ناشی از اثرات دگرپختی بعدی است (موسوی، ۱۳۹۱).

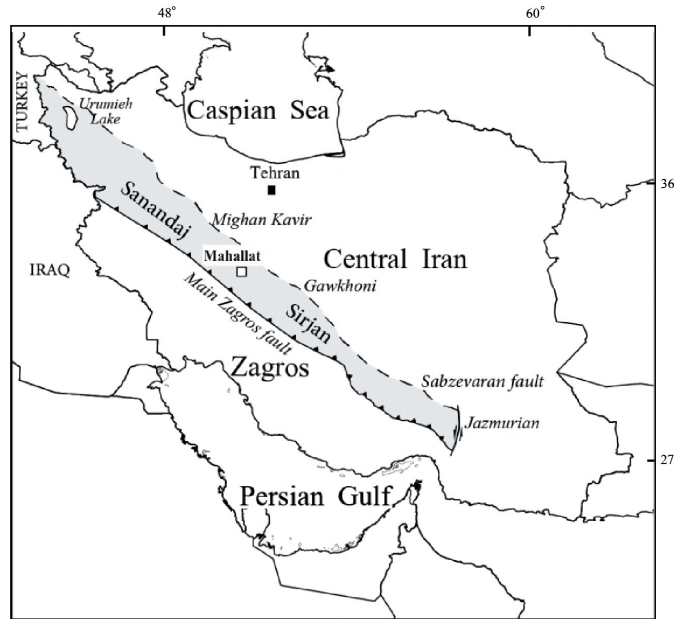
سنگ‌شناسی نشان می‌دهد که سنگ مادر<sup>۱</sup> این مجموعه سنگی شامل تناوبی از ماسه سنگ‌ها، کربنات‌ها و آرکوزیت‌ها همراه با سنگ‌های ماگمایی بازیک می‌باشد که مورد هجوم توده‌های نفوذی قرار گرفته است (Rasheidnejad-Omran, et al., 2002). در این مقاله ضمن معرفی عناصر ساختاری و ریزساختاری و مراحل دگرپختی، نقش فرآیندهای دگرگونی و ماگمازایی در تکوین زمین‌شناسی ناحیه‌ای مورد بررسی قرار می‌گیرد.

### جایگاه زمین‌ساختی و زمین‌شناسی ناحیه

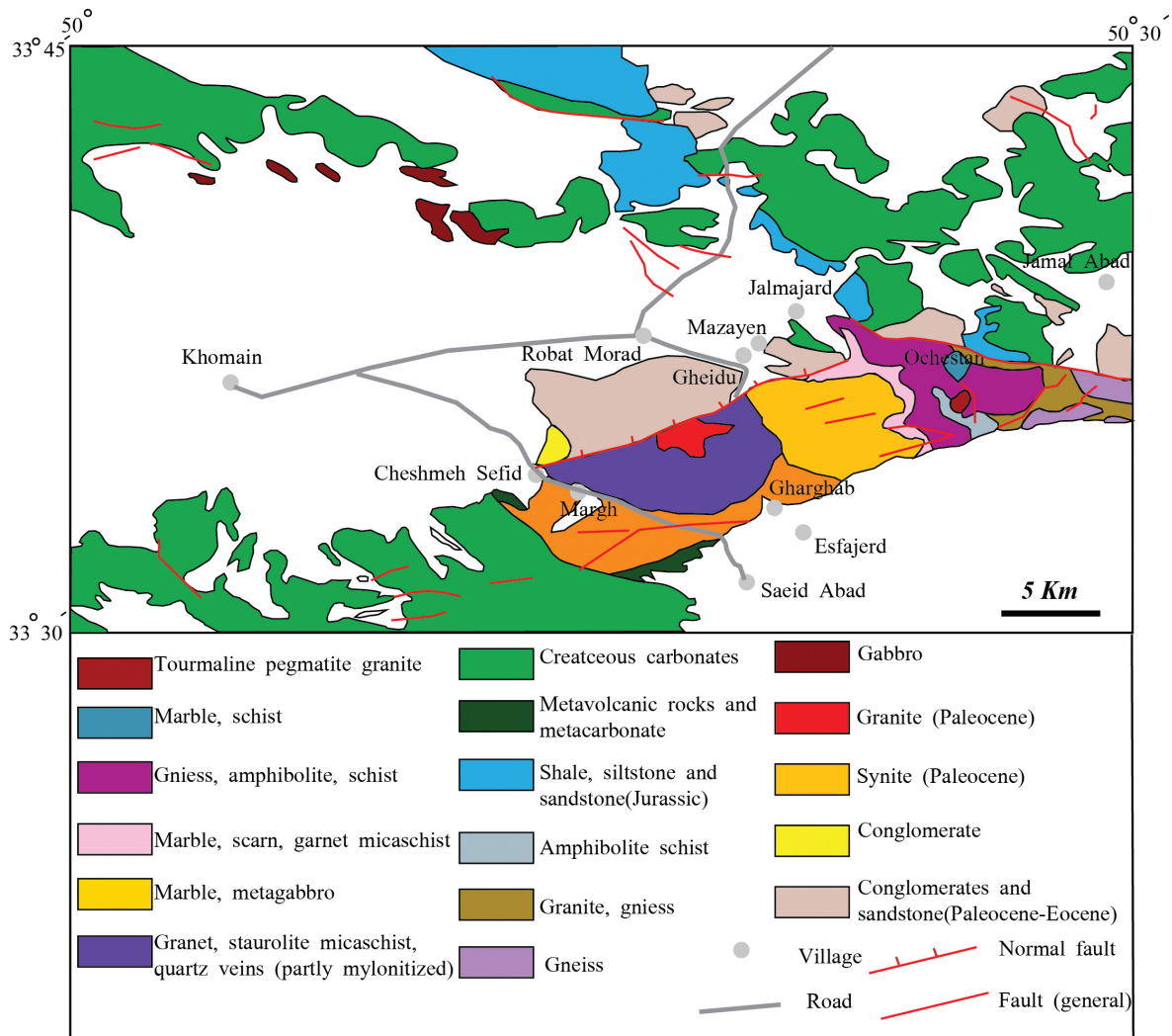
بخش عمده گستره مورد بررسی در بخش مرکزی پهنه سنندج-سیرجان و بخش کمتری از آن در پهنه ایران مرکزی واقع شده است. به‌طور کلی پهنه سنندج-سیرجان از سنگ‌های پالئوزوئیک و مزوزوئیک دگرگونی و دگرپخت شده تشکیل شده که توسط توده‌های نفوذی به سن مزوزوئیک تحت تاثیر قرار گرفته‌اند (Rasheidnejad-Omran, et al., 2002; Mohajjel, et al., 2003; Sheikholeslami, et al., 2003; Berberian and King, 1982; Alavi, 2005; Ghasemi and Talbot, 2005). این پهنه در جریان فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی ایران شکل گرفته و طی تصادم قاره‌ای کرتاسه پایانی بالا آمده است (Agard et al., 2005). براساس تطابق سنگ چینه‌ای این ناحیه با دیگر مناطق پهنه سنندج-سیرجان (شیخ‌الاسلامی و زمانی پدرام، ۱۳۸۴) و نیز بررسی‌های رشید نژاد عمران، (۱۳۸۱)، سن سنگ مادر واحدهای دگرگونی، پرکامبرین-پالئوزوئیک می‌باشد که در اثر رویداد سیمبرین پیشین دگرگونی و دچار دگرپختی شکل‌پذیر شده است. (Mohajjel and Fergusson, 2000) دو مرحله دگرپختی و دگرگونی ناحیه‌ای فراگیر و موثر را در پهنه سنندج-سیرجان در نظر گرفته‌اند. براساس این نتایج، دگرپختی اول را همزمان با دگرگونی اول تا رخساره بالایی آمفیبولیت در بازه زمانی ژوراسیک زیرین-کرتاسه میانی و دگرپختی دوم همزمان با دگرگونی دوم تا رخساره سیست سبز در بازه زمانی کرتاسه میانی-ائوسن در نظر گرفته‌اند.

در این پژوهش سنگ‌های دگرگونی ناحیه در قالب

1. Protolith



شکل ۱. موقعیت پهنه سنندج - سیرجان و ناحیه مورد مطالعه در شمال گسل اصلی زاگرس



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده مجموعه‌های دگرگون و واحدهای پراکنده جنوب محلات (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰/۰۰۰ محلات)



شکل ۳. الف) چین میان لایه‌های نسل اول در مرم‌های میلونیتی واحد mq ۲ از گروه ۲، ب) گنایس‌های شمال اوچستان، گروه ۶

لایه‌های سرشار از میکا و از کوارتز ممکن است باقی‌مانده لایه‌بندی  $S_0$  یا نشان‌دهنده دگرریختی تفریقی  $S_1$  باشند. رشد گارنت با میان‌بارهای<sup>۱</sup> کدر<sup>۲</sup> و کوارتز-فلدسپاتیک در لایه‌های غنی از کوارتز، به احتمال بیشتر نشان‌دهنده درجه دگرگونی در زون گارنت است. برگوارگی اول  $S_1$  در طی دگرریختی دوم  $D_2$  چین‌خورده است. برگوارگی ترکیبی در نتیجه پیشرفت دگرریختی اول بر روی چین‌های یال موازی و بین برگوارگی نسل اول سوار شده است. به سبب جهت‌گیری کانی‌های صفحه‌ای در این برگوارگی ترکیبی، به‌جز در محل لولاها، برگوارگی موازی با یال‌های چین‌های نسل اول در منطقه تشکیل شده است. مجموعه<sup>۳</sup> کانیایی برگوارگی اول شامل کوارتز، مسکویت، بیوتیت، گارنت و کانی‌های کدر است.

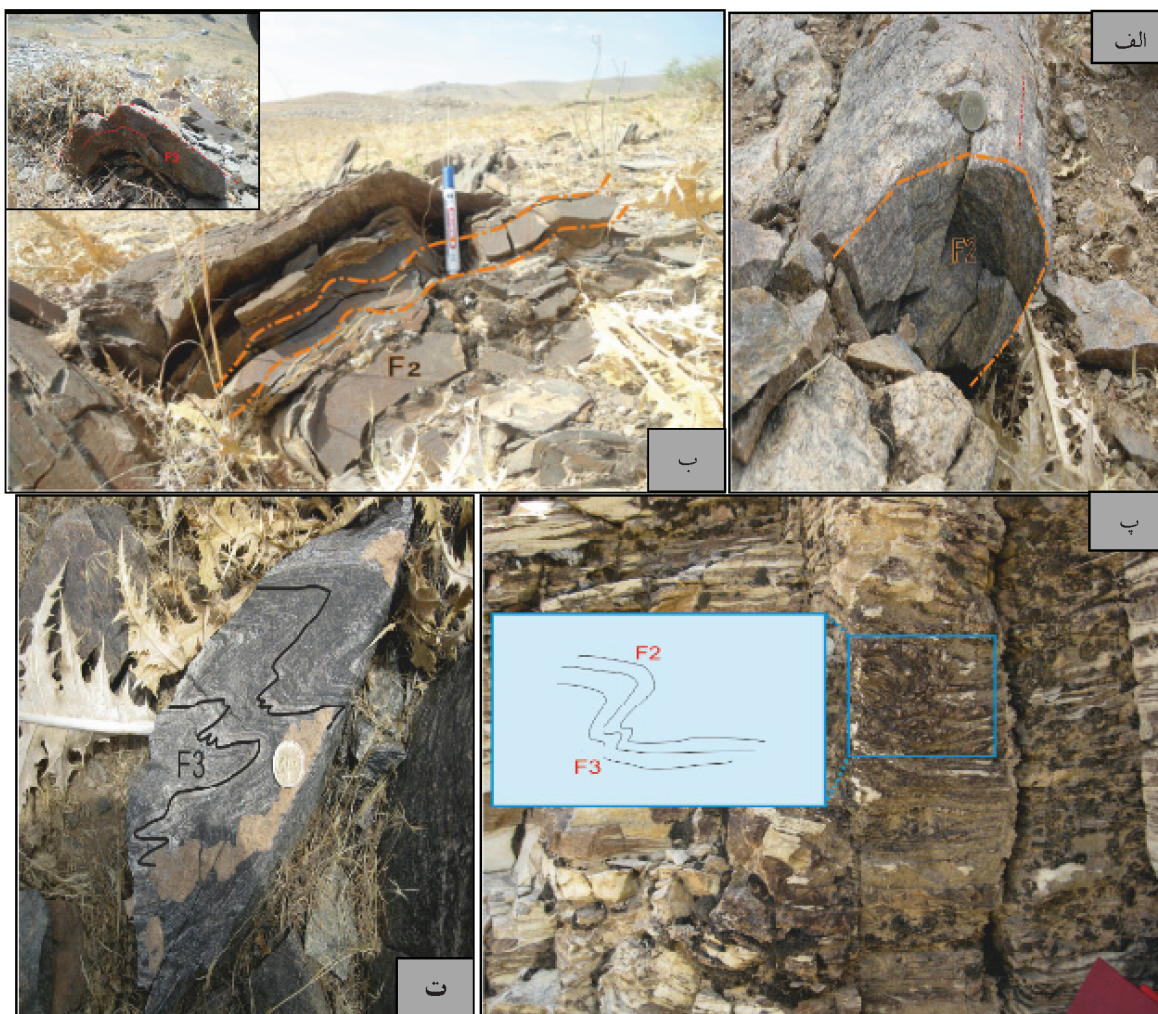
برگوارگی دوم ناشی از مرحله دگرریختی دوم به‌صورت فراگیر از نوع فاصله‌دار  $S_p$  شروع شده و با وقوع فرآیند میلونیتی شدن و فرانهادگی برگوارگی‌های میلونیتی ( $S_m$ ) ناشی از آن ادامه پیدا کرده است (شکل ۵-الف). در شیب‌ها و اسلیت‌های گروه ۴ برگوارگی‌های میلونیتی ( $S_m$ )، موازی با برگوارگی نسل دوم و اول است و به جهت برهم‌نهادی ساخت‌های<sup>۴</sup> برشی  $D_2$ ، تا حد قابل توجهی آثار ساختی دگرریختی پیش از آن محو شده است. در میکاشیست‌ها، برگوارگی  $S_1$  توسط برگوارگی‌های میلونیتی ( $S_m$ ) در

چین‌های برگشته (Z شکل) تا باز و ملایم در جریان دگرریختی دوم و فرآیند میلونیتی شدن در شیب‌ها و مرم‌های منطقه ثبت شده‌اند. با توجه به شدت دگرریختی و چین‌خوردگی در گنایس‌های گروه ۵ و ۶ چین‌های مرحله دوم بیشتر از نوع فشرده تا بسته هستند. خطوارگی کشیدگی (میلونیتی) ناشی از جهت‌گیری کانی‌های فیلسیلیکاته و کشیدگی کوارتز-فلدسپاتیک موازی با محور این چین‌ها هستند؛ تطابق خطوارگی کشیدگی با محور چین‌های نسل دوم بیانگر وقوع فرآیند میلونیتی شده در طی مرحله دوم دگرریختی است (شکل ۴-الف). ریزچین‌های پارازیتی در جریان مرحله دگرریختی دوم ظاهر شده‌اند. این چین‌ها به‌طور معمول روی لولای چین‌های بزرگ به‌صورت چین‌های کوچک‌تر و به اشکال مختلف برحسب موقعیت آنها نظیر S, M, W یا Z ظاهر می‌شوند. محور این چین‌ها موازی با محور چین‌های بزرگ است و در شیب‌ها، مرم و گنایس‌های میلونیتی به همراه چین‌های بزرگ‌تر دیده می‌شوند (شکل ۴-ب، پ و ت).

برگوارگی: برگوارگی‌های اصلی در منطقه به اشکال برگوارگی پیوسته، فاصله‌دار، کنگره‌ای و میلونیتی حضور دارند. برگوارگی پیوسته در گنایس، آمفیبولیت و مرم‌ها به ترتیب ناشی از انتظام کانی‌های کوارتز و فلدسپار، آمفیبول و کلسیت است. برگوارگی فاصله‌دار از تناوب نوارها و عدسی‌هایی از جنس یا دانه‌بندی متفاوت به وجود آمده‌اند. برگوارگی اولیه  $S_1$  در طی مرحله اولیه دگرریختی گسترده شده است و ساختار اصلی آن از نوع برگوارگی ترکیبی است.

1. Inclusions
2. Opaque
3. Paragenesis
4. Fabric

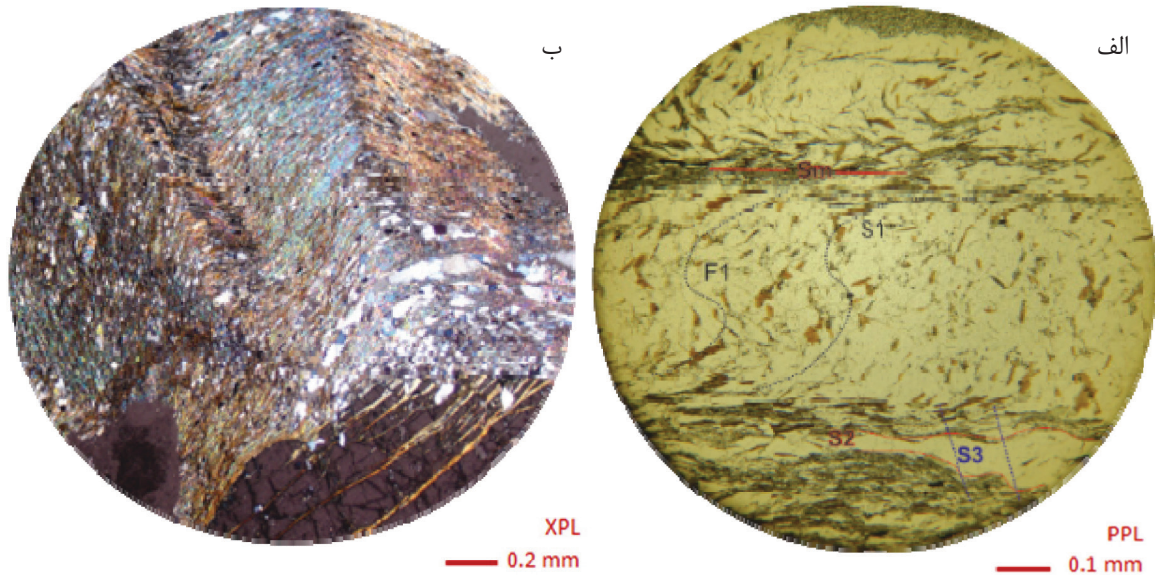




شکل ۴. الف) چین نسل دوم در گنایس‌های گروه ۵، جنوب خاور اوچستان، خطوارگی کشیدگی موازی با محور چین است. ب) چین‌های باز و ملائم نسل دوم در واحد شیستی گروه ۱ به همراه چین پارازیتی M شکل نسل سوم در بخش لولای چین، جنوب قیدو. پ) چین Z شکل به همراه ریزچین‌های پارازیتی. ت) چین نسل سوم در نمونه نابرجا از گنایس‌های گروه ۴

یال چین‌های نسل دوم قرار گرفته است. هم راستایی برگوارگی‌های میلونیتی با محور چین‌های دگرریختی دوم به‌طور عمده این احتمال را بیان می‌کند که تاثیر دگرریختی دوم بیشتر از مرحله دگرریختی سوم است. مجموعه کانیایی برگوارگی دوم شامل کوارتز، کلریت، مسکویت، بیوتیت، گارنت، استارولیت، کردیریت و کانی کدر است. برگوارگی میلونیتی طی دگرریختی سوم چین‌خورده و برگوارگی  $S_3$  به‌صورت رخ‌های کنگره‌ای در سنگ‌های منطقه گسترش یافته است (شکل ۵-ب). این یافته شاهدهی بر این موضوع است که میلونیتی شدن پیش از مرحله سوم دگرریختی رخ داده است. رخ‌های کنگره‌ای  $D_3$  به‌طور محلی در لولای چین‌های بزرگ‌مقیاس نسل سوم در اثر سطح محوری ریزچین‌های پارازیتی ظاهر شده‌اند. در طی دگرریختی و برگوارگی سوم کانی جدید رشد نکرده است.





شکل ۵. الف) برگوارگی نسل اول  $S_1$  که به صورت چین خورده در قلمرو کوارتزی ظاهر شده است، برگوارگی میلونیتی به صورت افقی با نوارهای سرشار از میکا و برگوارگی دوم ( $S_2$ ) از نوع فاصله دار است. نوارهای میکایی  $S_3$  طی مرحله سوم دگرریختی چین خورده و برگوارگی ریزچین نسلی سوم را به وجود آورده اند. ب) ریزچین خوردگی و شکنج در لایه های متناوب میکایی و کوارتزی در شیبست های چین خورده منطقه که احتمالاً مربوط به دگرریختی سوم است

برشی نوع دومینو هستند که بودین های نسل اول (B<sub>1</sub>) در اثر وقوع یک رخداد کششی در طول فاز دگرریختی اول شکل گرفته اند (شکل ۷-الف). ظهور بودین های نسل دوم (B<sub>2</sub>) منطقه را می توان در پی وقوع فرآیند میلونیتی شدن، در اواخر فاز دگرریختی دوم دانست. این بودین ها به طور عمده از نوع دومینو بوده که به ویژه در واحدهای مرمر با ناخالصی های چرت در مقیاس رخنمون ثبت شده اند (شکل ۷-ب). در برخی از رخنمون ها روی هم قرارگیری بودین های نسل اول روی بودین های نسل دوم دیده می شود (شکل ۷-پ).

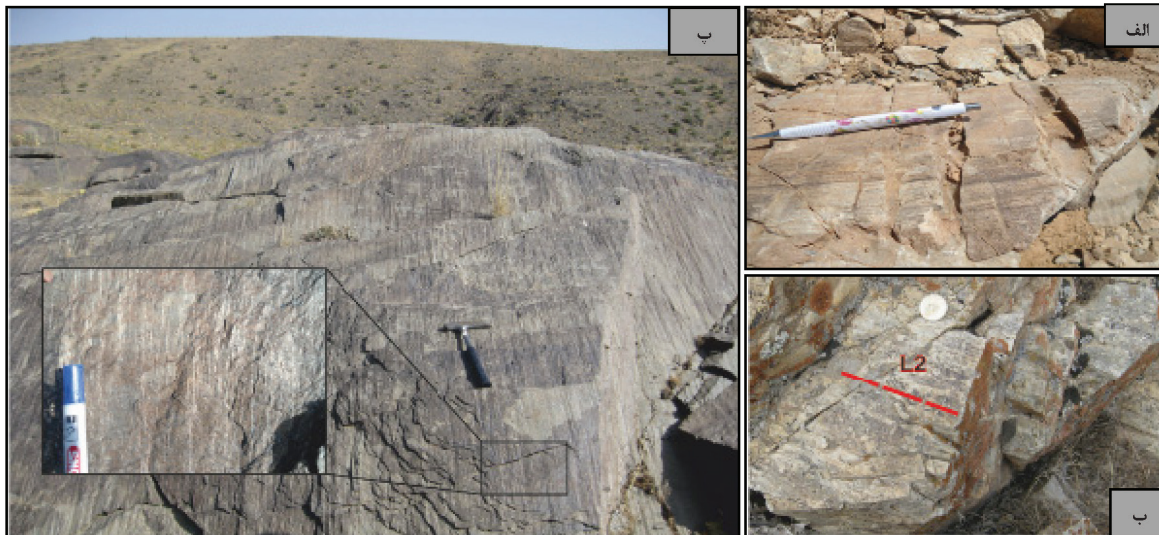
### کانی شناسی دگرگونی و رابطه آن ها با زمین ساخت

کانی های اصلی و شاخص در سنگ های پلیتی دگرگونی منطقه گارنت، استارولیت، کلریتوئید، کلریت و بیوتیت ها هستند. این کانی ها برای تعیین توالی دگرریختی و دگرگونی مورد بررسی قرار گرفته اند.

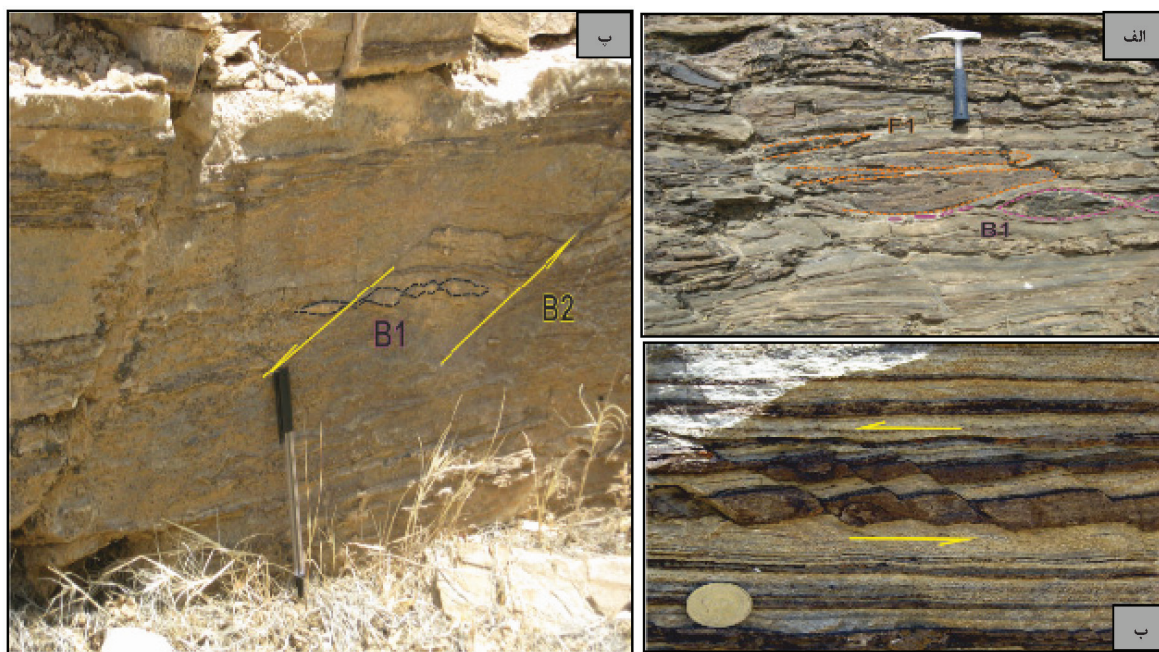
گارنت: با توجه به شواهد میکروسکوپی در اثر دگرگونی ناحیه ای و مجاورتی دو نسل از بلورهای گارنت قابل تشخیص است. نسل اول گارنت ها در طی دگرگونی ناحیه ای و نسل دوم در طی دگرگونی مجاورتی شکل گرفته اند. درشت

خطوارگی: متداول ترین خطوارگی های مشاهده شده در سنگ های مختلف ناحیه عمدتاً از نوع خطوارگی کشیدگی، خطوارگی کانی و خطوارگی کنگره ای هستند. خطوارگی اولیه اغلب توسط مراحل دگرریختی بعدی در منطقه، محو شده یا به سختی قابل تشخیص است. خطوارگی کشیدگی ( $L_1$ ) همزمان با برگوارگی میلونیتی شکل گرفته و در طی مرحله دگرریختی پیشرونده دوم در گنایس ها و مرمرهای منطقه تشکیل شده است (شکل ۶-الف). این خطوارگی از مشخصات سنگ های میلونیتی است و با کشیدگی کانی های تجمعی یا منفرد نظیر کانی های کوارتز-فلدسپاتی در شیبست و یا بلورهای کلسیت در مرمرها قابل تشخیص هستند (شکل ۶-ب). خطوارگی های کانی با جهت گیری بلورهای آمفیبول و گارنت در آمفیبولیت های منطقه همراه بوده است. خطوارگی ( $L_2$ ) ناشی از ریزچین های مرحله سوم دگرریختی در میکاشیبست های گروه ۱ نمایان شده است. این خطوارگی ها موازی با سطح محوری چین های منطقه ظاهر شده اند (شکل ۶-پ).

بودین: دو نسل بودین نامتقارن در مقیاس های رخنمون، شامل بودین های کششی از نوع سوسپسی و بودین های باند



شکل ۶. الف) خطوارگی میلونیتی در مرمهای چرت دار شمال کوه حاجی قارا. ب) خطوارگی کشیدگی کانی‌های کوارتز-فلدسپاتیک در گنایس‌های گروه ۶. پ- خطوارگی ریزچین در گارنت شیست‌های جنوب قیدو



شکل ۷. الف) بودین کششی از نوع سوسیسی همراه با چین‌های اینترافولیال نسل اول. ب) بودین برشی از نوع دومینو با سوی برش چپ‌بر (پ) فرانهادگی بودین‌های نوع دومینو نسل دوم در لایه‌های چرت و مرمر با سوی برش چپ‌بر بر روی بودین‌های کششی نسل اول در لایه افقی از جنس چرت

هستند و در زمینه‌ای از کوارتز و فلدسپات به خرج کانی‌های فیلوسیلیکاته رشد کرده‌اند.<sup>۱</sup> در گارنت شیست‌های میلونیتی، برگوارگی میلونیتی با ترکیبی از کانی‌های میکایی و کوارتز-فلدسپار دیده می‌شود که به دور بلورهای گارنت چرخیده‌اند (شکل ۸-الف). در گارنت‌ها، بین زمین‌ساخت میان‌بارها

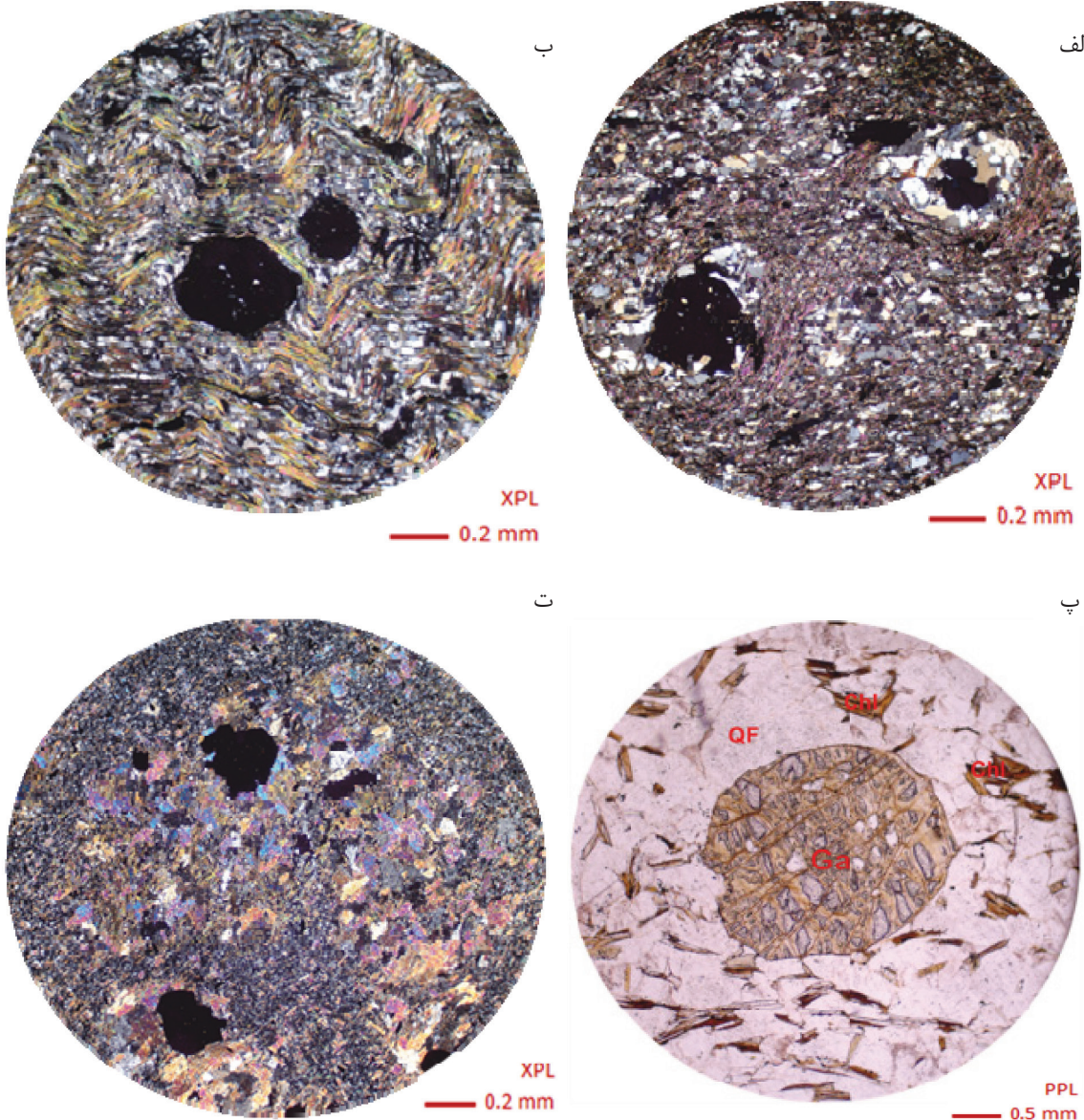
بلورهای<sup>۱</sup> این کانی در مقاطع میکروسکوپی به اشکال همزمان با دگرریختی اول ( $D_1$  syn) و قبل از دگرریختی مرحله دوم، بین دگرریختی اول و دوم و بعد از دگرریختی دوم ( $D_2$  Post) دیده می‌شوند. گارنت‌های قبل از دگرریختی دوم در طی دگرریختی اول ( $D_1$ ) و در شرایط دگرگونی درجه آمفیبولیت ( $M_1$ ) شکل گرفته‌اند. این نسل از گارنت دارای سایه کرنش

1. Porphyro



میلونیتی شدن ( $D_4$ ) و دگرگونی برگشتی خرد و تجزیه شده و یا به طور بخشی و کلی به کلریت و مسکویت تبدیل شده‌اند. نسل دوم بلورهای گارنت در نتیجه حرارت حاصل از همبندی با توده‌های نفوذی بر روی کانی‌های به هم ریخته‌ی زمینه رشد کرده‌اند (شکل ۸-ت).

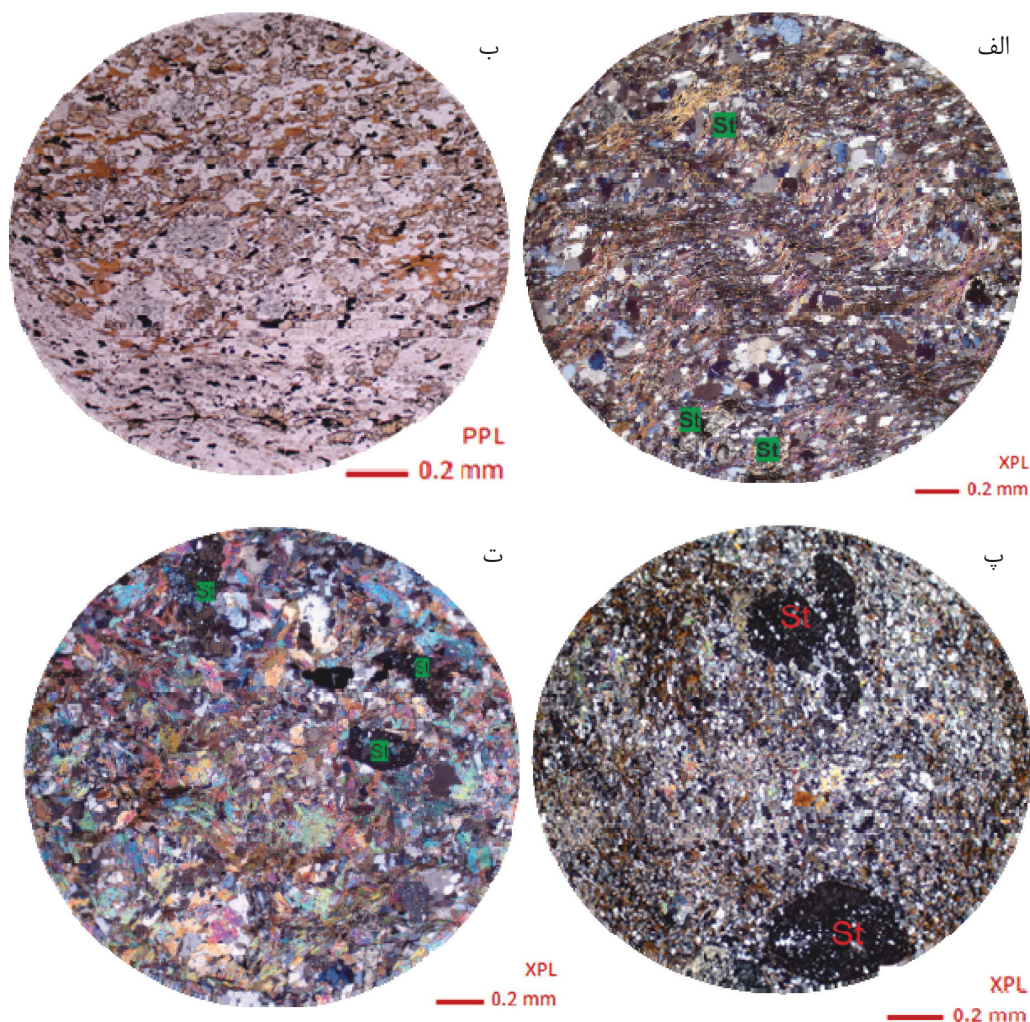
با چرخش ۳۰ تا ۹۰ درجه نسبت به برگوارگی میلونیتی و ریزچین زمینه هستند (شکل ۸-ب). برخی دیگر از گارنت‌های نسل اول به صورت پس از زمین‌ساخت ( $Post-D_4$ ) بدون میان‌بار و تاثیر بر برگوارگی زمینه و به طور کامل و شکل‌دار در سنگ‌های شیبست و گنایس‌های منطقه ظاهر شده‌اند (شکل ۸-پ). این درشت بلورها در نتیجه اثرگذاری فرآیند



شکل ۸. الف) گارنت‌های قبل زمین‌ساخت در گارنت استارولیت شیبست میلونیتی که به صورت ( $D_4$ -Syn  $D_4$ -Pre  $D_4$ ) رشد نموده‌اند. ب) بلور گارنت بین زمین‌ساخت دوم و اول در میکاشیبست‌های میلونیتی، میان‌بارهای با چرخش ۹۰ درجه نسبت به برگوارگی ریزچین مرحله سوم قرار گرفته‌اند. پ) بلورهای بعد از زمین‌ساخت که در اثر دگرگونی برگشتی کلریتیزه شده است. ت) رشد گارنت‌های بعد از زمین‌ساخت نسل دوم و رشد مجدد و بهم ریختگی کانی‌های زمینه در اثر حرارت ناشی از دگرگونی مجاورتی. Chl = کلریت، Ga = گارنت، QF = کوارتز فلدسپاتیک

زمینه در سنگ‌های متاپلیتی و متاسامیتی قرار دارند؛ بخش قابل توجهی از این بلورهای قبل از زمین‌ساخت همراه با سایه فشار در اثر دگرگونی برگشتی سربستی و تجزیه شده‌اند (شکل ۹-الف). حالت دوم از بلورهای قبل از زمین‌ساخت، بدون وجود سایه فشار به‌طور هم‌شیب در داخل برگوارگی میلونیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۹-ب). بلورهای خود شکل پس از زمین‌ساخت دوم بر روی برگوارگی بازتبلور زمینه رشد کرده‌اند (شکل ۹-پ). نسل دوم استارولیت‌ها در اثر حرارت‌زایی دگرگونی مجاورتی به حالت بعد از زمین‌ساخت با رشد بیشتر بر روی برگوارگی رشد نموده‌اند (شکل ۹-ت).

استارولیت: دومین دسته از درشت بلورهای رایج در سنگ‌های متاپلیتی منطقه، بلورهای استارولیت هستند. این درشت بلورها نیز در دو نسل قابل شناسایی هستند. درشت بلورهای این کانی به‌صورت هم‌زمان با دگرریختی اول (Pre-D<sub>۱</sub>)، قبل از دگرریختی دوم (Syn-D<sub>۱</sub>) و بعد از دگرریختی دوم (Post-D<sub>۱</sub>) دیده می‌شوند. نسل اول بلورهای استارولیت در اثر دگرگونی ناحیه‌ای در دو حالت ظاهر شده‌اند. این بلورها اغلب در اندازه‌های کوچک و متعدد در داخل برگوارگی S<sub>۱</sub> جایگیری کرده‌اند. حالت اول از این بلورهای قبل از زمین‌ساخت همراه با سایه فشاری از کانی‌های کوارتز و میکایی هم‌شیب با برگوارگی

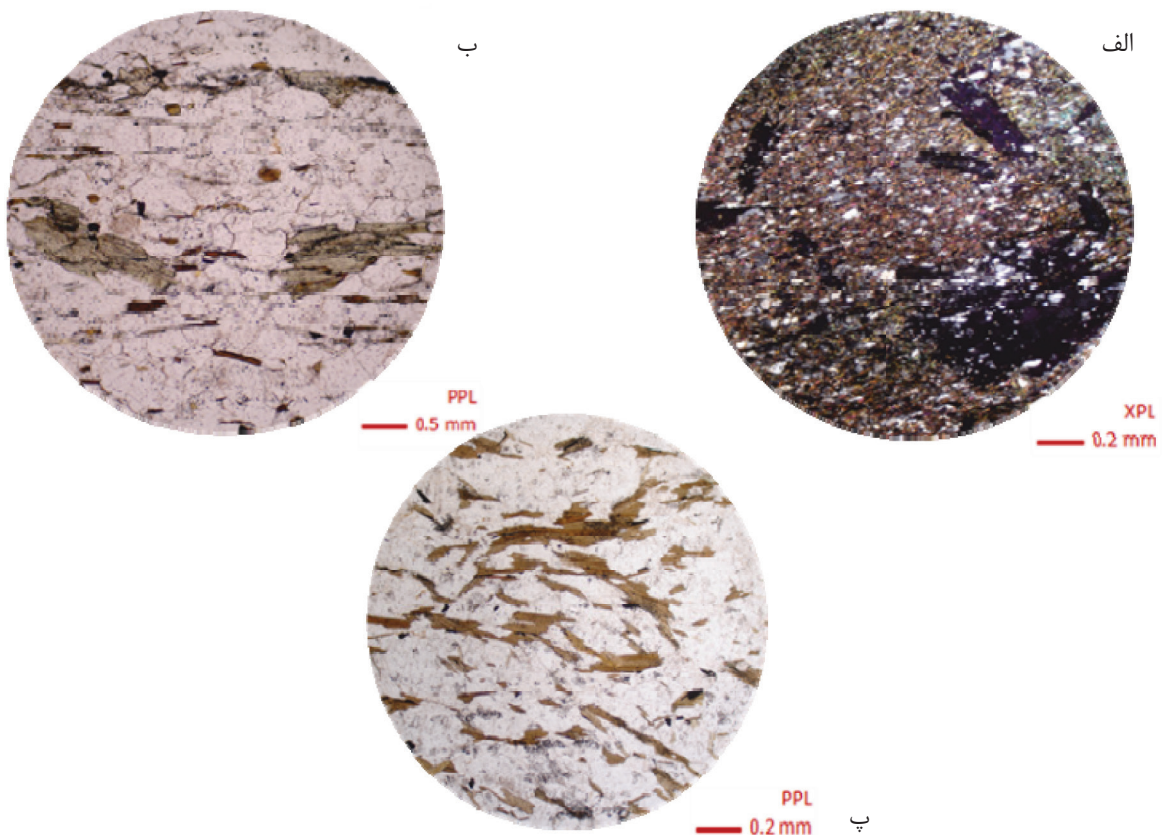


شکل ۹. الف) بلورهای قبل از زمین‌ساخت استارولیت همراه با سایه فشار در استارولیت شیب‌های میلونیتی. ب) بلورهای استارولیت نسل اول بدون حضور سایه فشار به صورت هم‌شیب در بین برگوارگی (پ) نمونه‌ای از بلورهای استارولیت خود شکل بعد از زمین‌ساخت بدون تاثیر بر برگوارگی زمینه. ت) استارولیت‌های بعد از زمین‌ساخت نسل دوم حاصل از دگرگونی مجاورتی. St= استارولیت



مسکویت بیوتیت‌های نسل اول و یا گارنت شکل گرفته‌اند (شکل ۸-پ). کلریت‌های نسل دوم بر اثر حرارت ناشی از دگرگونی مجاورتی به صورت بعد از زمین‌ساخت و به گونه‌ای پراکنده بر روی برگوارگی دوم رشد کرده‌اند (شکل ۱۰-ب). بیوتیت: بیوتیت‌های واقع در سنگ‌های متاپلیتی منطقه نیز در دو نسل دیده می‌شوند. نسل اول در اثر دگرگونی ناحیه‌ای هم‌جهت با برگوارگی شکل گرفته است. بیوتیت‌های نسل دوم بر اثر دگرگونی مجاورتی، بدون جهت‌یابی خاصی در اثر حرارت زائی حاصل شده‌اند (شکل ۱۰-پ).

کلریتوئید: بلورهای کلریتوئید تنها در اثر همبندی با توده‌های نفوذی منطقه و دگرگونی مجاورتی شکل گرفته‌اند. تعداد کمی از این درشت پرفیروبلاست‌های کلریتوئید احتمالاً به صورت (Post D<sub>۰</sub> - Syn D<sub>۰</sub>) و شکل دار و به صورت تقریباً پراکنده و زاویه‌دار بر روی برگوارگی متبلور شده‌اند (شکل ۱۰-الف). کلریت: دو نسل از بلورهای کلریت، حاصل دگرگونی برگشتی و دگرگونی مجاورتی بر سنگ‌های متاپلیتی و گنایسی رشد نموده‌اند. کلریت‌های نسل اول مربوط به دگرگونی برگشتی، در برگوارگی میلونیتی بر اثر تجزیه



شکل ۱۰. الف) بلورهای کلریتوئید به صورت بعد از زمین‌ساخت که در اثر دگرگونی مجاورتی با جهت‌گیری‌های مختلف بر روی برگوارگی زمینه رشد کرده‌اند. ب) کلریت‌های بعد از زمین‌ساخت حاصل دگرگونی مجاورتی که به صورت پراکنده بر روی برگوارگی زمینه رشد کرده‌اند. پ) بیوتیت‌های نسل دوم که به صورت پراکنده متبلور شده‌اند

## مراحل دگرریختی

جریان دگرگونی درجه بالا رخ داده و منجر به شکل‌گیری بودین‌های کششی و چین‌های میان مقیاس نسل اول و نیز لایه‌بندی ترکیبی شده است. چین خوردگی‌های این مرحله از

بر پایه مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی سه مرحله متوالی دگرریختی D<sub>۱</sub>, D<sub>۰</sub>, D<sub>۰</sub> در سنگ‌های ناحیه شناسایی شدند. مرحله دگرریختی اول (D<sub>۱</sub>) به گونه پیش‌رونده در

و برگشتی ( $M_p$ ) است. دگرگونی ناحیه‌ای ( $M_1$ ) در مرحله اول دگرریختی به صورت پیشرونده تا رخساره آمفیبولیت عمل نموده است و دست‌کم با دو روبرداری و دگرگونی برگشتی در زمان‌های کرتاسه میانی-بالایی و ائوسن زیرین-میانی دنبال می‌شود (Berberian and King, 1981; Davoudian, et al., 2008 Alavi, 1994) Stampfli, et al., 2000; Mohajjel et al., 2003; و موسوی، ۱۳۹۱). آثار دگرگونی به صورت لایه‌بندی تفریقی، تجدید تبلور و رشد کانی‌های گارنت و استارولیت دیده می‌شود. برخی از این سنگ‌ها، علاوه بر تحمل دگرگونی ناحیه‌ای، تحت تاثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته و سنگ‌های چند دگرگونی را شکل داده‌اند. دگرگونی‌های مجاورتی ( $M_p$ ) منطقه نیز در نتیجه تزریق توده‌های نفوذی متعدد در ابعاد، ترکیب و محل‌های مختلف در زمان‌های کرتاسه پیشین و ائوسن میانی رخ داده است و از اثرات ناشی از آن می‌توان به ماگمازایی، ایجاد هاله دگرگونی و تشکیل کانی‌های جدید و یا تبلور و به هم ریختگی و محو آثار و ساختارهای قبلی اشاره کرد (موسوی، ۱۳۹۱). شدت آثار این دگرگونی در همه جای منطقه یکسان نیست. در برخی نقاط، شرایط فیزیکی و شیمیایی، نظیر دما در حدی نبوده که ایجاد اسکارن کند (Rasheidnejad- Omran, et al., 2002). دو رخداد ماگمازایی را در طول شکل‌گیری مجموعه سنگ‌های دگرگونی منطقه گزارش نموده است. اولین ماگمازایی به بازه زمانی کرتاسه پیشین و یا به عبارتی دیگر پس از دگرریختی اول و پیش از دگرریختی دوم نسبت داده شده است؛ و ماگمازایی دوم، همزمان با کشش در پایان دگرریختی سوم و در زمان ائوسن میانی رخ داده است. به باور (موسوی، ۱۳۹۱) مجموعه سنگ‌های منطقه، به مقدار کمتر، در دوره زمانی تریاس میانی تا ژوراسیک زیرین؟ و به‌طور اساسی و مکرر از ژوراسیک پایین تا ائوسن میانی تحت تاثیر گرانیته‌زائی بوده‌اند. این دگرگونی احتمالاً مربوط به زمان کرتاسه میانی بوده و در طی دگرریختی دوم، به صورت برگشتی ( $M_p$ ) از رخساره آمفیبولیت به رخساره شیست سبز ثبت شده است، بنابراین درجه دگرگونی در این مرحله را می‌توان رخساره شیست سبز در نظر گرفت.

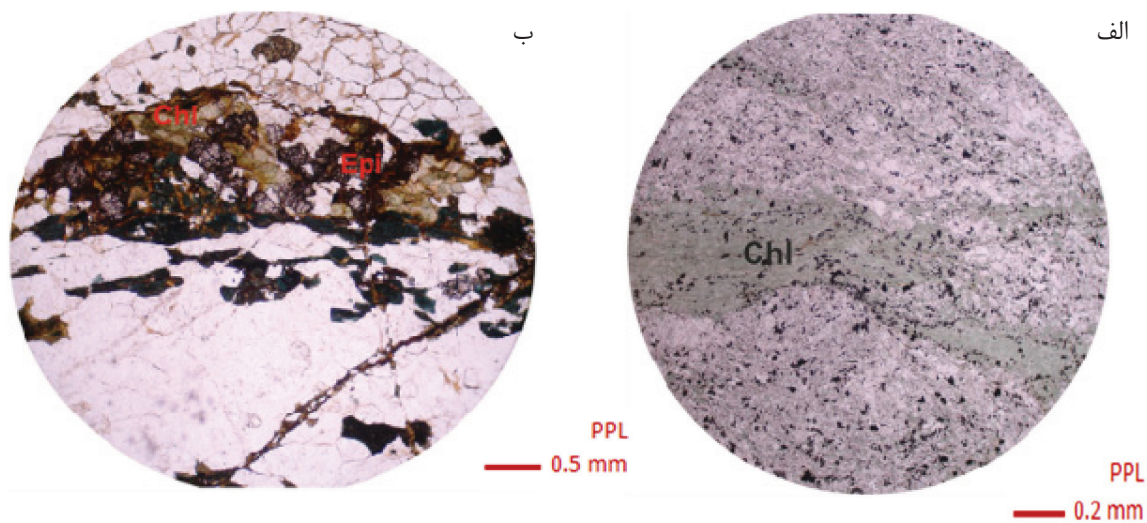
دگرریختی از نوع چین‌های هم‌شیب و بین برگواری با روند تقریبی شمال‌باختر-جنوب خاور هستند (موسوی، ۱۳۹۱). این چین‌ها در سنگ‌هایی نظیر آمفیبولیت، شیست و مرمرهایی که در رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت دگرگونی شده‌اند، دیده می‌شوند. دگرریختی مرحله دوم  $D_p$  با ایجاد برگواری‌های میلونیتی و خطواری کشیدگی، از مهم‌ترین مراحل دگرریختی در ناحیه به شمار می‌رود که با محو آثار دگرریختی اول و ایجاد چین‌های فشرده بسته تا برگشته و در مواردی باز و ملایم با سطح محوری جنوب‌باختری و محور NW-SE و نیز بودین‌های نسل دوم ادامه یافته است. این مرحله حاصل فرآیند روبرداری سنگ‌های دگرگونی و دگرریخت شده مرحله اول در شرایط شکل‌پذیر است (Davoudian, et al., 2008) و موسوی، ۱۳۹۱). شروع دگرگونی این مرحله با رخساره آمفیبولیت است اما در ادامه و همزمان با فرآیند میلونیتی شدن، دگرگونی برگشتی در حد رخساره شیست سبز ایجاد می‌شود. بخش قابل توجهی از درشت پرفیروبلاست‌های گارنت و استارولیت، حاصل دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی پیش از دگرریختی مرحله آخر ( $D_p$ ) هستند که در نتیجه فرآیند میلونیتی شدن ( $D_p$ ) و دگرگونی برگشتی تجزیه و کلریتیزه شده‌اند (شکل ۸-پ) و (شکل ۹-الف). در نهایت، دگرریختی مرحله سوم ( $D_p$ ) در شرایط شکننا-شکل‌پذیر رخ داده است (Moritz, et al., 2006). این مرحله نیز با دگرگونی برگشتی تا درجه پایین شیست سبز و کاهش شدت دگرریختی در سنگ‌های منطقه همراه است. مرحله سوم با قرارگیری ریزچین‌های پارازیتی کوچک مقیاس بر روی چین‌های مرحله دوم ادامه یافته است. با توجه به مشاهدات صحرایی و براساس شواهد میکروسکوپی، در اثر تنش‌های فشاری شمال‌خاور-جنوب باختری دسته‌ای از نوارهای شکنجی ظاهر شده‌اند (شکل ۵-ب) که راستای آن‌ها شمال‌باختر-جنوب‌خاور است (موسوی، ۱۳۹۱).

## دگرگونی و ماگمازایی

سه مرحله دگرگونی موثر در منطقه شناسایی شده که به ترتیب زمانی شامل دگرگونی ناحیه‌ای ( $M_1$ )، مجاورتی ( $M_p$ )

پدیده‌های رایجی نظیر تبدیل بلورهای گارنت به کلریت و اپیدوت و همچنین تبدیل استارولیت به سرپیسیت و کلریت در انواع شیست‌های منطقه دیده شده است. افزون بر این، این پدیده در مشاهدات صحرایی نیز با شکل‌گیری رگه‌هایی از اپیدوت و کلریت عمدتاً در درون درزه‌ها و شکستگی ثبت شده است (شکل ۱۱-الف، ب). بخش قابل توجهی از درشت پرفیروبلست‌های گارنت و استارولیت، حاصل از دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی پیش از دگرریختی مرحله آخر (D<sub>۲</sub>)، در نتیجه اثرگذاری فرآیند میلونیتی شدن (D<sub>۲</sub>) و دگرگونی برگشتی خرد و تجزیه شده‌اند.

سن سنجی کانی بیوتیت در ناحیه شمال اسفاجرد به روش  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ ، سن ۱۰۸ میلیون سال را به‌عنوان شروع دگرگونی برگشتی پیشنهاد می‌کند. (Moritz, et al., 2006). دگرگونی برگشتی ناشی از بالآمدگی سنگ‌های منطقه و یا به‌عبارتی دیگر در اثر روبرداری از سنگ‌های دگرگونی منطقه است (موسوی، ۱۳۹۱). کانی‌های رخساره شیست سبز در مرحله دگرریختی دوم و سوم شامل مجموعه کلریت+مسکویت+بیوتیت+کوارتز± اپیدوت هستند که در طی پیشرفت دگرریختی بر روی مجموعه کانی‌های رخساره آمفیبولیت ظاهر شده‌اند (Fettes, et al., 2007; Winter, 2001). این مرحله سردشدگی بر طبق بررسی‌های آزمایشگاهی با ظهور



شکل ۱۱. الف) رشد رگه‌های کلریتی در اثر دگرگونی برگشتی و چین‌خوردگی در طی مرحله سوم در میکاشیست. ب) آثار دگرگونی برگشتی با رشد کانی‌های اپیدوت و کلریت در گنایس‌های میلونیتی جنوب اوچستان

## تکامل زمین‌ساخت ناحیه‌ای

در نظر گرفت (Berberian and King, 1981 Stampfli, et al., 2000; Mohajjel, et al., 2003; Davoudian, et al., 2008). همزمان با این رویداد سنگ‌های ناحیه تا رخساره آمفیبولیت دگرگونی شده‌اند. شکل‌گیری پهنه‌های برشی شکل‌پذیر به زمین‌ساخت ترافشارشی در جریان دگرریختی مرحله دوم مربوط است (صبا، ۱۳۷۸ و موسوی، ۱۳۹۱). این دگرریختی همراه با دگرگونی برگشتی در رخساره شیست سبز، حاصل برخورد قاره‌ای صفحه عربی با پهنه سنندج-سیرجان در کرتاسه پایانی است که با نفوذ

براساس شواهد ساختمانی، دگرگونی و همچنین روابط زمین‌شناختی، تکامل زمین‌ساخت ناحیه روشن گردیده است. فرآیند اولیه در این ناحیه تشکیل حوضه رسوبی و انباشت رسوبات همراه با فعالیت‌های ماگمایی طی پرکامبرین تا ابتدای مزوزوئیک بوده است. در ادامه سنگ‌های منطقه تحت اثر دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده M<sub>۱</sub> مرتبط با افزایش دما و فشار ناشی از رویداد سیمین قرار گرفته‌اند. این رویداد را می‌توان ناشی از فروانش نئوتتیس به زیر خرد قاره ایران مرکزی در بازه‌ی زمانی ژوراسیک آغازین تا کرتاسه پیشین

مجاورتی تا رخساره اپیدوت-آمفیبولیت هورنفلس بوده است. مجموعه دگرگونی پرکامبرین-پالئوزویک منطقه تحت تاثیر فعالیت‌های ماگمازایی<sup>۱</sup>، نیروهای برشی دگرریختی، دگرگونی مجاورتی و دینامیکی قرار گرفته‌اند.

سه مرحله دگرریختی پیشرونده  $D_1$ ،  $D_2$  و  $D_3$  در ناحیه تشخیص داده شده است. مرحله اول دگرریختی ( $D_1$ ) با ایجاد چین‌های با روند تقریبی شمال-باختر-جنوب خاور، لایه‌بندی تقریبی در سنگ‌های نظیر آمفیبولیت و مرمر از رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت دگرگون شده و بودین‌های نسل اول هویت یافته است. مرحله دوم دگرریختی ( $D_2$ ) با محو آثار دگرریختی اول و ایجاد چین‌های فشرده تا برگشته و در برخی موارد باز و ملایم با سطح محوری جنوب باختری و محور چین NW-SE ادامه یافته است. این دگرریختی با دگرگونی برگشتی در حد رخساره شیست سبز، نفوذ ماگمای لوکوگرانیتی و میلونیتی شدن سنگ‌های دگرگون درجه بالای مرحله اول در شرایط شکل‌پذیر، روی داده است. در آخر دگرریختی مرحله سوم ( $D_3$ ) در شرایط شکننا-شکل‌پذیر رخ داده است و با دگرگونی برگشتی تا درجه پایین شیست سبز و کاهش شدت دگرریختی در سنگ‌های منطقه همراه است. این مراحل دگرریختی را می‌توان به فرآیند زیرراندگی پوسته اقیانوسی نئوتتیس و برخورد صفحه عربی با ایران مرکزی نسبت داد.

دگرگونی‌های مجاورتی منطقه نتیجه تزیق توده‌های نفوذی متعدد در زمان‌های کرتاسه پیشین و ائوسن میانی بوده و منجر به ماگمازایی، ایجاد هاله دگرگونی و تشکیل کانی‌های جدید و یا تبلور و بهم ریختگی و محو آثار و ساختارهای قبلی شده است. شدت این دگرگونی در همه جای مناطق یکسان نبوده است و تنها در برخی از نقاط ایجاد هورنفلس و اسکارن کرده است.

## منابع

- رشیدنژاد عمران، ن، ۱۳۸۱. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های متاولکانوسدیمتری و پلوتونیک منطقه موته (جنوب دلیجان). رساله دکتری زمین‌شناسی-پترولوژی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۳۷۰.

ماگمای اسیدی و فرآیند میلونیتی شدن در شرایط شکل‌پذیر و روبرداری از سنگ‌های دگرگونی درجه بالای مرحله اول در شرایط شکل‌پذیر روی داده است (Davoudian, et al., 2008; Agard et al., 2005; موسوی، ۱۳۹۱). حرارت حاصل از دگرگونی‌های مجاورتی  $M_p$ ، ناشی از ذوب بخشی منجر به ذوب سنگ‌های پوسته و تشکیل مذاب‌های سیلیسی تا بازیکی شده است. حد دگرگونی مجاورتی تا رخساره اپیدوت-آمفیبولیت هورنفلس بوده است (Winter, 2001; Fettes and Desmons, 2011). در نهایت، دگرگونی برگشتی  $M_p$  در اثر فرآیندهای زمین‌ساختی ناشی از گسلش، بالا زدگی و فرسایش سطحی مجموعه‌ها طی دگرریختی مرحله سوم ( $D_3$ ) در شرایط شکننا-شکل‌پذیر (Moritz, et al., 2006) در رخساره پایین شیست سبز روی داده که با کاهش دگرریختی در منطقه همراه بوده است.

## نتیجه‌گیری

بررسی‌های صحرائی و آزمایشگاهی نشان می‌دهند که سنگ‌های ناحیه‌ی مورد مطالعه تحت تاثیر دگرشکلی و دگرگونی گسترده ناحیه‌ای در شرایط شکل‌پذیر و شکننا قرار گرفته‌اند. برخی از این سنگ‌ها، علاوه بر تحمل دگرگونی ناحیه‌ای، تحت تاثیر یک مرحله میلونیت‌زایی و دگرگونی مجاورتی نیز قرار گرفته و سنگ‌های چند دگرگونی را به وجود آورده‌اند. ساختارهای موجود در شیست، گنایس و مرمرهای منطقه عبارتند از: انواع برگوارگی‌ها شامل برگوارگی تقریبی، برگوارگی میلونیتی و برگوارگی ریزچین؛ خطوارگی‌های ناشی از کشیده شدن کانی‌های مقاوم و نیز چین‌ها در مقیاس‌های مختلف.

حضور کانی‌های استارولیت و گارنت در میکاشیست‌ها نشانه رخساره آمفیبولیت و وجود مجموعه کانی‌های اپیدوت، اکتینولیت و کلریت نشانه رخساره شیست سبز است. با توجه به مجموعه کانیایی موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه و با توجه به سازوکارهای دگرشکلی در کانی‌های تشکیل دهنده آن، می‌توان گفت که دگرگونی ناحیه‌ای در این سنگ‌ها در حد رخساره آمفیبولیت شروع شده و در رخساره شیست سبز در مرحله دگرگونی برگشتی ادامه یافته است. حد دگرگونی



- Mohajjel, M., and Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Structural Geology*, 22, 1125-1139.
- Mohajjel, M., Fergusson C.L., and Sahan-di M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412.
- Moritz, R., Ghazban, F., and Singer, B. S., 2006. Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan Tectonic Zone, Eastern Iran: a result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros orogen, *Economic Geology*, 101, 1497-1524.
- Rashidnejad-Omran N., Emami, M., Sabzehei, H., Rastad, M., Bellon, E., and Pique, H., 2002. Lithostratigraphie et histoire Paléozoïque à Paléocène des complexes métamorphiques de la Région de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan Iran Méridional *Comptes rendus Géoscience*. 334, 1185-1191.
- Stampfli, G., Marcoux, J., and Baud, A., 2000. Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 87, 373-409.
- Sheikholeslami M.R. Bellon, H., Hashem Emami, M., Sabzehei, M., and Pique, A., 2003. Nouvelles données structurales et datations 40K-40Ar sur les roches métamorphiques de la région de Neyriz zone de Sanandaj-Sirjan, Iran méridional Leur intérêt dans le cadre du domaine néotéthysien du Moyen-Orient, C.R.
- Winter, J.D., 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*, Prentice-Hall Inc. Upper Saddle River, New Jersey 07458.
- شیخ‌الاسلامی، م.، زمانی پدram، م.، ۱۳۸۴. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰/۰۰۰ محلات، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- صبا، ع.، ۱۳۷۸. تحلیل ساختمانی توده‌های نفوذی همزمان با دگرشکلی در شمال ورزنه (شمال خاوری گلپایگان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۱۰۱.
- موسوی، ا.، ۱۳۹۱. زمان‌بندی نسبی رخداد میلوئیتی شدن در سنگ‌های دگرگونی شده شمال گلپایگان. رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم، ۲۴۳.
- Agard, P., Monié, W., Gerber, J., Omrani, M., Molinaro, L., Labrousse, B., Vrielynck, B., Meyer, L., and Jolivet, P., 2005. Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from PT deformation time and kinematic constraints implications for Neotethyan Wedge dynamics. *Journal of Geophysical Research* 111. 10.1029.
- Alavi, M., 2005. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations *Tectonophysics* 229.
- Berberian, M., and King, G. C. P., 1982. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, National Research Council of Canada, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.
- Davoudian, A. R., Gesner, J., Dachs, F., and Shabanian, N., 2008. Petrology of eclogites from North of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, *Mineralogy and Petrology*, 92, 393-413.
- Ghasemi, A., and Talbot, C.J., 2005. A New Tectonic Scenario For The Sanandaj-Sirjan Zone (Iran), *Journal of Asian Earth Sciences* 26, 683-693.
- Fettes, D., and Desmons, J., 2011. *Metamorphic Rocks a Classification and Glossary of Terms*, Cambridge University Press.

# The identification of the recharge source in the important karstic springs of Khuzestan province using stable isotopes ( $^{18}\text{O}$ and $^2\text{H}$ )

Mohammadi-Behzad, H.R.<sup>1</sup>, Kalantari, N.<sup>2</sup>, Charchi, A.<sup>3</sup> and Nadri, A.<sup>4</sup>

1. Ph.D. of Hydrogeology, Young Researchers and Elite Club, Ahvaz Branch, Islamic Azad University, Ahvaz, Iran
2. Professor of Hydrogeology, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University, Ahvaz, Iran
3. Assistant Professor of Structural Geology and Tectonic, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University, Ahvaz, Iran
4. Assistant Professor of Hydrogeology, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University, Ahvaz, Iran

Received: 27 January 2016

Accepted: 18 November 2016

## Abstract

Sabzab and Bibitalkhone Karst springs are the main discharging points of the Kamarun and Pabdeh karstic anticlines (Asmari dolomite and limestone) in Khuzestan province. The exposed surface of both anticlines are not sufficient to feed the aforementioned springs. According to the general water balance estimation and the discharge hydrographs of springs, there are important water resources in the region (including the Shahid Abbaspour dam reservoir as well as the Shirgun anticline in the vicinity of the host anticlines of springs) which could contribute in feeding the springs. All of water resources in the target (discharge) and the recharge area were sampled during two rainy (February 2013) and dry (July 2013) periods. The origin of the spring's waters in the target area evaluated using these isotope data, as well as the local meteoric water line (LMWL) in the study area. The average elevation of the recharge area and the probable recharge fraction from the water bodies resources in the region estimated for the springs. The results show that the recharge area elevation of the springs in the target area corresponds to the recharge area elevation in the neighboring karstic anticline. It was also revealed that the Shahid Abbaspour dam reservoir participate in recharging the Sabzab spring. However, the volume of input water from the dam reservoir in comparison to Shirgun karstic catchment is not considerable.

**Keywords:** Sabzab and Bibitalkhone springs, Recharge sources, Elevation of the recharge area, LMWL,  $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$  stable isotopes.

# The role of silica fractal distribution in textural evolutions and gold mineralization processes in Ramand region (Qazvin Province)

Mehrnia, S.R.<sup>1</sup>

1. Associate Professor, Payam Noor University, Tehran, Iran

Received: 22 February 2016

Accepted: 25 May 2016

## Abstract

Ramand region is a part of Urmia-Dokhtar magmatic belt that is located among a variety of crossed faulted structures and magmatic occurrences including Paleogene rhyolite and rhyodacite formations as the major related host units to hydrothermal ore deposits. Different kinds of clayey, silicified and Fe-rich alterations indicate a post magmatic vein type mineralization potential along Ramand crushed zones and structures. Well-developed alterations have been extended around volcanic extrusions with variety of textural zonation in quartz and chalcedonic vein systems similar to epithermal deposits. This research introduces a fractal based technique (Area-Concentration function) to obtain the priority map of Au-mineralization with an emphasis on quartzitic-pyritic textural evolutions in Ramand region. As a rule, self-organized crystallized textures (such as crustiform quartz) have more valuable ore content than glassy textures (vitrophanic), because of stepwise enrichment advantages in the hypogenic environment of epithermal deposits. Litho-geochemical sampling is the main and prior procedure for studying quartz textural zonation as well as instrumental quantitative measurement of the elements. Results showed a volcanic hosted formation with crustiform quartzitic textures is mineralized in the western part of Ramand region. Mineralized veins are specified by silica nonlinear distribution ( $\text{SiO}_2$ ) related to textural evolutions in the quartz-hematite facies ( $\text{Au}=820$  ppb) as the main targets for detail explorations.

**Keywords:** Textural evolution, Silica distribution, Fractal, Ramand, Gold mineralization.

# Geology, alteration, mineralization and geochemical study in copper mine, Golcheshmeh Area, South of Neyshabour

Najmi, F.<sup>1</sup>, Mazaheri, S.A.<sup>2</sup>, Saadat, S.<sup>3</sup> and Entezari Harsini, A.<sup>4</sup>

1. M.Sc. student, Economic Geology, faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

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

3. Assistant Professor, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

4. Lecturer, Department of Geology, Payamnoor University, 3697-19395, Tehran, Iran

Received: 31 January 2016

Accepted: 18 April 2016

## Abstract

The Golcheshmeh copper deposit is located in the NE of Iran (south of Neyshabour) at the margin of Sabzevar Structural Zone. Based on geological and laboratory studies, the outcropped rocks consist of Eocene volcanic rocks such as andesite, basaltic-andesite and basalt that associated with the sedimentary and volcanosedimentary rocks including limestone, tuff and breccia. The alteration hosted andesitic layers include carbonatization, propylitization and less argilic and sericitic alterations. The carbonatization zone is the most important alteration in this area. Mineralization mainly occurs in Eocene or younger volcanic rocks as vein-veinlets, amygdaloidal fillings and some replacement and disseminated styles. According to the mineralogical studies, the main ores which contain copper are divided into oxide and sulfide types. Mineralization mainly consists of oxide phases and can be seen as contamination of fracture surfaces and filling pores or voids in the host rocks. The main oxide minerals are malachite, azurite and chrysocolla, and sulfide minerals are chalcocite, covellite, with some minor pyrite, chalcopyrite, bornite, digenite and also native copper. Chalcocite is the most abundant ore sulfide in this area. There are probably two generations of sulfides, the first generation is a primary ore that was formed directly in joints, cracks, and fractures from the ore-containing solution and currently is replaced by covellite; and, the second generation is chalcocite that was probably formed from the conversion of bornite and chalcopyrite through substitution under supergene conditions. In most cases, the observed intergrowth between copper ores suggests the multi-stage mineralization in this region. Geochemical studies of minor and trace elements indicate that the igneous rocks in this region are characterized by the calc-alkaline basalt characteristics and, in terms of tectonic setting, could be attributed to subduction zone-related continental arc magmatism. Moreover, based on the performed geochemical analyses, the copper grade in the region varies from 13668 to 164000 g/ton. On the basis of the results of this study and with respect to some evidences such as tectonic setting, host rock type, structure and texture of ore body, mineral paragenesis, shape of the ore body and associated elements, this area is compared to Manto type deposit located in Chile. Though there are some differences, it is suggested that Golcheshmeh copper mine is classified in Cu-Manto type deposit.

**Keywords:** Golcheshmeh, Andesite, Mineralization, Alteration, Cu-manto, Michigan.



## Neotectonic zoning using morphometric indices in Lali - Gotvand area, Khuzestan

Ahmadi, T.<sup>1</sup>, Rahimi, A.<sup>2</sup>, Safari, H.<sup>3</sup> and A. Bargasteh<sup>4</sup>

1. M.Sc. student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran

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

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

4. Ph.D. in Structural Geology, Khuzestan Water and Power Authority

Received: 27 October 2016

Accepted: 1 March 2017

### Abstract

Quantitative assessment forms and effects of the Earth's surface and calculation of morphometry indices of rivers, river channel, and mountain fronts are the best methods for investigation of the active tectonics. The studied area is located in Dezful Embayment zone of the Zagros Simply Folded Belt. In this study, the tectonics and regional morphotectonics of Lali - Gotvand area are interpreted using digital elevation model. This research analyzed three indices including mountain front sinuosity (Smf), ratio of valley width to valley height (Vf) and stream length-gradient index (SI). The morphometry indices were analyzed to determine tectonic activity according to general tectonic of Simply Folded Zagros and Dezful Embayment in Lali - Gotvand region in the north east of Khuzestan. After calculating the noted indices and information integration layers, the neotectonic zoning map were prepared as tectonic activity in 4 categories: very active, active, relatively active and non-active. According to these results, maximum tectonic activities have occurred in the North East based on stream length-gradient index, in East, North East, South East based on ratio of valley width to valley height and in North East, South East and central part based on mountain front sinuosity, respectively. The neotectonic zoning map shows the highest activity in the North, North East and Center and the lowest activity in the South of the study area.

**Keywords:** Morphometric indices, Neotectonic activity, Lali - Gotvand, Zagros simply folded belt.

# Magma mixing in Dehe Bala granodiorites and their mafic enclaves, SW of Boein Zahra: Evidence for I type calc-alkaline magmatism from both lithospheric mantle and lower crustal sources

Gharamohammadi, Z.<sup>1</sup>, Kananian, A.<sup>2</sup> and Eliassi, M.<sup>3</sup>

1. M.Sc., School of Geology, College of Sciences, University of Tehran

2. Professor, School of Geology, College of Sciences, University of Tehran

3. Associate Professor, School of Geology, College of Sciences, University of Tehran

Received: 12 April 2016

Accepted: 21 September 2016

## Abstract

Dehe Bala granodioritic pluton with an E-W trend is exposed approximately 45 km south-west of Boein Zahra town, Qazvin province. This pluton includes several mafic microgranular enclaves (MME<sub>s</sub>) with diorite and quartz monzodiorite in composition. The ellipsoidal and rounded enclaves with 2 to 30 cm in sizes have been scattered in host granodiorites. The enclaves commonly have a sharp contact with the host granodiorites. Textural evidence indicative of disequilibrium condition, include plagioclase with oscillatory zoning and repeated resorption surfaces, acicular apatite and quartz ocelli as chemical and/or thermal changes in the melt during crystal growth and as evidence for occurrence of magma mixing. The enclaves enriched in LILE<sub>s</sub> and LREE<sub>s</sub> and are depleted in HFSES. The SiO<sub>2</sub> content of the granodiorite ranges from 64.2 to 66.9 wt%. They are high-k calc-alkaline in composition, displaying a metaluminous character ( $A/CNK < 1.1$ ). Enrichment of incompatible elements such as La, Ce, Rb, Th, K and Nd coupled with negative anomalies of Ti, Ba, Eu, Nb and P implying the role of the lower crust in the formation of the granodioritic magma, but relatively high content of Mg value (0.39 - 0.43) suggest that the granodiorites were generated by mixing of mantle-derived mafic magma with felsic melt derived by partial melting of lower crust. The MMEs are characterized by relatively low contents of SiO<sub>2</sub> = 52.8-58.2 wt%, moderate K<sub>2</sub>O=1.4-3.8 and high Mg (0.4 -0.46). Geochemical features and values of Dy/Yb=1.6 - 1.8 in MME<sub>s</sub> suggest that enclave magmas were derived by partial melting of the mantle wedge in the spinel-garnet transition zone and they have partially evolved in contact with fusion of crust-derived felsic magmas.

**Keywords:** Magma mixing, Mafic microgranular enclaves (MME<sub>s</sub>), Dehe Bala pluton, Lower crust, Calc-alkaline

# The study of geochemistry and mineralogy of the adakitic rocks in Monavvar village, North of Tabriz, NW of Iran

Fazelihigh, M.<sup>1</sup>, Amel, N.<sup>2</sup> and Jahangiri, A.<sup>3</sup>

1. M.Sc. student, Department of Geology, Tabriz University, Faculty of Natural Sciences

2. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University

3. Professor, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University

Received: 5 March 2016

Accepted: 31 May 2016

## Abstract

The study area is located 35 kilometers northwest of Tabriz. Based on stratigraphic evidences, age of volcanic rocks in Monavvar area is Mio-Pliocene and Plio - Quaternary. According to geological structure, it is part of the western Alborz - Azerbaijan zone. Most of the volcanic rocks are dacite, rhyodacite, andesite, basaltic andesite and trachyandesite. In the spider diagrams these rocks show enrichment of HREE and HFSE elements over LREE and LILE, depletion and negative anomalies for Ti, Nb and Ta (TNT) and Ba/Nb, Ba/Ta. These properties indicate that their formation could occur in the continental arcs and post collisional arcs. High levels of SiO<sub>2</sub> equal to 55 to 66 %wt, low levels of MgO, Y, Yb and Sr/Y and La/Yb represent the formation of high silica adakitic magma in the region. According to this evidence and REE distribution patterns, formation of magma was probably from asthenospheric mantle garnet - lherzolite source.

**Keywords:** Adakitic rocks, Post collisional thickened crust, Monavvar, Tabriz.

# Potentiometric analysis of Manjil water sediments using GIS

Heydarian Dehkordi, N.<sup>1</sup>, Tavakol, M.H.<sup>2</sup>. and Pormohammadi, S.<sup>3</sup>

1. Faculty member, Iranian Academic Center for Education, Culture & Research, ACECR

2. M.Sc. in GIS, Iranian Academic Center for Education, Culture & Research, ACECR

3. M.Sc. Economic Geology, Department of Geology, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Received: 19 May 2016

Accepted: 1 February 2017

## Abstract

Manjil 1: 50000 Sheet is located in the range of 49° 30' to 49° 15' longitude and 36° 30' to 36° 45' in geographic latitudes. This area is tectonically located in the Alborz Zone. In this area, rocks from the Paleozoic, Mesozoic, and Cenozoic Eras are cropped out. The volcanic rocks with basic composition and high intensity alteration are the oldest rocks in the area. Ore minerals in this area can be categorized into mineralizations associated with intermediate to acid volcanic and mineralizations associated with felsic intrusions. The results of processing of samples showed that the Manjil study sheet had a high mineralization potential and, based on these results, several promising areas were introduced for the control field anomalies. The major anomalies are Zn, Au, Cu, Mn, Pb and Fe.

**Keywords:** Stream sediments, Potentiometric, GIS.



# **Analysis of structural relation between Hatamabad Syncline and Dasht-e-Bayaz active fault, North of Qayen - East of Iran.**

**Gholchin, M.<sup>1</sup>, Elahpour, E.<sup>2</sup>, Heyhat, M. R.<sup>3</sup> and Khatib, M. M.<sup>4</sup>**

1. M.Sc. Tectonics, Parsi Kan Kav consulting company, Tehran, Iran.

2. Assistant Professor of Geology, Payamenoor University of Birjand, Iran.

3. Assistant Professor of Geology, University of Birjand, Iran.

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

Received: 19 May 2016

Accepted: 26 July 2016

## **Abstract**

Hatamabad syncline is located 40 km north of Qayen and with an area of more than 190 km<sup>2</sup>. In this study, the geometric - kinematic analysis of this syncline was assessed to understand the genetic relation between this structure and Dasht-e-Bayaz active fault. Hatamabad syncline is situated in Dasht-e-Bayaz fault segmentations gap and its S shape is the result of a sinistral strike slip movement, raised a lot of questions about the effect of Dasht-e-Bayaz sinistral fault. Geometric analysis of structural cross sections, determine maximum strain trend 221 or 41 degrees for the Hatamabad syncline. This shows good correlation with stress trend of Dasht-e-Bayaz fault. In addition mechanism of Mohammad Abad -e- Alam fault along with its stress trend 217 or 37 degrees that is obtained by right dihedral method, proves S- shape of Hatamabad syncline. Finally the Hatamabad syncline was deformed due to its location in a sinistral transpression zone between Dasht-e-Bayaz sinistral fault with a reverse parameter and Mohammad Abad -e- Alam reverse fault with sinistral strike slip component.

**Keywords:** Syncline, Hatamabad, Fault, Dasht -e- Bayaz, Geometry.

# Structural elements of southern Mahallat metamorphic complex

Rezaeenejad, S.<sup>1</sup>, Sheikholeslami, M.R.<sup>2</sup>, Rashidnejad Omran, N.<sup>3</sup> and  
Poshtkouhi, M.<sup>4</sup>

1. M.Sc. of Petrology, Research Institute for Earth Sciences

2. Associate Professor, Tectonics, Research Institute for Earth Sciences

3. Associate Professor, Petrology, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran

4. Ph.D. in Petrography, Geological Survey of Iran

Received: 18 July 2016

Accepted: 19 October 2016

## Abstract

Metamorphic, sedimentary and igneous rocks of Precambrian to recent age outcropped in the south of Mahallat. The metamorphic rocks of the study area form the western part of the Muteh-Golpaygan metamorphic complex, situated in the central part of the Sanandaj-Sirjan Zone. These rocks are separated from younger non-metamorphic rocks by normal faults. The main lithology is schist, marble, gneiss and amphibolite. These rocks confirm three successive and prograde deformations as well as three stages of metamorphism. The first stage of deformation created isoclinal and intrafolial folds, first generation boudins and first generation foliation in amphibolite to greenschist facieses. The second stage of deformation is identified by formation of second generation folds, second generation boudins and mylonitic foliation in a greenschist facies. Finally, the third stage of deformation occurred in ductile-brittle condition and is associated with decrease of deformation. The contact metamorphism is the result of the several intrusive rocks that were identified by formation of the metamorphic aureoles, hornfelse or scarns, and in microscopic scale by recrystallization of new minerals or obliteration of former structures.

**Keywords:** Sanadaj-Sirjan zone, Deformation, Metamorphism, Mahallat.



**Vol. 11, No. 43, Autumn 2017**

**License Holder:**

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

**Editorial Director:**

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

**Editor in Chief:**

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

**Assistant Editor:**

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

**Editorial Board:**

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

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

Alavipanah, S.K., Professor - Tehran University

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

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

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

Ghazban, F., Associate Professor - Tehran University

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

Moore, F., Professor - Shiraz University

Mousavi Harami, R., Professor - Mashhad University

Raeisi, E., Professor - Shiraz University

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

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

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

**Executive board:**

Khodaei, K. and Esmaili, E.

**Editors:**

Atresaei, P.

**Designer:**

Ansari, A.

**Published: Autumn 2017**

**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>