

## فهرست

- بررسی زمین لغزش‌های طبیعی و حاشیه جاده با استفاده از مدل فرآیند محور پایداری سطحی دامنه (مطالعه موردی: محدوده محور ساری - کیاسر)  
علی طالبی و علی‌رضا متولی ..... ۱-۱۳
- برهم‌کنش سیال - سنگ در اسکارن پناه‌کوه با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در انواع کلسیت، غرب بزد اعظم زاهدی و محمد بومری ..... ۱۵-۲۹
- بررسی ریخت‌زمین‌ساختی پهنه انتهایی گسلی اطراف قوزلو (جنوب شرقی گسل شمال تبریز)  
علیرضا یوسفی باویل و محسن موید ..... ۳۱-۴۴
- بررسی زمین‌شیمی عناصر فرعی و کمیاب (نادر خاکی) در کانی‌سازی رگه‌ای فلزات پایه منطقه یارالوجه (اهر - آذربایجان شرقی)  
زهره جبارزاده، محمدرضا حسین‌زاده، محسن مؤید و رزگار فرامرزی ..... ۴۵-۶۱
- لیتواستراتیگرافی و بیواستراتیگرافی سازند آسماری در یال جنوبی ناقدیس میش، تنگ گناوه (شمال گچساران)  
فرزاد مرادی، عباس صادقی و حسن امیری بختیار ..... ۶۳-۷۶
- خصوصیات هیدروژئوالکتریک سازندهای آسماری و ایلام - سروک در ناودیس سوسن، شمال ایذه  
حمیدرضا ناصری، نجات زیدعلی نژاد و فرشاد علیجانی ..... ۷۷-۹۲
- شناسایی مخزن سامانه زمین گرمایی منطقه تکاب با استفاده از روش گرانی‌سنجی  
محمد محمدزاده مقدم، جواد نورعلینی، سهیل برخیا، داور ابراهیمی و سعید میرزایی ..... ۹۳-۱۰۰

## Contents

- Investigating natural landslides and roadside by using shallow landsliding stability physically based model  
Talebi, A. and Motavalli, A.R. .... 105
- Water/Rock interaction in Panah-Kuh skarn using carbon and oxygen stable isotopes in different calcite types, west of Yazd  
Zahedi, A. and Boomeri, M. .... 106
- Morphotectonic study of a fault tip zone around Qozlu (SE part of the North Tabriz fault)  
Yousefi-Bavil, A. and Moayyed, M. .... 107
- Investigation of geochemistry of minor and trace elements (rare earths) in the base metal vein mineralization Yaralujeh area (NW Ahar - East Azarbaijan)  
Jabbarzadeh, Z., Hosseinzadeh, M.R., Moayyed, M. and R. Faramarzi ..... 108
- Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Asmari Formation in southern flank of Mish anticline (Tang-e-Ganaveh)  
Moradi, F., Sadeghi, A., Amiri Bakhtiar, H. and Allahkarampour, Dill, M. .... 109
- Hydro-geoelectric properties of Asmari and Ilam-Sarvak formations in Susan Syncline, North Izeh  
Nassery, H.R., Zeidalinejad, N. and Alijani, F. .... 110
- Identification of Takab geothermal system reservoir by using gravity method  
Mohammadzadeh Moghaddam, M., Nouraliee, J., Porkhial, S., Ebrahimi, D., and Mirzaei, S. .... 111



پژوهشکده علوم پایه کاربردی

سال ۱۰، شماره ۳۷، بهار ۱۳۹۵  
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 سر دبیر:

دکتر حمیدرضا نصری، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر حمیدرضا نصری، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی

دکتر خسرو خسروتهرانی، استاد بازنشسته دانشگاه تهران

دکتر محمدرضا رضایی، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر عزت ا... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

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

دکتر سیدکاظم علوی پناه، استاد دانشگاه تهران

دکتر فریدون غضبان، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استادیار دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، استادیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قوبدل، 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:

انسبیه اسماعیلی

ویراستاران:

راحله هانقی، علی اکبر شهسواری

صفحه‌آرا:

آرزو انصاری

چاپ:

بعثت

تاریخ انتشار: بهار ۱۳۹۵

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: Geology.saminattech.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

<http://www.sid.ir>

قابل دسترسی است:

<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 به طور جداگانه شامل نام و نام خانوادگی نویسنده (گان)، مرتبه علمی و آدرس به هر دو زبان فارسی و انگلیسی، شماره تلفن و فاکس و پست الکترونیکی باشد.

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

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

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

- منابع فارسی و به دنبال آن منابع خارجی به ترتیب حروف الفبا آورده شود. بعنوان 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.

# بررسی زمین لغزش‌های طبیعی و حاشیه جاده با استفاده از مدل فرآیند محور پایداری سطحی دامنه (مطالعه موردی: محدوده محور ساری - کیاسر)

علی طالبی<sup>۱</sup> و علی‌رضا متولی<sup>۲\*</sup>

۱. دانشیار گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی و کویرشناسی، دانشگاه یزد
۲. دانشجوی دکتری علوم و مهندسی آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس و عضو باشگاه پژوهشگران جوان و نخبگان، دانشگاه آزاد اسلامی واحد بابل، ایران

تاریخ دریافت: ۹۲/۰۲/۲۴

تاریخ پذیرش: ۹۳/۰۹/۲۲

## چکیده

شبکه‌های ارتباطی و جاده‌ها بخش مهمی از سرمایه‌های هر کشوری محسوب می‌شوند. در کنار این موضوع، نگهداری از این شبکه‌های عظیم ارتباطی و روند توسعه فرآیند جاده‌سازی به‌عنوان یکی از عوامل تخریب عرصه‌های منابع طبیعی مبحثی مهم به شمار می‌آید. در این تحقیق، زمین لغزش‌های رخ داده محدوده جاده کیاسر واقع در جنوب شهرستان ساری با استفاده از مدل پایه فیزیکی SHALSTAB مورد بررسی قرار گرفت و نقشه پایداری دامنه این محدوده به‌وسیله این مدل تعیین شد. در ابتدا مشخصات فیزیکی و مکانیکی ۱۵ نمونه خاک که در محدوده حاشیه جاده وجود داشتند برداشت و مورد اندازه‌گیری قرار گرفت و با ۱۱۵ مورد از لغزش‌های به وقوع پیوسته در منطقه مورد مقایسه قرار گرفت. نتایج حاصل از تحقیقات میدانی، تجزیه و تحلیل داده‌های زمین‌شناسی، تست‌های آزمایشگاهی و اجرای مدل نشان داد که برای کل لغزش‌های به وقوع پیوسته، ۴۳/۴۹ درصد لغزش‌های واقعی در منطقه ناپایدار صورت گرفته‌اند، سپس اقدام به تفکیک لغزش‌های حاشیه جاده از لغزش‌های رخ داده در شرایط طبیعی گردید و برای هرکدام از این زمین لغزش‌ها مدل اجرا گردید. نتایج نشان داد زمانی که با استفاده از لغزش‌های حاشیه جاده مدل SHALSTAB اجرا می‌گردد، این مدل قادر به شبیه‌سازی تنها ۱۸/۵۵ درصد از نقاط لغزشی در طبقات ناپایدار بوده و زمانی که این مدل با استفاده از لغزش‌هایی که در شرایط طبیعی به وقوع پیوسته در این محدوده اجرا می‌گردد، با بیش‌بینی ۶۹/۵ درصد، کاربرد موفق‌تری داشته است.

**واژه‌های کلیدی:** زمین لغزش حاشیه جاده، زمین لغزش طبیعی، محور ساری- کیاسر، مدل SHALSTAB، نقشه پایداری دامنه.

## مقدمه

جهان به‌عنوان یک تهدید جدی جانی- مالی مطرح است. شناخت نوع و فرآیند شکل‌گیری، عوامل مؤثر در ایجاد حرکات توده‌ای و شناخت گستره‌های دارای زمین لغزش و تعیین میزان خطر آن‌ها، مهم‌ترین مسائلی است که در

زمین لغزش یک فرآیند ژئودینامیکی است که معمولاً در سطح زمین رخ می‌دهد. زمین لغزش در بسیاری از مناطق

\* نویسنده مرتبط: Ar.Motevalli@modares.ac.ir

(2003، نیوزیلند (Claessens et al., 2005) و ایتالیا (santini et al., 2009; Cervi et al., 2010) داشته است. همچنین نتایج خروجی این مدل دقت بالایی در مقایسه با دیگر مدل‌های پیش‌بینی خطر زمین لغزش داشته است. این مدل همچنین کاربرد موفقیت‌آمیزی در مناطق مرطوب برزیل به‌وسیله (Guimaraes et al., 2004; Fernandes et al., 2000) داشته است. در ایران در ارتباط با مدل‌های فرآیند-محور زمین لغزش، طالبی و ایزدوست (۱۳۹۰) در تحقیقی با عنوان بررسی کارایی مدل فرآیند محور SINMAP در پهنه‌بندی خطر زمین لغزش، نقشه پایداری دامنه را با استفاده از این مدل تهیه کردند. نتایج حاصل از اجرای مدل SINMAP نشان داد که مدل SINMAP از دقت بالایی در پیش‌بینی خطر زمین لغزش در حوضه سد ایلام برخوردار است. استان مازندران به دلایل زیر از جمله مناطق بسیار مستعد زمین لغزش کشور می‌باشد: مهم‌ترین عامل، اقلیم مرطوب و پرباران استان است که به طرق مختلف اعم از مستقیم و غیرمستقیم در فراوانی وقوع حرکت توده‌ای نقش دارد. عامل دوم، شرایط زمین‌شناسی استان می‌باشد، وجود رخنمون‌های وسیع از سازندهای حساس به لغزش از قبیل تناوب‌های مارن میوسن و ماسه‌سنگ و سیلت، سازند شمشک، لس‌های کواترنر و همچنین خاک رویی نسبتاً ضخیمی که بر روی سازندها تشکیل شده موجب گردیده که سطح قابل توجهی از استان به‌طور بالقوه دارای شرایط وقوع حرکت توده‌ای باشد. در کنار این عوامل، عامل انسانی نیز با استفاده نادرست از منابع طبیعی (بهره‌برداری بی‌رویه از جنگل و قطع درختان، جاده‌سازی و ...)، تغییر کاربری و احداث جاده‌های متعدد روستایی و جنگلی در سطح استان و به‌ویژه در این منطقه، حرکت‌های توده‌ای را تشدید می‌کند (شکل ۲). هدف از این مطالعه، بررسی زمین لغزش‌های طبیعی و حاشیه جاده محدوده محور ساری - کیاسر با استفاده از مدل فرآیند محور SHALSTAB می‌باشد.

راستای جلوگیری از این نوع مخاطره طبیعی باید به آن توجه شود (حسین‌زاده و همکاران، ۱۳۸۸). اگرچه ناپایداری شیب ممکن است در اثر فاکتورهای انسان-محور مانند بریدن پای دامنه‌ها جهت اهداف ساختمانی و جاده‌سازی رخ دهد، اما خیلی از زمین لغزش‌ها خصوصاً در مناطق دارای خاک‌های رسوبی در معرض بارندگی شدید، به‌سادگی در اثر بارندگی رخ می‌دهند. بروز پدیده زمین لغزش می‌تواند ناشی از عوامل متعدد زمین‌شناسی، ژئومورفولوژیکی، هیدرولوژیکی، بیولوژیکی و انسانی باشد. با وجود این، نقش اساسی در شروع زمین لغزش را عمدتاً عاملی محرک ایفا می‌کند. بارندگی به‌عنوان متداول‌ترین عامل محرک وقوع زمین لغزش‌ها شناخته شده است. از این‌رو، مهم‌ترین بخش در مدل‌سازی تجربی، آماری و یا فیزیکی زمین لغزش، بخش هیدرولوژیکی آن خواهد بود (طالبی و همکاران، ۱۳۸۸). در به وقوع پیوستن این حرکات، عوامل گوناگون با نسبت‌های مشارکتی متفاوت نقش دارند که شناخت این عوامل مؤثر در وقوع و شناسایی مناطق پرخطر و کم‌خطر از نظر وقوع، یکی از مهم‌ترین و ضروری‌ترین اقدامات جهت پیشگیری و کاهش خسارات می‌باشد. مدل‌های شبیه‌سازی و پهنه‌بندی زمین لغزش به‌طور کلی در سه گروه طبقه‌بندی می‌شوند: مدل‌های لرزه‌ای<sup>۱</sup> که مبتنی بر داده‌های لرزه‌نگاری بوده و پارامترهای زیادی را وارد نمی‌کنند، مدل‌های آماری<sup>۲</sup> که اکثراً مبتنی بر تراکم زمین لغزش‌ها در واحد سطح هستند و مدل‌های قطعی<sup>۳</sup> که این مدل‌ها بر پایه محاسبات عددی بوده و پارامترهای فیزیکی نسبتاً دقیقی را در مدل وارد می‌کنند (معماریان و صفدری، ۱۳۸۸). از آنجا که کاستی‌هایی در فهم فشار منفذی آب در خاک، از جمله توزیع مکانی و زمانی آن وجود داشت، برخی از مدل‌های فیزیکی توسعه یافتند (Yilmaz and Keskin, 2009). در خارج ایران، از مدل فرآیند محور SHALSTAB توسط Montgomery (1994) and Dietrich در شرق ایتالیا استفاده و گزارش شد که بسیاری از ناپایداری‌ها به‌درستی شناسایی شدند. همچنین این مدل کاربرد موفقیت‌آمیزی در مناطق مختلف، شامل آرژانتین (Rafaelli et al. 2001; Casadei et al., 2001)

1. Seismic

2. Statistic

3. Deterministic

## مواد و روش‌ها

### منطقه مورد مطالعه

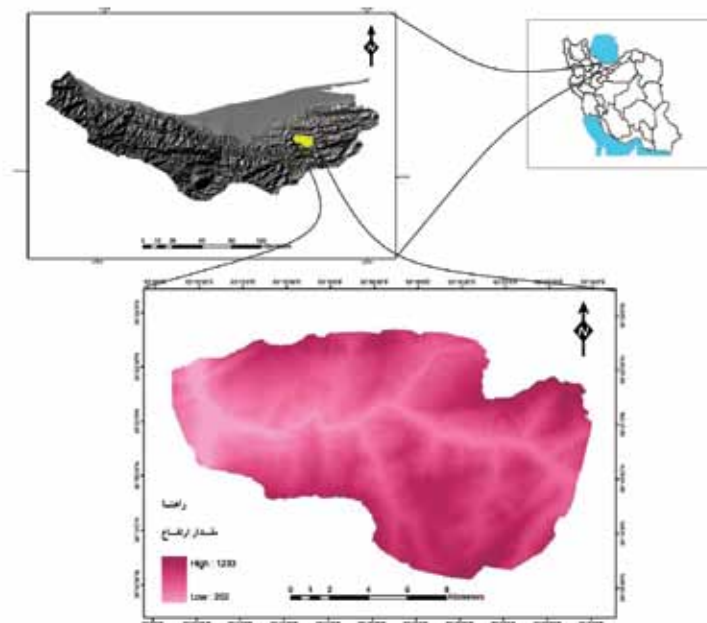
منطقه مورد مطالعه در استان مازندران، با وسعت ۲۰۰ کیلومتر مربع واقع در جنوب شهرستان ساری در حوضه آبخیز تجن در محدوده مختصاتی "۰۹'۰۰" تا "۰۳'۰۰" طول شرقی و "۱۶'۳۰" تا "۲۴'۰۰" عرض شمالی قرار دارد که موقعیت آن در شکل ۱ نشان داده شده است. بارندگی منبع اصلی آب در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. آمار هواشناسی نشان می‌دهد که بسیاری از بارش باران در طول ماه آذر با مقدار میانگین ۱۱۰/۶۸ میلی‌متر رخ می‌دهد (جدول ۱).

زمین‌شناسی: منطقه مورد مطالعه، شامل سه دوران پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک می‌باشد. سازند مارن میوسن  $M_{2,3}^{sl}$  شامل مارن، ماسه‌سنگ، سیلت آهکی، مارن سیلت دار، سنگ آهک ماسه‌ای، ماد ستون است. این سازند زمین‌شناسی گسترده‌ترین سطح در منطقه مورد مطالعه است که اکثریت زمین‌لغزش‌های موجود در این سازند واقع شده‌اند (شکل ۳). این محدوده توسط گسل اصلی شمال البرز با طول بیش از ۴۰۰ کیلومتر با روند تقریباً شرقی-غربی در بر گرفته شده است. این منطقه توسط چهار گسل فرعی کسوت، ششک، علمدارده و کلوکرد با روند شمال شرق -

جنوب غرب نیز در بر گرفته شده است. نقشه زمین‌شناسی مورد استفاده نشان‌دهنده توزیع یکنواخت لغزش‌های به وقوع پیوسته در سازندهای زمین‌شناسی منطقه است.

### مدل پایداری سطحی دامنه

این مدل فرآیند-محور برای ارزیابی شرایط ناپایداری به منظور ایجاد یک نقشه پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش به نام مدل پایداری سطحی دامنه به‌وسیله Montgomery and Dietrich (1994) توسعه یافت. مدل SHALSTAB با فرض ماندگاری جریان آب به موازات جریان اشباع به سطح لغزش و با استفاده از قانون داریسی برای تخمین توزیع مکانی فشار منفذی آب می‌باشد. این مدل داده‌های حاصل از مدل رقومی ارتفاع را با جریان زیرسطحی نزدیک سطح زمین و مدل شیب بی‌نهایت ترکیب می‌کند (Montgomery et al., 1998). در این مدل هر جا شیب دامنه با زاویه اصطکاک داخلی خاک برابر باشد، دامنه بدون هیچ قید و شرطی ناپایدار تعریف می‌شود. هنگامی که خاک در حال اشباع شدن است، زاویه بحرانی گسیختگی کاهش می‌یابد. مدل SHALSTAB نسبت  $\text{Log } Q/T$  (نسبت لگاریتمی بارش مؤثر بر انتقال پذیری) را محاسبه می‌کند (Dietrich et al., 2001).



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه

جدول ۱. آمار بارش ماهیانه در محدوده محور ساری - کیاسر از سال ۸۰ تا ۸۹

اسفند	بهمن	دی	آذر	آبان	مهر	شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	بارش (میلی‌متر)
۷۲/۹	۷۹/۲۵	۷۱/۰	۱۱۰/۶	۱۰۴/۸	۹۴/۴	۵۸/۸	۳۵/۳	۴۵/۰	۴۴/۸	۴۱/۳	۷۲/۱	میانگین بارش
۳۰/۵	۳۱/۰	۱۳/۰	۴۳/۵	۵۶/۰	۳۲/۵	۲۱/۰	۴/۵	۰/۵	۰/۷۰	۲۵/۰	۹/۰	حداقل بارش
۱۵۷/۰	۱۵۰/۰	۲۴۳/۰	۱۴۴/۰	۱۶۷/۵	۱۶۰/۰	۸۳/۰	۱۰۳/۵	۸۹/۰	۱۰۶/۵	۶۴/۵	۱۳۶/۰	حداکثر بارش



شکل ۲. نمایی از زمین لغزش اتفاق افتاده در منطقه مورد مطالعه و درختی که در اثر رانش زمین نصف شده است

که در آن  $c$  چسبندگی مؤثر ( $\text{kn/m}^2$ )،  $\rho_s$  وزن مخصوص خاک اشباع ( $\text{kg/m}^3$ )،  $w_p$  وزن مخصوص آب ( $\text{kg/m}^3$ )،  $g$  شتاب گرانش ( $9.81 \text{ m/s}^2$ )،  $z$  عمق خاک (m) و  $\phi$  زاویه اصطکاک داخلی مؤثر خاک و  $w$ : رطوبت نسبی می‌باشد.

#### نقشه رقمی ارتفاعی

این مدل برای محاسبه توپوگرافی، نیاز به داده‌های رقمی ارتفاعی دارد. در این مطالعه از نقشه خطوط تراز رقمی در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ استفاده گردید. نقشه شیب و سطح ویژه از نقشه رقمی ارتفاعی به وسیله مدل پایداری سطحی دامنه و از طریق برنامه Arc view 3.2 آماده گردید. این نقشه‌های اولیه نشان‌دهنده توزیع پستی و بلندی در منطقه و همچنین مرتبط با ناپایداری دامنه می‌باشند. در واقع سطح ویژه مناطق از طریق مدل SHALSTAB محاسبه می‌شود که الگوریتم آن بر پایه روش Quinn et al. (1991) است که سطح ویژه هر سلول توزیع شده به وسیله روش جریان را محاسبه می‌کند (Guimaraes et al., 2000) (شکل ۴). در این الگوریتم، جریان آب بالادست به سمت سلول پایین دست، مطابق با همان شیب است.

همچنین مدل SHALSTAB نسبت  $\text{Log } Q/T$  (تأثیر بارش بر روی ضریب انتقال پذیری خاک) را با استفاده از نظریه شیب بی‌نهایت (Hammond et al., 1992) و تنش برشی خاک را با استفاده از نظریه گسیختگی موهر-کلمب و مدل هیدرولوژیکی (O'Loughlin, 1986) محاسبه می‌کند (Dietrich et al., 2001) (رابطه ۱).

$$\text{Log } \frac{Q}{T} = \frac{\sin \theta}{a/b} \left[ \frac{\hat{c}}{\rho_w \cdot g \cdot z \cdot \sin^2 \theta \cdot \tan(\phi)} + \frac{\rho_s}{\rho_w} \left( 1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) \right] \quad \text{رابطه ۱}$$

که در آن  $Q$  بارندگی (mm)،  $T$  ضریب انتقال خاک ( $\text{m}^2/\text{day}$ )،  $a$  سطح ویژه ( $\text{m}^2$ )،  $b$  طول شیبی که در آن جریان شکل می‌گیرد (m)،  $c$  چسبندگی مؤثر ( $\text{kn/m}^2$ )،  $\rho_s$  وزن مخصوص خاک اشباع ( $\text{kg/m}^3$ )،  $w_p$  وزن مخصوص آب ( $\text{kg/m}^3$ )،  $g$  شتاب گرانش ( $9.81 \text{ m/s}^2$ )،  $z$  عمق خاک (m) و  $\phi$  زاویه اصطکاک داخلی مؤثر خاک (درجه) می‌باشد. ضریب پایداری در این مدل از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$FS = \frac{C + (1 - w \cdot \frac{\rho_w}{\rho_s}) \cdot \rho_s \cdot g \cdot Z \cdot \cos 2\theta \cdot \tan \phi}{\rho_s \cdot g \cdot Z \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta} \quad \text{رابطه ۲}$$

### پارامترهای خاک

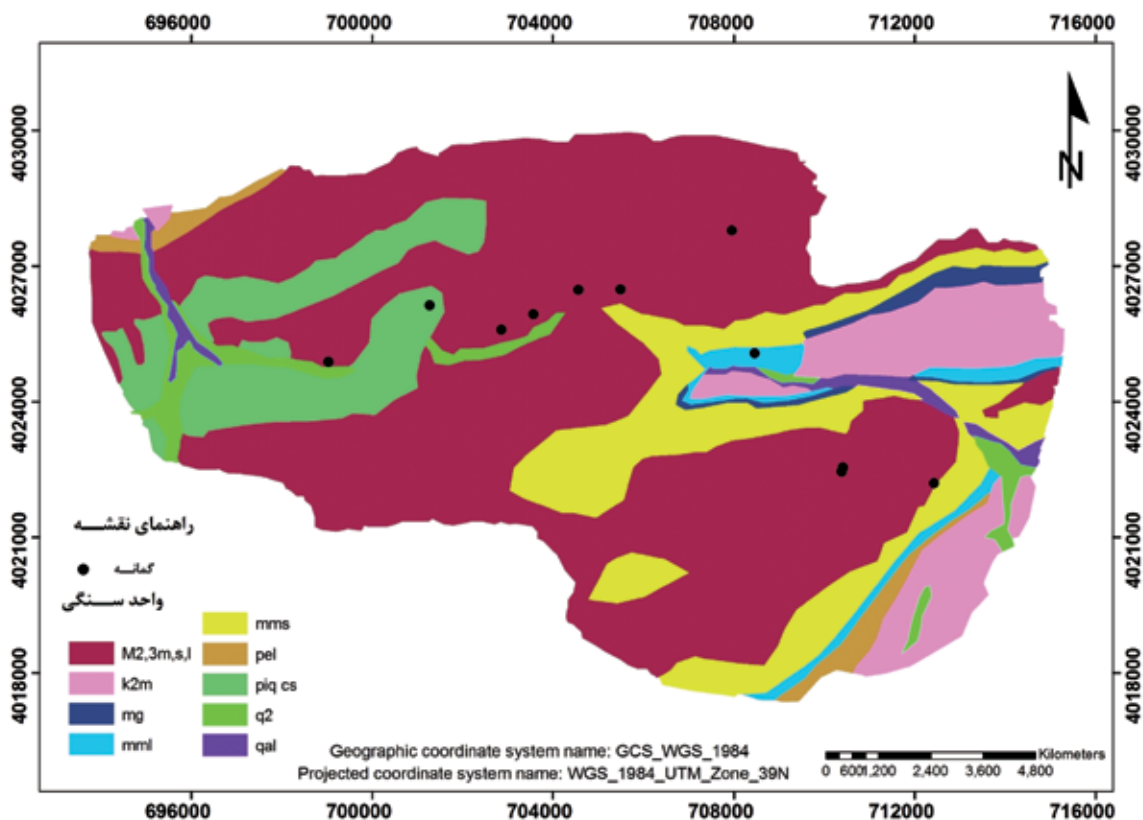
جهت طبقه‌بندی شاخص  $\text{Log } Q \cdot T^{-1}$  نشان داده شده است. در جدول ۲ از واژه‌های پایدار در شرایط اشباع و غیراشباع برای طبقه‌بندی مناطقی استفاده شده که بر اساس تئوری مدل حتی با وجود حداکثری پارامترهای ناپایدارکننده، بازهم دچار شکست شیب نمی‌شوند، بنابراین  $\text{Log } Q \cdot T^{-1}$  در این موارد به صورت شاخصی تعریف می‌گردد که برآوردی از شدت و بزرگی عوامل ناپایدارکننده شیب است (به‌عنوان مثال افزایش رطوبت در پای شیب به علت احداث جاده، بارگذاری بر روی شیب و یا افزایش فشار منفذی خاک به علت اثرات لوله‌ای در آن)؛ اما عبارات بی‌هیچ قید و شرطی ناپایدار در شرایط اشباع و غیراشباع و ناپایدار اشباع و غیراشباع نشان‌دهنده مناطقی هستند که در آن‌ها نیازی به وجود عوامل خارجی تشدیدکننده جهت ناپایداری شیب نیست و ناپایداری می‌تواند به‌سادگی با تغییر در ارزش پارامترهای داخلی مدل به دست آید و هرگونه تغییر در دامنه عددی پارامترهای ورودی نمی‌تواند از ناپایداری آن‌ها جلوگیری کند (Dietrich et al., 2001).

متغیرها برای مدل SHALSTAB در این مطالعه از قبیل چسبندگی مؤثر خاک ( $C^*$ )، زاویه اصطکاک داخلی مؤثر خاک ( $\phi^*$ )، وزن مخصوص خاک مرطوب ( $\rho_s$ ) و عمق خاک می‌باشد ( $Z$ ). باهدف تعیین وضعیت لایه‌های خاک در نواحی مورد مطالعه برنامه‌ای شامل حفر ۱۵ گمانه تهیه شد. عمق و موقعیت گمانه‌های شناسایی با توجه به نوع و شرایط محلی هریک از لغزش‌ها انتخاب شد. در این مطالعه ۱۵ آزمایش برش مستقیم بر روی نمونه‌های دست‌نخورده با رطوبت طبیعی یا اشباع در جعبه برش به قطر پنج سانتیمتر برای تعیین  $C$  و  $\phi$  در نمونه‌ها انجام گردید (جدول ۳). سپس لغزش‌های معرفی شده در مطالعات مدیریت بحران استان مازندران انتخاب شد و نقاط لغزشی حاشیه جاده از نقاط لغزشی که در شرایط طبیعی به وقوع پیوستند، تفکیک شد و در نهایت نقشه حساسیت کل زمین لغزش‌های منطقه و لغزش‌های طبیعی و لغزش‌های حاشیه جاده با استفاده از مدل فرآیند محور پایداری سطحی دامنه تهیه و مورد بحث و مقایسه قرار گرفت. در جدول ۲ رده‌های پیش‌فرض مدل

جدول ۲. تعریف رده پایداری مدل SHALSTAB (Montgomery and Dietrich, 1994)

تفسیر مربوط به هر رود	طبقه‌بندی پایداری در مدل SHALSTAB
بی‌هیچ قید و شرطی ناپایدار و اشباع	Chronic instability
بی‌هیچ قید و شرطی ناپایدار و غیراشباع	$\text{Log } Q \cdot T^{-1} < -3.1$
ناپایدار و اشباع	$-3.1 < \text{Log } Q \cdot T^{-1} < -2.8$
ناپایدار و غیراشباع	$-2.8 < \text{Log } Q \cdot T^{-1} < -2.5$
پایدار و غیراشباع	$-2.5 < \text{Log } Q \cdot T^{-1} < -2.2$
بی‌هیچ قید و شرطی پایدار و غیراشباع	$\text{Log } Q \cdot T^{-1} > -2.2$
بی‌هیچ قید و شرطی پایدار و اشباع	Stable





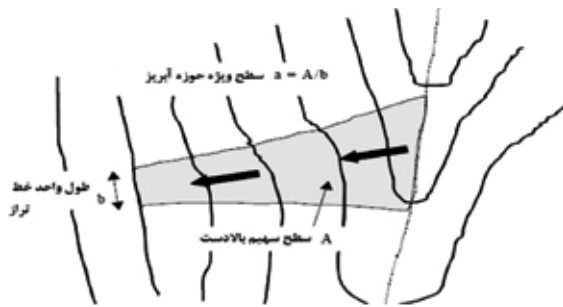
شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی و گمانه‌های مطالعاتی محدوده محور ساری - کیاسر

جدول ۳. پارامترهای اندازه‌گیری شده در گمانه‌های مورد بررسی

نمونه	UTM-X	UTM-Y	عمق خاک (متر)	زاویه اصطکاک داخلی خاک (degrees)	چسبندگی مؤثر خاک (kpa)	وزن مخصوص خاک مرطوب (Kg/m <sup>3</sup> )
۱	۷۳۸۰۱۰	۴۰۲۲۴۶۴	۲	۰	۵۰	۲۰۰۰
۲	۷۱۰۳۸۰	۴۰۲۲۴۶۴	۲/۵	۴۰	۳۰	۲۱۰۰
۳	۷۱۰۴۰۶	۴۰۲۲۵۵۳	۴	۵	۳۵	۱۹۵۰
۴	۷۱۰۴۰۶	۴۰۲۲۵۵۳	۳/۵	۳۶	۵	۲۱۰۰
۵	۷۱۲۴۲۳	۴۰۲۲۲۰۰	۵	۱۴	۴۰	۲۱۰۰
۶	۶۹۹۰۳۱	۴۰۲۴۸۹۰	۴	۱	۲۰	۱۸۰۰
۷	۷۰۱۲۷۱	۴۰۲۶۱۴۵	۴	۲۹	۰	۲۰۰۰
۸	۷۰۲۸۵۷	۴۰۲۲۵۵۹۸	۴	۰	۲۰	۱۸۰۰
۹	۷۰۳۵۶۴	۴۰۲۵۹۴۶	۳/۵	۳۰	۰	۱۸۵۰
۱۰	۷۰۴۵۵۸	۴۰۲۶۴۸۸	۳/۷	۳۲	۰	۱۹۸۰
۱۱	۷۰۸۴۵۵	۴۰۲۵۰۷۸	۲/۸۵	۳	۴۹	۱۹۵۰
۱۲	۷۱۶۸۷۸	۴۰۱۶۷۶۷	۲	۳۸	۶۷	۲۱۰۰
۱۳	۷۱۷۰۷۹	۴۰۱۵۳۶۴	۳/۷	۱۳	۲۶	۱۹۸۰
۱۴	۷۰۹۴۰۱	۴۰۲۴۶۵۷	۲/۵	۱۷	۲۴	۱۹۶۰
۱۵	۷۰۵۴۸۷	۴۰۲۶۴۹۶	۳	۱۹	۵۵	۲۰۶۰
میانگین			۳/۴	۱۸/۵	۲۸/۳۵	۱۹۸۳/۵

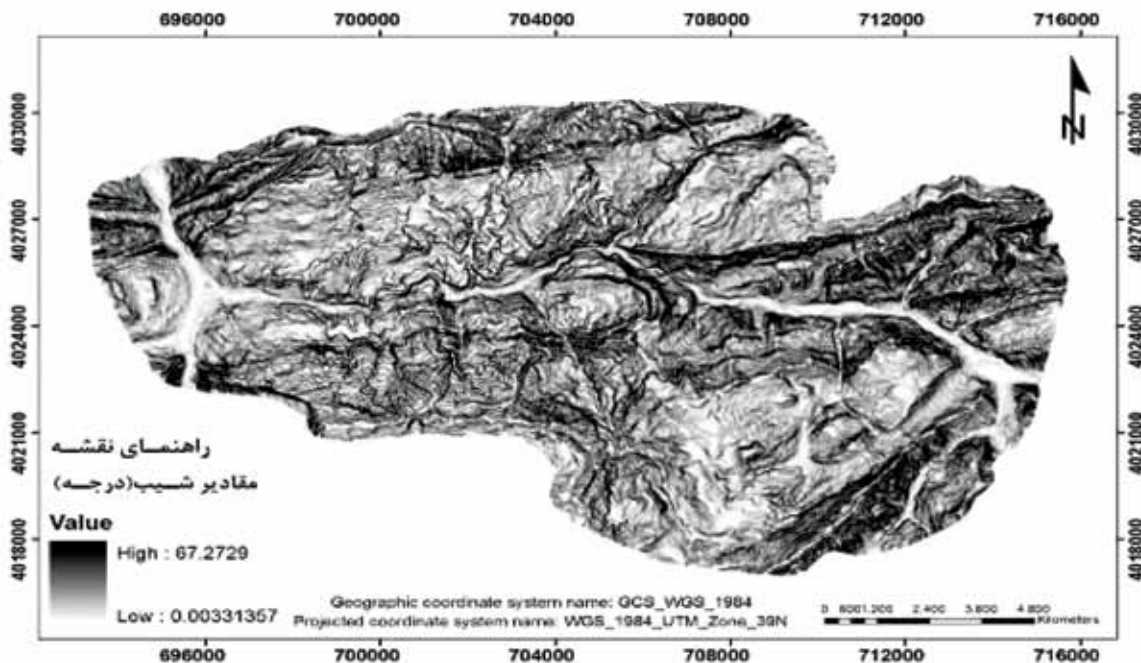
## نتایج و بحث

(Montgomery and Dietrich, 1994)، سپس نقشه پایداری دامنه برای هر پیکسل در این مدل اجرا گردید (شکل ۶). نتایج آماری طبقه‌بندی پایداری برای کل زمین لغزش‌های اتفاق افتاده (حاشیه جاده و زمین لغزش‌های طبیعی) در این محدوده در جدول ۴ ارائه شده است. همچنین این مدل، نمودار شیب - سطح ویژه را تعیین می‌کند (شکل ۸).

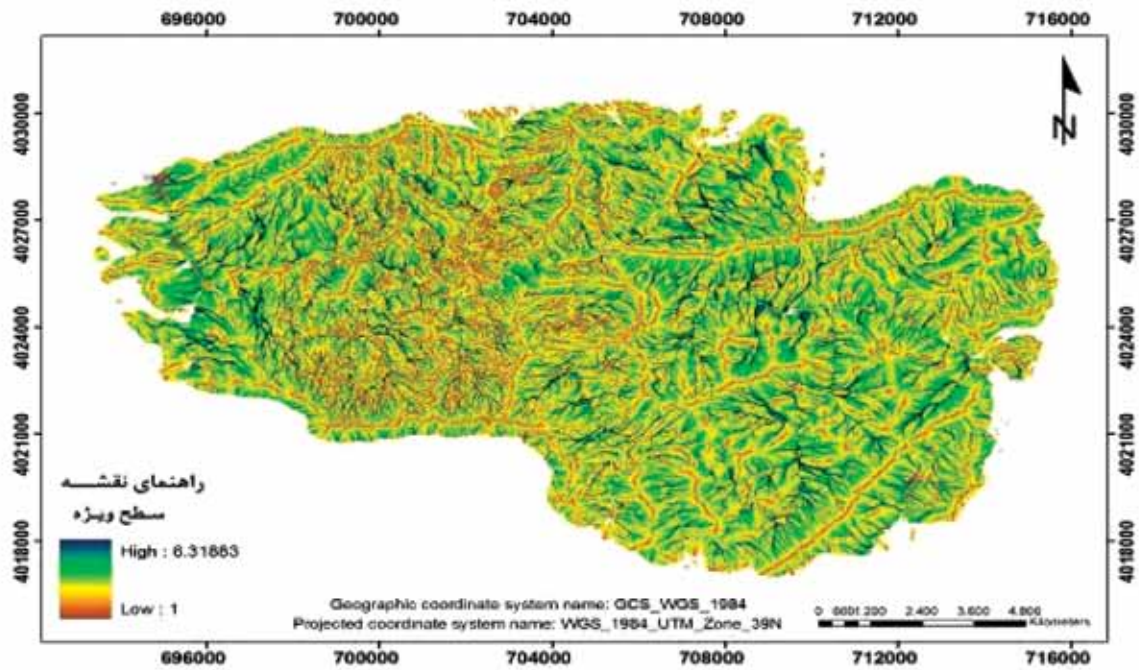


شکل ۴. نمایی شماتیک از سطح ویژه محدوده آبریز

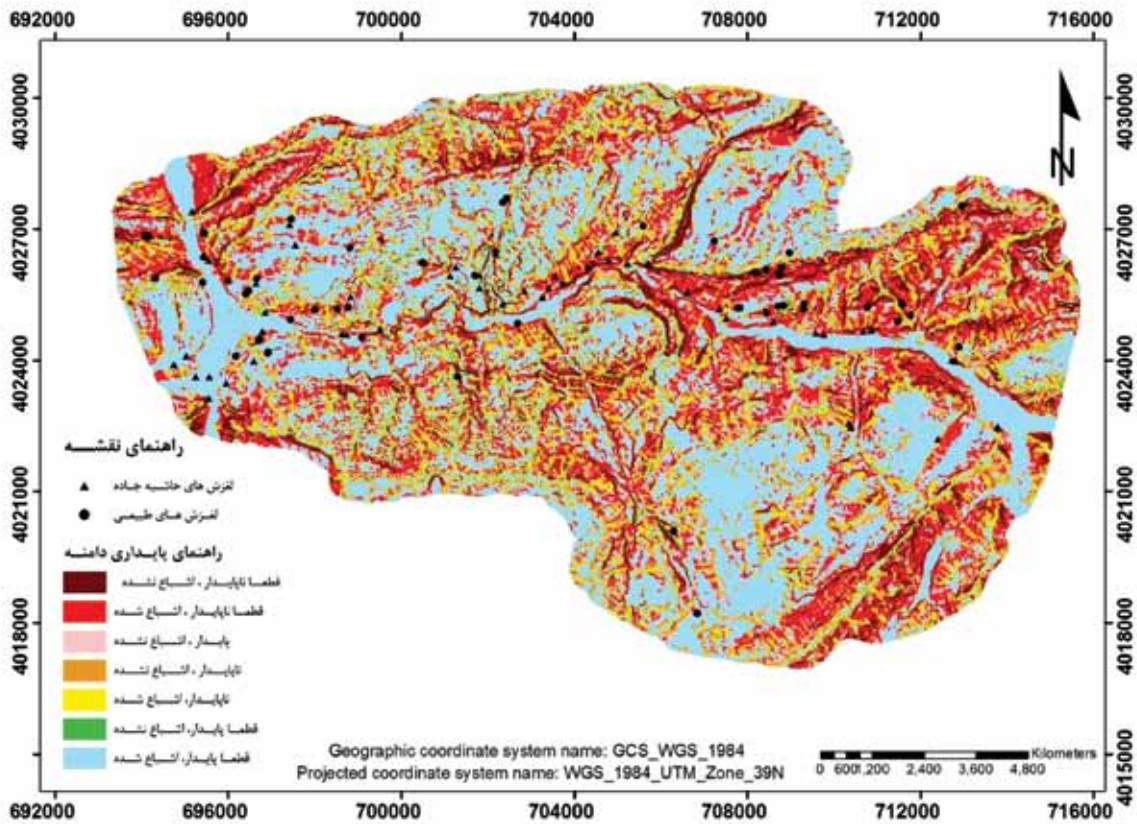
در این تحقیق، زمین لغزش‌های مورد مطالعه با استفاده از مطالعات صحرایی، اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی، نظارت بر روی آن‌ها در طول زمان مشخص گردید. به منظور پیش‌بینی لغزش‌های آینده در منطقه و اطراف آن، نقشه حساسیت زمین لغزش با استفاده از مدل SHALSTAB تهیه گردید. بر اساس DEM، نقشه شیب (شکل ۵) و سطح ویژه (شکل ۶) که به عنوان داده‌های ورودی مدل SHALSTAB برای محاسبه پایداری دامنه محدوده تعیین و مورداستفاده قرار گرفت. از آنجا که حرکت جریان کم‌عمق آب زیرسطحی درون خاک، تابعی از شیب توپوگرافیک دامنه است و سطح ویژه مؤید این است که سطح بالادست سهمیم در جریان آب در هر نقطه از محدوده با توجه به توپوگرافی تعریف می‌گردد



شکل ۵. نقشه شیب منطقه مورد مطالعه



شکل ۶. نقشه سطح ویژه منطقه مورد مطالعه

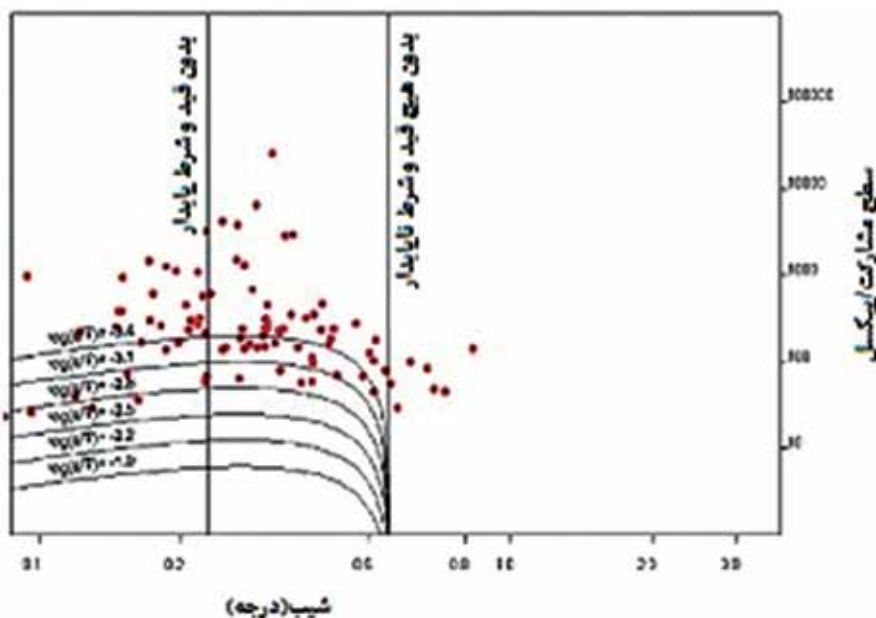


شکل ۷. نقشه پایداری دامنه برای کل زمین لغزش‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه بر اساس مدل SHALSTAB

جدول ۴. نتایج آماری محاسبه‌شده با مدل SHALSTAB برای کل زمین‌لغزش‌ها در محدوده ساری - کیاسر

منطقه	قطعاً پایدار اشباع‌شده	قطعاً پایدار اشباع‌نشده	پایدار اشباع‌شده	پایدار اشباع‌نشده	ناپایدار اشباع‌شده	ناپایدار اشباع‌نشده	مجموع
مساحت (km <sup>2</sup> )	۸۰/۹۳	۴/۲۶	۲۴/۲۳	۲۴/۰۲	۱۴/۳۵	۲۴/۰۲	۲۰۶/۴
درصد منطقه	۳۹/۲۱	۲/۱۱	۱۱/۲۵	۱۱/۶۷	۶/۹۹	۱۱/۶۷	۱۰۰
تعداد لغزش	۴۸	۰	۱۷	۷	۵	۷	۱۱۵
درصد لغزش	۴۱/۷۴	۰	۱۴/۷۸	۶/۰۹	۴/۳۵	۶/۰۹	۱۰۰

نتایج براساس نقشه پایداری دامنه (شکل‌های ۷ و ۸؛ جدول ۴) نشان می‌دهند که ۲۸/۶۶٪ از مناطق طبقه‌بندی شده جزء مناطق با ناپایداری شدید طبقه‌بندی شدند که ۳۳/۰۵٪ زمین‌لغزش‌ها در این رده قرار دارند. ۱۰/۴۴٪ از زمین‌لغزش‌ها در رده‌های ناپایدار به لحاظ شرایط اشباع و غیراشباع رده‌بندی شدند که این رده ۱۸/۶۶٪ از منطقه مورد مطالعه را شامل می‌شود. ۵۲/۵۷٪ از منطقه مورد مطالعه در رده پایدار به لحاظ شرایط اشباع و غیراشباع قرار گرفت که ۵۶/۵۲٪ از زمین‌لغزش‌های اتفاق افتاده در این پهنه رده‌بندی شدند.



شکل ۸. نمودار شیب - سطح ویژه منطقه مورد مطالعه برای کل زمین‌لغزش‌های محدوده ساری - کیاسر

بی‌هیچ قید و شرطی پایدار می‌باشند که با واقعیت موجود انطباق ندارد (بخشی از این زمین‌لغزش‌ها در شکل ۱۰ نشان داده شده است). توجه به خصوصیات هیدرولوژیکی و فیزیک خاک این دامنه‌ها به‌گونه‌ای است که بر اساس مدل SHALSTAB در شیب کمتر از ۱۰٪ نباید لغزش مشاهده شود. در واقع پس از مطالعات صحرایی و تصاویر ماهواره‌ای مشخص گردید که این دامنه‌ها در شرایط عادی امکان لغزش

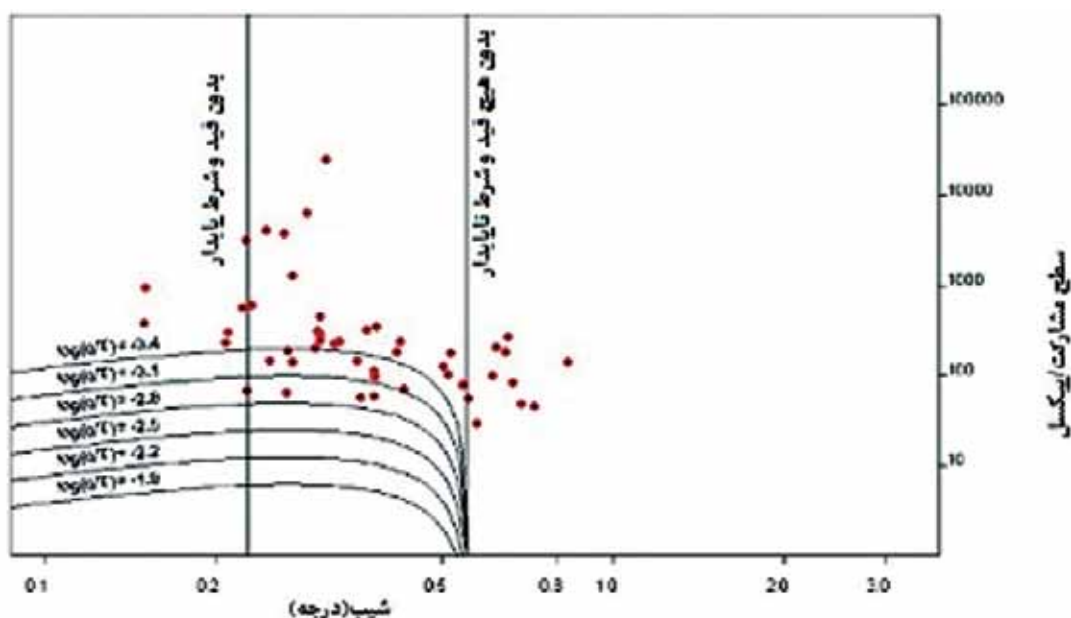
۴۳/۴۹٪ از زمین‌لغزش‌ها در رده ناپایدار به لحاظ شرایط غیراشباع رده‌بندی شدند که این رده ۴۷/۳۲٪ از منطقه مورد مطالعه را شامل می‌شود. ۳۹/۲۱٪ درصد از محدوده مورد مطالعه با توجه به طبقه‌بندی مدل SHALSTAB جزء مناطق بی‌هیچ قید و شرطی پایدار طبقه‌بندی می‌شود. نتایج آماری نشان می‌دهد که ۶۵ عدد از زمین‌لغزش‌ها در منطقه از نظر مدل SHALSTAB

حاشیه جاده و زمین لغزش‌هایی که در شرایط طبیعی به وقوع پیوسته‌اند، تهیه شد (شکل‌های ۹ و ۱۰). با توجه به جدول ۵، نتایج اجرای مدل SHALSTAB با استفاده از نقاط لغزشی در شرایط طبیعی نشان می‌دهد که فقط ۱۷ زمین لغزش در رده پایدار طبقه‌بندی شده و ۶۹/۵٪ از زمین لغزش‌های رخ داده در این محدوده، در رده ناپایدار شبیه‌سازی شده که گویای کاربرد موفق مدل در رده‌بندی زمین لغزش‌های طبیعی در این محدوده می‌باشد که با نتایج استرالیا (Casadei, 2003; Rafielli et al., 2001)، نیوزیلند (Claessens et al., 2005) و ایتالیا (santini et al., 2010; Cervi et al., 2009; al., 2009) مطابقت دارد.

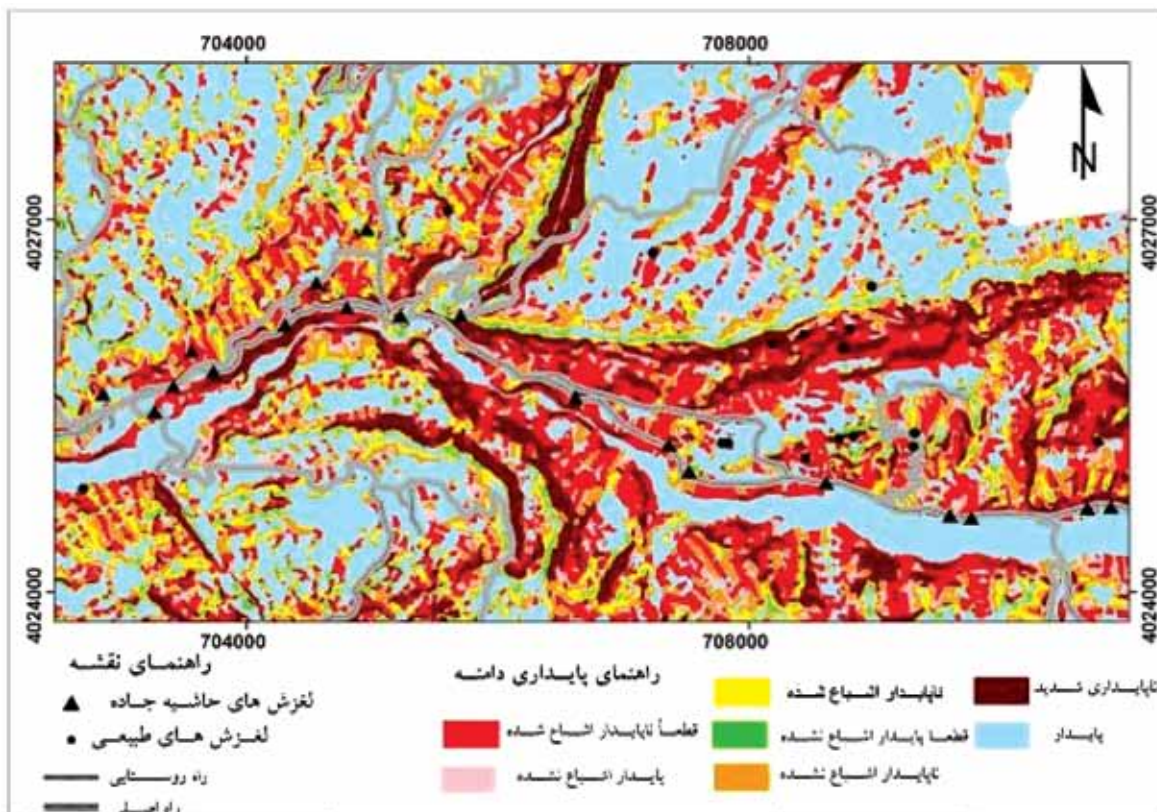
ندارند، اما وقوع عوامل انسانی مثل جاده‌سازی و ترانشه زنی موجب ناپایداری این دامنه‌ها شده است؛ زیرا این مدل اثرات ناشی از عوامل مصنوعی را در نظر نمی‌گیرد و فقط عوامل طبیعی بروز پدیده زمین لغزش را محاسبه می‌کند. بدین منظور اقدام به تفکیک نقاط لغزشی حاشیه جاده از زمین لغزش‌هایی که در شرایط طبیعی به وقوع پیوسته‌اند، شد و مدل SHALSTAB یک‌بار با زمین لغزش‌های حاشیه جاده و بار دیگر برای نقاط لغزشی ناشی از شرایط طبیعی اجرا گردید (جدول ۵ و ۶) که ۵۶ عدد از ۱۱۵ زمین لغزش در شرایط طبیعی و ۵۹ عدد از زمین لغزش‌ها در محدوده حاشیه جاده قرار داشتند. همچنین نمودار سطح بالادست دامنه - شیب برای زمین لغزش‌های

جدول ۵. نتایج آماری محاسبه‌شده با مدل SHALSTAB برای زمین لغزش‌های طبیعی در محدوده محور ساری - کیاسر

منطقه	قطعاً پایدار اشباع شده	قطعاً پایدار اشباع نشده	ناپایدار اشباع شده	ناپایدار اشباع نشده	قطعاً پایدار اشباع شده	قطعاً پایدار اشباع نشده	مجموع
مساحت (km <sup>2</sup> )	۸۰/۹۳	۴۰/۰۳	۲۳/۲۳	۲۴/۰۲	۱۴/۳۵	۴/۲۶	۲۰۶/۴
درصد منطقه	۳۹/۲۱	۱۹/۳۹	۱۱/۲۵	۱۱/۶۷	۶/۹۹	۲/۱۱	۱۰۰
تعداد لغزش	۹	۱۸	۸	۵	۵	۰	۵۶
درصد لغزش	۱۶	۳۲/۱	۱۴/۲	۸/۹	۸/۹	۰	۱۰۰



شکل ۹. نمودار شیب - سطح ویژه برای زمین لغزش‌های طبیعی منطقه مورد مطالعه

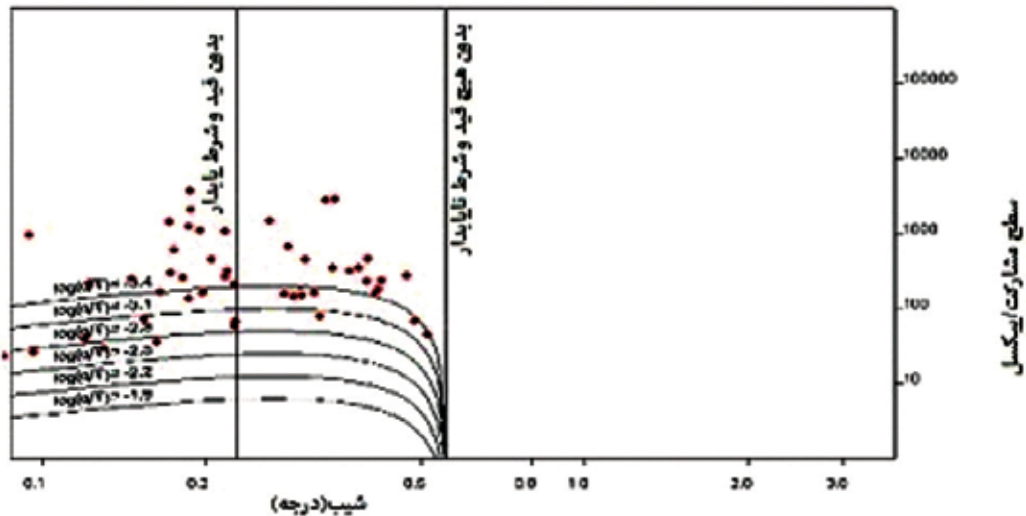


شکل ۱۰. نمای نزدیک از نقشه پایبداری دامنه به دست آمده از محدوده و بخشی از زمین لغزش های به وقوع پیوسته در محدوده ساری - کیاسر

جدول ۶. نتایج آماری محاسبه شده با مدل SHALSTAB برای زمین لغزش های حاشیه جاده در محدوده محور ساری - کیاسر

منطقه	قطعاً پایدار اشباع شده	قطعاً پایدار اشباع نشده	ناپایدار اشباع شده	ناپایدار اشباع نشده	پایدار اشباع نشده	قطعاً ناپایدار اشباع شده	مجموع
مساحت (km <sup>2</sup> )	۸۰/۹۳	۴/۲۶	۱۴/۳۵	۲۴/۰۲	۲۳/۲۳	۴۰/۰۳	۲۰۶/۴
درصد منطقه	۳۹/۲۱	۲/۱۱	۶/۹۹	۱۱/۶۷	۱۱/۲۵	۱۹/۳۹	۱۰۰
تعداد لغزش	۳۹	۰	۰	۲	۹	۹	۵۹
درصد لغزش	۶۶/۱	۰	۰	۳/۳	۱۵/۲۵	۱۵/۲۵	۱۰۰

با توجه به جدول ۶ و شکل ۱۱، نتایج نشان می دهند که ۸۱/۳۵٪ از زمین لغزش های رخ داده در محدوده در رده پایدار مدل SHALSTAB قرار گرفت و با آنچه در طبیعت رخ داده مطابقت ندارد که گویای تأثیر عملیات جاده سازی در وقوع این زمین لغزش ها می باشد. دلیل آن است که مدل SHALSTAB تأثیر عوامل مصنوعی را در وقوع زمین لغزش در نظر نمی گیرد و نمی تواند کاربرد مناسبی برای لغزش های حاشیه جاده داشته باشد.



شکل ۱۱. نمودار شیب - سطح ویژه برای زمین لغزش‌های حاشیه جاده منطقه مورد مطالعه

#### نتیجه‌گیری

روش‌های زیادی برای پهنه‌بندی زمین لغزش وجود دارند که عوامل مختلف را در وقوع این پدیده بررسی می‌کنند. در این مطالعه سعی شده است تا تأثیر جاده‌سازی در وقوع زمین لغزش‌های حاشیه جاده با استفاده از مدل پایه فیزیکی SHALSTAB مشخص گردد. همچنین برای پهنه‌بندی وقوع لغزش از مدل پایه فیزیکی SHALSTAB استفاده گردید که حل معادلات آن بر پایه روابط ریاضی است. نتایج نشان داد زمانی که این مدل با استفاده از لغزش‌های حاشیه جاده اجرا می‌شود، قادر به شبیه‌سازی نقاط لغزشی در طبقات ناپایدار نبوده و زمانی که این مدل با استفاده از لغزش‌هایی که در شرایط طبیعی به وقوع پیوسته در این محدوده اجرا می‌شود، کاربرد موفقی داشته و می‌توان با ابزار GIS و اطلاعات در مقیاس کوچک و با توجه به داده‌های خاک و اطلاعات هیدرولوژیکی، ناپایداری را تعیین کرد. نهایتاً با تغییراتی در پارامترهای هیدرولوژیکی و ارتفاع رطوبت اشباع، می‌توان مدل را برای زمین لغزش‌های حاشیه جاده‌ای به کاربرد و در بهبود نتایج، با کاهش هزینه‌های برنامه‌ریزی اولیه و کاربری اراضی و اقدامات سازه‌ای ناموفق جهت تثبیت پایداری این رخدادهای طبیعی و سازگار با داده‌های موجود مؤثر باشد.

#### منابع

- حسین‌زاده، م.م.، ثروتی، م.ر.، منصور، ع.، میرباقری، ب. و خضری، س.، ۱۳۸۸. پهنه‌بندی ریسک وقوع حرکات توده‌ای با استفاده از مدل رگرسیون لجستیک (مطالعه موردی: محدوده مسیر ساندج - دهگلان). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۱، ۲۷-۳۷.
- طالبی، ع. و ایزدوست، م.، ۱۳۹۰. بررسی کارایی مدل SINMAP در پهنه‌بندی خطر زمین لغزش (مطالعه موردی: حوزه آبخیز سد ایلام)، مجله علوم مهندسی آبخیزداری ایران، ۱۵، ۶۸-۶۳.
- طالبی، ع.، نفرزادگان، ع.ر. و ملکی‌نژاد، ح.، ۱۳۸۸. مروری بر مدل‌سازی تجربی و فیزیکی زمین لغزش‌های ناشی از بارندگی، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۷۰، ۶۴-۴۵.
- معماریان، ه. و صفدری، ع.ا.، ۱۳۸۸. پایداری شیب‌های طبیعی و تحلیل آن در محیط Arc GIS و آشنایی با مدل SINMAP. انتشارات سخن گستر.
- Borga, M., Dalla Fontana, G., Da Ros D. and Marchi, L., 1998. Shallow landslide based model and digital elevation data. Environmental Geology, 35, 81-88.
- Casadei, M., Dietrich, W.E., and Miller, N.L., 2003. Testing a model for predicting the timing and location of shallow landslide initia-

- tion in soil-mantled landscapes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 925-950.
- Cervi, F., Berti, M., Borgatti, L., Ronchetti, F., Manenti, F. and Corsini, A., 2010. Comparing predictive capability of statistical and deterministic methods for landslide susceptibility mapping: a case study in the northern Apennines (Reggio Emilia Province, Italy). *Landslides*, Online First. doi:10.1007/s10346-010-0207-y.
  - Claessens, L., and Heuvelink, G.B.M., Schoorl, J.M. and Veldkamp, A., 2005. DEM resolutions effects on shallow landslide hazard and soil redistribution modeling. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 461-477.
  - Dietrich, W. E., Bellugi, D., and Real de Asua, R. 2001. Validation of the shallow landslide model, SHALSTAB, for forest management. *Water Science and Application* , 2, 195-227.
  - Fernandes, N. F., Guimarães, R.F., Gomes, R.A.T. Vieira, B.C., Montgomery, D.R. and Greenberg, M. H., 2004. Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. *Catena*, 55, 163-181.
  - Guimarães, R.F., Montgomery, D.R., Greenberg, H. M. Fernandes, N. F. Gomes, R.A.T. and Carvalho Junior, A.O., 2000. Parameterization of soil properties for a model of topographic controls on shallow landsliding: application to Rio de Janeiro. *Engineering Geology*, 69, 99-108.
  - Hammond C., Hall D., Miller S. and Swetik P., 1992. Level I, stability analysis (LISA) documentation for version 2.0. General technical report INT, 285.
  - Montgomery, D.R. and Dietrich, W.E., 1994. A physically based model for the topographic control on shallow landslide. *Water Resources Research*, 30, 83-92.
  - Montgomery D.R., Sullivan, K. and Greenberg, H.R., 1998. Regional test of a model for shallow landsliding. *Hydrological Processes*, 12, 943-955.
  - O'Loughlin, E.M., 1986. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research* 22, 794-804.
  - Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P. and Planchon, O., 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 5, 59-79.
  - Rafaelli, S.G., Montgomery, D.R. and Greenberg, H.M., 2001. A comparison of thematic of erosional intensity to GIS-driven process models in an Andean drainage basin. *Journal of Hydrology*, 244, 33-42.
  - Santini, M., Grimaldi, S., Nardi, F., Petroselli, A. and Rulli, M.C., 2009. Pre-processing algorithms and landslide modelling on remotely sensed DEMs. *Geomorphology*, 113, 110-125.
  - Yilmaz, I. and Keskin, I., 2009. GIS based statistical and physical approaches to landslide susceptibility mapping. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 68(4), 459-471.





# برهم‌کنش سیال-سنگ در اسکارن پناه‌کوه با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در انواع کلسیت، غرب یزد

اعظم زاهدی<sup>(۱)</sup> و محمد بومری<sup>(۲)</sup>

۱. دکتری ژئوشیمی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان
۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان

تاریخ دریافت: ۹۲/۴/۱۵

تاریخ پذیرش: ۹۲/۷/۸

## چکیده

اسکارن‌های کلسیمی و منیزیمی پناه‌کوه در ۵۰ کیلومتری شمال غرب شهر تفت در استان یزد واقع شده است. نفوذ استوک گرانودیوریتی پناه‌کوه با سن الیگومیوسن به درون سنگ‌های آهکی- دولومیتی سازند جمال منجر به شکل‌گیری اسکارن کلسیمی- منیزیمی در منطقه پناه‌کوه گردیده است. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در سنگ‌های گرانیتی و مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  در انواع کلسیت‌ها در این مطالعه تعیین شده است. براساس داده‌های ایزوتوپی، مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  در انواع کلسیت‌های مورد بررسی نسبت به کلسیت‌های رسوبی فقیرتر شده‌اند. این تغییرات ایزوتوپی در اسکارن پناه‌کوه بیشتر توسط تراوش سیالات ماگمایی به درون سنگ‌های کربناتی ایجاد گردیده است. تهی‌شدگی مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  در انواع کلسیت‌ها در اسکارن پناه‌کوه توسط برهم‌کنش سیالات ماگمایی ( $\delta^{18}\text{O} = 11.0\%$ ) با سنگ‌های آهکی دگرسان‌نشده در دمای ۳۵۰-۴۵۰ درجه سانتی‌گراد،  $X(\text{CO}_2)$  برابر ۰/۰۵ و نسبت آب به سنگ  $(\text{W/R})$  ۵۰-۲۵ قابل تفسیر است.

**واژه‌های کلیدی:** ایزوتوپ‌های پایدار، تراوش سیال، تهی‌شدگی ایزوتوپی، اسکارن پناه‌کوه، یزد.

## مقدمه

در مجموعه کانی‌ها ایجاد می‌گردد (Shin and Lee, 2003; Choi et al., 2003; Ozturk et al., 2008; Kamvong and Zaw., 2009; Orhan et al., 2011;) بنابراین تلفیقی از مطالعات سنگ‌شناسی و ایزوتوپی می‌تواند در ارزیابی شرایط شکل‌گیری اسکارن‌ها به‌طور موفقیت‌آمیزی موثر واقع گردد (Bowman and Essene, 1984; Rose et al., 1985; Bowman et al., 1985)

بررسی کانسارهای اسکارنی با آنالیزهای جامعی از روابط صحرایی، ترکیبات کانیایی و روابط پاراژنزی آغاز می‌گردد، اما این مطالعات به تنهایی نمی‌توانند شرایط دما، فشار و ترکیب سیالات (P-T-X) سازنده اسکارن را شرح دهند زیرا در نتیجه فرایندهای متاسوماتیک، تغییرات زیادی

\* نویسنده مرتبط: Zahedi.geochemistry@gmail.com

پناه‌کوه در محل همبری توده‌های گرانیتوئیدی و آهک‌های جمال رخ داده است، بنابراین به خوبی می‌تواند در شناخت برهم‌کنش سیال-سنگ موثر واقع شود. با توجه به این‌که تاکنون هیچ‌گونه مطالعه ایزوتوپی بر روی اسکارن پناه‌کوه انجام نشده است، در این پژوهش ابتدا، زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در سنگ‌های کربناتی، مرمرها و توده‌های نفوذی مرتبط با آن بررسی می‌شود، سپس تغییرات ترکیبی ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن کلسیت در سنگ‌های کربناتی کمتر دگرسان شده و مرمر تا کلسیت‌های همراه با اسکارن و کلسیت‌های شکافه پرکن بررسی می‌گردد تا بدین‌وسیله بتوان به تاثیر دو فرایند فرارزدایی و تراوش سیالات در طی فرایندهای متاسوماتیک در سامانه‌های اسکارنی پی برد.

### روش مطالعه

مقادیر ایزوتوپ‌های  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  برای تعداد ۱۰ نمونه از کلسیت در سنگ‌های کربناتی (سنگ رسوبی)، مرمرها (سنگ دگرگونی) و کلسیت‌های همراه با گارنت (کلسیت گرمایی) در دانشگاه آکیتای ژاپن تعیین شدند. قبل از انجام تجزیه ایزوتوپی جهت اطمینان از حضور کلسیت و عدم آغشتگی آن با دولومیت، نمونه‌ها توسط تجزیه پراش اشعه  $\text{X}$  (XRD) در دانشگاه یاماگاتای ژاپن مورد تجزیه قرار گرفتند. به‌منظور آزاد شدن گاز  $\text{CO}_2$  برای انجام تجزیه‌های ایزوتوپی تقریباً ۲۰ میلی‌گرم از کربنات‌های پودر شده در اسید فسفریک ۱۰٪ در دمای  $25^\circ\text{C}$  قرار داده شد (McCrea, 1950). گاز  $\text{CO}_2$  آزاد شده در یک مخزن نیتروژن مایع جمع‌آوری شد، سپس گاز  $\text{CO}_2$  از بخار آب توسط یک مخزن یخ خشک - استون جدا گردید. اندازه‌گیری‌های ایزوتوپی گاز  $\text{CO}_2$  با استفاده از طیف‌سنج جرمی Finnigan MAT 250 در دانشگاه آکیتای ژاپن انجام گردید. نتایج نسبت‌های ایزوتوپی کربن در آزمایشگاه بر حسب PDB و نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن بر حسب SMOW در جدول ۱ ارائه شده است. تعداد ۵ نمونه از سنگ‌های گرانیتوئیدی پناه‌کوه نیز مورد تجزیه ایزوتوپی اکسیژن قرار گرفتند و مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در آن‌ها بر حسب SMOW تعیین شد. بر اساس روش

مطالعات بسیاری نشان داده‌اند که چندین خاستگاه از سیالات در شکل‌گیری اسکارن‌ها دخیل هستند (Meinert et al., 2003) و برهم‌کنش آب‌های ماگمایی و جوی را به اثبات رسانده‌اند (Giggenbach, 1977; Taylor, 1977; Boomeri et al., 2010). پیشین کاربرد ایزوتوپ‌های پایدار را در شناسایی خاستگاه سیال و تخمین درجه برهم‌کنش سیال و سنگ دیواره کربناتی به اثبات رسانده است (Bowman et al., 1985). مقدار و نسبت ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن در سنگ‌های کربناتی دیرینه و رسوبات کربناتی عهد حاضر در شرایط حاره‌ای و معتدل تفاوت‌هایی را نشان می‌دهند (آدابی، ۱۳۹۰). تاثیر فرایندهای گرمایی، برون‌زاد، دیاژنز و دگرگونی به‌وسیله مطالعات ایزوتوپی قابل‌شناسایی است (آدابی، ۱۳۹۰). سیال ماگمایی در حال تعادل با توده نفوذی همراه، در مراحل ابتدایی متاسوماتیسم در تشکیل بیشتر سامانه‌های اسکارنی موثر بوده است (Layne et al., 1991)، هر چند که در دماهای پایین‌تر و در مراحل بعدی، مشارکت آب‌های جوی در شکل‌گیری اسکارن‌های پس‌رونده به اثبات رسیده است (Taylor and O'Neil, 1977; Bowman et al., 1985; Adabi et al., 1996). بررسی ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در کربنات‌های موجود در هاله‌های دگرگونی مجاورتی و کانسارهای اسکارن نتایج مناسبی از شرایط شکل‌گیری اسکارن را فراهم نموده است (Ozturk et al., 2008; Boomeri et al., 2010; Orhan et al., 2011). این مطالعات نشان داد که برخی کلسیت‌ها و دولومیت‌ها در هاله‌های دگرگونی مجاورتی و کانسارهای اسکارن اساساً توسط آب ماگمایی شکل می‌گیرند، بنابراین کلسیت و دولومیت‌ها می‌توانند به‌عنوان نشانگرهای مفیدی برای تشخیص آب ماگمایی در سامانه‌های اسکارنی موثر واقع گردند. تشکیل کالک‌سیلیکات‌ها و افزایش تراوایی در سامانه‌های اسکارنی در نتیجه آزاد شدن مواد فرار باعث تراوش شدید آب‌های ماگمایی می‌شود که برهم‌کنش سیال-سنگ در چنین سامانه‌هایی منجر به تهی‌شدگی ایزوتوپی سنگ‌های کربناتی اولیه و تشکیل کلسیت‌های گرمایی (اسکارنی) می‌گردد. از آنجاکه اسکارن‌زایی در منطقه

(Kita and Matsubaya, 1983) حدود ۲۰ میلی گرم از نمونه پودر شده از سنگ‌های گرانیتی با گاز  $F_2$  در دمای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد در یک لوله نیکلی به مدت ۱۲ ساعت واکنش داده شده و گاز  $O_2$  آزاد شده در این واکنش در یک کوره گرافیتی در دمای ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد به گاز  $CO_2$  است.

تبدیل گردید و توسط یک پمپ و مخزن نیتروژن مایع جمع‌آوری گردید و سپس اندازه‌گیری‌های ایزوتوپی توسط طیف‌سنج جرمی Finnigan MAT 250 انجام گردید. نتایج این تجزیه ایزوتوپی بر حسب SMOW در جدول ۲ ارائه شده

جدول ۱. نتایج مقادیر  $\delta^{18}O$  و  $\delta^{13}C$  در سنگ‌های کربناتی، مرمرها و کلسیت‌های اسکارنی در منطقه پناه‌کوه

Samples No	Rock names	Mineral name	$\delta^{13}C_{PDB}$ ‰	$\delta^{18}O_{SMOW}$ ‰
M-1	سنگ کربناتی با حداقل دگرسانی	کلسیت	3.1	24
M-12	مرمر	کلسیت	-2.3	18.1
M-13-3	مرمر	کلسیت	2.2	18.8
M-11-3	مرمر	کلسیت	2.6	22.1
M-12-3	اسکارن منیزی	کلسیت	-2.6	13.8
M-17	اسکارن منیزی	کلسیت	-1.3	18.7
M-9-2	اسکارن کلسیمی	کلسیت	-4.0	13.7
M-11-2	اسکارن کلسیمی	کلسیت	-3.1	15.5
M-7-3	اسکارن کلسیمی	کلسیت	4.3 -	14.9
Sk	اسکارن کلسیمی	کلسیت	-3.4	14.2

جدول ۲. مقادیر  $\delta^{18}O$  در سنگ‌های گرانیتوئیدی پناه‌کوه و سیال در حال تعادل با آن. مقدار میانگین  $\delta^{18}O_{SMOW}$  محاسبه شده در سیال در حال تعادل با گرانیت برابر 11.0% است

Samples	Rock names	$\delta^{18}O_{SMOW}$ ‰ (Whole rock)	$\delta^{18}O_{SMOW}$ ‰ (Fluid)
M-14-3	گرانیت	10.0	10.96
M-8	گرانیت	11.6	12.56
M-1-3	گرانیت	9.8	10.76
M-13-2	گرانیت	9.6	10.56
M-10-2	اندواسکارن	9.4	10.36

## زمین‌شناسی منطقه

از واحدهای رسوبی پرکامبرین تا ترشیاری است (شکل ۲) که توسط سنگ‌های نفوذی قطع گردیده است. قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه، شامل سازند کهر و دولومیت سلطانیه است که پی‌سنگ منطقه را تشکیل داده است. جوان‌ترین واحدهای زمین‌شناختی منطقه را آبرفت‌ها، کنگلومرا و همچنین تراورتن‌های عهد حاضر که هم‌اکنون از چشمه‌های تراورتن‌ساز در حال نهشته شدن است، تشکیل می‌دهند. ائوسن در این منطقه با تشکیل کنگلومرای کرمان شروع می‌شود و سپس با خروج سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در

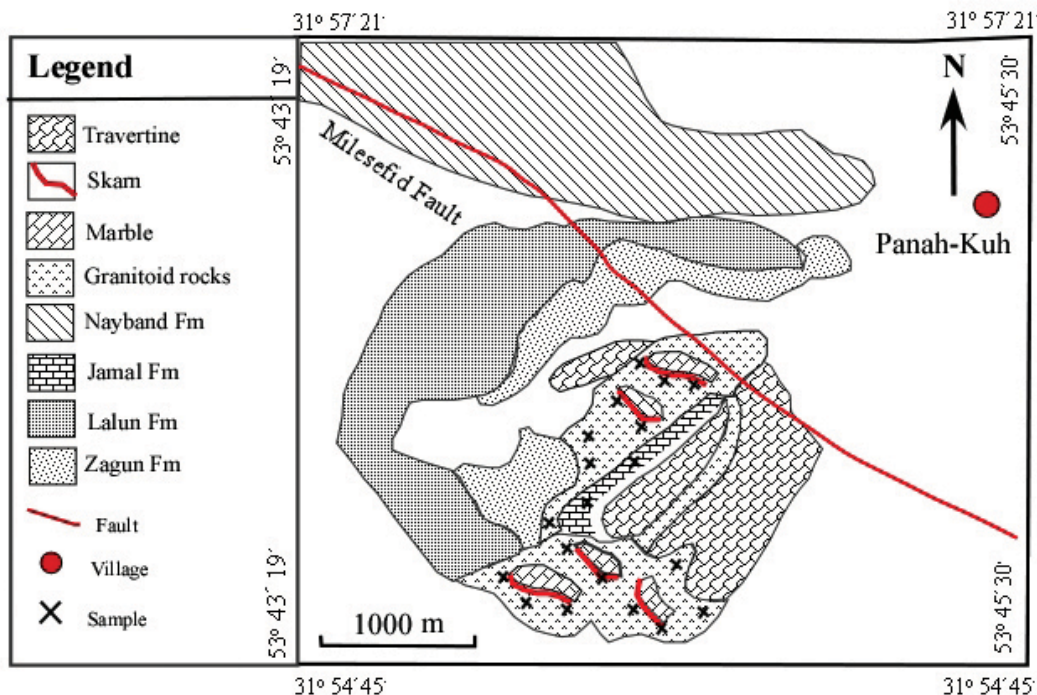
اسکارن پناه‌کوه در ۶۰ کیلومتری غرب مرکز استان یزد واقع شده است. منطقه پناه‌کوه از نظر زمین‌شناسی در بخش غرب خردقاره ایران در غرب بلوک یزد قرار گرفته است که توسط کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر قطع گردیده است. منطقه مورد بررسی بخشی از منطقه خضراباد محسوب می‌شود که لیتواستراتیگرافی آن به همراه موقعیت اسکارن‌ها و نفوذی‌های مرتبط با آن در شکل ۱ ارائه شده است. به‌طور کلی منطقه مورد بررسی شامل گستره وسیعی

امتداد گسل دهشیر - بافت ادامه می‌یابد. این واحدهای آتشفشانی توسط گرانیتوئیدهای الیگومیوسن قطع گردیده است. گنبد آتشفشانی نئوزن در شرق منطقه، مهم‌ترین ولکانیسم نئوزن را تشکیل می‌دهد (حاج ملاعلی، ۱۳۷۱)

که نفوذ محلول‌های گرمایی حاصل از آن سبب کانه‌زایی مس- آهن در دولومیت‌های سازند سلطانیه گردیده است (شریفی، ۱۳۸۷).

System	Serie	Formation	Composite stratigraphic column	Description field
Quaternary	Holocene	Un-named	Tr	Quaternary sediments Tr: Travertine
	Pliocene	Subvolcanic dome	⊕	⊕ Dacite and quartz-porphiry plugs
Tertiary	Miocene	Un-named	⊕	Miocene sedimentary rocks
	Eocene-Oligocene	Volcanics and Tuffs	Og	Og: Oligocene granitoids Eocene volcanics
Cretaceous	Upper Cretaceous	Taft		Grey limestone
	Lower Cretaceous	Sangestan		Sandstone and Conglomerate
Triassic	Upper Triassic	Nayband		Shale-Sandstone
			Shg	Shg: Shir-Kuh batholith
				Shale-Sandstone
			●	Marble ● Khut skarn
	Middle Triassic	Shotori		Shale-Sandstone
				Massive dolomite
Lower Triassic	Sorkh shale		Basic lava flows with intercalated laterite	
Permian	Permian	Jamal	●	● Panah kuh skarn

شکل ۱. لیتواستراتیگرافی منطقه خضرآباد به همراه موقعیت اسکارن‌ها و نفوذی‌های مرتبط با آن‌ها براساس مشاهدات صحرایی و نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خضرآباد با تغییرات (حاج ملاعلی، ۱۳۷۱)



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه پناه‌کوه واقع در غرب استان یزد براساس مطالعات صحرایی و استفاده از عکس‌های هوایی (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خضرباد با تغییرات، حاج ملاعلی، ۱۳۷۱)

در برخی رخنمون‌ها محدود به ضخامت ۳۰ تا ۵۰ متر است در حالی‌که اسکارن‌زایی منیزیمی به‌صورت رگچه‌ای دور از توده نفوذی و در امتداد شکستگی‌ها و لایه‌بندی سنگ‌های کربناتی میزان با ضخامت تقریبی ۲۰ تا ۳۰ سانتی‌متر شکل گرفته است. اسکارن‌زایی در منطقه پناه‌کوه در بخش‌های آهکی- دولومیتی سازند جمال رخ داده است. اسکارن پناه‌کوه شامل دو زون درون‌اسکارن و برون‌اسکارن است. درون‌اسکارن با گسترش محدودی در سنگ‌های آپلیتی تشکیل شده است در حالی‌که برون‌اسکارن شامل دو زون اسکارن کلسیمی و منیزیمی بوده و در همبندی با مرمرها تشکیل گردیده است. مشاهدات کانی‌شناسی در زون‌های اسکارن کلسیمی و منیزیمی به شرح زیر است:

### اسکارن کلسیمی

گارنت مهم‌ترین کانی زون اسکارن کلسیمی را تشکیل داده است و به شکل لایه‌ای و تجمعات توده‌ای قابل مشاهده است. براساس مطالعات میکروسکوپی، بیش از ۹۰ درصد لایه‌های اسکارنی از گارنت تشکیل شده است (شکل ۳).

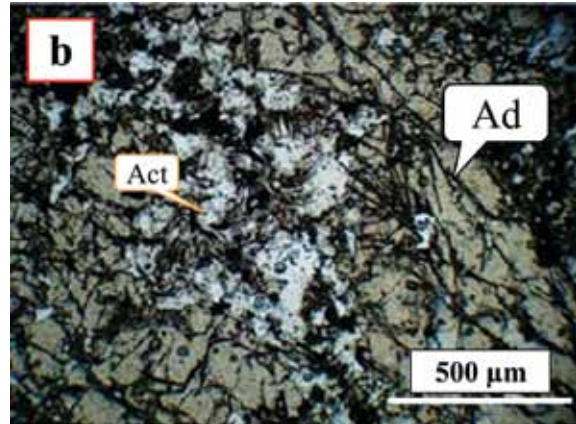
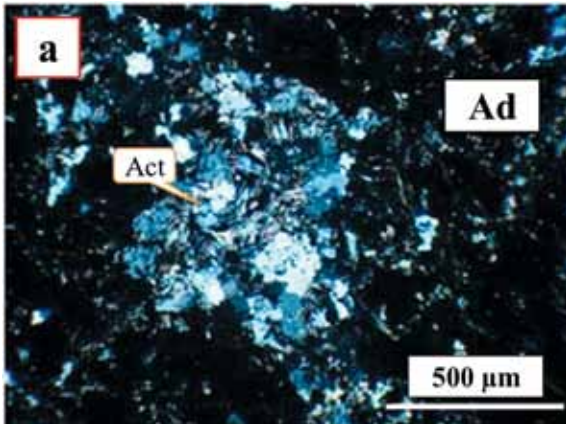
استوک گرانیتوئیدی پناه‌کوه به سن الیگومیوسن در فاصله ۳۵ کیلومتری شمال غرب باتولیت شیرکوه به سن ژوراسیک میانی واقع شده است. گرانیتوئید پناه‌کوه با سن الیگومیوسن بخشی از توده‌های آذرین در کمربند ماگمایی-ارومیه دختر است که ویژگی‌های یک ماگمای کالک‌آلکالن تیپ I را نشان می‌دهد و در یک جایگاه نکتونوماگمایی مرتبط با کمان‌های آتشفشانی و هم‌زمان با برخورد قاره‌ای شکل گرفته است (زاهدی و همکاران، ۱۳۹۱ a). قسمت عمده این استوک گرانیتوئیدی دارای ترکیب گرانودیوریت بوده که به‌صورت رخنمون‌های پراکنده حضور دارند و به‌صورت رخنمون توده اصلی، بی‌نظم و کوچک تا قطر ۲۵۰ متر جدا از هم مشاهده می‌شوند به‌طوری‌که زبانه‌های کوچک‌تر از توده نفوذی نیز دیده می‌شوند.

### اسکارن

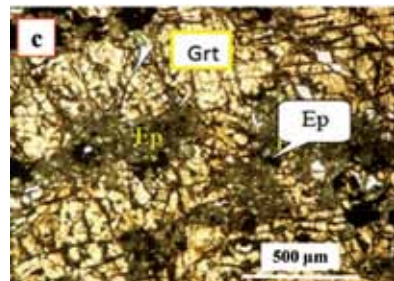
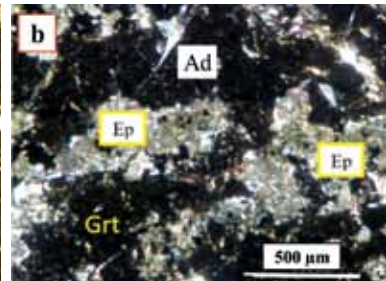
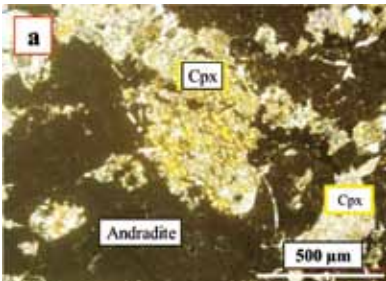
مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد که دو نوع اسکارن کلسیمی و منیزیمی در تماس مستقیم با توده نفوذی در منطقه پناه‌کوه تشکیل شده‌اند. رخداد اسکارن‌زایی کلسیمی

بافت غیرتعادلی مشخص می‌شوند (شکل a ۴). آندرادیت در اثر واکنش‌های قهقرایی در مرحله متاسوماتیسم پس‌رونده به کلریت، اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت و مگنتیت تبدیل شده است (شکل ۴-b و c). اکتینولیتی‌شدن به‌طور کامل در پیروکسن‌ها رخ داده و تشکیل شکل دروغین رخدادی عادی است (شکل ۵-a و b).

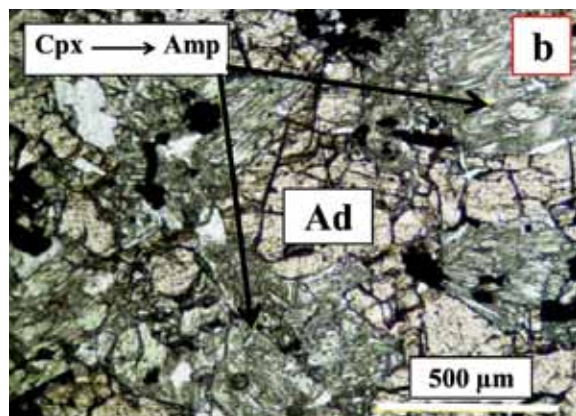
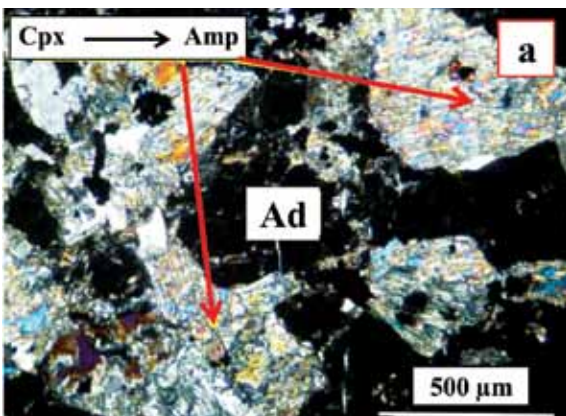
گارت‌های موجود در این زون، درشت‌بلور، بی‌شکل و همسان‌گرد همراه با شکستگی‌های فراوان هستند که فضای بین آن‌ها را اکتینولیت و کلسیت پر کرده است (شکل ۳). ترکیب شیمیایی گارت‌ها تقریباً آندرادیت خالص است (زاهدی و بومری، ۱۳۹۲). آندرادیت در این زون در همراهی با پیروکسن‌های به‌شدت دگرسان‌شده یافت می‌شوند که با



شکل ۳. فراوانی آندرادیت‌های بی‌شکل و همسان‌گرد با شکستگی‌های فراوان که فضای بین آن‌ها توسط اکتینولیت پر شده است. a: نور پلاریزه متقاطع، b: نور پلاریزه ساده - Ad: آندرادیت، Act: اکتینولیت



شکل ۴. a) تبدیل آندرادیت به پیروکسن‌ها و جانشینی پیروکسن‌ها توسط گارت در محل تماس در زون اسکارن کلسیمی. b و c) جانشینی آندرادیت توسط اپیدوت در زون اسکارن کلسیمی در نور پلاریزه متقاطع و ساده. (Ep: اپیدوت، Cpx: کلینوپیروکسن، Ad: آندرادیت، Grt: گارت)



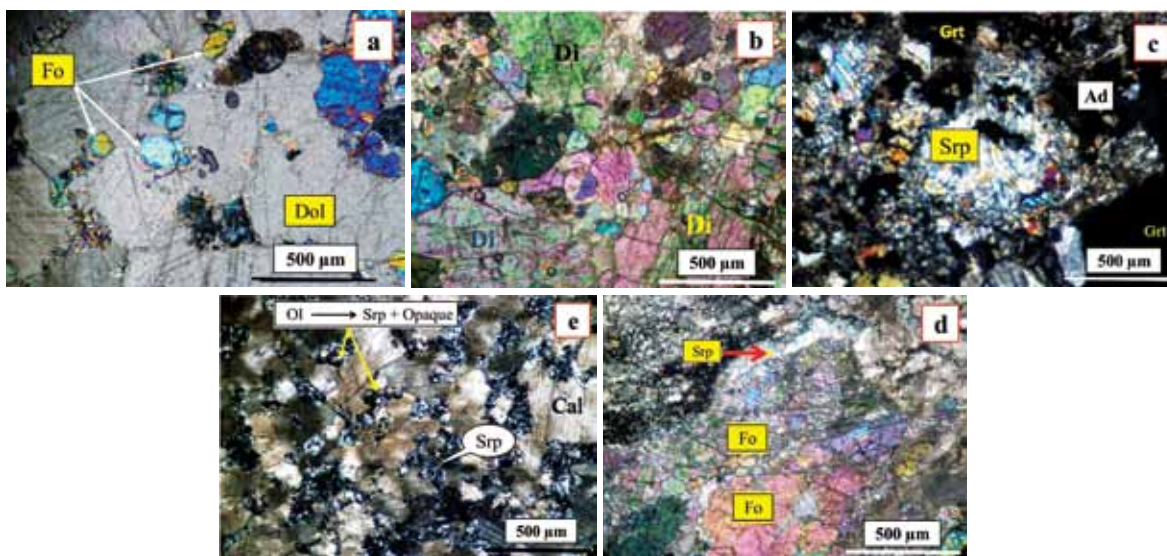
شکل ۵. تبدیل پیروکسن به اکتینولیت در منطقه پناه‌کوه. a) در نور پلاریزه متقاطع، b) نور پلاریزه ساده. شکل دروغین پیروکسن که در طی فرایند اورالیتی‌شدن کاملاً با آمفیبول رشته‌ای جایگزین شده است (Ad: آندرادیت، Cpx: کلینوپیروکسن، Amp: آمفیبول)

### اسکارن منیزیمی

فورستریت‌های بی‌شکل با حواشی گرد هستند (شکل ۶-۳). این نسل از اولیوین‌ها کوچک‌تر بوده و به‌صورت ریزبلور در زمینه دولومیتی مرمها مشاهده می‌شوند. سرپانتین‌های حاصل از تجزیه این گونه اولیوین‌ها بصورت اشکال مدور، دانه ریز و پراکنده در متن سنگ وجود دارند و تشکیل شکل دروغین سرپانتین در قالب بلورهای اولیوین را داده است (شکل ۶-۳).

دیوپسیدهای موجود در این زون شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده که به‌صورت درشت‌بلور و ریزبلور در زمینه دولومیتی یافت می‌شوند. درشت‌بلورهای پیروکسن بافت گرانولار را در سنگ تشکیل داده‌اند. دیوپسیدها در زون اسکارن منیزیمی اغلب سالم مانده و هیچ‌گونه دگرسانی را نشان نمی‌دهند (شکل ۶-۳).

اولیوین و پیروکسن فراوان‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده این زون هستند به‌طوری‌که ۳۰ تا ۳۵ درصد سنگ را تشکیل داده‌اند (شکل ۶-۳ و ۶-۴). ترکیب اولیوین و پیروکسن براساس نتایج ریزکاوش الکترونی به ترتیب فورستریت و دیوپسید خالص است (زاهدی و بومری، ۱۳۹۲). براساس مشاهدات سنگ‌نگاری دو نسل فورستریت وجود دارد. در نسل اول، فورستریت‌ها درشت‌بلور و نیمه شکل‌دار بوده که به شدت به سرپانتین، تالک و کانی‌های رسی تبدیل شده است (شکل ۶-۴). دگرسانی در امتداد شکستگی‌های نامنظم شروع می‌شود و شبکه نامنظمی از رگچه‌های سرپانتین رشته‌ای یا صفحه‌ای ایجاد می‌شود و بافت شبکه‌ای را تشکیل می‌دهد (شکل ۶-۴). نسل دوم،



شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی از اسکارن منیزیمی پناه‌کوه. a: درشت بلورهای فورستریت سالم با حواشی گرد شده در زمینه دولومیتی (Dol): دولومیت؛ Fo: فورستریت؛ b: بلورهای دیوپسید با بافت دانه‌ای در اسکارن منیزیمی (Di: دیوپسید)، c: جانشینی کامل فورستریت توسط سرپانتین و تشکیل شکل دروغین حاصل از آن (Srp: سرپانتین)، d: سرپانتینی شدن فورستریت و تشکیل بافت شبکه‌ای حاصل از آن در اسکارن منیزیمی، e: فورستریت جانشین شده توسط سرپانتین به‌صورت مدور

### زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های پایدار

#### سنگ‌های گرانیتی

(Taylor, 1974; Sheppard, 1981). مقادیر بالاتر  $\delta^{18}\text{O}$  در سنگ‌های گرانیتی پناه‌کوه نسبت به گرانیتوئیدهای تیپ I می‌تواند به دلیل تفریق بیشتر، آلیش پوسته‌ای ماگما یا برهم‌کنش مستقیم بین مذاب گرانیتی و سنگ‌های رسوبی دگرگون شده باشد (Taylor et al., 1986). همچنین

مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در سنگ‌های گرانیتی پناه‌کوه از ۹/۴ تا ۱۱/۶ تغییر می‌کند (جدول ۲) که از مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  گرانیتوئیدهای تیپ I (+۶% تا +۸%) بیشتر است



می‌تواند در دمای ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد از طریق رابطه (۳) محاسبه گردد.

برای سنگ کل‌گرانیته پناه‌کوه می‌توان مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  برای سیال در حال تعادل با گرانیته پناه‌کوه را محاسبه کرد. همان‌طور که در جدول ۲ مشاهده می‌شود، مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در سیال در حال تعادل با گرانیته پناه‌کوه در دمای ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد از ۱۰/۳۶% تا ۱۲/۵۶% تغییر می‌کند، بنابراین مقدار میانگین  $\delta^{18}\text{O}$  سیال در حال تعادل با توده نفوذی پناه‌کوه در دمای ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد برابر ۱۱% محاسبه گردید.

### ترکیب ایزوتوپی کربنات‌ها

مقادیر ایزوتوپی  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  در مرمرها، آهک‌ها و کلسیت‌های گرمابی اسکارن پناه‌کوه در جدول ۱ ارائه شده است. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  در سنگ آهک‌های دگرسان‌نشده منطقه پناه‌کوه به ترتیب برابر با ۲۴% و ۳/۱% است، بنابراین مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  در کربنات‌های میزبان اسکارن در منطقه پناه‌کوه نسبت به کربنات‌های دریایی دگرسان‌نشده، تهی‌شدگی نشان می‌دهند. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در مقابل  $\delta^{13}\text{C}$  در سنگ‌های کربناتی، مرمرها و کلسیت‌های گرمابی در نمودار شکل ۷ ترسیم شده است. همان‌گونه که در شکل مشاهده می‌شود مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  در مرمهرهای کلسیتی و کلسیت‌های اسکارنی نسبت به سنگ‌های کربناتی معمولی تهی‌شدگی نشان می‌دهند که می‌تواند به فرایندهای کربن‌زدایی، تراوش، اختلاط و شرایط دما و فشار نسبت داده شود (Valley, 1986). در بخش زیر به تاثیر عوامل ذکر شده پرداخته می‌شود.

فرایندهای بعد از انجماد مانند فرایندهای دگرسانی و گرمابی یا آب‌گیری و هوازدگی دمای پایین نیز می‌تواند منجر به مقادیر بالاتر  $\delta^{18}\text{O}$  در سنگ‌های گرانیته پناه‌کوه نسبت به گرانیته‌های تیپ I شده باشد. با توجه به این‌که بخش اعظم گرانیته‌ها از فلدسپات تشکیل شده است، بنابراین می‌توان ترکیب ایزوتوپی آن را مشابه با پلاژیوکلازی که ۳۰ درصد آنورتیت دارد فرض کرد. با این فرض، آب در حال تعادل با این گرانیته‌ها از رابطه (۱) قابل محاسبه است (O,Neil and Taylor 1967):

$$1000 \ln \alpha_{\text{Anorthite}(30\%)\text{-water}} = (-3.41 - 0.14 \text{An}) \quad (1)$$

$$(10^6/T^2) + (2.91 - 0.76 \text{An})$$

که در آن An کسر مولی آنورتیت است (۰/۳). از آنجا که فلدسپات فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده گرانیته‌ها است، بنابراین در گرانیته‌ها  $\Delta^{18}\text{O}_{\text{plagio clase -water}}$  تقریباً برابر با  $\Delta^{18}\text{O}_{\text{whole rock -water}}$  است (Taylor, 1978)، بنابراین رابطه (۱) به صورت رابطه (۲) بیان می‌شود (O'Neil et al., 1969).

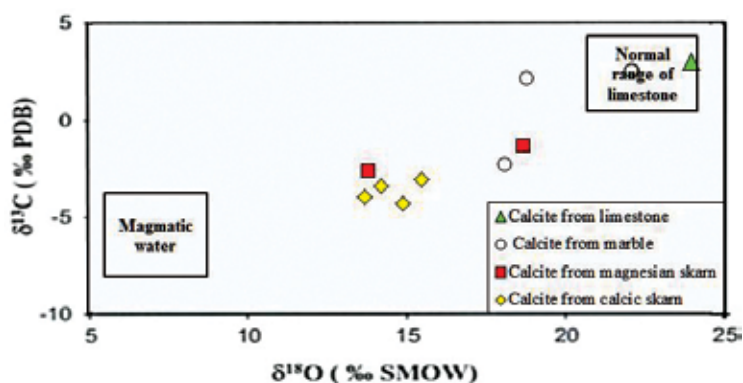
$$1000 \ln \alpha_{\text{whole rock -water}} = (-3.41 - 0.14 \text{An}) \quad (2)$$

$$(10^6/T^2) + (2.91 - 0.76 \text{An})$$

با قرار دادن مقادیر آنورتیت در پلاژیوکلاز به میزان ۳۰ درصد رابطه (۲) به صورت رابطه (۳) بازنویسی می‌شود:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{whole rock}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{water}} = 34.45 (10^6/T^2) + 2.68 (3)$$

مطالعات زمین‌دماسنجی آمفیبول‌ها در استوک گرانیته‌های پناه‌کوه دمای تقریبی ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان داده است (زاهدی و همکاران، ۱۳۹۲)، بنابراین مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در سیال در حال تعادل با گرانیته پناه‌کوه



شکل ۷. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در مقابل  $\delta^{13}\text{C}$  در سنگ‌های کربناتی، مرمرها و کلسیت‌های گرمابی در اسکارن پناه‌کوه

## تهی‌شدگی ایزوتوپی در کربنات‌ها

درجه تهی‌شدگی در سنگ‌های کربناتی به درجه حرارت واکنش، مقدار فرارزدایی و مقدار سیال بستگی دارد. تهی‌شدگی در مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  از آهک‌های غیردگرسان تا کلسیت‌های شکل‌دار به عوامل گوناگونی نظیر جدایش ترجیحی  $^{18}\text{O}$  و  $^{13}\text{C}$  در طی واکنش‌های دیاژنز، کربن‌زدایی و اختلاط اکسیژن و کربن با منابع خارجی غنی از ایزوتوپ‌های سبک در طی فرایند تراوش سیال در یک سامانه باز نسبت داده شده است (Buick and Cartwright, 2000; Shin and Lee, 2003, Thomson and Ring, 2006; Prokoph et al., 2008). این فرایندها برای کربنات‌های گرمایی به روندهای هماهنگ یا هم‌بسته در فضای  $\delta^{13}\text{C}$  در برابر  $\delta^{18}\text{O}$  منجر می‌شوند و به‌طور نظری توسط ژنگ و هوفر (۱۹۹۳) مدل‌سازی شده است. در بخش زیر به بررسی دو اثر فرارزدایی و تراوش سیال بر روی تغییرات ترکیب ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن پرداخته می‌شود.

**تاثیر فرایند فرارزدایی بر روی ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن<sup>۱</sup>**  
واکنش‌های کربن‌زدایی رخ‌داده در فرایند دگرگونی منجر به افزایش نفوذپذیری می‌گردد و زمینه را برای تراوش سیالات آماده می‌سازد. فرایند کربن‌زدایی منجر به آزاد شدن  $\text{CO}_2$  در سنگ‌های کربناتی می‌شود.  $\text{CO}_2$  آزاد شده در طی این فرایند غنی از  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  می‌گردد که در نتیجه منجر به تهی‌شدگی ایزوتوپ‌های سنگین در سنگ باقی مانده می‌شود (Nabelek et al., 1984).

مقادیر تهی‌شدگی‌های  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  توسط فرایند فرارزدایی با روابط فرارزدایی<sup>۲</sup> تخمین زده می‌شود. شدت فرارزدایی با استفاده از روابط زیر نشان داده می‌شود (Valley, 1986).

فرارزدایی به‌صورت جمعی در سیستم بسته<sup>۳</sup>:

$$\delta_f = \delta_i - (1-F) 1000 \text{Ln} \alpha \quad (۴)$$

در این حالت همه سیال قبل از آن که هیچ بخشی از آن از سیستم خارج گردد، به تدریج تحول می‌یابد.

فرارزدایی به صورت ریلی در سیستم باز<sup>۴</sup>:

$$\delta_f = 1000 (F^{(a-1)} - 1) + \delta_i \quad (۵)$$

که در آن F کسر مولی کربن و اکسیژن باقی‌مانده در سنگ بعد از فرایند فرارزدایی و  $\alpha$  ضریب تفکیک سیال-سنگ است.  $\delta_f$  و  $\delta_i$  به ترتیب مقادیر اولیه و نهایی ایزوتوپی در سنگ است.  $\delta_f$  مقادیر اولیه  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  در سنگ‌های کربناتی اولیه (دگرسان نشده) است که به ترتیب برابر ۲۴% و ۳% در نظر گرفته شده است (جدول ۱).  $\delta_f$  مقادیر نهایی  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  موجود در مرمها و کلسیت‌های اسکارنی در کسرهای مولی اکسیژن و کربن متفاوت در دماهای ۴۰۰ و ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد از طریق روابط ۴ و ۵ به ترتیب برای فرارزدایی جمعی و ریلی محاسبه می‌شود و سپس نمودار شکل ۸ با استفاده از مقادیر نهایی  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  محاسبه شده از روابط (۴) و (۵) برای فرارزدایی ریلی و جمعی ترسیم می‌گردد. با قرار دادن مقادیر ایزوتوپی نمونه‌های مورد بررسی (جدول ۱) در نمودار ترسیم‌شده می‌توان به تاثیر فرایند فرارزدایی بر روی تغییرات ایزوتوپی در طی فرایند اسکارن‌زایی پی برد.

در رابطه (۵) ضریب تفکیک سیال-سنگ مورد نیاز است، بدین منظور برای اکسیژن از رابطه تفکیک زیر به منظور به‌دست آوردن ضریب تفکیک سیال-سنگ ( $\alpha$ ) استفاده می‌گردد:

$$\text{رابطه (۶)} \quad 1000 \text{Ln} \alpha_{\text{CO}_2 - \text{Calcite}} = -1.8(10^6/T^2) + 10.611 - 2.78(1000/T)$$

برای کربن نیز رابطه تفکیک زیر استفاده می‌شود:

$$\text{رابطه (۷)} \quad 1000 \text{Ln} \alpha_{\text{CO}_2 - \text{Calcite}} = -2.988(10^6/T^2) + 7.66 - 2.46(1000/T)$$

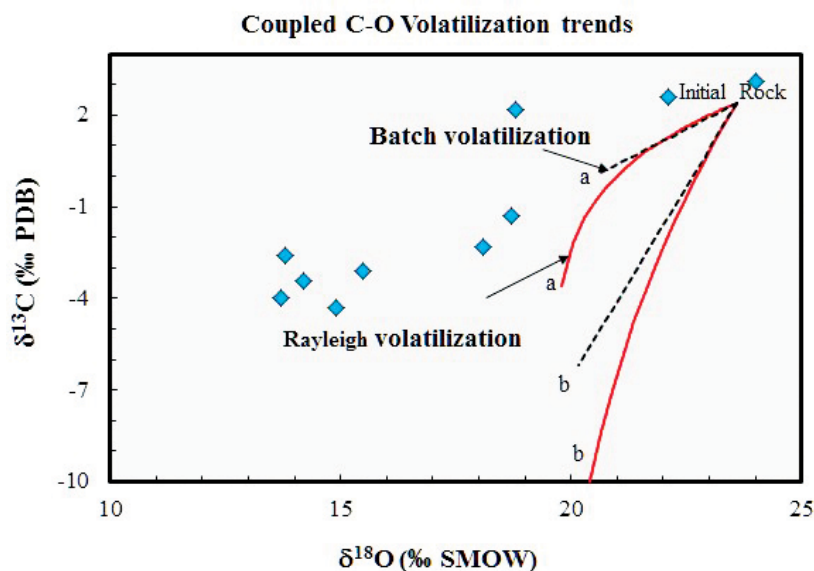
در فرارزدایی ریلی، سیال پس از تولید شدن بی‌درنگ از سنگ جدا می‌شود. واکنش‌های فرارزدایی معمولاً مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  سنگ‌ها را کاهش می‌دهند، زیرا  $\text{CO}_2$  و  $\text{H}_2\text{O}$  آزاد شده نسبت به سنگ کل غنی از  $\delta^{18}\text{O}$  هستند.

از آنجاکه ولاستونیت در سنگ‌های اسکارنی و مرمها تشکیل نگردیده است (زاهدی و بومری، ۱۳۹۲)، بنابراین

1. Devolatilization process
2. Batch and Rayleigh
3. Batch devolatilization
4. Rayleigh devolatilization

حاصل از محاسبات بالا نشان می‌دهد که کربن‌زدایی ریلی و جمعی نمی‌توانند به صورت مناسبی تهی‌شدگی  $\delta^{18}\text{O}$  را در مرمرها و کلسیت‌های اسکارنی منطقه پناه‌کوه توضیح دهند، به طوری که اگر همه کلسیت واکنش دهد و از سیستم خارج شود ( $F^0=0.6$ )، تهی‌شدگی‌های  $\delta^{18}\text{O}$  محاسبه شده کوچک و ناچیز هستند. مقادیر  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  در مرمرها و کلسیت‌های اسکارنی مورد بررسی با مقادیر  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  محاسبه شده همخوانی ندارد (شکل ۸)، بنابراین محاسبات نشان داد که مقادیر  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  در اسکارن پناه‌کوه نمی‌تواند تنها توسط یک فرایند فرارزدایی ساده ایجاد گردد. مطالعات نیز نشان داده است که تهی‌شدگی  $\delta^{18}\text{O}$  در واکنش‌های کربن‌زدایی در سنگ‌های کربناتی معمولاً ناچیز است، زیرا کسر مولی اکسیژن چشم‌گیر است ( $F > 0.6$ ) در حالی که تاثیر کربن‌زدایی در تهی‌شدگی  $\delta^{13}\text{C}$  نسبت به  $\delta^{18}\text{O}$  بیشتر است (شکل ۸).

دماهای قرار داده شده در روابط ۶ و ۷، کمتر از  $500^\circ\text{C}$  و برابر ۴۰۰ و ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد در نظر گرفته شده است. بنابراین با قرار دادن دماهای ۴۰۰ و ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد در روابط (۶) و (۷) ضریب تفکیک ایزوتوپی اکسیژن و کربن به ترتیب  $1/002$  و  $1/008$  محاسبه گردید و سپس با قرار دادن ضریب تفکیک ایزوتوپی محاسبه شده در کسرهای مولی اکسیژن و کربن متفاوت در دمای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌توان مقادیر تهی‌شدگی  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  برای فرارزدایی ریلی را با استفاده از روابط ۴ و ۵ محاسبه نمود. به همین ترتیب نیز می‌توان مقادیر تهی‌شدگی  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  برای فرارزدایی جمعی را محاسبه نمود. نتایج حاصل از این محاسبات به صورت نمودار  $\delta^{18}\text{O}$  در مقابل  $\delta^{13}\text{C}$  ترسیم می‌گردد (شکل ۸) که می‌توان نمونه‌های مورد بررسی را در این نمودار مورد بررسی قرار داد. قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در نمودار ترسیم شده



شکل ۸. نمودار  $\delta^{18}\text{O}$  در مقابل  $\delta^{13}\text{C}$  حاصل از کربن‌زدایی جمعی و ریلی. همان‌گونه که مشاهده می‌شود مقادیر ایزوتوپی  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  در کلسیت‌های مورد بررسی در منطقه پناه‌کوه منطبق بر نمودار فرارزدایی جمعی و ریلی نیستند که نشان‌دهنده تاثیر بسیار اندک این فرایند بر روی تغییرات ایزوتوپی کربن و اکسیژن در نمونه‌های مورد بررسی است. منحنی‌های نشان داده شده بر روی نمودار در دمای  $500^\circ\text{C}$  (a) و  $400^\circ\text{C}$  (b) با استفاده از روابط (۴) و (۵) ترسیم شده‌اند

در کلسیت‌های اسکارنی و مرمرها گردد، در واقع، علاوه بر فرارزدایی، تراوش سیال و برهم‌کنش متقابل سیال - سنگ نیز می‌تواند منجر به تهی‌شدگی منظم ایزوتوپی کربن و

## تاثیر فرایند تراوش سیال بر روی ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن<sup>۱</sup>

مطالعات افراد مختلف نشان داده است که فرارزدایی به تنهایی نمی‌تواند منجر به تهی‌شدگی‌های ایزوتوپی شدید

1. Fluid infiltration effects

می‌رود (Taylor, 1977):

$$w/r = (\delta^{18}O_{Rock}^f - \delta^{18}O_{Rock}^i) / (\delta^{18}O_{H_2O} - \delta^{18}O_{Rock}^f + \Delta) \quad (8)$$

که در آن  $\Delta$  ضریب تفکیک ایزوتوپی اکسیژن بین کانی و آب است.  $i$  و  $f$  به ترتیب مقادیر اولیه و نهایی سنگ کربناتی هستند به طوری که  $\delta^{18}O_{Rock}^i$  و  $\delta^{18}O_{Rock}^f$  به ترتیب مقادیر  $\delta^{18}O$  در سنگ آهک دگرسان نشده (۲۴%) و سنگ کربناتی دگرسان شده (مرمرها و اسکارنها) هستند. مقدار  $\delta^{18}O$  در سنگ آهک دگرسان نشده اولیه برابر ۲۴% است (جدول ۱).  $\delta^{18}O_{Rock}^i$  ترکیب ایزوتوپی سیال در حال تعادل با گرانیوتوئید پناه‌کوه است که مقدار میانگین محاسبه شده آن با استفاده از رابطه ۳ برابر ۱۱% محاسبه گردید.

سنگ در این فرمول، سنگ آهک است و  $w/r$  نسبت جرم اتمی آب به سنگ است. ضریب تفکیک ایزوتوپی محاسبه شده ( $\Delta$ ) در رابطه (۸) به صورت رابطه (۹) است (Friedman and O'Neil, 1977):

$$\Delta_{\text{Calcite-water}} = 2.78(10^6/T^2) - 2.89 \quad (9)$$

که در آن  $T$  دماهای فرض شده در ۲۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد هستند.

تبادل ایزوتوپی کربن مرتبط با مقادیر کربن در سیال به طریق مشابهی به صورت رابطه (۱۰) است:

$$X_{CO_2} \times w/r = (\delta^{13}C_{Rock}^f - \delta^{13}C_{Rock}^i) / (\delta^{13}C_{H_2O} - \delta^{13}C_{Rock}^i + \Delta) \quad (10)$$

که در آن  $\Delta$  ضریب تفکیک ایزوتوپی کربن بین کلسیت و  $CO_2$  است و  $\delta^{13}C_{H_2O}$  مقادیر اولیه  $\delta^{13}C$  در سیال ماگمایی است که برابر با ۸%- در نظر گرفته شده است.  $X_{CO_2}$  کسر مولی  $CO_2$  در سیال است. با توجه به حضور گارنت‌های آندرادیتی خالص، مقدار  $X_{CO_2}$  برابر ۰/۰۵ در نظر گرفته شده است (زاهدی و بومری، ۱۳۹۲).  $\delta^{13}C_{Rock}^i$  و  $\delta^{13}C_{Rock}^f$  به ترتیب مقادیر  $\delta^{13}C$  در سنگ آهک دگرسان نشده اولیه و دگرسان شده نهایی است. مقدار  $\delta^{13}C$  در سنگ آهک دگرسان نشده اولیه برابر ۳% است (جدول ۱) و  $\delta^{13}C_{Rock}^f$  مقدار محاسبه شده توسط رابطه (۱۰) می‌باشد.

ضریب تفکیک ایزوتوپی محاسبه شده در رابطه (۱۰) به صورت زیر است: (Friedman and O'Neil, 1977)

اکسیژن از مرمرها تا کلسیت‌های اسکارنی گردد (Bowman et al., 1985; Valley, 1986; Gerdes and Valley, 1994; Holness, 1997; Buick and Cartwright, 2000; Shin and Lee, 2003, Orhan et al., 2011) آثار و شواهد ایزوتوپی ناشی از برهم‌کنش سیال-سنگ، بسیار متفاوت از واکنش‌های فرارزدایی است. تغییر در حد ۵ تا ۱۰% دلیل استواری بر اهمیت رخداد برهم‌کنش سیال-سنگ نسبت به واکنش‌های فرارزدایی در فرایند متاسوماتیسم است. تغییر در مقادیر  $\delta^{13}C$  معمولاً توسط واکنش سیال با سنگ آهک ایجاد می‌گردد که بستگی به حالت اکسیداسیون سیستم دارد (Shimazaki et al., 1986) به طوری که مقادیر  $\delta^{13}C$  در سنگ‌های مورد بررسی در نسبت‌های آب به سنگ بالا، نسبت به  $\delta^{18}O$  بیشتر تغییر می‌یابد، زیرا مقادیر  $^{13}C$  در سیالات نسبت به سنگ‌های آهکی ناچیز است.

تغییرات شدید ایزوتوپی در کربنات‌های منطقه پناه‌کوه نیز می‌تواند توسط برهم‌کنش متقابل بین سیال ماگمایی و سنگ‌های کربناتی دریایی رخ دهد. فرض بر این است که اسکارن پناه‌کوه در نتیجه تراوش سیالات ماگمایی در سنگ‌های کربناتی ایجاد می‌گردد و این اسکارن‌ها از نظر زمانی و مکانی، همبستگی نزدیکی با آن دسته از توده‌های نفوذی دارند که در ژرفای کمی از سطح زمین جایگزین شده‌اند. مدل‌های ارائه شده برای تاثیر فرارزدایی در شکل ۸ نشان داد که کربن‌زدایی کامل می‌تواند منجر به تهی‌شدگی شدید در  $\delta^{13}C$  گردد در حالی که تهی‌شدگی  $\delta^{18}O$  ناچیز است اما برهم‌کنش متقابل سیال با کربنات‌ها باعث تهی‌شدگی شدید  $\delta^{18}O$  در مرمرها در مراحل اولیه می‌گردد در حالی که در ابتدا تهی‌شدگی  $\delta^{13}C$  در مرمرها ناچیز است. با استفاده از مدل‌های موجود می‌توان به ماهیت و مقادیر تغییرات ایزوتوپی در سنگ‌های کربناتی میزبان به صورت تابعی از نسبت سیال به سنگ، دما و  $X_{CO_2}$  پی برد. چنین روش‌هایی بیشتر برای تغییرات مقادیر  $\delta^{18}O$  و  $\delta^{13}C$  در سنگ‌های کربناتی در هاله‌های مجاورتی و کانسارهای اسکارنی به کار می‌رود. روابط تبادل جرمی زیر برای تغییرات ایزوتوپی در سنگ‌های کربناتی میزبان اسکارن پناه‌کوه در طی برهم‌کنش سیال-سنگ در فرایند تراوش سیالات به کار

$$\Delta_{\text{Calcitb-CO}_2} = 2.988(10^6/T^2) - 7.666(1000/T) + 2.46 \quad (11)$$

که در آن T دماهای فرض شده در ۲۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد هستند.

روابط ذکرشده در بالا برای سیستم‌های بسته کاربرد دارد که در آن همه سیالات به‌طور کامل در تعادل با سنگ هستند و تبادل ایزوتوپی مستقل از دما و نسبت سیال به سنگ است. تبادل ایزوتوپی سیالات با سنگ‌های اطراف می‌تواند در سیستم باز توسط رابطه (۱۲) تفسیر شود (Taylor, 1977).

$$w/r = \text{Ln} [(W/r)_{e-s} + 1] \quad (12)$$

که در آن  $(W/r)_{e-s}$  مقدار به‌دست آمده از سیستم بسته است.

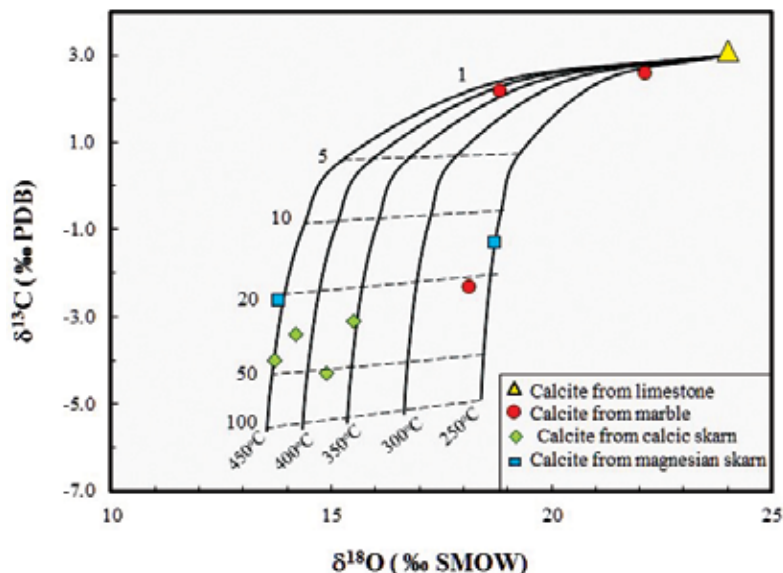
در نتیجه روابط محاسبه‌شده در بالا، منحنی‌های متغیر  $\delta^{18}\text{O} - \delta^{13}\text{C}$  برای کلسیت‌های گرمابی در اسکارن‌ها و مرمراه‌های منطقه پناه‌کوه در نتیجه برهم‌کنش متقابل بین سیالات گرمابی فرض شده ( $\delta^{18}\text{O} = +11.0\%$  و  $\delta^{13}\text{C} = -8.0\%$ ) سنگ‌های کربناتی دگرسان‌نشده ( $\delta^{18}\text{O} = +24.0\%$  و  $\delta^{13}\text{C} = +3\%$ ) در دماهای ۲۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد در سیستم باز با  $X(\text{CO}_2) = 0.05$  و نسبت آب به سنگ صفر تا صد درصد ترسیم شده‌اند (شکل ۹). همان‌طور که شیب منحنی‌ها در نمودار شکل ۹ نشان می‌دهد در نسبت‌های آب به سنگ بالاتر از ۵ تغییر چشم‌گیری در مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  مشاهده نمی‌شود بنابراین شیب منحنی‌ها ثابت است در حالی که در نسبت‌های آب به سنگ بالاتر از ۵ مقدار  $\delta^{13}\text{C}$  به سرعت کاهش می‌یابد ولی تهی‌شدگی  $\delta^{18}\text{O}$  چشمگیر نیست و شیب نمودار روند تقریباً ثابتی را نشان می‌دهد. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در کلسیت‌های گرمابی اسکارن پناه‌کوه در نسبت تقریبی آب به سنگ ۵۰-۲۵ توسط منحنی محاسبه شده در دمای ۳۵۰ تا ۴۵۰ درجه

سانتی‌گراد در سیستم باز توضیح داده می‌شود. با توجه به قرارگیری ترکیب ایزوتوپی کلسیت در مرمرها، اسکارن منیزیمی و اسکارن کلسیمی در شکل ۹ می‌توان چنین نتیجه‌گیری نمود که شکل‌گیری کلسیت در مرمرها و در اسکارن منیزیمی و اسکارن کلسیمی توسط برهم‌کنش سیال در حال تعادل با توده نفوذی پناه‌کوه با سنگ کربناتی اولیه به ترتیب در نسبت‌های آب به سنگ ۱٪، کمتر از ۲۰٪ و ۵۰-۲۵ رخ داده است. دماهای محاسبه‌شده در این نمودار برای اسکارن کلسیمی پناه‌کوه با دمای همگن‌شدگی میان‌بارها در کلسیت‌های اسکارنی پناه‌کوه در دمای ۳۳۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد مطابقت دارد (زاهدی و همکاران، ۱۳۹۱).

Taylor (1987) چندین خاستگاه از سیالات را برای

- ایجاد چنین تهی‌شدگی پیشنهاد کرده است که عبارتند از:
۱. سیالات ماگمایی گرمابی مشتق شده از گرانیتهای مرتبط با اسکارن‌زایی در منطقه.
  ۲. سیالات دگرگونی نشأت گرفته از کربن‌زدایی آهک‌های میزبان.
  ۳. سیالات جوی.

بنابراین همان‌گونه که در بالا نتیجه‌گیری شد، عامل اصلی تهی‌شدگی، سیالات گرمابی با خاستگاه ماگمایی است. براساس مدل‌سازی‌های انجام‌شده در شکل ۹ نتیجه‌گیری می‌شود که کلسیت‌های اسکارنی در منطقه پناه‌کوه در دمای ۳۵۰-۴۵۰ درجه سانتی‌گراد و با نسبت تقریبی آب به سنگ ۵۰-۲۵ ( $W/R \approx 25-50$ ) تشکیل شده‌اند. بنابراین نتیجه‌گیری می‌شود که سیالات گرمابی ماگمایی باعث تغییر پیش‌رونده مقادیر ایزوتوپی سنگ‌های کربناتی گردیده و در نتیجه کلسیت‌های اسکارنی مستقیماً از این آب‌ها متبلور شده است.



شکل ۹. منحنی‌های اختلاط ایزوتوپی که تغییرات ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن را در نتیجه برهم‌کنش متقابل بین سنگ‌های کربناتی و سیال در سیستم باز نشان می‌دهد. این منحنی‌ها با استفاده از روابط ۸ و ۱۰ در دمای ۲۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد ترسیم شده است. اعداد روی نمودار نسبت سیال به سنگ را نشان می‌دهد

## نتیجه‌گیری

مهم‌ترین عامل تهی‌شدگی  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  در مرمها و کلسیت‌های اسکارنی مورد بررسی مشارکت آب‌های ماگمایی است. اگرچه در فرایند کربن‌زدایی،  $\text{CO}_2$  آزادشده غنی از ایزوتوپ‌های سنگین  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  می‌گردد و این فرایند منجر به تهی‌شدگی ایزوتوپ‌های سنگین در سنگ باقی‌مانده می‌گردد، اما حداکثر میزان تهی‌شدگی  $\delta^{18}\text{O}$  در طی این فرایند در حدود ۴٪ است، بنابراین تهی‌شدگی نسبتاً زیاد در مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  به میزان ۱۰٪ و  $\delta^{13}\text{C}$  به میزان ۸٪ در کلسیت‌های سامانه اسکارنی پناه‌کوه توسط برهم‌کنش سیال ماگمایی با سنگ کربناتی دگرسان نشده در سیستم باز با  $X(\text{CO}_2)$  برابر ۰/۰۵ و نسبت آب به سنگ ۵۰-۲۵٪ در دمای ۳۵۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد شرح داده می‌شود.

## سپاسگزاری

با توجه به این‌که نویسنده اول از تجهیزات آزمایشگاهی دانشگاه آکیتای ژاپن برای تجزیه ایزوتوپی و دانشگاه یاماگاتای ژاپن برای تجزیه XRD نمونه‌ها استفاده نموده است، لذا مولفین صمیمانه از همکاری‌های ارزشمند پروفیسور ماتسوبایا و ایشی‌یاما از بخش علوم زمین دانشگاه

آکیتای ژاپن و همچنین پروفیسور ناکاشیما از بخش علوم زمین دانشگاه یاماگاتای ژاپن تشکر و قدردانی می‌نماید.

## منابع

- آدابی، م.ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی. چاپ دوم، انتشارات آراین زمین، ۵۰۳.
- حاج ملاعلی، ا.، ۱۳۷۱. گزارش نقشه زمین‌شناسی خضراآباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- زاهدی، ا. و بومری، م.، ۱۳۹۲. سنگ‌نگاری، سنگ‌زایی و ژئوشیمی اسکارن پناه‌کوه، غرب یزد، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و یکم، شماره سوم، ۳۸۹-۴۰۲.
- زاهدی، ا.، بومری، م.، مکی زاده، م.ع. و حسینی، م. ۱۳۹۱ a. ارزیابی پتانسیل کانه‌زایی در کانسار اسکارن پورفیری خوت با استفاده شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی، غرب تفت، استان یزد. ششمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور.
- زاهدی، ا.، بومری، م. و مکی زاده، م.ع.، ۱۳۹۱ b. خاستگاه و تکامل سیالات سازنده کانسار خوت با استفاده

- systems, In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 3rd edition. John Wiley and Sons, New York, 737-796.
- Gerdes, M.L. and Valley, J.W., 1994. Fluid flow and mass transport at the Valentine wollastonite deposit, Adirondact Mountains, New York State. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 589-608.
  - Holness, M.B., 1997. Fluid flow paths and mechanism of fluid infiltration in carbonates during contact metamorphism: the Beinn an Dubhaich aureole, Skye. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 59-70.
  - Kita, I. and Matsubaya, O., 1983. F2 technique for the oxygen isotopic analysis of silica minerals. Research institute of underground resources, mining college of Akita University, Report 48, 25-34 (in Japanese).
  - Kamvong, T. and Zaw, K., 2009. The origin and evolution of skarn-forming fluids from the phu Lon deposit, northern Loei Fold Belt, Thailand: Evidence from fluid inclusion and sulfur isotope studies. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, 624-633.
  - Layne, G.D. and Spooner, E.T.C., 1991. The JC tin skarn deposit, southern Yukon territory, I. Geology, paragenesis and fluid inclusion microthermometry. *Economic Geology*, 86, 29-47.
  - Meinert, L.D., Hedenquist, J.W., Satoh, H. and Matsuhisa, Y., 2003. Formation of anhydrous and hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids. *Economic Geology*, 98, 147-156.
  - McCrea, J.M., 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics*, 18, 849-857.
  - Nabelek, P.I., Labotka, T.C., O'Neil, J.R. and Papike, J.J., 1984. Contrasting fluid/rock interaction between the Notch Peak granitic  
از ژئوترموتری سیالات درگیر، جنوب غرب یزد. ششمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور.
  - شریفی، ر.، ۱۳۸۷. بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی اندیس‌های فلزی در منطقه پناه‌کوه یزد با دیدگاه اکتشافی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، ۲۱۸.
  - Adabi, M.H., Rao, C.P. and Kitto, P.A., 1996. The source of hydrothermal fluids responsible for carbonate alteration, Renison, Tasmania, Australia. 13th Geological Convention. Australia, (abst), 7.
  - Boomeri, M., Ishiyama, D. and Mizuta, T., Matsubaya, O., Lentz, D.R., 2010. Carbon and oxygen isotopic systematics in calcite and dolomite from the Sangan Iron Skarn. *Journal of Sciences*, Islamic Republic of Iran, 21, 3, 213-224.
  - Buick, I.S. and Cartwright, I., 2000. Stable isotope constrains on the mechanism of fluid flow during contact metamorphism around the Marulan Batholith, NSW, Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70, 291-295.
  - Bowman, J.R. and Essene, E.J., 1984. Contact skarn formation at Elkhorn, Montana. I: P-T-component activity conditions of early skarn formation. *American Journal of Science*, 284, 597-650.
  - Bowman, J.R., O'Neil, J.R. and Essene, E.J., 1985. Contact skarn formation et Elkhorn, Montana, II: Origin and evolution of C-O-H skarn fluids. *American Journal of Science*, 285, 621-660.
  - Choi, S.G., Kim, S.T. and Lee, J.G., 2003. Stable isotope systematics of Ulsan Fe-W skarn deposit, Korea. *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79, 601-606.
  - Friedman, I. and O'Neil, J.R., 1977. Compilation of stable isotopic fractionation factors of geochemical interest. U.S Geological Survey Professional. Paper: 440-KK.
  - Giggenbach, W.F., 1997. The origin and evolution of fluids in magmatic hydrothermal

- intrusion and argillites and limestone in western Utah: evidence from stable isotopes and phase assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 25-34.
- O'Neil, J.R. and Taylor, H.P.Jr., 1967. The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. *American Mineralogist*, 52, 1414-1437.
  - O'Neil, J.R., Clayton R.N. and Mayceda, T.K., 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Journal of Chemical Physics.*, 51, 5547-5558.
  - Ozturk, Y.Y., Helvacı, C. and Satır, M., 2008. The influence of meteoric water on skarn formation and late-stage hydrothermal alteration at the Evciler skarn occurrences, Kazdağ, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 34, 271-284.
  - Orhan, A., mutlu, H. and Fallick, A.E., 2011. Fluid infiltration effects on stable isotope systematics of the Susurluk skarn deposit, NW Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40, 550-568.
  - Prokoph, A., Shields, G.A. and Veizer, J., 2008. Compilation and time-series analysis of a marine carbonate  $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{13}C$ ,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  and  $\delta^{34}S$  database through Earth history. *Earth-Science Reviews*, 87, 113-133.
  - Rose, A.W., Herrick, D. C. and Deines, P., 1985. An oxygen and sulfur isotope study of skarn-type magnetite deposits of the Cornwall type, southeastern Pennsylvania. *Economic Geology*, 80, 418-443.
  - Sheppard, S.M.F., 1981. Stable isotope geochemistry of fluids. In: Rickard, D.T, Wickman, F.E. (Ed.), *Chemistry and Geochemistry of Solutions at High Temperatures and Pressures*, *Physics and Chemistry of the Earth*, 13/14, 419-445.
  - Shin, D. and Lee, I., 2003. Evaluation of the volatilization and infiltration effect on the stable isotopic and mineralogical variations in the carbonate rocks adjacent to the Cretaceous Muamsa Granite, South Korea. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22, 227-243.
  - Shimazaki, H., Shimizu, M. and Nakano, T., 1986. Carbon and oxygen isotopes of calcites from Japanese skarn deposits. *Geochemical Journal*, 20, 297-310.
  - Taylor, H.P. and O'Neil, J.R., 1977. Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, 1-49.
  - Taylor, H.P., 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problem of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 69, 843-883.
  - Taylor, H.P., 1987. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 38, 177-210.
  - Taylor, B.E. and O'Neil, J.R., 1977. Stable isotope of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, 1-49.
  - Thomson, S.N. and Ring, U., 2006. Thermochronologic evaluation of post collision extension in the Anatolide orogen, western Turkey. *Tectonics*, 25, TC3005.
  - Valley, J.W., 1986. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. In: Valley, J.W., Taylor, H.P., O'Neil, J.R. (Eds.), *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. *Reviews in Mineralogy*, 16, 445-490.
  - Zheng, Y.F. and Hoefs, J., 1993. Carbon and oxygen isotopic variations in hydrothermal calcites. Theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. *Mineralium Deposita*, 28, 79-89.





# بررسی ریخت‌زمین‌ساختی پهنه انته‌ای گسلی اطراف قوزلو (جنوب شرقی گسل شمال تبریز)

علیرضا یوسفی باویل<sup>(۱)</sup> و محسن موید<sup>(۲)</sup>

۱. دکتری ژئوتکتونیک و ژئودینامیک، دپارتمان ژئوتکتونیک و زمین‌شناسی منطقه‌ای، انسیتیتو زمین‌شناسی آذربایجان، باکو، آذربایجان
۲. استاد گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۹۲/۵/۲۷

تاریخ پذیرش: ۹۴/۳/۹

## چکیده

اثر سطحی گسل‌ها در پهنه انته‌ای گسلی قوزلو، واقع در انته‌ای جنوب شرقی قطعه‌ای از گسل شمال تبریز که به پهنه تغییر شکل بزقوش منتهی می‌گردد، نشان از تشکیل یک ساختار دم‌اسبی است. هر چند که در مورد نوع این ساختار دم‌اسبی و با الگوی تغییر شکل آن اطلاعاتی در دست نیست. در این راستا بررسی‌های مربوط به توپوگرافی (مطالعه تغییرات نسبی ارتفاع در دو مقیاس در پهنه‌های حائل کل پهنه تغییر شکل و پهنه‌های اطراف آبراهه‌های جاری درون پهنه)، شیب سطح، شاخص عدم تقارن و اطلاعات زمین‌شناسی نشان می‌دهد که: (۱) پهنه انته‌ای گسلی از نوع ساختار دم‌اسبی انقباضی است. (۲) درون پهنه انته‌ای گسلی رژیم زمین‌ساختی از نوع فشارشی حاکم بوده و روند حداکثر فشارش N۲۰W-S۲۰E است. (۳) درون پهنه انته‌ای گسلی در طول دو آبراهه، دو پهنه گسلی متفاوت با حداکثر و حداقل فعالیت زمین‌ساختی شناسایی گردید. (۴) در داخل پهنه‌های گسلی مرتبط با آبراهه‌ها مولفه شیب‌لغز کلی از نوع معکوس یا رانده است. این نتایج اطلاعات مهمی در باره زمین‌ساخت پهنه انته‌ای گسلی قوزلو فراهم کرده و دانش ما در مورد تغییر شکل درون پهنه گسلی شمال تبریز را بهبود می‌بخشد. این بررسی همچنین اهمیت کاربرد پروفیل‌های حائل دار طولی آبراهه‌ها جهت حصول مستقیم داده‌های زمین‌ساختی از توپوگرافی را نشان می‌دهد.

**واژه‌های کلیدی:** پروفیل حائل دار، پروفیل طولی آبراهه، پهنه انته‌ای گسلی، ریخت‌زمین‌ساخت، گسل شمال تبریز.

## مقدمه

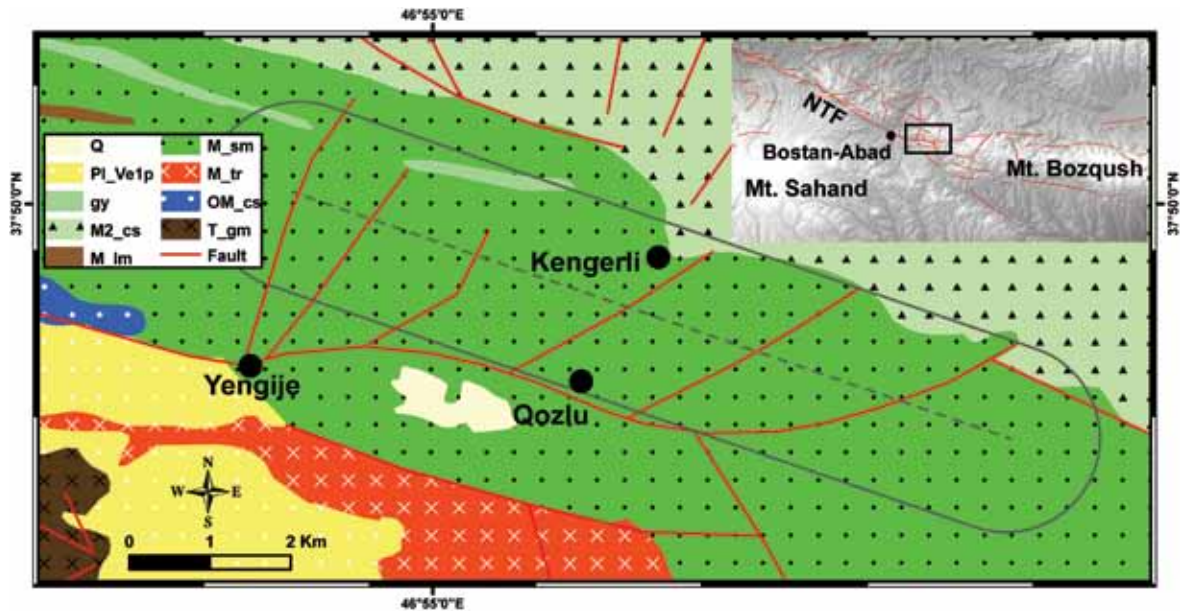
پهنه‌ها به واسطه قطعه‌بندی گسلی، در هم‌کنش این قطعات و نیز ایجاد، رشد و تکامل گسل‌های فرعی‌تر ایجاد می‌شوند (برای مثال، Cartwright and Mansfield, 1998; Kim, et al., 2001; De Jousineau and Aydin, 2009).

پهنه‌های انته‌ای گسلی یکی از ساختارهای رایج زمین‌شناسی در طول گسل‌های امتدادلغز می‌باشند. این

\* نویسنده مرتبط: ayousefi@gia.ab.az; ayousefibaivil@gmail.com

که در انتهای جنوب شرقی قطعه‌ای از گسل تبریز (قطعه "بستان آباد"، مابین قوروقل و ینگجه) واقع شده است (شکل ۱) برای درک بهتر تغییر شکل قطعه گسلی مرتبط با گسل شمال تبریز در نظر گرفته شد.

با توجه به مکانیسم تشکیل این پهنه‌ها که به صورت ایجاد ساختارهای گسلی فرعی‌تر (رده بالاتر) نسبت به گسل اصلی یا رده پایین‌تر است، تعیین خصوصیات این پهنه‌ها می‌تواند به درک مکانیسم و الگوی تغییر شکل ساختارهای اصلی‌تر کمک کند. بر این اساس، بررسی پهنه انتهایی گسلی قوزلو



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی در اطراف پهنه انتهایی گسلی قوزلو؛ نقشه و نیز شرح و اختصارات آن برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بستان آباد است (بهروزی و همکاران، ۱۳۵۶). چندضلعی توخالی با رنگ خاکستری پهنه حائل (درجه اول) در اطراف خط مرکزی (خط چین) که در آن مطالعات توپوگرافیک صورت گرفته را نشان می‌دهد. نقشه فرعی، پهنه گسلی را در انتهای جنوب شرقی گسل شمال تبریز (قبل از عبور گسل از غرب کوه بزقوش) نشان می‌دهد؛ NTF نشان‌گر گسل شمال تبریز است

مثال، مرادی سیاهکلی و همکاران، ۱۳۸۷ و Yousefi-Bavil, 2013). اطلاعات زمین‌شناسی و صحرایی مربوط به پهنه انتهایی گسلی قوزلو محدود به نقشه‌های زمین‌شناسی است (بهروزی و همکاران، ۱۳۵۶) که بررسی اثر سطحی گسل‌های تعیین‌شده حاکی از وجود یک ساختار دام‌اسبی می‌باشد ولی در مورد فعالیت زمین‌ساختی غالب در این پهنه تغییر شکل از جمله فعالیت گسل‌های اصلی اطلاعات چندانی موجود نمی‌باشد. این ساختار دام‌اسبی در انتهای جنوب شرقی خود به پهنه تغییر شکل بزقوش منتهی می‌گردد (بهروزی و همکاران، ۱۳۵۶). در محدوده دربرگیرنده پهنه تغییر شکل قوزلو، در امتداد گسل شمال تبریز واحدهای سنگ‌شناسی الیگوسن و میوسن (جناح شمال شرقی گسل) در مجاورت و بالاتر از واحدهای سنگ‌شناسی

به دلیل جای‌گیری فعالیت‌های زمین‌ساختی عمده در محل گسل شمال تبریز، این گسل نقش مهمی در تکامل زمین‌ساختی (Eftekhari-Nezhad, 1975 ; Alavi, 1991) و متعاقباً ریخت‌شناسی (Yousefi-Bavil, 2012) در مقیاس منطقه‌ای و نیز محلی ایفا می‌کند. بدین خاطر، مطالعه این گسل از جنبه‌های مختلف همواره مد نظر بوده است. گسل مذکور که یک پهنه گسلی از نوع امتدادلغز راست‌گرد می‌باشد (آقناباتی، ۱۳۸۵) متشکل از قطعات متعدد همراه با پهنه‌های انتهایی گسلی مختلفی است. این گسل دارای امتداد عمومی شمال غرب- جنوب شرق بوده و شیب عمومی آن قائم می‌باشد (آقناباتی، ۱۳۸۵)؛ هر چند که در مقیاس ریزتر، شیب قطعات مختلف آن در جهات مختلف به مقدار اندکی از حالت قائم انحراف نشان می‌دهند (برای

قرار گرفت تا درکی بهتر از نوع و الگوی تغییرشکل در پهنه انتهایی گسلی قوزلو به دست آید. نتایج به دست آمده از این مطالعه، اطلاعات ارزشمندی در مورد الگوی توزیع تغییر شکل (بالآمدگی) در سطح پهنه تغییر شکل و نیز نوع و میزان فعالیت زمین‌ساختی در طول گسل‌های موجود در پهنه انتهایی گسلی ارائه می‌کند.

## داده‌ها و روش‌ها

برای بررسی‌های ریخت‌شناسی، وجود داده‌های توپوگرافی ضروری می‌باشد. این داده‌ها را می‌توان از نقشه‌های توپوگرافی و یا از داده‌های مدل رقومی ارتفاع به دست آورد. در این مطالعه، داده‌های مدل رقومی ارتفاع آستر<sup>۲</sup> که دارای دقت ۳۰ متر هستند برای استخراج داده‌های توپوگرافی و نیز استخراج شبکه آبراهه‌ها مورد استفاده قرار گرفت. این داده‌ها را می‌توان به کمک هر یک از نرم‌افزارهای سیستم اطلاعاتی جغرافیایی<sup>۳</sup> استخراج کرد.

## اندازه‌گیری تغییرات ارتفاع

پس از استخراج داده‌های مربوط به شبکه آبراهه‌ها، ۶ آبراهه (آبراهه‌های شماره ۳ تا ۸) که در درون پهنه انتهایی گسلی جریان داشتند، انتخاب گردیدند (شکل ۲). برای این که تاثیر عامل تغییر سنگ‌شناسی به حداقل رسانده شود، داده‌های مربوط به آن قسمت از آبراهه‌ها که در روی یک واحد سنگ‌شناسی جریان داشتند، انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت. برای این کار، یک پهنه حائل به طول تقریباً ۷/۵ کیلومتر و عرض ۲۲۰۰ متر در راستای تقریبی ۱۱۳° تشکیل داده شد (شکل ۱). در این پهنه حائل تغییرات ارتفاع به دو صورت اندازه‌گیری و ارزیابی گردید:

پلیوسن- کواترنر (جناح جنوب غربی گسل) قرار گرفته‌اند. سطح پهنه انتهایی گسلی توسط واحد سنگ‌شناسی مربوط به میوسن (ماسه‌سنگ، مارن و سیلت‌سنگ) پوشیده می‌شود. این سنگ‌ها به سمت شمال شرق شیب‌دار هستند.

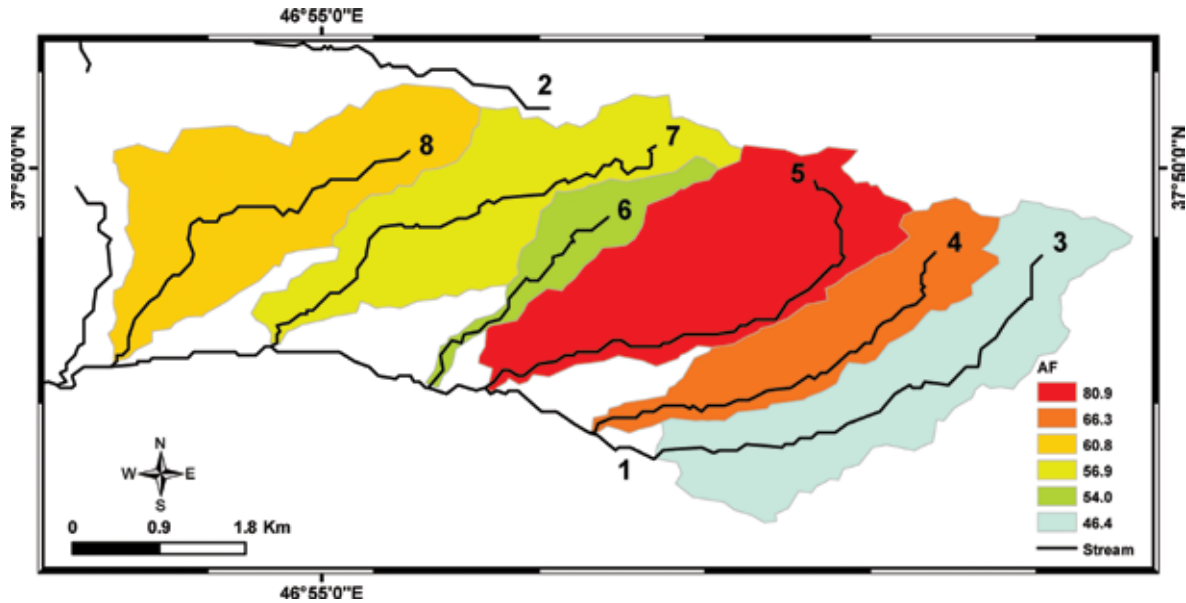
پهنه‌های انتهایی گسلی به دلیل تمرکز زیاد تنش ناشی از فعالیت‌های مربوط به رشد قطعات مختلف گسلی محل تشکیل پهنه‌های تغییر شکل فعال می‌باشند (Chinnery, 1966; Katz et al., 2003; de Jousineau and Aydin, 2009). به دلیل فعال بودن و تشدید مقدار فعالیت در این پهنه‌ها، عموماً ساختارهای زمین‌ساختی ایجاد شده به مرحله تکامل نرسیده و این ساختارها در مقیاس‌های مختلف دارای روابط زمانی و مکانی پیچیده می‌باشند (Cartwright and Mansfield, 1998; Kim et al., 2001; Shipton and Cowie, 2001). بررسی جنبشی این پهنه‌ها بدون آگاهی از ساختار و زمین‌ساخت عمومی آن‌ها در مقیاس مناسب می‌تواند باعث سردرگمی و سوء تفسیر در مرحله مطالعات صحرایی گردد. بررسی ریخت‌زمین‌ساختی این پهنه‌ها می‌تواند به محقق، بینشی عمومی در مورد فعالیت‌های زمین‌ساختی پهنه‌های مذکور ارائه کند.

وجود ارتباط مستقیم بین فعالیت گسل اصلی و گسل‌های فرعی‌تر همراهی‌کننده آن با شکل‌گیری عوارض طبیعی و توپوگرافی پهنه درگیر با گسل‌ها، امکان استفاده از شاخص‌های ریخت‌شناسی برای تفسیر فعالیت‌های زمین‌ساختی را فراهم می‌سازد. در این راستا، شاخص‌های ریخت‌شناسی همچون تغییرات ارتفاع در سطح پهنه تغییر شکل، تغییرات ارتفاع و شیب سطحی در مجاورت امتداد طولی آبراهه‌ها و اطلاعات زمین‌شناسی موجود مورد بررسی

1. Digital Elevation Model

2. Aster

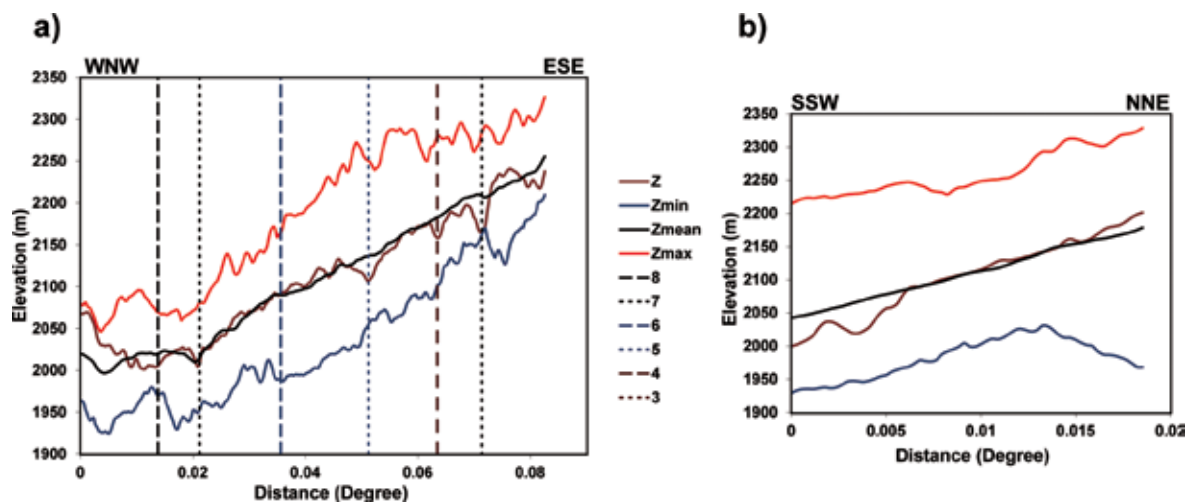
3. Geographic Information System (GIS)



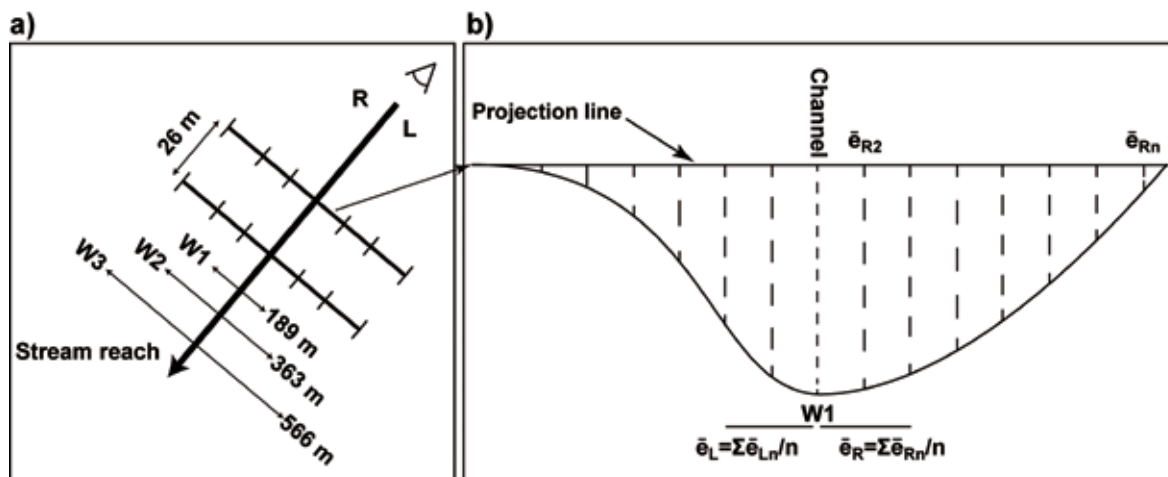
شکل ۲. آبراهه‌های انتخاب‌شده در پهنه انتهایی گسلی قوزلو و حوضه آبریز مربوطه؛ اعداد درون نقشه شماره آبراهه را نشان می‌دهند. اعداد درج‌شده در شرح و اختصارات نقشه و رنگ‌های مربوطه، مقادیر شاخص عدم تقارن را نشان می‌دهند

۲. تغییر ارتفاع در سطح پهنه‌هایی که در امتداد پروفیل طولی آبراهه‌ها (پهنه حائل درجه دوم) تشکیل گردیدند (شکل ۴). تشکیل این پروفیل‌های حائل دار اجازه ارزیابی دقیق‌تر توپوگرافی و نهایتاً تعبیر و تفسیر فرایندهای زمین‌ساختی و فرسایشی را در امتداد ساختارهای زمین‌شناسی- عوارض توپوگرافیک (آبراهه‌ها) فراهم می‌سازد.

۱. تغییر ارتفاع در کل سطح پهنه حائل (پهنه حائل درجه اول). در امتداد طولی این پهنه، داده‌های ارتفاع در روی خط پروفیل و نیز ارتفاع حداقل، متوسط و حداکثر مربوط به سطح پهنه حائل اندازه‌گیری شد. به‌عنوان مکان‌های استناد، موقعیت آبراهه‌ها در محل قطع شدنشان با خط مرکزی پروفیل محاسبه و لحاظ گردید (شکل ۳).



شکل ۳. تغییرات ارتفاع در کل سطح پهنه حائل (درجه اول) در امتداد WNW-ESE و SSW-NNE که موازی با، به ترتیب خط مرکزی پهنه حائل (a) و عمود بر آن (b) هستند؛ منحنی Z ارتفاع روی خط پروفیل و منحنی‌های حداقل، متوسط و حداکثر Z به ترتیب ارتفاع مربوطه در پهنه حائل را نشان می‌دهند. خطوط مربوط به اعداد ۳ تا ۸ موقعیت آبراهه‌ها را نشان می‌دهند



شکل ۴. تصویر شماتیک قسمت‌های سازنده مربوط به (a) پهنه‌های حائل دار (درجه دوم) در اطراف پروفیل طولی آبراهه و (b) مقطعی عرضی از پهنه حائل که در آن  $\bar{e}_L$  و  $\bar{e}_R$  به ترتیب نحوه محاسبه ارتفاع میانگین توپوگرافی در سمت راست و چپ آبراهه را نشان می‌دهند (W: عرض پنجره در پهنه حائل درجه دوم؛ n: تعداد نقاط نمونه‌برداری ارتفاع در طول خط تصویر)

لغزش کنترل می‌شود (Jaeger, 2009). با توجه به این‌که عموماً عوامل تغییر شیب مذکور، سنگ‌شناسی و نیز دیگر پارامترهای زمین‌شناسی (چسبندگی موثر، زاویه اصطکاک، فشار موثر) و اقلیمی در طرفین یک پهنه گسلی معین مشابه است، وجود توپوگرافی غیرمتقارن را می‌توان به هندسه، نوع حرکت و عملکرد گسل‌ها در پهنه گسلی نسبت داد. در این مطالعه، اهمیت اثر تغییرات اقلیمی خرده مقیاس در مقابل اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی در شکل‌گیری توپوگرافی ناچیز در نظر گرفته شد.

فرایند خروج ماده و فروسایی بعد از تشکیل سطح شیب‌دار یا پرتگاه (گسلی) فرایند غالب می‌باشد که عموماً از سطح آزاد در قسمت فوقانی پرتگاه گسلی شروع و به سمت پایین به محدوده‌های سقوط واریزه و تجمع مواد منتهی می‌شود (Huggett, 2007). Barrow-Huribert (1985) به تفاوت و تاخیر در فروسایی و کاهش شیب پرتگاه گسلی معکوس نسبت به نرمال اشاره می‌کند. در دو مدل پرتگاه گسلی مربوط به گسل‌های معکوس (مدل‌های قائم‌تأویزان<sup>۲</sup> و "تانک-پاشنه"<sup>۳</sup>) این تاخیر در فروسایی و کاهش شیب در ارتباط با تاخیر در تشکیل و رخنمون‌یافتگی سطح آزاد و

## فرایندهای تغییر شکل در مجاورت آبراهه

آبراهه‌ها را می‌توان به‌عنوان ساختارهای ریخت‌شناسی در نظر گرفت که حاصل فعالیت‌های زمین‌شناسی/زمین‌ساختی بوده و در بازه وسیعی (از نظر مقیاس مکانی) در حجم یک توده زمین‌شناسی تغییر شکل یافته، نفوذ کرده‌اند. درزه‌ها، رایج‌ترین ساختار زمین‌شناسی در سطح زمین بوده و به همراه گسل‌ها با ایجاد سطوح مسطح باعث از هم جدا شدن توده‌های سنگی بکر می‌شوند (Jaeger et al., 2007). این ساختارها می‌توانند مسیر جریان آب را فراهم کنند. پهنه‌های گسلی (که دارای ضخامت متغیری بین چند سانتیمتر تا یک کیلومتر یا بیشتر هستند) متشکل از صفحات بی‌شمار سطوح گسلی نزدیک به هم بوده که جابجایی در طول آن‌ها صورت می‌گیرد. پهنه‌های ضخیم‌تر، جابجایی بیشتری را در خود جای می‌دهند و جابجایی بیشتر سبب خردشدگی و ضعیف شدن بیشتر توده سنگ‌ها می‌گردد. دیواره دره‌های ایجادشده توسط این ساختارهای شکننده در مرحله بعدی در معرض فرایندهای فرسایش و تغییر شیب قرار می‌گیرد. این تغییر شیب توسط عواملی همچون شیب سطوح سنگی، وجود و یا نبود لایه‌بندی و ارتباط آن با شیب سطوح آزاد ناشی از ایجاد ساختارهای شکننده، عمق این ساختارها و نیز شکل عمومی سطوح

1. Degradation  
2. Vertical to Overhanging Model  
3. Tank-tread Model

پروفیل حائل‌دار در امتداد طولی آبراهه پهنه‌های حائل درجه دوم (پروفیل‌های حائل‌دار) به صورت متقارن نسبت به مسیر کانال آبراهه‌ها و با عرض کلی ۵۶۶ متر تشکیل گردیدند (شکل ۴). داده‌های ارتفاع در این پروفیل‌های حائل‌دار در سه پنجره با عرض‌های تقریبی  $W1 = 189$ ،  $W2 = 363$  و  $W3 = 566$  مورد ارزیابی قرار گرفتند (عرض پنجره‌ها به صورت تصاعدی افزایش می‌یابد و اعداد برحسب متر می‌باشند). فاصله بین نقاط نمونه‌برداری در طول مسیر آبراهه‌ها تقریباً ۲۶ متر و در عرض مقاطع (در پنجره‌ها)  $14/5$  متر می‌باشد. سمت راست و چپ آبراهه‌ها براساس نگاه از بالا دست به سمت پایین دست رودخانه تعیین گردید. در طول هر آبراهه و برای هر یک از سه پنجره تعیین شده ارتفاع میانگین توپوگرافی در طرف راست  $\bar{e}_R$  و چپ  $\bar{e}_L$  آبراهه در روی مقاطع عرضی به‌طور مجزا و به صورت روابط ۱ و ۲ محاسبه گردید:

$$\bar{e}_R = \sum \bar{e}_{Rn} / n \quad \text{رابطه (۱)}$$

$$\bar{e}_L = \sum \bar{e}_{Ln} / n$$

که در این روابط  $n$  تعداد نقاط نمونه‌برداری در طول خط تصویر در مقاطع عرضی را نشان می‌دهد؛ سپس اختلاف به‌دست آمده برای هر پنجره در هر مقطع عرضی به نقطه تلاقی خط پروفیل عرضی با خط پروفیل آبراهه اختصاص داده شد. به‌طور نظری اختلاف نسبی ارتفاع میانگین طرفین آبراهه‌ها  $\delta_e$  در روی مقطع عرضی مابین صفر و بی‌نهایت تغییر می‌کند، اما در عمل مقدار این پارامتر با تغییرات اندک در اطراف عدد ۱ نوسان می‌کند. بنابراین می‌توان مقادیر ارتفاع میانگین سمت راست و چپ در طول آبراهه‌های مختلف را در یک نمودار رسم کرده و با استفاده از برزاش خطی که عرض از مبداء آن از صفر عبور می‌کند، مقدار شیب (b) خط راست برزاش شده را به‌دست آورد. در صورتی که  $\bar{E}_R$  و  $\bar{E}_L$  به ترتیب ارتفاع میانگین سمت راست و چپ پروفیل حائل‌دار در نظر گرفته شود،  $b > 1$  و  $b < 1$  خواهد بود اگر به ترتیب  $\bar{E}_L > \bar{E}_R$  و  $\bar{E}_L < \bar{E}_R$  باشد.

استمرار طولانی‌تر آن می‌باشد؛ زیرا هندسه گسل معکوس و نوع حرکت در امتداد سطح گسلی باعث کوتاه‌شدگی پوسته و جایگیری توده سنگی بیشتر در راستای شاقولی در محل گسلش می‌شود (Moore and McLeish, 1992; Twiss, 1995). در نتیجه، فرایندهای فرسایشی نیاز به مدت زمان بیشتری جهت فرسایش ماده بالآمده و فرسایشی سطح آزاد توده سنگی (دیواره دره) دارند. بنابراین هندسه و عملکرد گسل‌ها ایجاب می‌کند، گسل‌هایی که مولفه شیب‌لغز در آن‌ها از نوع معکوس یا راندگی است در مقایسه با آن‌هایی که دارای مولفه از نوع نرمال می‌باشند، در تعامل با فرایندهای فرسایشی باعث ایجاد دره‌هایی با شیب بیشتر و دیواره مرتفع‌تر می‌شوند.

با توجه به این‌که حوضه‌های مورد بررسی مربوط به قسمت‌های بالادستی رودخانه و نزدیک به آب‌پخش‌ان هستند، انرژی آب در این آبراهه‌ها خصوصاً در جهت عمود بر آبراهه‌ها زیاد نبوده و فرایند فرسایشی و کاهش شیب در دیواره‌های دره به‌صورت فرایندهای "تامین-محدود" (Huggett, 2007) خواهد بود. در این شرایط تغییر شیب عمدتاً از طریق سقوط و لغزش توده‌های سنگی صورت می‌گیرد. در نتیجه، تغییرات ارتفاع در طرفین آبراهه‌ها بیشتر در ارتباط با فعالیت‌های فیزیکی (زمین‌ساختی، نیروی ثقل، تغییر حجم مایع بین منفذی و باد) خواهد بود. بنابراین فضایی پهنه‌های ضعیف‌شده با منشأ زمین‌ساختی، تغییرات محلی ارتفاع در اطراف پهنه‌های حائل درجه دوم را تحت تاثیر قرار خواهد داد. بدین صورت که فعالیت متمرکزتر در پهنه‌های گسلی باعث ضعیف‌شدگی بیشتر، تاثیر بیشتر فرایندهای فرسایشی و در نتیجه کاهش محلی ارتفاع می‌شود. تغییر در تنگ‌شدگی یا عریض‌شدگی پهنه تغییر شکل فعال، در ارتباط با نرم‌شدگی و تنش و یا سخت‌شدگی و تنش در محل پهنه‌های برشی می‌باشد. درحالی‌که نرم‌شدگی و تنش باعث تمرکز تغییر شکل و تشدید آن می‌شود، سخت‌شدگی و تنش باعث کاهش تمرکز تغییر شکل و عریض شدن محدوده پهنه تغییر شکل (با تغییر محل تمرکز فعالیت از درون پهنه برشی به سمت دیواره‌های آن) می‌شود (Davis and Reynolds, 1996; Wibberley et al., 2008)

1. Watershed  
2. Supply-limited

## شاخص عدم تقارن

علاوه بر مطالعه مربوط به ارتفاع توپوگرافی، شاخص عدم تقارن (AF) برای حوضه زهکشی آبراهه‌های انتخاب شده با محاسبه مساحت کل حوضه و نیز سمت راست حوضه (سمت راست آبراهه با نگاه به سمت پایین دست آبراهه) و براساس رابطه ۳ تعیین گردید:

$$\text{رابطه (۳)} \quad AF=100(A_p/A_r)$$

در این رابطه  $A_r$  مساحت سمت راست حوضه و  $A_t$  مساحت کل حوضه می‌باشد. این شاخص می‌تواند اطلاعاتی در مورد کج‌شدگی زمین‌ساختی در مقیاس حوضه زهکشی و یا مناطق بزرگ‌تر ارائه کند (Keller and Pinter, 1996).

## نتایج

بررسی پروفیل حائل دار درجه اول (مربوط به کل سطح پهنه تغییر شکل) بیان‌گر تغییر محسوس ارتفاع در امتداد E-SE-W-NW-E-SE است، به طوری که ارتفاع به سمت E-SE افزایش می‌یابد (شکل ۳). در حالی که تغییرات مربوط به ارتفاع حداکثر بین آبراهه‌های شماره ۸ تا ۵ به صورت تیز و مثبت (افزایش ارتفاع) است، مقدار این تغییر مثبت بین آبراهه‌های ۵ تا ۳ کم می‌باشد. از طرف دیگر، تغییرات مربوط به ارتفاع حداقل دارای روند عمومی مثبت ولی غیر یکنواخت است. بررسی اختلاف ارتفاع مابین ارتفاع حداکثر و حداقل نشان می‌دهد که این اختلاف در حفاصل بین آبراهه‌های شماره ۶ تا ۴ نسبت به دیگر مناطق زیاد می‌باشد. منحنی مربوط به ارتفاع متوسط نیز نشان‌گر افزایش مداوم و نرم (برجستگی ملایم) ارتفاع در پهنه انتهای گسلی به سمت E-SE می‌باشد.

بررسی کل منحنی‌های به دست آمده حاکی از آن است که به غیر از منحنی مربوط به ارتفاع در روی خط پروفیل که محل آبراهه‌ها و دره‌های مربوطه را نشان می‌دهد، نمی‌توان ارتباطی مستقیم و سیستماتیک بین دیگر منحنی‌ها و

عوارض ساختاری- توپوگرافیک (مناطق ضعیف‌شدگی ناشی از فعالیت‌های زمین‌ساختی- آبراهه‌ها) مشاهده کرد. در کل می‌توان گفت که تشکیل پروفیل حائل دار برای کل پهنه تغییر شکل علی‌رغم این که الگوی تغییر ارتفاع را برای پهنه مشخص می‌کند ولی به دلیل اعمال تجمیع و میانگین‌گیری، جزئیات الگوی تغییر ارتفاع را آشکار نمی‌کند.

در بررسی پروفیل‌های حائل دار درجه دوم (مربوط به پهنه‌های اطراف آبراهه‌ها) مشاهدات مربوط به توزیع  $b$  (شکل ۵) منحنی‌های مربوط به  $\delta$  برای تمامی آبراهه‌ها و در سه پنجره متفاوت (شکل ۶) حاکی از آن است که:

۱. مقدار  $b$  برای تمامی آبراهه‌ها در هر سه پنجره بیشتر از ۱ بوده و علامت آن مثبت می‌باشد. به عبارت دیگر، طرف راست آبراهه‌ها نسبت به طرف چپ دارای ارتفاع بیشتری است.

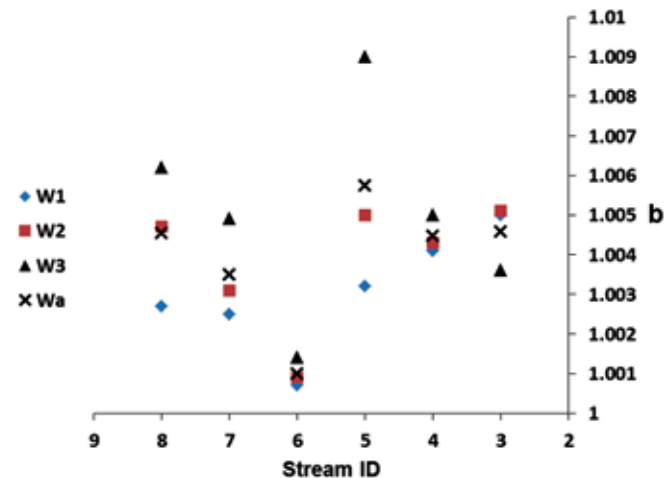
۲. در امتداد آبراهه‌های مورد بررسی به غیر از آبراهه شماره ۳ (شماره ۴ تا ۸)، مقدار  $b$  با افزایش عرض پنجره افزایش می‌یابد. در آبراهه شماره ۳، مقدار  $b$  پنجره سوم به جای افزایش، کاهش می‌یابد.

۳. با در نظر گرفتن تغییرات  $b$  در مورد هر یک از آبراهه‌ها، بزرگ‌ترین و کوچک‌ترین تغییر  $b$  به ترتیب مربوط به آبراهه شماره ۵ و شماره ۶ می‌باشند. بیشترین مقدار تغییر  $b$  در میان پنجره‌ها مربوط به پنجره سوم می‌باشد.

۴. مقادیر  $b$  متوسط به دست آمده از میانگین‌گیری  $b$  هر سه پنجره ( $W_a$ ) برای تمامی آبراهه‌ها روندی نزدیک به افق را نشان می‌دهد. این مقادیر متوسط به مقادیر  $b$  پنجره دوم نزدیک هستند. مقدار متوسط  $b$  به دست آمده از داده‌های پنجره متوسط برابر با  $1/004$  می‌باشد.

۵. در حالی که مقادیر  $b$  مربوط به پنجره اول روندی عموماً صعودی از سمت شمال غرب به سمت جنوب شرق نشان می‌دهند، داده‌های پنجره سوم روند عمومی نزولی را نشان می‌دهند.





شکل ۵. توزیع شیب b منحنی مربوط به اختلاف نسبی ارتفاع میانگین طرفین آبراهه‌ها ( $\delta$ ) برای سه پنجره با عرض متفاوت (W1, W2, W3)، به علاوه مقادیر b متوسط به دست آمده از میانگین‌گیری b برای هر سه پنجره (Wa)

زمین ساختی از نوع فشارشی در جهت شرق جنوب شرق و یا به افزایش فعالیت‌های زمین ساختی از نوع کششی در جهت غرب شمال غرب نسبت داد. افزایش اختلاف ارتفاع بین منحنی‌های مربوط به ارتفاع حداقل و حداکثر در منطقه مابین آبراهه‌های شماره ۴ تا ۶ و نیز وجود اختلاف ارتفاع مشابه (با یکدیگر) ولی کمتر در طرفین این منطقه حاکی از تشدید فعالیت زمین ساختی در این محدوده میانی می‌باشد. به‌طور کلی می‌توان گفت که مطالعه تغییرات توپوگرافی در کل سطح پهنه حائل (پهنه حائل درجه اول) علی‌رغم تعیین الگوی فعالیت زمین ساختی، در مورد مکانیسم تشکیل آن (نوع گسل‌های موثر در داخل پهنه تغییر شکل) اطلاعات تعیین‌کننده در اختیار قرار نمی‌دهد.

بررسی شاخص عدم تقارن حوضه‌های آبریز، اختلاف نسبی ارتفاع میانگین و شیب سطحی در طرفین آبراهه‌ها از روش‌هایی هستند که می‌توان از آن‌ها برای تعیین توپوگرافی نامتقارن و متعاقباً شناسایی فعالیت گسل‌های درگیر (در مجاور مسیر آبراهه) استفاده کرد. در مقیاس پهنه حائل درجه اول، مقادیر شاخص عدم تقارن محاسبه شده حاکی از کج‌شدگی حوضه‌ها به سمت جنوب شرق می‌باشند (شکل ۲). با توجه به این‌که در محدوده این پهنه حائل، ارتفاع از سمت غرب شمال غرب به سمت شرق جنوب شرق (موازی با پهنه حائل  $293^{\circ}$ - $113^{\circ}$ ) و نیز از سمت جنوب جنوب غرب به

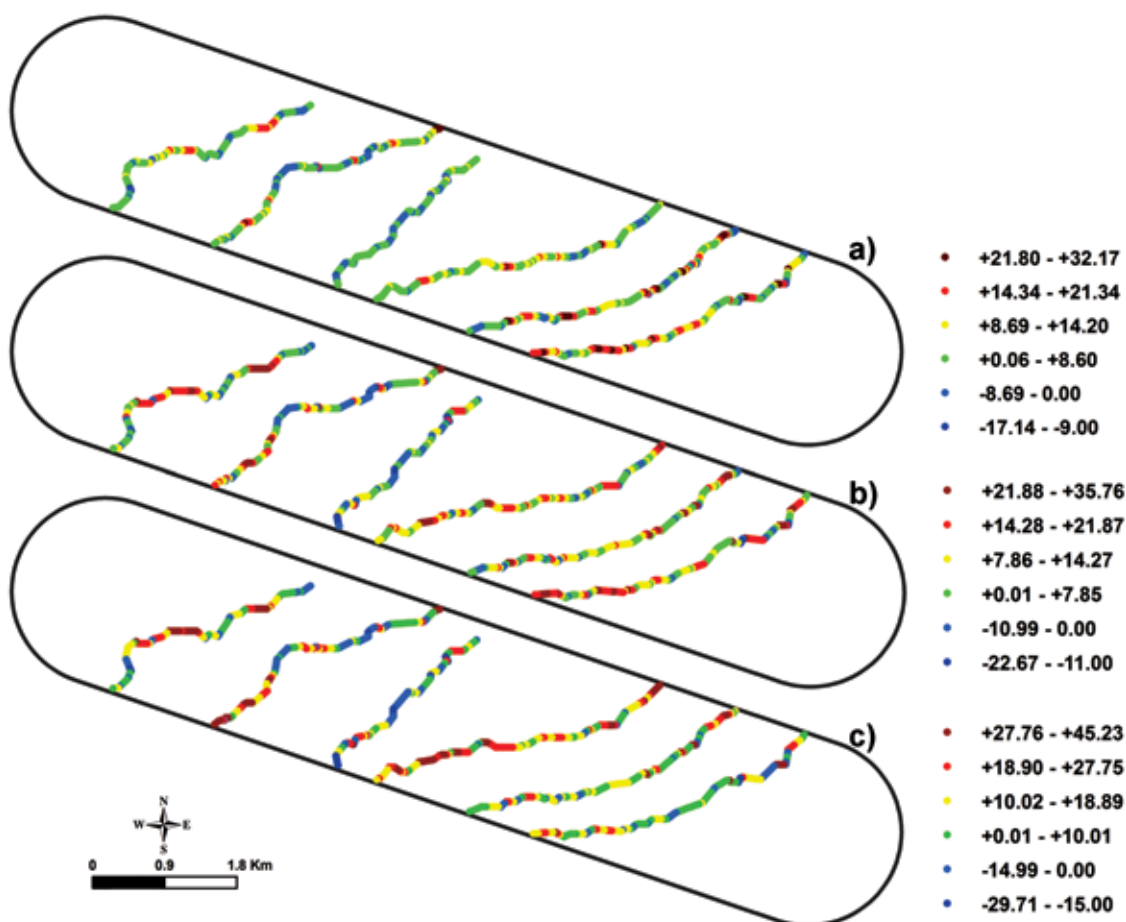
محاسبه شاخص عدم تقارن حوضه‌های مربوط به آبراهه‌های انتخاب شده نشان می‌دهد که به غیر از حوضه مربوط به آبراهه شماره ۳، تمامی حوضه‌ها دارای مقدار شاخص عدم تقارن بیشتر از ۵۰ می‌باشند (شکل ۲). به عبارت دیگر، نسبت به آبراهه‌ها، سمت راست حوضه‌ها در مقایسه با سمت چپ دارای مساحت بیشتری است. در میان حوضه‌های آبریز کمترین و بیشترین مقدار عدم تقارن به ترتیب مربوط به حوضه‌های شماره ۳ و ۵ می‌باشد.

## بحث

با توجه به این‌که توپوگرافی، برآیند فرایندهای بالآمدگی و فرسایش می‌باشد، افزایش ارتفاع توپوگرافیک بیان‌گر چیرگی فرایندهای بالآمدگی نسبت به فرسایشی می‌باشد. در همین راستا، در پهنه انتهایی گسلی اطراف قوزلو (پهنه حائل درجه اول)، روند مثبت تغییر ارتفاع از سمت غرب شمال غرب به سمت شرق جنوب شرق پهنه می‌تواند نشان‌گر افزایش نسبی در شدت نیروهای بالآمدگی نسبت به نیروهای فرسایشی باشد (شکل ۳). این افزایش نسبی را می‌توان از روند مثبت ارتفاع حداقل مشاهده شده نیز استنباط کرد؛ بدین نحو که روند صعودی مقدار ارتفاع حداقل، نشان‌گر بالآمدگی نسبی سطح تراز محلی به سمت شرق جنوب شرق است. این افزایش را می‌توان به افزایش فعالیت‌های

آن‌ها در بلافصل کانال آبراهه‌ها بیشتر می‌باشد (شکل ۷). نظر به شیب سطحی مذکور و اختلاف در مقادیر بالآمدگی (بالآمدگی بیشتر سمت راست)، افزایش ارتفاع نسبی در جهت شرق جنوب شرق در کل پهنه تغییر شکل (شکل ۳) و همچنین شواهد زمین‌شناسی (مرتبط بودن پهنه گسلی با گسل راست‌گرد شمال تبریز و نیز شیب لایه‌بندی به سمت شمال شرق در داخل پهنه گسلی) می‌توان تشکیل دره‌های گسلی (پرتگاه‌های گسلی) را مرتبط با گسل‌هایی با مولفه معکوس و یا رانده دانست و مکان هندسی این آبراهه‌ها را به‌عنوان پهنه‌های گسلی دارای مولفه معکوس در نظر گرفت که در اطراف آن‌ها بلوک سمت راست پهنه گسلی (آبراهه) روی بلوک سمت چپ رانده می‌شود. بنابراین در کل می‌توان مکانیسم موثر در شکل‌گیری توپوگرافی مشاهده‌شده را به رژیم فشارشی و گسلش معکوس و یا رانده مرتبط با تغییر شکل برشی ساده نسبت داد.

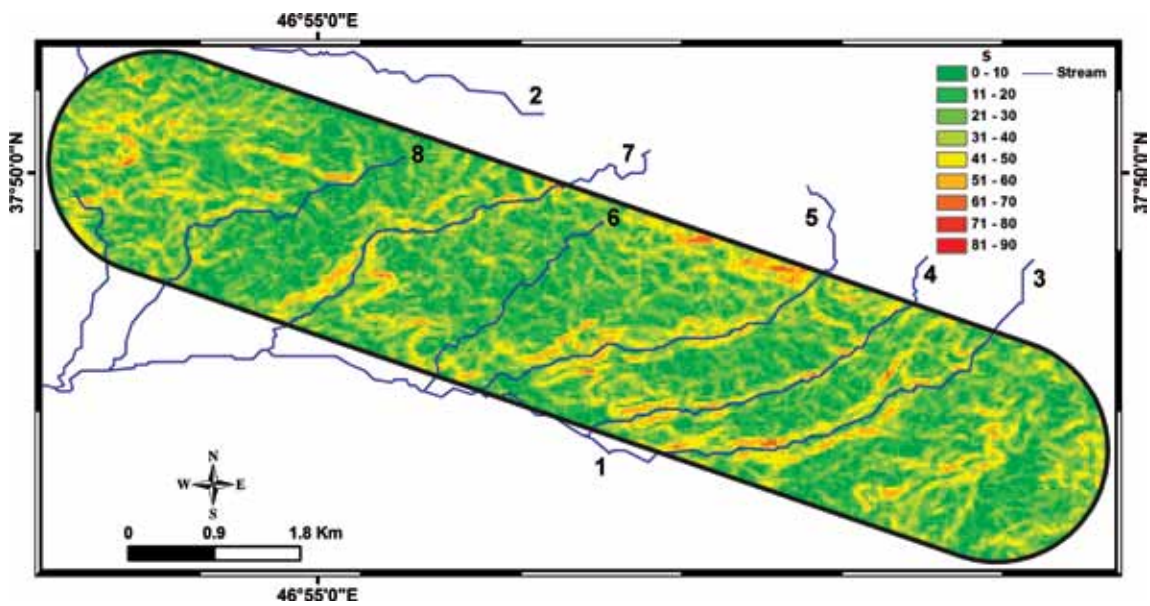
شمال شمال شرق (عمود بر امتداد پهنه حائل  $(203^{\circ}-233^{\circ})$ ) افزایش می‌یابد (شکل ۳)، می‌توان گفت که در سطح کل پهنه، ارتفاع به سمت شرق شمال شرق افزایش می‌یابد. بنابراین الگوی کج‌شدگی و افزایش ارتفاع مذکور نشان می‌دهد که بالآمدگی در سمت راست حوضه‌ها نسبت به سمت چپ آن‌ها بیشتر است. در ارتباط با پهنه‌های حائل درجه دوم نیز چیرگی مقادیر مثبت  $\delta$  در طول آبراهه‌ها (شکل ۶) و نیز مقادیر  $b$  بالاتر از  $a$  برای تمامی آبراهه‌ها در تمامی پنجره‌ها (شکل ۵) نشان‌گر غلبه داشتن نیروهای بالآمدگی نسبت به نیروهای فرسایشی در سمت راست محدوده حائل اطراف آبراهه‌ها است که خود را در وجود توپوگرافی مرتفع‌تر و به‌عبارت دیگر در وجود بیشتر مواد تشکیل‌دهنده زمین نسبت به فضای خالی نشان می‌دهد. از طرف دیگر، بررسی شیب سطحی در کل پهنه نشان می‌دهد که عموماً شیب دیواره دره‌ها در سمت راست آبراهه‌ها نسبت به سمت چپ



شکل ۶. تغییرات نقطه به نقطه اختلاف نسبی ارتفاع میانگین طرفین آبراهه‌ها ( $\delta$ ) برای سه پنجره با عرض متفاوت؛ a، b و c به ترتیب مربوط به  $W1$ ،  $W2$  و  $W3$  هستند. اعداد نشان داده‌شده در شرح و اختصارات هر نقشه مربوط به مقادیر  $\delta$  بوده و برحسب متر هستند

فعالیت در محدوده حفاصل آبراهه‌های مذکور است، مقدار پایین  $b$  در هر سه پنجره برای آبراهه شماره ۶ نشان‌گر جوان بودن فعالیت‌های زمین‌ساختی و فرسایش در اطراف این آبراهه بوده که خود حاکی از جوان بودن پهنه گسلی مربوطه می‌باشد. فعالیت‌های زمین‌ساختی در مجاور آبراهه شماره ۴ نیز با توجه به مقادیر بالا (با  $b$  تقریبی  $1/0.04$ ) و نزدیک به هم  $b$  حائز اهمیت است. این نزدیکی مقادیر می‌تواند اشاره به مشابه بودن شرایط زمین‌ساختی در عرض هر سه پنجره باشد.

در صورتی که مقدار متوسط  $b$  حاصل از پنجره متوسط به کل پهنه انتهایی گسلی تعمیم داده شود، می‌توان گفت که اختلاف نسبی بالآمدگی در طرفین آبراهه‌ها در حدود  $1/0.04$  است (شکل ۵). در نگاه جزئی‌تر، براساس مقادیر پارامتر  $b$ ، می‌توان گفت که بیشترین مقدار فعالیت‌های زمین‌ساختی در مجاور آبراهه شماره ۵ (با  $b$  تقریبی  $1/0.05$ ) و کمترین آن‌ها در اطراف آبراهه شماره ۶ (با  $b$  تقریبی  $1/0.01$ ) صورت می‌پذیرد. در حالی که، وجود بیشترین اختلاف بین منحنی ارتفاع حداکثر و حداقل مابین آبراهه‌های ۶ تا ۴ موید افزایش



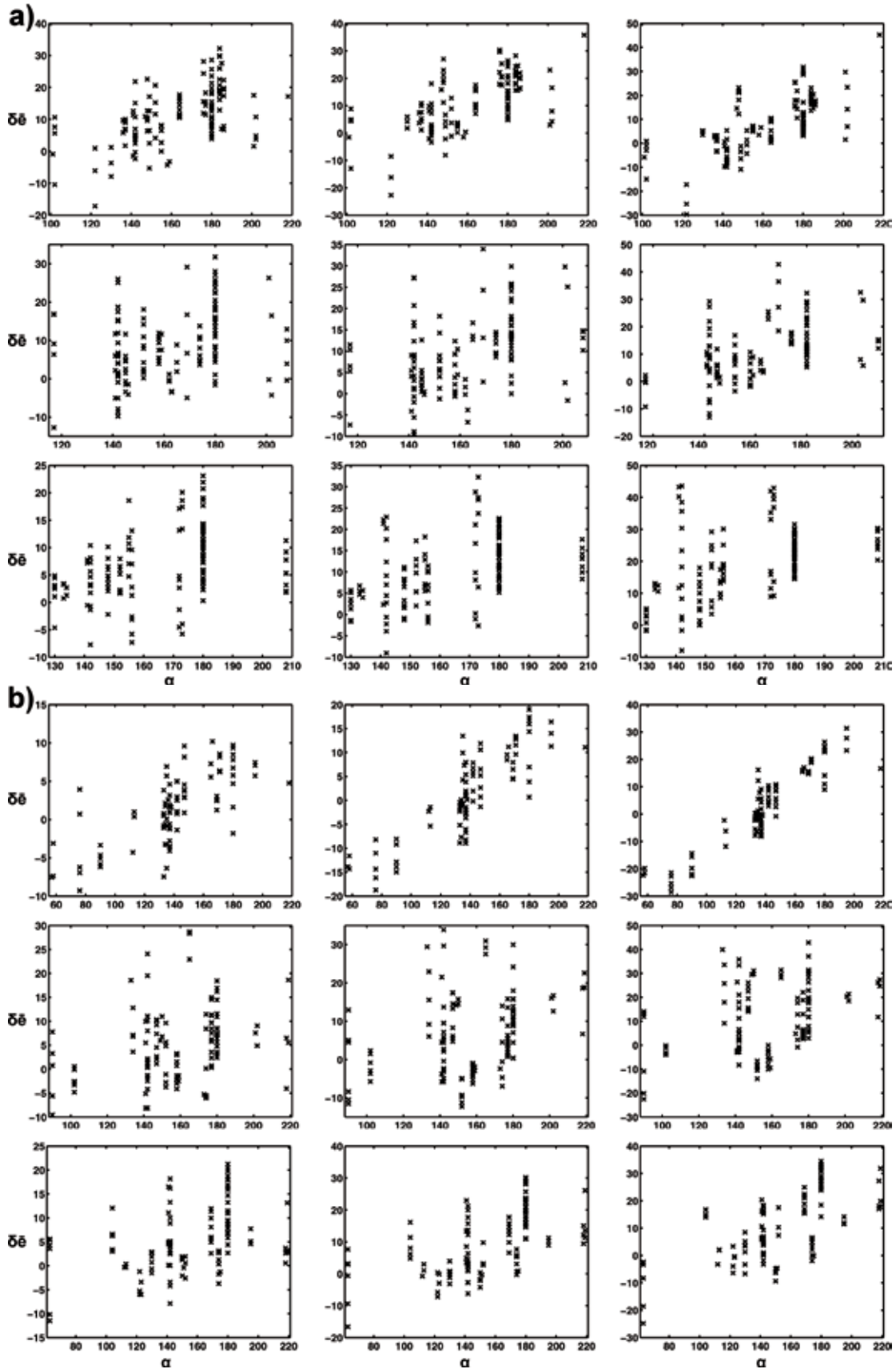
شکل ۷. تغییرات شیب سطحی در داخل پهنه حائل درجه اول؛ S درجه شیب سطحی را نشان می‌دهد

آبراهه به‌واسطه افزایش فعالیت‌های زمین‌ساختی متمرکز (پهنه‌های با نرم‌شدگی و آتیش)، (۳) تأثیر هم‌زمان دو فرایند زمین‌شناسی/زمین‌ساختی و فرسایش است، تفسیر داده‌ها براساس هر دو نوع فرایند بایستی به‌صورت هم‌زمان صورت گیرد. برای مثال، در این بررسی با توجه به این که تغییرات ارتفاع در طرفین آبراهه‌ها در پنجره‌هایی با عرض فزاینده مورد بررسی قرار گرفته است، افزایش شدید مقدار  $b$  برای پنجره‌ای با عرض بیشتر را می‌توان به (۱) افزایش شدید ارتفاع در سمت راست آبراهه به موجب کمی نرخ هوازدگی که در کل باعث چیرگی بالآمدگی زمین‌ساختی بر فرسایش می‌شود. (۲) افزایش فروسایبی و کاهش شیب در سمت چپ

با توجه به این که تغییر در توپوگرافی و یا در نسبت مواد تشکیل‌دهنده زمین به فضای خالی حاصل برآیند فرایندهای زمین‌شناسی/زمین‌ساختی و فرسایش است، تفسیر داده‌ها براساس هر دو نوع فرایند بایستی به‌صورت هم‌زمان صورت گیرد. برای مثال، در این بررسی با توجه به این که تغییرات ارتفاع در طرفین آبراهه‌ها در پنجره‌هایی با عرض فزاینده مورد بررسی قرار گرفته است، افزایش شدید مقدار  $b$  برای پنجره‌ای با عرض بیشتر را می‌توان به (۱) افزایش شدید ارتفاع در سمت راست آبراهه به موجب کمی نرخ هوازدگی که در کل باعث چیرگی بالآمدگی زمین‌ساختی بر فرسایش می‌شود. (۲) افزایش فروسایبی و کاهش شیب در سمت چپ

بیان‌گر اعمال یک نیروی فشارشی در امتداد NNW-SSE می‌باشد. این امتداد با امتداد قطعه مجاور گسل شمال تبریز ( $120^\circ$ ) و گسل اصلی جنوبی محدودکننده پهنه انتهایی گسلی قوزلو ( $115^\circ$ ) به ترتیب زاویه  $40^\circ$  و  $45^\circ$  تشکیل می‌دهد. این زوایا با امتداد حداکثر تنش فشاری ایده‌آل جهت تشکیل پهنه برشی گسل شمال تبریز و نیز پهنه انتهایی گسلی قوزلو کاملاً انطباق دارد. امتداد N20W-S20E همچنین در مقیاسی بزرگ‌تر با امتداد حداکثر کوتاه‌شدگی تقریبی N-S به دست آمده از بررسی داده‌های (GPS (Vernant et al., 2004)، امتداد عمومی NW-SE به دست آمده از حل مکانیسم کانونی زلزله‌ها (Talebian and Jackson, 2002) مرادی سیاهکلی و همکاران، ۱۳۸۷) و در مقیاس محلی نیز با جهت‌یافتگی ماکزیمم تنش فشارشی ( $355^\circ/11^\circ$ ) به دست آمده از مطالعات دیرینه‌تنش در ارتفاعات مشرف به گسل شمال تبریز و بستان آباد، واقع در سمت شمال غرب پهنه انتهایی گسلی قوزلو (Yousefi-Bavil, 2013) در تطابق می‌باشد.

کنار پهنه گسلی اصلی امری مورد انتظار است. بررسی توزیع آزمون‌های پارامتری  $\delta$  در هر سه پنجره و برای تمامی آبراهه‌ها (شکل ۸) نشان‌گر تمرکز مقادیر بالای  $\delta$  در طول قسمت‌هایی از آبراهه‌ها با امتداد شرق-غرب (پروفیل‌های عرضی با آزمون  $180^\circ$ ) و شمال شرق-جنوب غرب (پروفیل‌های عرضی با آزمون  $140^\circ$ ) است. علاوه بر این، توزیع آزمون‌های  $\delta$  اغلب بین این دو آزمون می‌باشد. این بدان معناست که امتداد قسمت‌های مختلف آبراهه‌ها در پهنه انتهایی گسلی قوزلو عموماً بین  $05^\circ$  تا  $09^\circ$  در تغییر است. این تکرار و بالا بودن مقادیر بالآمدگی (مقادیر مثبت) در آزمون‌های بین  $140^\circ$  تا  $180^\circ$  با در نظر گرفتن انطباق مکانی مابین آبراهه و گسل نشانه افزایش نیروهای فشارشی در راستای موازی با امتدادهای مرتبط می‌باشد. با توجه به توزیع آزمون‌های مذکور می‌توان آزمون  $160^\circ$  را به عنوان آزمون عمومی و متوسط که در امتداد مربوط به آن ( $160^\circ-340^\circ$ ) بیشترین مقدار بالآمدگی و کوتاه‌شدگی مشاهده می‌شود، محسوب کرد. بنابراین، الگوی بالآمدگی مذکور



شکل ۸. توزیع آزیموتی پارامتر  $\delta_e$  در هر سه پنجره و برای تمامی آبراهه‌ها؛  $\alpha$  آزیموت را برحسب درجه نشان می‌دهد. نمودارها از چپ به راست به ترتیب مربوط به پنجره‌های اول تا سوم و از بالا به پایین مربوط به آبراهه‌های ۳ تا ۸ می‌باشند. (a) آبراهه‌های ۳-۵. (b) آبراهه‌های ۴-۶.

## نتیجه‌گیری

در پهنه انتهایی گسلی اطراف قوزلو بررسی‌های مربوط به توپوگرافی (به‌واسطه مطالعه تغییرات نسبی ارتفاع در پهنه‌های حائل دار در دو مقیاس کل پهنه و پهنه‌های اطراف آبراهه‌ها)، تغییرات شیب، شاخص عدم تقارن و اطلاعات زمین‌شناسی نشان می‌دهند که:

۱. الگوی آزیموتی بالآمدگی در پهنه مذکور بیان‌گر آن است که امتداد حداکثر جهت کوتاه‌شدگی و فشارش N20W-S20E می‌باشد که با نتایج به‌دست آمده از اندازه‌گیری‌های GPS و حل مکانیسم کانونی زلزله‌ها (در مقیاسی بزرگ‌تر در منطقه شمال غرب ایران) و نیز نتایج حاصل از مطالعات دیرینه‌تنش در مجاور گسل شمال تبریز در نزدیکی پهنه انتهایی گسلی قوزلو (در مقیاسی کوچک‌تر) مطابق می‌باشد.

۲. ارتباط بین جهت‌گیری مذکور و امتداد گسل شمال تبریز به‌عنوان مرز جنوب غربی پهنه تغییر شکل موید تشکیل پهنه انتهایی گسلی در نتیجه برش ساده در پایانه فشاری آن است.

۳. افزایش هم‌زمان ارتفاع به سمت شمال شرق و جنوب شرق، کج‌شدگی حوضه‌ها به سمت جنوب شرق، شیب سطحی بیشتر در سمت راست آبراهه‌ها، شیب‌دار بودن لایه‌ها به سمت شمال شرق و نیز اثر سطحی گسل‌های معین‌شده در پهنه گسلی همگی اشاره بر این نکته دارند که پهنه انتهایی گسلی قوزلو به احتمال زیاد یک ساختار دم‌اسبی از نوع انقباضی است و گسل‌های منشعب‌شده از گسل رده پایین‌تر انتظار می‌رود تا دارای مولفه شیب‌لغز معکوس و یا رانده باشند؛ هر چند که تایید این استنباط نیازمند اندازه‌گیری‌های ساختاری در صحرا می‌باشد.

۴. در داخل پهنه انتهایی گسلی قوزلو انتظار می‌رود بیشترین فعالیت زمین‌ساختی در اطراف پهنه گسلی مربوط به آبراهه شماره ۵ باشد، جایی که متوسط اختلاف نسبی ارتفاع میانگین در طرفین آبراهه‌ها بیشترین مقدار را دارا می‌باشد (بزرگ‌ترین b). بیشترین انحراف مابین منحنی‌های حداکثر و حداقل ارتفاع نسبت به منحنی ارتفاع متوسط در طرفین این آبراهه نیز موید تشدید جابجایی نسبی شاقولی در اطراف پهنه گسلی مربوطه است. کمترین مقدار فعالیت نیز انتظار

می‌رود در اطراف پهنه گسلی مربوط به آبراهه شماره ۶ باشد، جایی که متوسط اختلاف نسبی ارتفاع میانگین کمترین مقدار را دارد (کوچک‌ترین b).

این نتایج اطلاعات مهمی در باره ساختار زمین‌ساختی پهنه انتهایی گسلی قوزلو فراهم کرده و دانش ما را در مورد تغییر شکل درون پهنه گسلی شمال تبریز بهبود می‌بخشد. از این اطلاعات می‌توان به‌عنوان داده‌های پایه برای دیگر مطالعات ساختاری و زمین‌ساختی استفاده کرد. همچنین این بررسی اهمیت کاربرد پروفیل‌های حائل دار طولی آبراهه‌ها جهت حصول مستقیم داده‌های زمین‌ساختی از توپوگرافی را نشان می‌دهد.

## سپاسگزاری

ما تشکر و قدردانی خود را از داوران محترم که با ارائه نظرات سازنده باعث بهبود این مقاله شدند، ابراز می‌داریم.

## منابع:

- آقا نباتی، آ.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.

- بهروزی، آ.، امینی فضل، آ.، امینی آذر، ب.، امامی، م.ح.، عزتیان، ف.، داوری، م.، هادوی، ف. و پرتو آذر، ح.، ۱۳۵۶. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش بستان آباد - برکه ۵۳۶۵. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

- مرادی سیاهکلی، ع.، تاتار، م.، هاتسفلد، د. و پل، آ.، ۱۳۸۷. مطالعه ساختار سرعتی پوسته و سازوکار گسلش در زون گسلی امتدادلغز تبریز. علوم زمین، ۷۰، ۱۵۳-۱۴۰.

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of American Bulletin, 103, 8, 983-992.

- Barrow-Huribert, S.A., 1985. Geology and neotectonics of the Upper Nevis Basin, South Island, New Zealand. MSc thesis, Oregon State University, 161.

- Cartwright, J.A. and Mansfield, C.S., 1998. Lateral displacement variation and lateral tip geometry of normal faults in Canyonlands National Park, Utah. Journal of Structural Geol-

- ogy, 20, 1, 3-19.
- Chinnery, M.A., 1966. Secondary faulting: II. Geological aspects. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 3, 2, 175-190.
  - Davis, G.H. and Reynolds, S.J., 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*. 2nd edition, John Wiley and Sons, Incorporated, 776.
  - de Joussineau, G. and Atilla, A., 2009. Segmentation along strike-slip faults revisited. *Pure and Applied Geophysics*, 166, 1575-1594.
  - Eftekhari-Nezhad, A., 1975. Brief description of tectonic history and structural development of Azarbaijan. Internal Report, Geological Survey of Iran, 1-8.
  - Huggett, R.J. 2007. *Fundamentals of Geomorphology*. 2nd edition, Routledge, London, 458.
  - Jaeger, C., 2009. *Rock Mechanics and Engineering*, 2nd edition, Cambridge University Press, Cambridge, 523.
  - Jaeger, J.C., Cook, N.G.W. and Zimmerman, R.W., 2007. *Fundamentals of Rock Mechanics*. 4th edition, Blackwell Publishing, Oxford, UK, 475.
  - Karakhanian, A.S., Trifonov, V.G., Philip, H., Avagyana, A., Hessamid, K., Jamlie, F., Bayraktutan, M.S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V. and Adilkhanyan, A., 2004. Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran. *Tectonophysics*, 380, 189-219.
  - Katz, O., Reches, Z., and Baer, G., 2003. Faults and their associated host rock deformation: Part I. Structure of small faults in a quartz-syenite body, southern Israel. *Journal of Structural Geology*, 25, 1675-1689.
  - Keller, E.A. and Pinter, N., 1996. *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey, USA, 338.
  - McLeish, A., 1992. *Geological Science*. Nelson Thornes, UK, 308.
  - Moores, E.M. and Twiss, R.J., 1995. *Tectonics*. Freeman and Company, New York, 415.
  - Shipton, Z. and Cowie, P., 2001. Damage zone and slip-surface evolution over  $\mu\text{m}$  to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology*, 23, 1825-1844.
  - Talebian, M. and Jackson, J.A., 2002. Offset on the Main Recent Fault of the NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophysical Journal International*, 150, 422-439.
  - Vernant, P., Nilforushan, F., Hatzfeld, D., Abbasi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinold, J., Ashtiani, A., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157, 38-398.
  - Wibberley, C.A.J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R.E. and Collettini, C., 2008. *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties*. Geological Society, London, Special Publications, 367.
  - Kim, Y.S., Andrews J.R. and Sanderson, D.J., 2001. Reactivated strike-slip faults: examples from north Cornwall, UK. *Tectonophysics*, 340, 173-194.
  - Yousefi-Bavil, A., 2012. Longitudinal profiles of bedrock rivers around North Tabriz and North Misho faults: implications for geomorphic fault segmentation (Eastern Azerbaijan province, Iran). *Academy of Sciences Malaysia's Science Journal* 6, 2, 107-121.
  - Yousefi-Bavil, A., 2013. Kinematical and superficial-geometrical study of North Tabriz-North Misho faults (segmentation). Unpublished PhD thesis, Geology Institute of Azerbaijan, 233.

# بررسی زمین‌شیمی عناصر فرعی و کمیاب (نادر خاکی) در کانی‌سازی رگه‌ای فلزات پایه منطقه یارالوجه (اهر-آذربایجان شرقی)

- زهرة جبارزاده<sup>(۱)</sup>، محمدرضا حسین‌زاده<sup>(۲)</sup>، محسن مؤید<sup>(۳)</sup> و رزگار فرامرزی<sup>(۴)</sup>
۱. کارشناس ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
  ۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
  ۳. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
  ۴. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

تاریخ دریافت: ۹۳/۲/۲۱

تاریخ پذیرش: ۹۳/۹/۳

## چکیده

اندیس رگه‌ای یارالوجه در ۴۰ کیلومتری شمال غرب اهر در استان آذربایجان شرقی واقع شده است. براساس نتایج حاصل از داده‌های زمین‌شیمیایی، ترکیب اولیه سنگ میزبان دگرسان شده در محدوده میکرودیوریت با سری ماگمایی کالک-آلکالن قرار گرفته و محیط زمین‌ساختی تشکیل آن، کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای است. کانه‌سازی به‌صورت پراکنده، داربستی و رگه-رگچه‌ای و حاوی کانی‌های کربناتی، کوارتز و سولفید در سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی دگرسان شده در حد میکرودیوریت، است. پیریت، اسفالریت، گالن و کالکوپیریت مهم‌ترین کانی‌های سولفیدی منطقه هستند. مهم‌ترین دگرسانی‌های مشاهده شده در منطقه، سریسیتی و کربناتی شدن بوده و کانی‌های کوارتز، سریسیت، ایلیت، آلبیت، کائولینیت، لوکوکسن و کربنات‌های تأخیری از مهم‌ترین کانی‌های شناسایی شده در زون‌های دگرسانی هستند. نمودارهای دو متغیره Ba+Sr در برابر Zr و Ce+Y+La در برابر TiO<sub>2</sub> و همچنین مقادیر کمتر از یک برای TiO<sub>2</sub> نشان‌دهنده منشأ درون‌زاد برای سیالات دگرسان‌کننده می‌باشد. نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده نسبت به کندریت و متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی نشان‌دهنده تفریق LREE از HREE و تهی‌شدگی بیشتر LREEها نسبت به متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی می‌باشد. براساس شاخص‌های زمین‌شیمیایی مانند، Hf/Sm، Th/La و Nb/La و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE، مهم‌ترین همبافت‌های یونی انتقال‌دهنده فلزات، همبافت‌های Cl هستند. بررسی بی‌هنجاری‌های Eu، Ce، Pr و  $Pr/Pr^*$ ،  $Ce/Ce^*$ ،  $Eu/Eu^*$  در رگه کانه‌دار و سنگ میزبان نشان‌دهنده pH نزدیک به خنثی برای سیالات مسئول دگرسانی و شرایط Eh احیائی محیط تشکیل اندیس رگه‌ای یارالوجه می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: عناصر نادر خاکی، زمین‌شیمی، دگرسانی گرمایی، بی‌هنجاری Eu و Ce، یارالوجه.



## مقدمه

ورزقان (مهرپرتو و امینی‌افضل، ۱۳۷۱) می‌باشد. از این‌رو، اطلاعات جامع و دقیقی درباره ویژگی‌های زمین‌شناسی و زمین‌شیمیایی این اندیس رگه‌ای وجود ندارد و تاکنون مطالعه‌ای در مورد تأثیر دگرسانی‌ها بر رفتار و چگونگی توزیع عناصر نادر خاکی (REE) آن صورت نگرفته است.

## روش بررسی

برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی در منطقه یارالوجه، مطالعه در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. زمین‌شناسی، تغییرات ریخت‌شناسی رگه‌ها و دگرسانی گرمایی سنگ دیواره در بخش صحرایی مورد بررسی قرار گرفت و از رخنمون رگه‌ها و سنگ میزبان دگرسان شده در دیواره دره‌ها نمونه‌برداری به عمل آمد. بررسی‌های آزمایشگاهی شامل تجزیه شیمیایی نمونه‌ها بوده است. برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و تعیین مقادیر عناصر اصلی، فرعی و کمیاب، تعداد ۳ نمونه از رگه و اطراف آن (نمونه‌های Jb-6-2، Jb-6-9 و Jb-7) و ۵ نمونه از سنگ میزبان دگرسان شده (نمونه‌های Jb-3، Jb-2، Jb-1-2، Jb-1-1 و Jb-5) به روش ICP-MS در آزمایشگاه Amdel استرالیا مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده است. مقادیر LOI نمونه‌های یادشده در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی شمال باختری کشور براساس اندازه‌گیری وزن نمونه‌ها قبل و پس از گرما دادن (در ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۱ ساعت) محاسبه شدند. نتایج حاصل از بررسی ICP-MS همراه با LOI نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۱ ارائه شده است.

در گذشته عناصر نادر خاکی (REE)ها در طی فرآیند دگرسانی، عناصری بی‌تحرک در نظر گرفته می‌شدند (Palacios et al., 1986). اما بررسی‌های بعدی در خصوص تمرکز این عناصر در سیالات گرمایی (Lewis et al., 1997) و زون‌های دگرسانی (Alderton et al., 1980) نشان دادند که این عناصر در شرایط خاص سیالات گرمایی مانند نسبت بالای آب به سنگ، pH پایین و فراوانی هم‌بافت‌های یونی  $F^-$ ،  $CO_3^{2-}$ ،  $SO_4^{2-}$ ،  $PO_4^{3-}$  و  $Cl^-$  کاملاً بی‌تحرک نیستند (Michard, 1989). از طرف دیگر در سیستم‌های زمین‌شناسی، Ce و Eu بیش از یک حالت اکسایش ( $Ce^{3+}$ ،  $Ce^{4+}$ ،  $Eu^{3+}$ ،  $Eu^{2+}$ ) دارند و بر روی نمودارهای توزیع عناصر نادر خاکی خارج از روند کلی تعریف‌شده توسط عناصر دیگر قرار می‌گیرند که ممکن است یک بی‌هنجاری را ایجاد کنند (McLennan, 1989). از این‌رو، تحلیل رفتار این دو عنصر نسبت به دیگر REE‌ها و تلفیق آن با دیگر فاکتورهای کنترل‌کننده توزیع عناصر نادر خاکی، راهنمای خوبی برای درک شرایط فیزیکوشیمیایی سیال گرمایی مسئول دگرسانی و محیط دگرسانی محسوب می‌شود (Mill and Elderfield, 1995; Wilkinson et al., 2005).

اندیس رگه‌ای یارالوجه با موقعیت جغرافیایی  $34^{\circ}53'54''$  تا  $38^{\circ}42'00''$  طول شرقی و  $37^{\circ}43'37''$  تا  $38^{\circ}42'00''$  عرض شمالی در فاصله ۴۰ کیلومتری شمال غرب اهر و ۱۷ کیلومتری شمال شرق معدن سونگون در استان آذربایجان شرقی قرار دارد. بررسی‌های انجام شده قبلی بر روی این گستره تنها شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰

### زمین‌شناسی

جدول ۱. نتایج بررسی نمونه‌های دگرسان‌شده به روش ICP-MS و مقادیر محاسبه‌شده نسبت‌های n(La/Sm)، n(La/Yb)، n(Gd/Yb)، (Eu/Eu<sup>\*</sup>)، (Ce/Ce<sup>\*</sup>)، (Pr/Pr<sup>\*</sup>)، (Th/La)، (Nb/La)، (Hf/Sm)، (Y/Ho) نسبت فراوانی REE نمونه‌ها مطابق با Taylor and McLennan (1985) نسبت به کندریت به‌هنجار شده‌اند

شماره نمونه	DL	Jb-1-1	Jb-1-2	Jb-2	Jb-3	Jb-5	Jb-6-2	Jb-6-9	Jb-7	عناصر اصلی بر حسب درصد می‌باشند.
	-	۵۸/۰۳	۵۹/۵۷	۵۲/۳۴	۵۷/۰۰	۴۰/۰۲	۲۳/۴۲	۴۲/۵۱	۴۸/۹۱	SiO <sub>2</sub>
	۱۰	۰/۸۷	۰/۸۳	۰/۷۴	۰/۷۰	۰/۴۶	۰/۵۳	۰/۷۶	۰/۹۱	TiO <sub>2</sub>
	۱۰	۱۶/۰۸	۱۴/۰۰	۱۵/۷۰	۱۴/۷۰	۷/۹۰	۹/۰۱	۱۲/۰۰	۱۴/۰۰	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	۱۰	۱/۷۳	۱/۶۶	۲/۱۹	۲/۱۹	۳/۴۷	۳/۲۶	۲/۲۶	۲/۵۱	MgO
	۲	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۴۲	۰/۴۳	۰/۱۹	۰/۲۴	MnO
	۱۰۰	۵/۲۲	۵/۸۵	۵/۲۵	۴/۵۷	۷/۴۷	۱۶/۵۶	۱۲/۰۰	۸/۰۰	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>*</sup>
	۱۰	۲/۹۳	۲/۸۰	۶/۹۰	۴/۶۰	۱۳/۳۰	۸/۳۸	۳/۶۴	۳/۶۴	CaO
	۱۰	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۳۰	۰/۱۶	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۱۲	Na <sub>2</sub> O
	۱۰	۳/۶۰	۳/۱۸	۳/۱۶	۴/۰۲	۰/۷۵	۲/۰۹	۲/۷۲	۳/۰۲	K <sub>2</sub> O
	۵	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۶	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
	۵۰	۲/۳۷	۲/۷۶	۲/۹۲	۲/۶۸	۲/۳۰	۱۶/۲۷	۹/۵۰	۴/۶۵	S
	-	۸/۷۰	۸/۹۰	۱۰/۳۰	۹/۱۰	۲۳/۸۰	۱۹/۸۰	۱۴/۲۰	۱۳/۲۰	L.O.I
	-	۹۹/۹۹	۱۰۰/۰۱	۹۹/۹۹	۹۹/۹۶	۱۰۰/۰۵	۱۰۰/۰۴	۹۹/۹۷	۹۹/۳۶	Total%
عناصر کمیاب بر حسب ppm می‌باشند.										
	۰/۰۱	۱/۵۰	۱/۶۰	۰/۴۶	۰/۶۶	۰/۴۰	۱۸/۳۰	۵/۱۰	۱/۴۰	Ag
	۰/۵	۴/۴۰	۴/۹۰	۸/۰۰	۸/۱۰	۴/۱۰	۲۵۲/۳۰	۱۰۱/۹۰	۳۵/۸۰	As
	۰/۲	۲۴۸/۰۰	۲۴۲/۰۰	۳۲۸/۰۰	۳۱۶/۰۰	۵۷/۰۰	۹۱/۰۰	۱۳۳/۰۰	۱۷۱/۰۰	Ba
	۰/۲	۱/۰۰	۰/۹۰	۱/۰۰	۰/۷۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۴۰	۰/۵۰	Be
	۰/۱	۰/۳۸	۰/۳۹	۱/۳۰	۰/۴۰	۰/۳۹	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۸	Bi
	۰/۰۵	۲/۲۰	۴/۱۰	۰/۳۷	۰/۵۹	۲/۰۰	۳۵۱/۴۰	۹۴/۸۰	۶/۶۰	Cd
	۰/۲	۱۷/۰۰	۱۷/۰۰	۱۹/۰۰	۱۲/۲۰	۱۶/۰۰	۲۳/۰۰	۲۲/۰۰	۲۱/۰۰	Co
	۲	۹/۰۰	۹/۰۰	۲/۰۰	۳/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۵/۰۰	۱/۰۰	Cr
	۰/۱	۰/۶۰	۰/۶۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۸۰	۰/۶۰	Cs
	۰/۲	۳۲/۰۰	۶۲/۰۰	۱۲/۸۰	۲۵/۹۰	۳۸/۰۰	۵۸۴/۰۰	۱۰۵/۰۰	۵۵/۰۰	Cu
	۰/۰۵	۱۵/۱۰	۱۴/۸۰	۱۴/۹۰	۱۳/۶۰	۲/۷۰	۳/۶۰	۲/۹۰	۳/۴۰	Ga
	۰/۰۵	۱/۳۲	۱/۲۱	۱/۱۲	۱/۰۶	۰/۸۶	۰/۸۲	۰/۹۱	۰/۹۶	Ge
	۰/۰۲	۱/۴۹	۱/۵۸	۱/۶۷	۱/۶۰	۱/۰۲	۰/۹۸	۱/۰۶	۰/۹۸	Hf
	۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	۰/۸۵	۰/۹۵	۰/۹۸	Hg
	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	In
	۰/۵	۱/۰۰	۱/۰۰	۱۳/۵۰	۱۰/۵۰	۱۹/۰۰	۹/۰۰	۱۲/۰۰	۱/۰۰	Li
	۰/۱	۱/۴۳	۱/۴۱	۰/۵۰	۰/۳۰	۱/۵۵	۱/۲۶	۱/۴۴	۱/۲۳	Mo
	۰/۵	۶/۸۰	۶/۸۰	۶/۹۰	۶/۵۰	۳/۴۰	۳/۶۰	۳/۵۰	۴/۱۰	Nb
	۲	۹/۰۰	۹/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۶/۰۰	۱۰/۰۰	۹/۰۰	۸/۰۰	Ni
	۰/۲	۲۲۴/۰۰	۴۱۰/۰۰	۴۳/۶۰	۸۸/۵۰	۴۷/۰۰	۷۳۱/۰۰	۱۶۶۳/۰۰	۹۱۳/۰۰	Pb
	۰/۱	۱۴۲/۰۰	۱۳۱/۰۰	۱۰۵/۰۰	۱۳۰/۰۰	۸۶/۰۰	۵۷/۰۰	۹۱/۰۰	۹۸/۰۰	Rb
	۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۰۹	Re
	۰/۱	۱/۰۲	۱/۰۵	۰/۹۰	۱/۲۰	۰/۹۷	۱/۱۴	۱/۱۹	۰/۹۴	Sb
	۱	۱۴/۰۰	۱۳/۴۰	۱۲/۰۰	۱۱/۰۰	۱۲/۶۰	۱۲/۰۸	۲۰/۲۰	۲۱/۲۰	Sc
	۰/۰۵	۱/۰۸	۱/۱۷	۱/۰۰	۱/۸۹	۳/۰۸	۳/۱۶	۴/۱۲	۳/۸۶	Se
	۰/۲	۳/۳۰	۳/۳۰	۰/۹۰	۱/۴۰	۲/۲۰	۳/۷۰	۳/۴۰	۳/۶۰	Sn
	۰/۱	۲۲/۰۰	۲۱/۰۰	۱۹۶/۰۰	۹۳/۴۰	۷/۰۰	۱۳/۰۰	۷/۰۰	۵/۰۰	Sr
	۰/۰۱	۰/۴۶	۰/۴۱	۰/۴۲	۰/۳۷	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۲۴	Ta
	۰/۲	۰/۹۰	۱/۱۰	۰/۹۰	۲/۰۰	۲/۱۰	۲/۲۰	۲/۴۰	۱/۹۰	Te
	۰/۰۲	۵/۸۰	۵/۱۰	۳/۱۲	۳/۰۰	۴/۶۰	۵/۱۰	۴/۳۰	۴/۹۰	Th
	۰/۱	۲/۲۰	۱/۹۰	۲/۰۰	۲/۴۰	۱/۸۰	۱/۷۰	۱/۹۰	۲/۱۰	Tl
	۰/۰۲	۱/۴۰	۱/۳۰	۰/۸۹	۰/۸۶	۰/۸۰	۲/۲۰	۱/۴۰	۱/۴۰	U

شماره نمونه	DL	Jb-1-1	Jb-1-2	Jb-2	Jb-3	Jb-5	Jb-6-2	Jb-6-9	Jb-7
V	۲	۱۶۵/۰۰	۱۵۴/۰۰	۱۴۲/۰۰	۱۳۴/۰۰	۱۲۰/۰۰	۱۰۷/۰۰	۲۱۲/۰۰	۲۳۴/۰۰
W	۰/۱	۱/۲۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۲/۱۰	۲/۳۰	۱/۸۰	۲/۲۰	۲/۴۰
Zn	۰/۲	۲۲۱/۰۰	۵۷۸/۰۰	۸۰/۹۰	۹۲/۷۰	۲۶۸/۰۰	۴۰۷۰۸	۱۰۸۸۴	۶۸۵/۰۰
Zr	۱	۱۶۳/۰۰	۶۴/۰۰	۶۳/۰۰	۶۳/۰۰	۵۷/۰۰	۵۹/۰۰	۵۶/۰۰	۹۸/۰۰
La	۰/۰۵	۱۸/۰۰	۱۵/۰۰	۱۶/۸۰	۱۴/۰۰	۱۰/۰۰	۷/۰۰	۱۰/۰۰	۱۱/۰۰
Ce	۰/۰۵	۳۳/۰۰	۲۸/۰۰	۳۲/۴۰	۲۶/۵۰	۱۸/۰۰	۱۳/۰۰	۱۷/۰۰	۲۰/۰۰
Pr	۰/۰۵	۴/۲۶	۴/۱۳	۴/۰۳	۳/۳۳	۲/۸۱	۲/۰۶	۲/۷۷	۲/۹۶
Nd	۰/۰۲	۱۷/۱۰	۱۶/۸۰	۱۶/۳۰	۱۳/۲۰	۸/۲۰	۶/۳۰	۸/۹۰	۹/۱۰
Sm	۰/۰۲	۳/۵۶	۳/۴۷	۳/۶۲	۳/۰۳	۲/۰۸	۲/۱۶	۲/۰۹	۲/۲۱
Eu	۰/۰۲	۱/۲۶	۱/۲۱	۱/۱۴	۰/۹۸	۰/۶۲	۰/۵۸	۰/۶۴	۰/۷۳
Gd	۰/۰۵	۳/۲۴	۳/۱۸	۳/۵۳	۲/۹۴	۱/۹۱	۱/۸۹	۲/۱۲	۲/۴۲
Tb	۰/۰۲	۰/۵۸	۰/۵۶	۰/۵۹	۰/۴۹	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۱۹
Dy	۰/۰۲	۴/۰۱	۳/۹۸	۳/۵۳	۲/۸۷	۱/۸۶	۱/۷۴	۱/۹۲	۲/۱۶
Ho	۰/۰۲	۰/۷۸	۰/۸۱	۰/۷۳	۰/۶۳	۰/۳۱	۰/۲۶	۰/۲۹	۰/۳۶
Er	۰/۰۵	۲/۱۷	۲/۱۴	۲/۰۷	۱/۸۹	۱/۱۷	۱/۱۲	۱/۲۴	۱/۳۶
Tm	۰/۰۵	۰/۳۴	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۲۹	۰/۱۹	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۲۱
Yb	۰/۰۵	۲/۳۰	۱/۸۰	۱/۹۹	۱/۸۲	۲/۰۰	۱/۹۰	۱/۶۰	۲/۲۰
Lu	۰/۰۲	۰/۲۸	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۲۹	۰/۱۸	۰/۰۶	۰/۱۵	۰/۱۷
Y	۰/۰۵	۱۹/۰۰	۱۶/۰۰	۲۱/۱۰	۱۸/۷۰	۱۷/۰۰	۱۱/۰۰	۸/۰۰	۱۶/۰۰
LREE	-	۷۷/۱۸	۶۸/۶۱	۷۴/۲۹	۶۱/۰۴	۴۱/۷۱	۳۱/۱۰	۴۱/۴۰	۴۶/۰۰
HREE	-	۳۲/۷۰	۲۹/۰۹	۳۴/۲۰	۲۹/۹۲	۲۴/۷۶	۱۸/۳۶	۱۵/۷۱	۲۵/۰۷
LR/HR	-	۲/۳۶	۲/۳۶	۲/۱۷	۲/۰۴	۱/۶۸	۱/۶۹	۲/۶۴	۱/۸۳
ΣREE	-	۱۰۹/۸۸	۹۷/۷۰	۱۰۸/۴۹	۹۰/۹۶	۶۶/۴۷	۴۹/۴۶	۵۷/۱۱	۷۱/۰۷
Eu/Eu*	-	۱/۱۰	۱/۰۸	۰/۹۵	۰/۹۷	۰/۹۲	۰/۸۵	۰/۹۰	۰/۹۴
Ce/Ce*	-	۲/۲۶	۱/۹۸	۲/۳۴	۲/۳۲	۱/۸۷	۱/۸۴	۱/۷۹	۱/۹۷
Pr/Pr*	-	۱/۰۶	۱/۱۲	۱/۰۳	۱/۰۵	۱/۳۶	۱/۳۴	۱/۳۳	۱/۲۹
Th/La	-	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۴۶	۰/۷۳	۰/۴۳	۰/۴۵
Nb/La	-	۰/۳۸	۰/۴۵	۰/۴۱	۰/۴۶	۰/۳۴	۰/۵۱	۰/۳۵	۰/۳۷
Hf/Sm	-	۰/۴۲	۰/۴۶	۰/۴۶	۰/۵۳	۰/۴۹	۰/۴۵	۰/۵۱	۰/۴۴
Y/Ho	-	۲۴/۳۶	۱۹/۷۵	۲۸/۹۰	۲۹/۶۸	۵۴/۸۴	۴۲/۳۱	۲۷/۵۹	۴۴/۴۴
Co/Ni	-	۱/۸۹	۱/۸۹	۴/۷۵	۳/۰۵	۲/۶۷	۲/۳۰	۲/۴۴	۲/۶۳

محدوده مورد بررسی است که با کانی‌سازی تیپ اسکارنی در حواشی مشخص شده و به درون سنگ‌های کربناته و فیلیشوییدی کرتاسه فوقانی و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تزریق شده است (مهرپرتو و امینی‌افضل، ۱۳۷۱) و توده پورفیری علی جواد نیز با کانی‌سازی مس-طلای پورفیری به درون توده گرانیتوئیدی شیور تزریق شده است. با توجه به تشابهات دگرسانی و بافتی بین توده نیمه‌آتشفشانی یارالوجه با توده علی جواد احتمال دارد که سن نفوذ آن‌ها مشابه باشد (حاج‌علیلو، ۱۳۹۱). در قسمت‌های شمال غربی روستای یارالوجه رخنمون‌هایی از توده‌های نیمه‌آتشفشانی میکرودیوریتی دگرسان شده در اثر زمین‌لغزش دیواره دره‌ها قابل مشاهده است که حدود ۱ کیلومتر مربع وسعت دارد (شکل ۲-الف). این دگرسانی‌ها تمام واحدهای سنگی

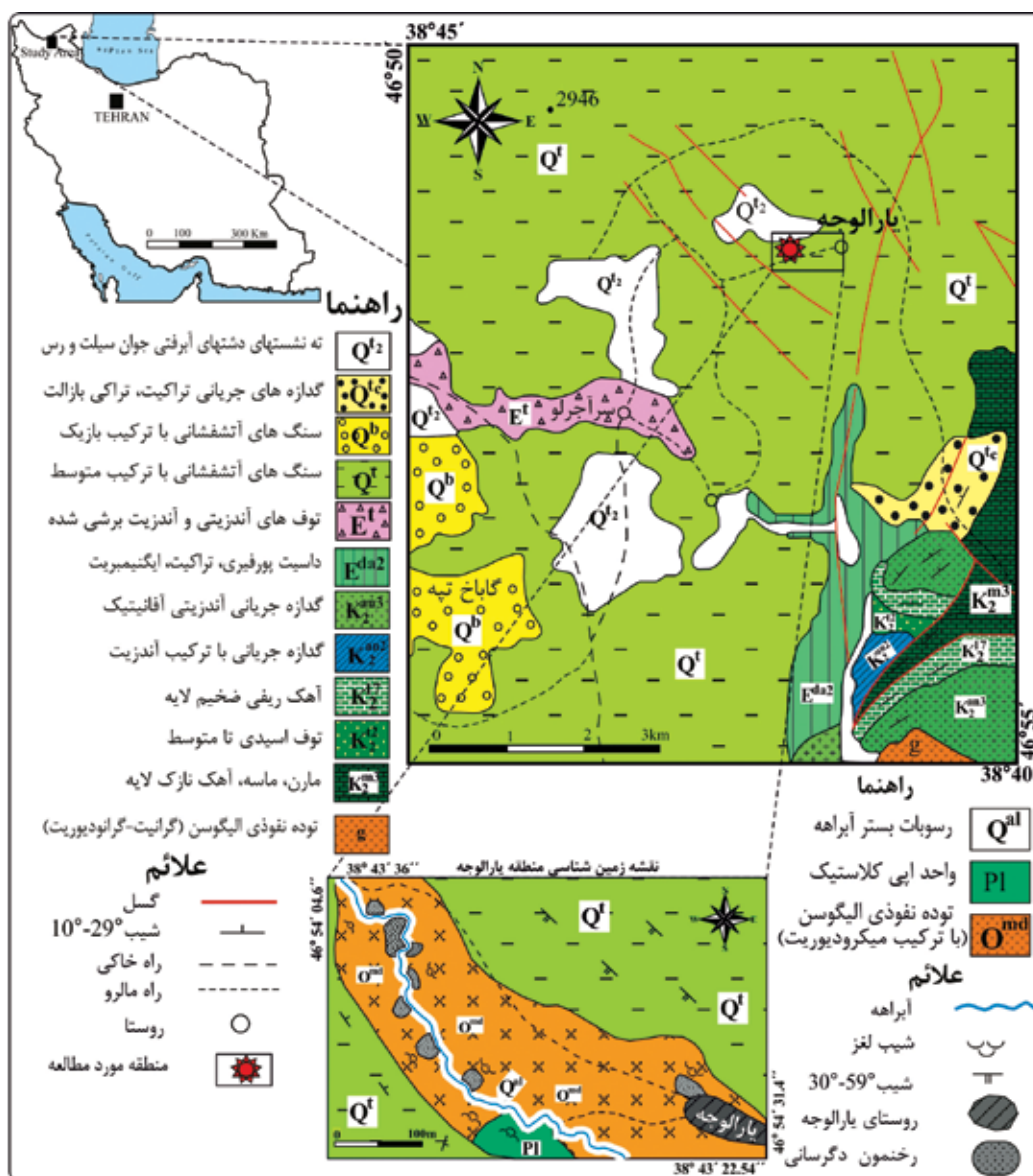
منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی زمین‌شناسی (آقانباتی، ۱۳۸۳)، در پهنه مرکزی ایران با گسترش سنگ‌های آتشفشانی ترشیری قرار گرفته است و به عقیده (Alavi (1991) این منطقه بخشی از نوار ماگمائی البرز-آذربایجان محسوب می‌شود. منطقه یارالوجه تماماً با واحدهای آذرین آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی پوشیده شده است. فعالیت آتشفشانی در این ناحیه حداقل از ائوسن تا کواترنر به طور متناوب ادامه داشته است. سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی بازالتی و آندزیتی به سن پلیوکواترنری، توده‌های آتشفشانی داسیتی و توده‌نفوذی با ترکیب گرانودیوریتی، کوارتزومونزونیتی تا میکرومونزونیتی به سن الیگوسن را پوشانده‌اند (شکل ۱). باتولیت گرانیتوئیدی شیور، توده‌ای نفوذی در جنوب شرق

## نتایج و بحث

### کانه

کانه‌های موجود در اندیس رگه‌ای یارالوجه شامل اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و پیریت هستند (جبارزاده و همکاران، ۱۳۹۲). پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی بوده و به صورت رگه‌ای، رگه-رگچه‌های داربستی و افشان حضور دارد. مهم‌ترین کانی سولفیدی مس، کالکوپیریت است که در اطراف اسفالریت و همچنین به صورت ادخال‌های بی‌شکل داخل آن دیده می‌شود و نسبت به سایر سولفیدها از مقدار کمتری برخوردار است (شکل ۳-الف).

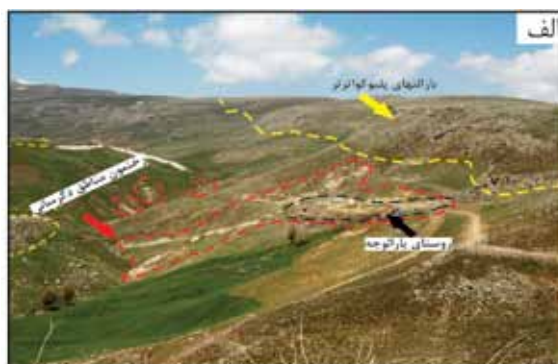
منطقه را به جز واحدهای آتشفشانی دوران چهارم تحت تأثیر قرار داده و تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی وسیعی را ایجاد کرده‌اند. سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی این منطقه به طور فراگیر دگرسان شده و توسط شبکه نامنظمی از رگه-رگچه‌های کربناتی، کوارتز و سولفیدی قطع شده‌اند. از میان کانی‌های سولفیدی، پیریت از فراوانی بیشتری برخوردار بوده و علاوه بر رخنمون رگه-رگچه‌ای (شکل ۲-ب) به صورت پراکنده (شکل ۲-پ) و داربستی (شکل ۲-ت) نیز در سنگ‌های دگرسان شده دیده می‌شود.



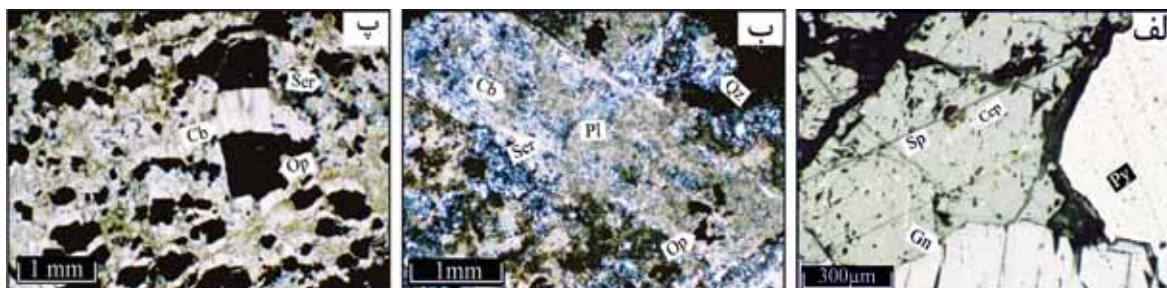
### دگرسانی

۳-ب). با ادامه فرآیند دگرسانی، کربناتی شدن، دگرسانی غالب در منطقه بوده و در بیشتر موارد با دگرسانی سریسیتی هم‌پوشانی دارد و بیشتر به صورت پراکنده فضای خالی دیده می‌شود (شکل ۳-پ). علاوه بر این، سیالات جوی نیز موجب ایجاد تغییرات برون‌زاد و هوازدگی در بخش‌های فوقانی توده نیمه‌آتشفشانی میکرودیوریتی شده‌اند که بیشتر روی بخش‌های سطحی زون سریسیتی ایجاد شده است. آب‌های اسیدی حاصل شده از انحلال پیریت‌های موجود در این زون باعث شستشوی عناصر متحرک و ایجاد کانی‌های رسی، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن با خاستگاه برون‌زاد شده است (جبارزاده و همکاران، ۱۳۹۴).

در منطقه مورد مطالعه، توده نفوذی میکرودیوریتی موجب خردشدگی و ایجاد رگه-رگچه‌های داربستی شده است که گردش سیالات گرمایی و گسترش دگرسانی‌ها را تسهیل کرده است. انواع دگرسانی شناسایی شده در این محدوده شامل دگرسانی سریسیتی و کربناتی است که توسط دگرسانی برون‌زاد تحت تأثیر قرار گرفته است. دگرسانی فیلیک در دیواره دره‌ها رخنمون چشمگیری دارد و حاوی رگچه‌های داربستی کوارتز-پیریت است و کوارتز، سریسیت، پیریت، ایلیت، کلسیت و لوکوکسن مهم‌ترین کانی‌های شناسایی شده در این دگرسانی هستند (شکل



شکل ۲. تصاویر صحرایی از منطقه مورد مطالعه، الف) رخنمون دگرسانی گرمایی و بازالت‌های پلیوکواترنر در ارتفاعات منطقه مورد مطالعه، (دید به سمت شمال غرب)، ب) کانی‌سازی رگه‌ای سولفیدی پیریت، اسفالریت، گالن و کالکوپیریت، پ) کانی‌سازی پراکنده پیریت‌های شکل دار، ت) رگچه‌های داربستی پیریت



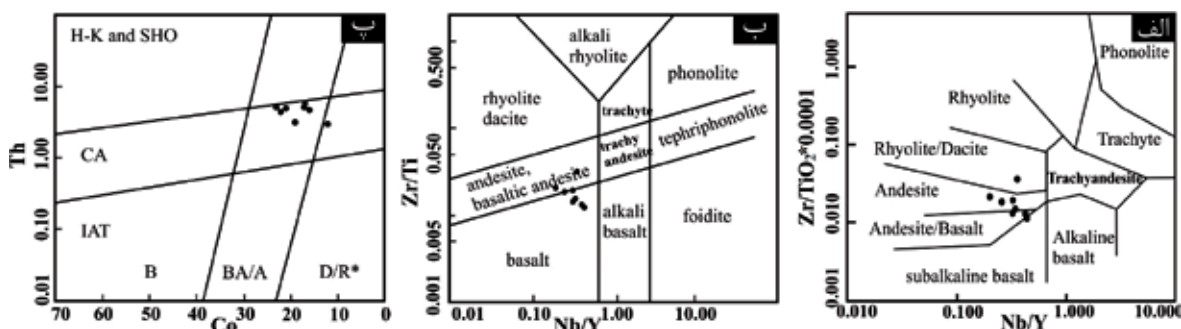
شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از کانه‌سازی و دگرسانی در منطقه یارالوجه، الف) رشد تماسی اسفالریت، گالن و پیریت همراه با بافت برونستی کالکوپیریت در اسفالریت (PPL)، ب) تشکیل کانی‌های کربناته، کوارتز و سرپیسیت در دگرسانی فیلیک که جانشین پلاژیوکلاز شده‌اند (XPL)، پ) طی دگرسانی کربناته، کانی‌های کربناته با پهنای میانگین ۲۵۰ μm در اطراف پیریت‌های از قبل موجود در زمینه سنگ نهشته شده‌اند (XPL) علائم اختصاری کانی‌ها (Py=Pyrite, Ccp=Chalcopyrite, Gn=Galena, Sp=Sphalerite), (Whitney and Evans, 2010)

### بررسی‌های زمین‌شیمیایی

#### تعیین ترکیب اولیه سنگ میزبان و سری ماگمایی با استفاده از عناصر کمیاب

به منظور تعیین ترکیب اولیه سنگ میزبان از نمودارهای عناصر کمیاب و جزئی استفاده شد. براساس نمودار دو متغیره Nb/Y در برابر  $Zr/TiO_2$  (Winchester and Floyd, 1977)، نمونه‌ها در محدوده آندزیت، آندزیت-بازالت و داسیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-الف) و با ترسیم نمونه در نمودار دو متغیره Nb/Y در برابر Zr/Ti (Pearce, 1996)،

نمونه‌ها محدوده بازالت و آندزیت-بازالت آندزیتی را نشان می‌دهند (شکل ۴-ب). طبق نمودار دو متغیره Co در برابر Th (Hastie et al., 2007)، ماگمای مولد توده‌ها در محدوده کالک‌آلکان قرار می‌گیرد (شکل ۴-پ). بر این اساس سنگ میزبان اندیس رگه‌ای یارالوجه با توجه به کانی‌های ثانویه تشکیل شده در اثر دگرسانی و نیمه آتشفشانی بودن آن از نظر ترکیب در محدوده‌ی میکرودیوریت کالک‌آلکان قرار می‌گیرد.



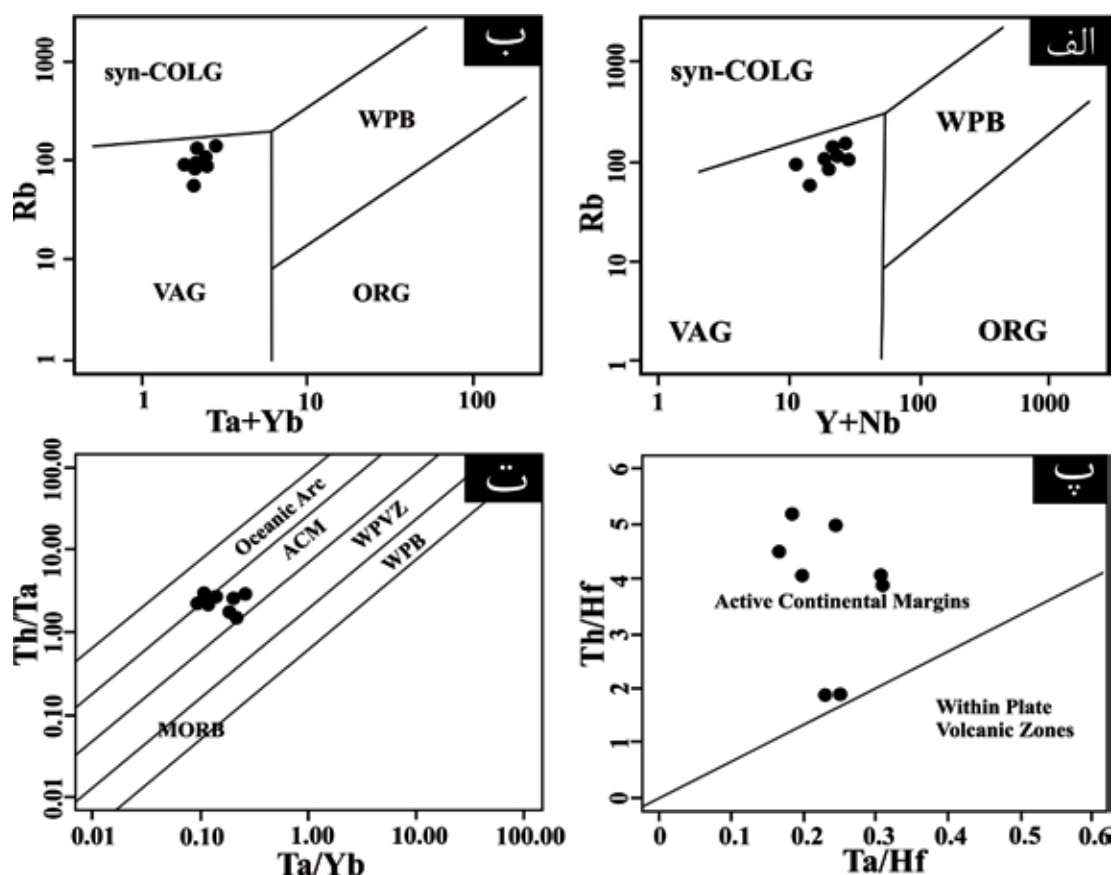
شکل ۴. سری ماگمایی و تعیین ترکیب شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی براساس الف) نمودار Nb/Y در برابر  $Zr/TiO_2$  (Winchester and Floyd, 1977)، ب) نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti (Pearce, 1996)، پ) نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007)

### تعیین جایگاه زمین‌ساختی

تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی با استفاده از داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر کمیاب برای اولین بار توسط Cann (1971 and 1973) and Pearce انجام شد. برای رفع نتایج ابهام‌آمیز، در این پژوهش از چند نمودار با عناصر متفاوت که

می‌توانند نتایج دقیق‌تر و مطمئن‌تری را ارائه دهند، استفاده شده است. براساس نمودار دو متغیره Rb در برابر Y-Nb (شکل ۵-الف) و نمودار Rb در برابر Yb-Ta (شکل ۵-ب) نمونه‌های مورد بررسی در محدوده کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (Pearce et al., 1984). همچنین براساس

نمودارهای دو متغیره Th/Hf در برابر Ta/Hf (شکل ۵-پ) و Th/Ta در برابر Ta/Yb (شکل ۵-ت)، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند.



شکل ۵. تعیین موقعیت زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه براساس نمودار Rb در برابر Y+Nb (الف) (Pearce et al., 1984)، نمودار Rb در برابر Ta+Yb (ب) (Pearce et al., 1984)، نمودار Th/Hf در برابر Ta/Hf (پ) (Pearce et al., 1984) و نمودار Th/Ta در برابر Ta/Yb (ت) (Schandl and Gorton, 2002).

### تعیین منشأ محلول‌های دگرسان‌کننده

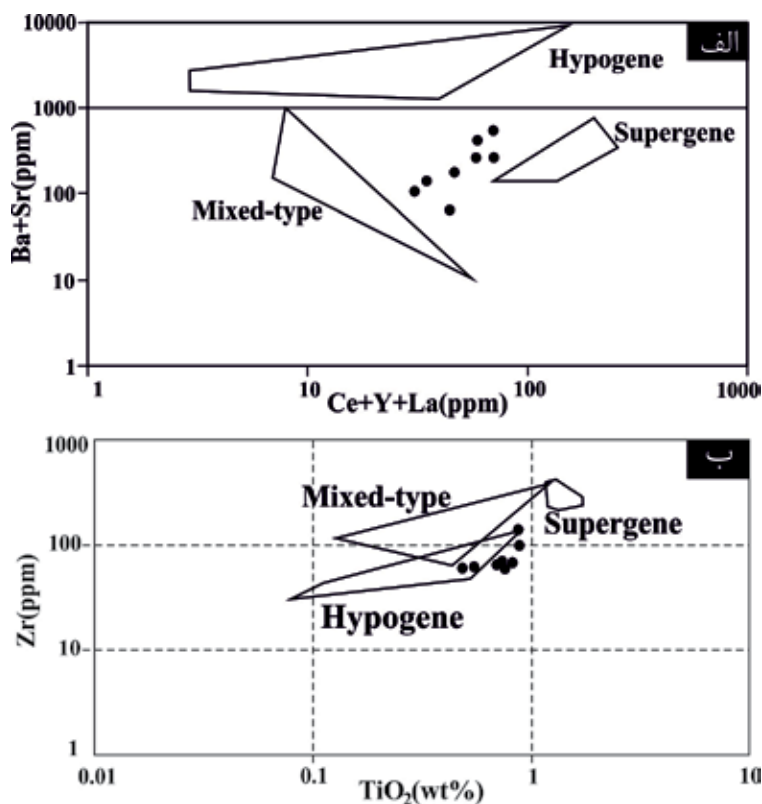
عناصر کمیاب موجود در کانی‌ها می‌توانند شرایط تشکیل توده معدنی را تا اندازه‌ای منعکس کنند و ممکن است نشان‌دهنده مدل زایشی کانسار باشند. از نظر زایشی، نسبت Co/Ni در کانسارهای با منشأ آتشفشانی، رسوبی و گرمایی به ترتیب ۵-۱۰، ۱ و ۵ می‌باشد (Price, 1972). این نسبت در نمونه‌های مورد بررسی بین ۴/۷۵-۱/۸ متغیر است که نشان‌گر ژنر گرمایی اندیس رگه‌ای یارالوجه می‌باشد.

از مقادیر  $TiO_2$  نمونه‌ها برای تعیین منشأ محلول‌های کانی‌سازی استفاده شده است. (Maiza et al., 2003)

معتقد است که مقدار  $TiO_2$  کمتر از یک مربوط به منشأ درون‌زاد و بیشتر از یک مربوط به منشأ برون‌زاد می‌باشد. با توجه به بازه مقادیر  $TiO_2$  نمونه‌های مورد بررسی که بین ۰/۴۶ تا ۰/۹۱ متغیر است (جدول ۱)، می‌توان چنین استنباط کرد که تشکیل اندیس رگه‌ای یارالوجه در ارتباط با عملکرد سیالات درون‌زاد بر روی سنگ میزبان میکرودیوریتی کالک‌آلکالن بوده است. همچنین از نمودار Ba+Sr در برابر Ce+Y+La (Dill et al., 2000)، برای مشخص کردن ماهیت منشأ سیالات استفاده شد. ترسیم نمودار مذکور نشان می‌دهد مقادیر Ce+Y+La با مقادیر کانسارهای درون‌زاد هم‌خوانی دارد اما به دلیل شستگی

محلول‌های عامل کانی‌سازی و دگرسان‌کننده استفاده شده است که نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار (Dill) Zr- TiO<sub>2</sub> (et al., 2000)، در داخل و اطراف محدوده درون‌زاد قرار می‌گیرند (شکل ۶-ب).

شدید پلاژیوکلازها در طی دگرسانی، Sr به شدت و Ba با شدت کمتر در نمونه‌های مورد بررسی تهی شده است که منجر به فرارگیری نمونه‌ها در زیر محدوده درون‌زاد می‌شود (شکل ۶-الف). از مقادیر Zr و TiO<sub>2</sub> نیز برای تشخیص



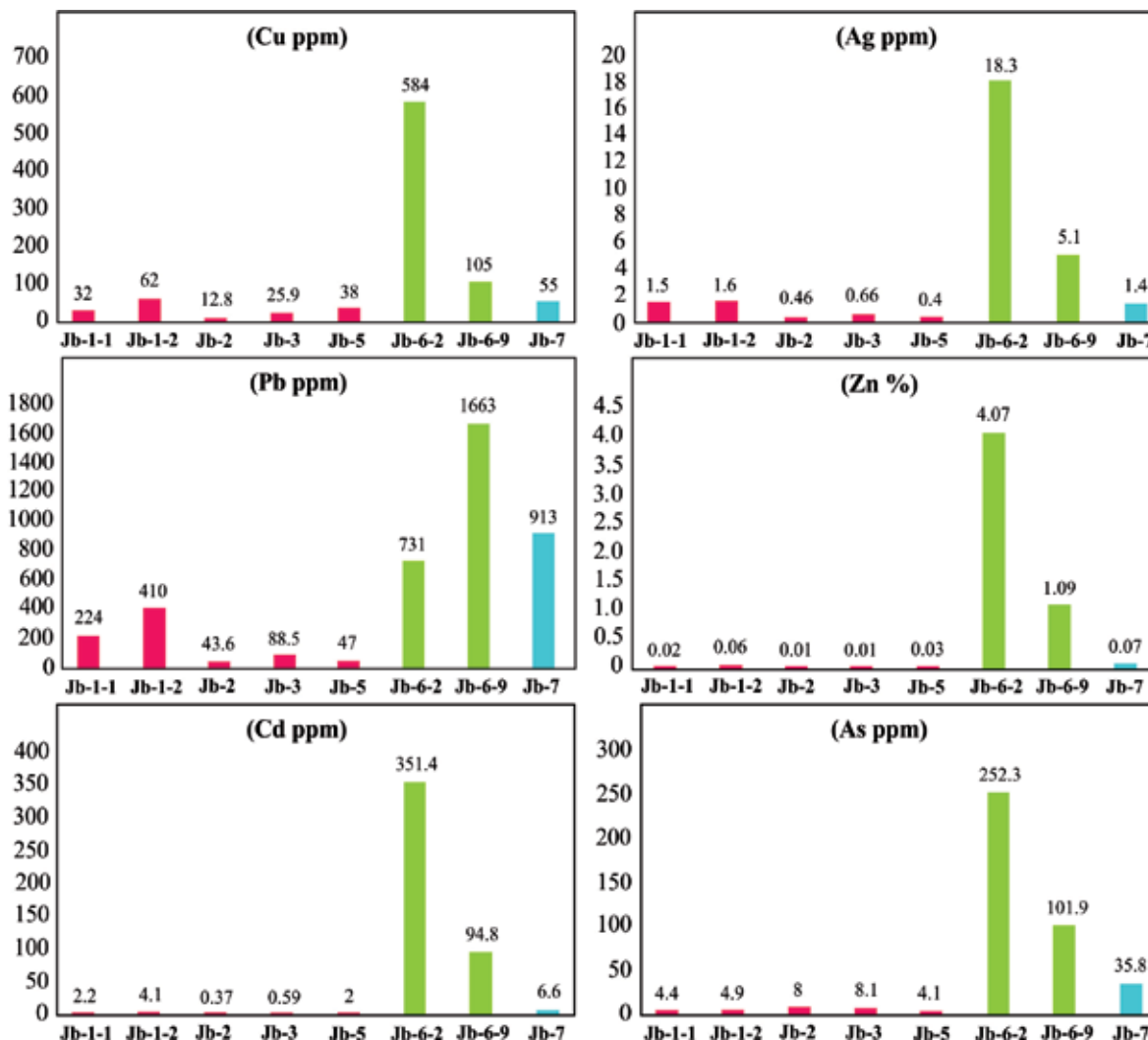
شکل ۶. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین منشأ سیالات دگرسان‌کننده (الف) نمودار (Ba+Sr) در برابر (Ce+Y+La) (Dill et al., 2000) و (ب) نمودار (Zr) در برابر (TiO<sub>2</sub>) (et al., 2000).

## توزیع فلزات پایه

غلظت عناصر Zn، Cu، Ag، Pb و Ag به ترتیب ۵۳۰، ۶۶۹۰، ۱۱۴/۳ و ۳/۶۷ قسمت در میلیون (ppm) است. که حداکثر غلظت آن‌ها در رگه حاوی کانه‌زائی دیده می‌شود. محاسبه ضریب همبستگی پیرسون (Rollinson, 1993) نشان می‌دهد که Cd با Zn همبستگی مثبت و کامل (R=1) دارد، همچنین Ag و As با فلزات پایه همبستگی مثبت و خوبی (R=۰/۹۸ میانگین) را نشان می‌دهد، که پیشنهاد می‌کند این عناصر احتمالاً در کانی‌های سولفیدی تمرکز دارند (جبارزاده و همکاران، ۱۳۹۲).

چگونگی توزیع فراوانی فلزات پایه (Zn، Pb، Cu، Ag، As) در ۸ نمونه آنالیزشده از زمینه سنگ و رگه حاوی کانه‌سازی مورد بررسی قرار گرفت. نمودار فراوانی این عناصر نشان‌گر افزایش آن‌ها در رگه حاوی کانی‌سازی سولفیدی (نمونه‌های Jb-6-2 و Jb-6-9، نمونه Jb-7 نزدیک به رگه است) و کاهش در سنگ میزبان (نمونه‌های Jb-1-1، Jb-2، Jb-3، Jb-5 و 1-2) می‌باشد (شکل ۷). افزایش Zn، Cu، Pb و Fe در رگه به ترتیب در ارتباط با تشکیل کانه‌های اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و پیریت می‌باشد. میانگین





شکل ۷. بررسی توزیع عناصر فلزی در سنگ میزبان و رگه حاوی کانی‌سازی سولفیدی اندیس رگه‌ای یارالوجه

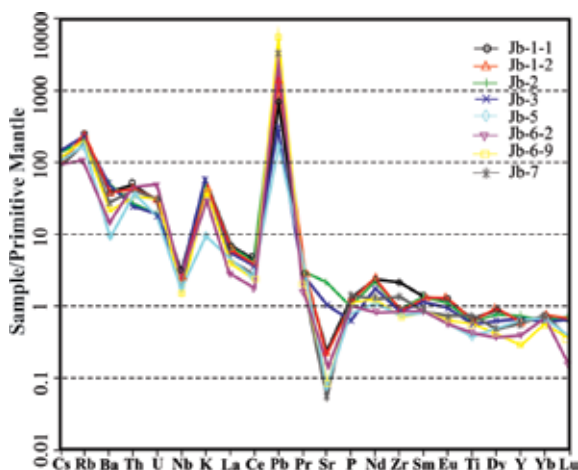
## عوامل زمین‌شیمیایی مؤثر بر توزیع عناصر نادر خاکی

از LREE به سمت عناصر HREE را نشان می‌دهد که دلالت بر تفریق و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در طی فرآیند دگرسانی دارد. غنی‌شدگی LREE و مقادیر کمتر از یک نسبت‌های Th/La و Hf/Sm، Nb/La نشان می‌دهد که هم‌بافت‌های یونی انتقال‌دهنده فلزات پایه، هم‌بافت‌های Cl- می‌باشند (Bi et al., 1990; Oreskes and Einaudi, 2004). از آنجاکه معمولاً در pH‌های خنثی، پایداری کمپلکس‌های HREE نسبت به LREE در محلول‌های کانسنگ‌ساز بالا می‌باشد (Ronov et al., 1967)، به نظر می‌رسد مهم‌ترین دلیل تفریق، pH نزدیک به خنثی سیالات گرمابی می‌باشد.

در این پژوهش برای تعیین عوامل فیزیکوشیمیایی مؤثر در توزیع عناصر نادر خاکی در سنگ میزبان و رگه حاوی کانی‌سازی، مقادیر REE نمونه‌ها و متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (UCC) نسبت به کندریت (Taylor and McLennan, 1985) به‌هنجار شده است (شکل ۸). نتایج آنالیزهای شیمیایی نشان می‌دهند که مقدار REE در نمونه‌های مورد بررسی از ۴۹-۱۱۰ ppm متغیر است و میانگین REE در زون‌های دگرسانی ۷۹/۵ ppm می‌باشد. الگوی کلی توزیع REE در سنگ میزبان دگرسان شده و رگه‌های حاوی کانی‌سازی یک شیب منفی مشخص

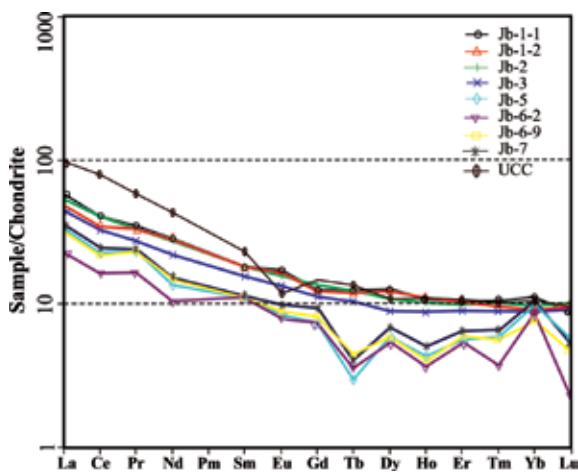
## تغییرات عناصر نادر خاکی نسبت به گوشته اولیه

در نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب که نسبت به گوشته اولیه به‌هنگار شده‌اند، الگوی تفریق یافته‌ای دیده می‌شود، به طوری که عناصر LREE و LILE نسبت به HREE غنی‌شدگی مشخصی را نشان می‌دهند (شکل ۹). در این نمودار غنی‌شدگی کمی در عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE) وجود دارد و در مجموع از Cs تا Lu یک روند کاهش دیده می‌شود. طبق این نمودار، عناصر Pb، Rb و K دارای آنومالی مثبت است که افزایش Pb در ارتباط با کانه‌سازی گالن و افزایش Rb و K در ارتباط با تشکیل کانی‌های رسی و سریسیت می‌باشد. Sr، Ba، Nb و به‌صورت جزئی Ti و Zr آنومالی منفی نشان می‌دهند. تهی‌شدگی شدید Sr در ارتباط با دگرسانی پلاژیوکلازها و غنی‌شدگی شدید Pb می‌تواند در ارتباط با کانی‌سازی باشد. غنی‌شدگی LREE نسبت به عناصر HREE با داده‌های Rio et al. (1981) در زون آذربایجان مطابقت می‌نماید. توزیع REE و غنی‌شدگی مشخص LREE در سنگ‌های کالک‌آلکان شمال آذربایجان نشان می‌دهد که این سنگ‌ها می‌توانند از گوشته فوقانی که نسبت به این عناصر غنی هستند، منشأ گرفته باشند (Rio et al., 1981).



شکل ۹. نمودار عنکبوتی عناصر REE نمونه‌های مورد مطالعه به‌هنگار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)

در نمودار عنکبوتی مربوط به نمونه‌های دگرسان منطقه، روند تغییرات عناصر تقریباً از روند مربوط به متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی پیروی می‌کند و تهی‌شدگی اغلب عناصر REE (خصوصاً LREE بجز Eu) قابل مشاهده است. که به‌علت حضور هم‌بافت‌های کلریدی و حاکم بودن شرایط خنثی تا اندکی اسیدی می‌باشد. از طرف دیگر، میزان تهی‌شدگی نسبتاً شدید در این دگرسانی‌ها نسبت به متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی و غالب بودن دگرسانی سریسیتی و فراگیر بودن آن می‌تواند حاکی از نسبت بالای آب به سنگ و محتوای پایین REE در سیالات مسئول دگرسانی باشد (Fulignati et al., 1999; Alderton et al., 1980). براساس شواهد سنگ‌نگاری (جاننشینی پلاژیوکلازها توسط سریسیت)، غنی‌شدگی نسبی Eu در بعضی از نمونه‌های مورد بررسی نسبت به متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی نشان‌دهنده آزاد شدن مقداری از Eu جانشین شده در داخل پلاژیوکلازها طی دگرسانی گرمایی و حضور کانی‌های رسی و سولفیدهای گرمایی برای تمرکز و غنی‌شدگی Eu می‌باشد (Peter et al., 2003; Alderton et al., 1980). رفتار غیر عادی REE در رگه سولفیدی می‌تواند در ارتباط با تفاوت در میزان دگرسانی و اختلاف در مقادیر کانی‌های حاضر در رگه باشد.



شکل ۸. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد بررسی و متوسط پوسته قاره‌ای بالایی (UCC) به‌هنگار شده نسبت به کندریت براساس (Boynnton 1984)

## کنترل کانی‌شناسی سنگ بر روی توزیع عناصر نادر خاکی

چندین دسته کانی به‌عنوان میزبان REE ها در زون‌های دگرسانی گزارش شده‌اند که از آن جمله می‌توان به کانی‌های رسی، کانی‌های فسفات‌دار، اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن و منگنز، کانی‌های تیتانیوم‌دار و زیرکن اشاره کرد (Alderton et al., 1980; Lottermoser, 1990b). در این پژوهش، به منظور مشخص نمودن کانی‌های میزبان REE ها، از ضریب همبستگی رتبه‌ای پیرسون (Rollinson, 1993) استفاده شد (جدول ۲). همبستگی مثبت و بالای بین REE ها و اکسیدهای  $Al_2O_3$ ،  $SiO_2$  و  $K_2O$  وجود دارد و به ترتیب برابر با ۰/۸۷، ۰/۸۲ و ۰/۶۲ هستند و دلالت بر نقش اصلی کانی‌های سریسیت، ایلیت و کائولینیت در تمرکز و تثبیت REE ها دارد. بین REE ها و اکسیدهای  $Fe_2O_3$

و  $MnO$ ، ضریب همبستگی منفی و بالایی وجود دارد که به ترتیب برابر با ۰/۸۵ و ۰/۷۴ می‌باشد و نشان‌دهنده عدم تمرکز REE ها توسط کانی‌های آهن و منگنزدار است. از طرفی، وجود ضریب همبستگی مثبت و متوسط بین REE ها با  $TiO_2$  و  $Zr$  که به ترتیب برابر با ۰/۵۲ و ۰/۴۷ هستند، نشان می‌دهد کانی‌های تیتانیوم‌دار و زیرکن می‌توانند در کنترل عناصر نادر خاکی مؤثر باشند.

این احتمال وجود دارد، علاوه بر فازهای کانیایی شناسایی شده در بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانی‌های دیگری نیز میزبان REE ها در این سنگ‌ها باشند که با بررسی‌های میکروسکوپی شناسایی نشده‌اند. همبستگی مثبت و بالا بین عنصر  $Y$  و REE ها ( $R=0/65$ ) حکایت از نقش مؤثر کانی زینوتایم در توزیع REE ها در سنگ میزبان دگرسان شده دارد.

جدول ۲- بررسی ضریب همبستگی رتبه‌ای پیرسون بین عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه (اعداد با علامت "در سطح اطمینان ۰/۹۹ و با علامت" در سطح اطمینان ۰/۹۵ اندازه‌گیری شده‌اند)

	Y	Zr	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	K <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	
	۰/۷۵'	۰/۵۳	۰/۵۸	۰/۱۹	-۰/۸۱'	۰/۶۵	-۰/۸۴"	۰/۸۵"	۰/۸۹"	La
	۰/۷۹'	۰/۴۹	۰/۵۵	۰/۱۵	-۰/۷۸'	۰/۶۵	-۰/۸۴"	۰/۸۵"	۰/۸۷"	Ce
	۰/۷۰	۰/۴۷	۰/۶۰	۰/۲۹	-۰/۸۱	۰/۵۸	-۰/۸۳	۰/۸۰'	۰/۹۰"	Pr
	۰/۶۸	۰/۴۳	۰/۵۷	۰/۲۰	-۰/۸۳'	۰/۶۶	-۰/۷۸'	۰/۸۲'	۰/۸۸"	Nd
	۰/۷۰	۰/۳۸	۰/۴۷	۰/۱۱	-۰/۷۴'	۰/۶۵	-۰/۷۰	۰/۷۹'	۰/۷۸"	Sm
	۰/۶۸	۰/۴۸	۰/۵۸	۰/۲۳	-۰/۸۰'	۰/۶۸	-۰/۷۵'	۰/۸۲'	۰/۸۵"	Eu
	۰/۷۳'	۰/۳۷	۰/۶۰	۰/۱۶	-۰/۸۲'	۰/۷۴'	-۰/۷۶'	۰/۸۹"	۰/۸۵"	Gd
	۰/۶۶	۰/۳۵	۰/۵۰	۰/۰۵	-۰/۸۰'	۰/۷۳'	-۰/۷۱'	۰/۸۲'	۰/۸۳'	Tb
	۰/۶۴	۰/۴۸	۰/۵۷	۰/۲۷	-۰/۷۸'	۰/۶۳	-۰/۷۲'	۰/۷۹'	۰/۸۳"	Dy
	۰/۷۰	۰/۴۰	۰/۵۲	۰/۱۵	-۰/۷۸'	۰/۶۷	-۰/۷۷'	۰/۷۹'	۰/۸۶"	Ho
	۰/۶۹	۰/۴۲	۰/۵۶	۰/۱۵	-۰/۸۲'	۰/۷۲'	-۰/۷۷'	۰/۸۴"	۰/۸۷"	Er
	۰/۷۸'	۰/۴۵	۰/۵۷	۰/۱۳	-۰/۹۳'	۰/۶۷	-۰/۸۸"	۰/۸۴"	۰/۹۳"	Tm
	۰/۵۸	۰/۷۹	۰/۲۸	۰/۴۵	۰/۰۱	۰/۰۶	-۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۱۷"	Yb
	۰/۷۷'	۰/۱۹	۰/۳۴	-۰/۰۸	-۰/۶۷	۰/۶۱	-۰/۷۷'	۰/۷۳'	۰/۷۹"	Lu

آن در جدول ۱ موجود است:

$$Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm)_N \times (Gd)_N^{1/2}] \quad (\text{معادله ۱})$$

$$Ce/Ce^* = 2Ce_N / (La_N + Pr_N) \quad (\text{معادله ۲})$$

$$Pr/Pr^* = Pr_N / [(Ce)_N \times (Nd)_N^{1/2}] \quad (\text{معادله ۳})$$

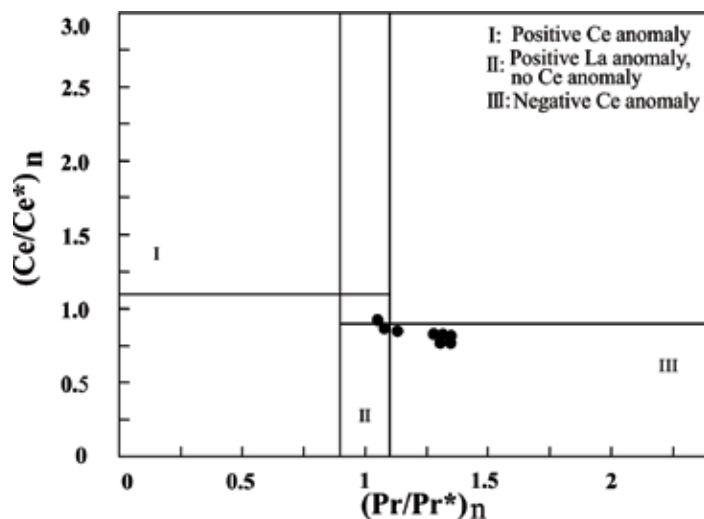
در روابط بالا، N به‌هنگار شدن عناصر نسبت به کندریت

## تفسیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce

در این نوشتار برای اندازه‌گیری مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu، Ce و Pr در رگه حاوی کانی‌سازی و سنگ میزبان دگرسان شده آن‌ها به ترتیب از روابط Taylor and McLennan (1985) استفاده شد، که نتایج

بررسی کمتر از ۱ است که این بی‌هنجاری منفی Ce مبین شرایط احیایی بوده که با حضور سولفیدهای گرمایی خصوصاً پیریت منطبق است. برای کنترل این نتایج از نمودار دومتغیره  $Ce/Ce^*$  در برابر  $Pr/Pr^*$  (Bau and Dulski, 1996) استفاده شد (شکل ۱۰). نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار مذکور در محدوده بی‌هنجاری منفی Ce قرار گرفته‌اند که حاکی از تهی‌شدگی Ce و شرایط احیایی محیط تشکیل می‌باشد.

(Taylor and McLennan, 1985) را نشان می‌دهد. بر پایه محاسبات انجام شده میزان بی‌هنجاری Ce، Eu و Pr در سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی دگرسان شده به ترتیب از ۰/۸۵ تا ۱/۱۰، ۰/۷۶ تا ۰/۹۱ و ۱/۰۳ تا ۱/۳۶ متغیر می‌باشد (جدول ۱). دامنه تغییرات نزدیک به ۱ برای نسبت  $Eu/Eu^*$  نشان‌دهنده محیط تشکیل خنثی تا اندکی اسیدی برای دگرسانی و فعالیت کم اکسیژن در زمان تبلور می‌باشد (Rollinson, 1993). نسبت  $Ce/Ce^*$  برای نمونه‌های مورد

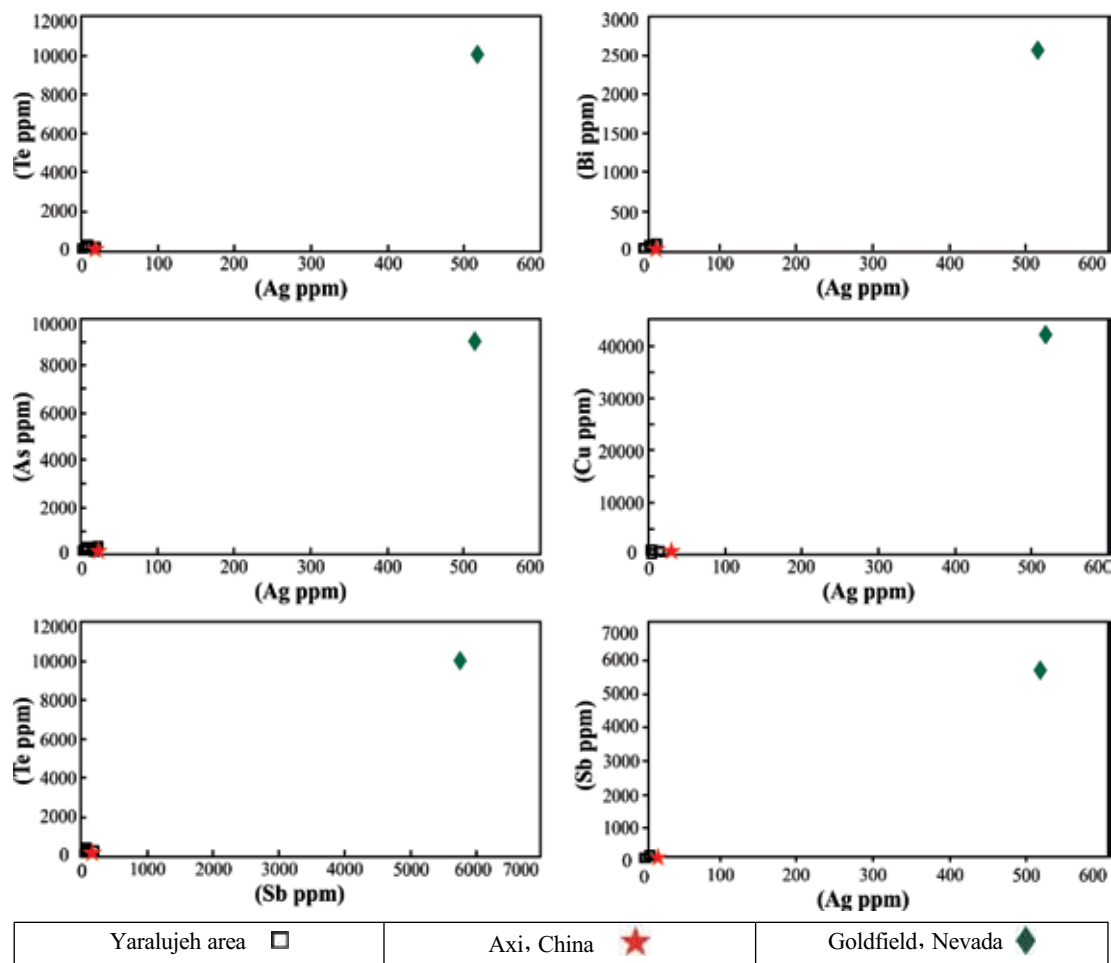


شکل ۱۰. در نمودار  $(Ce/Ce^*)_n$  در برابر  $(Pr/Pr^*)_n$  نمونه‌های مورد بررسی عمدتاً در محدوده III قرار گرفته‌اند و آنومالی منفی Ce را نشان می‌دهند (Bau and Dulski, 1996)

یارالوجه و مقایسه با مقدار متوسط ذخایر رگه‌ای جهانی سولفید بالای گلدفیلد نوادا (Ashley and Albers, 1975) و سولفید پایین کانسار طلای Axi چین (Zhai et al., 2009) نشان داد که اندیس رگه‌ای یارالوجه بسیار مشابه با کانسار Axi (رگه‌ای سولفید پایین) است (شکل ۱۱).

### بررسی نمودارهای دوتایی عناصر در اندیس رگه‌ای یارالوجه و مقایسه آن با الگوی جهانی LS و HS

رسم نمودار دوتایی مقدار Ag در برابر As، Te، Cu، Bi، Sb و مقدار Te در برابر Sb، نمونه‌های مورد بررسی در منطقه



شکل ۱۱. نمودار دوتایی عنصری Ag در برابر Te، As، Cu، Bi، Sb در برابر Ag در اندیس رگه‌ای یارالوجه که با متوسط کانسار گلدفیلد نوادا (الگوی جهانی سولفید بالا (Ashley and Albers, 1975)) و Axi چین (الگوی سولفید پایین (Zhai et al., 2009)) مورد مقایسه قرار گرفته است

## نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج حاصل از بررسی‌های زمین‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی اندیس رگه‌ای یارالوجه عبارتند از:

۱. سنگ میزبان اندیس رگه‌ای یارالوجه، یک توده نیمه‌آتشفشانی با ترکیب میکرودیوریتی و سری ماگمایی کالک‌آلکالن است. که به‌طور فراگیر تحت دگرسانی‌های سریسیتی و کربناتی شدن قرار گرفته است و محیط زمین‌ساختی تشکیل آن، کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای می‌باشد.

۲. نمودارهای دو متغیره Ba+Sr در برابر Ce+Y+La و Zr

در برابر  $TiO_2$  و همچنین مقادیر کمتر از یک برای  $TiO_2$  نشان دهنده منشأ درون‌زاد برای سیالات دگرسان کننده می‌باشند. همچنین نسبت Co/Ni نشان‌گر رزنگرمایی اندیس یارالوجه است.

۳. مقادیر کمتر از یک برای شاخص‌های زمین‌شیمیایی مانند Nb/La، Hf/Sm، Th/La و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE نشان‌دهنده این است که مهم‌ترین هم‌بافت‌های یونی در سیالات گرمایی هم‌بافت‌های Cl هستند.

۴. بررسی‌های زمین‌شیمیایی حکایت از آن دارد که توزیع و تشبیت عناصر نادر خاکی در رگه و سنگ میزبان

- زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the paleo-Tethys remnants Iran. Geological Society of American Bulletin, 103, 983-992.
- Alderton, D.H.M., Pearce, J.A. and Potts, P.J., 1980. Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from south-west England. Earth and Planetary Science Letters, 49, 149-165.
- Ashley, R.P., and Albers, J.P., 1975. Distribution of gold and other ore-related elements near ore bodies in the oxidized zone at Goldfield, Nevada, Geology and Geochemistry of the Goldfield Mining district, Nevada. Geological Survey. Professional, 1-48.
- Bau, M. and Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. Precambrian Research, 79, 37-55.
- Bi, X.W., Hu, R.Z., Peng, J.T. and Wu K.X., 2004. REE and HFSE geochemical characteristics of pyrites in Yao an gold deposit: tracing ore forming fluid signatures. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 23, 1-4 (in Chinese with English abstract).
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, in Henderson, P., ed., Rare earth element geochemistry. Amsterdam Elsevier, 63-114.
- Dill, H.G., Bosse, H.R. and Kassbohm, J., 2000. Mineralogical and chemical studies of volcanic-related argillaceous industrial minerals of the Central America Cordillera (Western Salvador). Economic Geology, 95, 517-538.
- Fulignati, P., Gioncada, A. and Sbrana, A., 1999. Rare earth element behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrother-
- دگرسان شده تابع عواملی نظیر تغییرات Eh و pH، میزان دسترسی به لیگاندهای همبافت‌ساز ( $\text{CO}_3^{2-}$ , F)، تثبیت در کانی‌های ثانویه و  $\text{SO}_4^{2-}$ ،  $\text{PO}_4^{3-}$  و  $\text{Cl}^-$ ، نسبت بالای آب به سنگ می‌باشد.
۵. الگوی توزیع REEها به همراه بی‌هنجاری Eu، Ce و Pr در رگه‌های حاوی کانی‌سازی و سنگ‌های دگرسان شده درون‌گیر آن‌ها نشان‌دهنده pH خنثی تا اندکی اسیدی برای سیالات مسئول دگرسانی و شرایط احیایی محیط تشکیل می‌باشد.
۶. همبستگی مثبت بین  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و Y با REEها دلالت بر نقش کانی‌های سربیسیت، ایلیت، کائولینیت، زینوتایم و کانی‌های تیتانیوم‌دار در تمرکز و تثبیت REEها دارد.
۷. تلفیق یافته‌های زمین‌شناسی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده این است که رگه‌ها و مجموعه کانی‌های دگرسانی گرمایی مشاهده‌شده در منطقه مورد مطالعه قابل قیاس با کانسارهای اپی‌ترمال سولفید پایین نوع حدواسط و رگه‌های چند فلزی دما متوسط مرتبط با کانسارهای مس پورفیری می‌باشد.

## منابع

- آقائباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- جبارزاده، ز.، حسین‌زاده، م.ر.، مؤید، م.، و فرامرزی، ر.، ۱۳۹۲. کانی‌سازی رگه‌ای فلزات پایه در اندیس رگه‌ای یارالوجه (شمال غرب اهر-استان آذربایجان شرقی). هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی، ۳۶۲-۳۶۹.
- جبارزاده، ز.، حسین‌زاده، م.ر.، مؤید، م.، و فرامرزی، ر.، ۱۳۹۴. کانی‌شناسی و زمین‌شیمی دگرسانی‌های گرمایی در اندیس رگه‌ای یارالوجه، (شمال غرب اهر-استان آذربایجان شرقی). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و سوم، ۹۴، ۷۵-۸۶.
- حاج‌علیلو، ب.، ۱۳۹۱. گزارش عملیات اکتشاف فلزات پایه با اولویت مس در کانسار علی جواد اهر. سازمان صنعت، معدن و تجارت استان آذربایجان شرقی.
- مهرپرتو، م. و امینی‌افضل، ع.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ورزقان با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰. انتشارات سازمان

- mal system of Volcano (Aeolian Islands, Italy). *Journal of Volcanology and geothermal research*, 88, 325-342.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48, 2341-2357.
  - Lewis, A.J., Palmer, M.R., Sturchio, N.C. and Kemp A.J., 1997. The rare earth element geochemistry of acid-sulfate and acid-sulfate-chloride geothermal systems from Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 695-706.
  - Lottermoser, B.G., 1990. Rare-earth element and heavy metal behaviour associated with the recent epithermal gold deposit on Lihir Island, Papua New Guinea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 40, 269-289.
  - Maiza, P.J., Pieroni, D. and Marfile, S.A., 2003. Geochemistry of hydrothermal kaolin in the SE area of Los Menvcos, Province of Rlonegro, Arrgentina. In: Dominguez, E.A., Mas, G.R., Cravero, F. (Eds.), 2001. *A Clay Odyssey Elsevier, Amsterdam*, 123-130.
  - McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (Eds.). *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Reviews in Mineralogy*, 21, 169-200.
  - Michard A., 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluid. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 745-750.
  - Mill, R.A. and Elderfield, H., 1995. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26°N Mid-Atlantic Ridge. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 3511-3524.
  - Oreskes, N. and Einaudi, M.T., 1990. Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia. *Economic Geology*, 85, 1-28.
  - Palacios, C.M., Hein, U.F. and Dulski, P., 1986. Behaviour of rare earth elements during hydrothermal alteration at the Buena Esperanza copper-silver deposit, northern Chile. *Earth Planetary Science Letter*, 80, 208-216.
  - Pearce J.A., Harris N.B.W and Tindle A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Petrology*, 25, 956-983
  - Pearce, J.A., 1996. Ausers guide to basalt discrimination diagram, in: D. A. Wyman (ED.), *Trace element Geochemistry of volcanic rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, Short Courses Notes. Geological Association of Canada*, 12, 79-113.
  - Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planetry Science Letter*, 32, 339-349.
  - Peter J.M., Good Fellow W.D. and Doherty W., 2003. Hydrothermal sedimentary rocks of the Heath Steel Belt, Bathurst mining camp, New Brunswick: Part 2, In: Good Fellow W.D., McCutcheon, S.R., Peter J.M. (Ed), *Massive sulfide deposits of the Bathurst mining camp, New Brunswick and Northern Main. Economic Geology*, 11, 391-415.
  - Price, B.J., 1972. Minor element in pyrites from the Smithers Map Area, British Columbia and Exploration Applications of Minor element Studies ( doctoral dissertation). Vancouver: Columbia University.

- Rio, R., Dupuy, C. and Dostal, J., 1981. Geochemistry of coexisting alkalin and calk-alkaline volcanic rocks from Northern Azarbijan (NW Iran). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 11, 253-275.
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, 352.
- Ronov A. B., Balashov Y. A. and Migdisov A. A., 1967. Geochemistry of the rare earths in the sedimentary cycle. *Geochemistry International*, 4, 1-17.
- Schandle, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97, 629-642
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. London. Geological Society Special Publication, 42, 313-345.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell. Oxford, 312.
- Whitney L., Evans W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187
- Wilkinson, J.J., Eyre, S.L. and Boyce, A.J., 2005. Ore-forming processes in Irish-type carbonate-hosted Zn-Pb deposits: evidence from mineralogy, chemistry and isotopic composition of sulfides at the Lisheen Min. *Economic Geology*, 100, 63-86.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 16, 325-343.
- Zhai, W., Sun, X., Sun, W., Su, L., He, X., and Wu, Y., 2009. Geology, Geochemistry, and genesis of Axi: A Paleozoic Low Sulfidation type epithermal gold deposit in Xinjiang, China. *Ore Geology Reviews*, 36, 265-281.





# لیتواستراتیگرافی و بیواستراتیگرافی سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس میش، تنگ گناوه (شمال گچساران)

فرزاد مرادی<sup>۱</sup>، عباس صادقی<sup>۲</sup> و حسن امیری بختیار<sup>۳</sup>

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳. شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب

تاریخ دریافت: ۹۲/۲/۱۰

تاریخ پذیرش: ۹۳/۷/۲۲

## چکیده

سازند آسماری در برش چینه‌شناسی تنگ گناوه در یال جنوبی تاقدیس میش با ستبرای ۳۶۶ متر ضخامت است و بطور عمده از تناوب سنگ آهک‌های رسی با سنگ آهک‌های بسیار ضخیم، ضخیم و متوسط لایه گاه همراه با میان‌لایه‌های دولومیتی تشکیل شده است. مرز زیرین این سازند با سازند پابده تدریجی و مرز فوقانی آن با سازند گچساران بصورت هم‌شیب و همراه با گسستگی سنگ‌شناسی می‌باشد. در این مطالعه، توالی کربناته در برش تنگ گناوه بر مبنای جنس، تغییر ضخامت لایه‌ها و رنگ به سه واحد سنگ‌شناسی تقسیم شده است. در مطالعات زیست‌چینه‌ای ۲۸ گونه متعلق به ۴۱ جنس از فرامینیفرها شناسایی و ۴ زون زیستی و یک زون مبهم براساس زون‌بندی لارسن و همکاران ۲۰۰۹ شناسایی و معرفی گردید. براساس مجموعه فسیلی و زون‌های زیستی شناسایی شده سن سازند آسماری در برش مورد مطالعه الیگوسن (روپلین - شاتین) - میوسن پیشین (آکی‌تائین - بوردیگالین) تعیین شد.

**واژه‌های کلیدی:** سازند آسماری، تاقدیس میش، لیتواستراتیگرافی، بیواستراتیگرافی، الیگوسن (روپلین - شاتین) و میوسن پیشین (آکی‌تائین - بوردیگالین).

## مقدمه

حاوی بخش تبخیری و در فروافتادگی دزفول دارای بخش ماسه‌سنگی است (آقائباتی، ۱۳۸۳). مرز زیرین این سازند با سازند پابده، تدریجی و مرز بالایی آن با سازند گچساران هم‌شیب و همراه با گسستگی سنگ‌شناسی است. بخش زیرین سازند آسماری در برش الگو گسترش ندارد ولی در برش‌های چینه‌ای حوالی میدان‌های نفتی گچساران (Adams and Bougeois, 1967) و تنگ تکاب (مطبیعی،

سازند آسماری (الیگوسن - میوسن) یکی از مهم‌ترین مخازن هیدروکربنی در ناحیه زاگرس می‌باشد. برش الگوی این سازند در کوه آسماری در تنگ گل ترش معرفی شده و از لحاظ سنگ‌شناسی از سنگ‌های کربناته متوسط تا ضخیم لایه تشکیل شده است. این سازند در نواحی لرستان

\* نویسنده مرتبط A.sadeghi@sbu.ac.ir

لایه‌بندی، بررسی تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها بر روی زمین و مطالعه میکروسکوپی ۱۸۰ مقطع نازک مورد بررسی قرار گرفته و فونای موجود در مقاطع نازک در حد جنس و گونه معرفی شدند. در نهایت ۶ بایوزون براساس زون‌بندی زیستی (Laursen et al. 2009) در مقطع مورد مطالعه تشخیص داده شد.

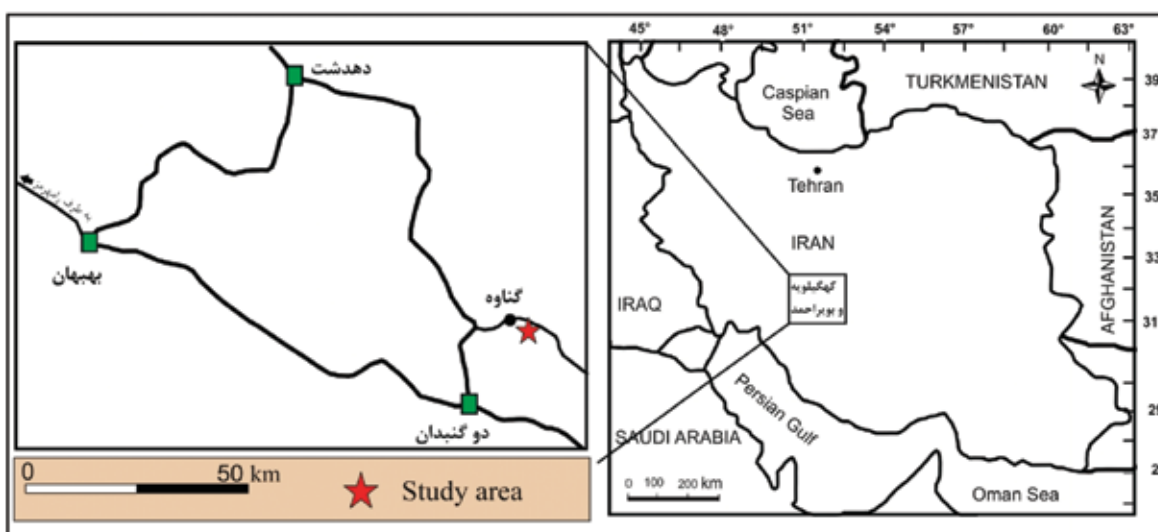
### موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی

برش چینه‌شناسی مورد مطالعه در تنگ گناوه در یال جنوبی تاقدیس میش قرار دارد. مختصات جغرافیایی قاعده برش "۵۷° ۲۶' ۳۰" عرض شمالی و "۴۹° ۰۱' ۵۰" طول شرقی است. جهت دسترسی به این برش در ۱۵ کیلومتری جاده آسفالت‌دهدشت - دوگنبدان، یک جاده فرعی به سمت شرق وجود دارد که پس از طی ۵ کیلومتر به برش مورد مطالعه منتهی می‌شود (شکل ۱).

بیشترین توسعه آن مشاهده می‌شود. در برش مورد مطالعه، این دو بخش زیرین تبخیری و ماسه سنگی وجود ندارد و مرز زیرین این سازند با سازند پابده تدریجی و مرز بالایی آن با سازند گچساران هم‌شیب و با گسستگی سنگ‌شناسی همراه است. با توجه به اهمیت سازند آسماری بعنوان یکی از مهمترین مخازن هیدروکربنی در زاگرس و با عنایت به تغییرات ضخامت، لیتولوژی، محتویات فسیلی و سن آن از جایی به جای دیگر در حوضه زاگرس و به منظور تکمیل زنجیره مطالعه آن سازند در این حوضه، یک برش در یال جنوبی تاقدیس میش در تنگ گناوه انتخاب و مورد مطالعات دقیق بیواستراتیگرافی و لیتواستراتیگرافی قرار گرفته است.

### روش مطالعه

سازند آسماری در برش یال جنوبی تاقدیس میش براساس برداشتهای زمین‌شناسی، تشخیص الگوی



شکل ۱. راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه (اقتباس از نقشه راه‌های کشور با اندکی تغییر)

لیتولوژی است. این سازند از لحاظ لیتولوژی به ۳ واحد سنگی A، B و C به شرح زیر تفکیک شده است. (شکل ۲ و ۳، ۴ و ۵)

#### واحد A:

این واحد با رنگ عمومی خاکستری، ۳۶/۵ متر از قاعده سازند آسماری را به خود اختصاص داده و از لحاظ لیتولوژی

### شرح واحدهای سنگ‌چینه‌ای سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس میش (تنگ گناوه)

سازند آسماری در برش مورد مطالعه ۳۶۶ متر ضخامت دارد. مرز زیرین آن با سازند پابده هم‌شیب و تدریجی و مرز بالایی آن با سازند گچساران هم‌شیب و همراه با گسستگی

شکست تازه کرم رنگ با رخساره میکروسکوپی و کستون.  
۱/۵ متر سنگ آهک متوسط لایه خاکستری رنگ و سطح  
شکست تازه کرم رنگ با رخساره میکروسکوپی پکستون تا  
گرینستون.

#### واحد B:

این واحد با رنگ عمومی کرم رنگ و با ضخامت ۲۳۵/۵  
متر در قاعده از آهک‌های ضخیم لایه شروع و به سمت  
بالا به آهک‌های بسیار ضخیم لایه تبدیل می‌گردد. میان  
لایه‌هایی از سنگ آهک‌های رسی نیز در بعضی از افق‌های  
این توالی دیده می‌شود.

شرح توالی سنگ‌های این واحد از پایین به بالا به شرح  
زیر است:

۱. ۱۶/۵ متر شامل سنگ آهک‌های متوسط تا خیلی  
ضخیم لایه به رنگ خاکستری و سطح شکست تازه کرم  
رنگ با رخساره میکروسکوپی پکستون می‌باشد.

۲. ۲ متر سنگ آهک مارنی دولومیتی متوسط لایه به  
رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره  
میکروسکوپی پکستون می‌باشد.

۳. از ضخامت ۵۵ متری تا ۲۷۲ متری شامل ۲۷۲ متر  
سنگ آهک‌های بسیار ضخیم لایه است که در بعضی جاها  
به صورت ضخیم لایه دیده می‌شود و به شرح زیر می‌باشد:

۷ متر سنگ آهک دولومیتی بسیار ضخیم لایه به رنگ  
کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن.

۲ متر سنگ آهک پلاژیک ضخیم لایه به رنگ کرم تیره  
و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی  
و کستون.

۶ متر سنگ آهک دولومیتی بسیار ضخیم لایه به رنگ  
کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن.

۲ متر سنگ آهک ضخیم لایه به رنگ کرم تیره و سطح  
شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی پکستون.

۲ متر سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه به رنگ کرم  
و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی  
پکستون - فلوتستون.

۱۲ متر سنگ آهک بسیار ضخیم لایه به رنگ کرم تیره  
و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی

به طور عمده از ۲۱ متر تناوب سنگ آهک و سنگ آهک‌های  
مارنی متوسط تا ضخیم لایه در قاعده و ۱۵/۵ متر سنگ  
آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه در بالا تشکیل شده است و  
شرح توالی از پایین به بالا به قرار زیر است:

الف- ۲۱ متر قاعده‌ای این واحد شامل:

۲ متر سنگ آهک متوسط لایه خاکستری رنگ و سطح  
شکست تازه کرم رنگ با رخساره میکروسکوپی پکستون.

۱ متر سنگ آهک مارنی متوسط لایه خاکستری تیره  
رنگ و سطح شکست تازه به رنگ کرم تیره با رخساره  
میکروسکوپی و کستون.

۱ متر سنگ آهک متوسط لایه خاکستری رنگ و شکست  
تازه کرم رنگ با رخساره میکروسکوپی و کستون.

۱ متر سنگ آهک مارنی متوسط لایه خاکستری رنگ  
و سطح شکست تازه کرم رنگ با رخساره میکروسکوپی  
پکستون.

۹ متر پوشش

۶ متر سنگ آهک مارنی متوسط تا ضخیم لایه  
خاکستری رنگ و سطح شکست تازه کرم رنگ با رخساره  
میکروسکوپی پکستون.

۱ متر سنگ آهک متوسط لایه خاکستری تیره رنگ و  
سطح شکست تازه به رنگ کرم تیره با رخساره میکروسکوپی  
پکستون.

ب. ۱۵/۵ متر بالایی این واحد شامل:

۲ متر سنگ آهک متوسط لایه خاکستری رنگ و سطح  
شکست تازه کرم رنگ با رخساره میکروسکوپی پکستون.

۲ متر سنگ آهک متوسط لایه خاکستری تیره رنگ و  
سطح شکست تازه کرم رنگ با رخساره میکروسکوپی و کستون.

۶ متر سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه خاکستری رنگ و  
سطح شکست تازه کرم رنگ با رخساره میکروسکوپی پکستون.

۱ متر سنگ آهک متوسط لایه خاکستری رنگ و سطح  
شکست تازه کرم رنگ با رخساره میکروسکوپی و کستون.

۱ متر سنگ آهک متوسط لایه خاکستری رنگ و سطح  
شکست تازه کرم رنگ با رخساره میکروسکوپی پکستون  
فلوتستون.

۲ متر سنگ آهک متوسط لایه خاکستری رنگ و سطح

- ۶ بسیار ضخیم لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه  
کرم روشن با رخساره میکروسکوپی پکستون- گرینستون.  
۲ متر سنگ آهک متوسط لایه به رنگ کرم تیره و سطح  
شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی گرینستون.  
۶ متر سنگ آهک ضخیم تا بسیار ضخیم لایه به  
رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره  
میکروسکوپی پکستون- گرینستون.  
۲ متر سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه به رنگ کرم  
تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی  
گرینستون.  
۲۴ متر سنگ آهک بسیار ضخیم لایه به رنگ کرم تیره  
و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی  
پکستون- گرینستون.  
۲ متر سنگ آهک ضخیم لایه به رنگ کرم تیره و سطح  
شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی پکستون-  
گرینستون.  
۶ متر سنگ آهک بسیار ضخیم لایه به رنگ کرم تیره  
و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی  
پکستون- گرینستون.  
۶ متر سنگ آهک بسیار ضخیم لایه به رنگ کرم تیره  
و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی  
وکستون- پکستون.  
۱۷ متر سنگ آهک بسیار ضخیم لایه به رنگ کرم تیره  
و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی  
پکستون- گرینستون.  
۱ متر سنگ آهک بسیار ضخیم لایه به رنگ کرم تیره  
و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی  
پکستون.  
۴ متر سنگ آهک بسیار ضخیم لایه به رنگ کرم تیره  
و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی  
وکستون- پکستون.  
۶ متر سنگ آهک بسیار ضخیم لایه به رنگ کرم تیره  
و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی  
وکستون.  
۲ متر سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه به رنگ کرم  
تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی  
پکستون- گرینستون.  
۲ متر سنگ آهک متوسط لایه به رنگ کرم تیره و سطح  
شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی پکستون.

۲/۵ متر سنگ آهک ضخیم لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی مادستون.  
۰/۵ متر سنگ آهک پلوتید و ایید دار متوسط لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی گرینستون.  
۲ متر سنگ آهک ضخیم لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی مادستون.

#### واحد C:

این واحد که با رنگ عمومی کرم رنگ ۹۴ متر ضخامت دارد و در قسمت‌های پایینی از سنگ آهک و سنگ آهک‌های مارنی کرم رنگ متوسط لایه، در قسمت میانی از تناوب سنگ آهک‌های دولومیتی و سنگ آهک‌های مارنی متوسط لایه و در قسمت بالایی از سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه همراه با میان لایه‌های سنگ آهک دولومیتی تشکیل شده و شرح توالی آن از پایین به بالا به قرار زیر است:

الف - ۱۴ متر قاعده‌ای شامل:

۳ متر سنگ آهک دولومیتی متوسط تا ضخیم لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی پکستون-گرینستون.  
۴ متر سنگ آهک مارنی دولومیتی متوسط تا ضخیم لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی مادستون.

۱/۵ متر سنگ آهک متوسط لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی گرینستون.

۴/۵ متر سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی پکستون-گرینستون.

ب - ۵۹ متر میانی شامل:

۲ متر سنگ آهک مارنی دولومیتی شده نازک تا متوسط لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن.

۲ متر سنگ آهک دولومیتی شده نازک تا متوسط لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی مادستون.

رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی وکستون - پکستون.

۱ متر سنگ آهک مارنی دولومیتی شده متوسط لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی وکستون - پکستون.

۱ متر سنگ آهک متوسط لایه به رنگ کرم و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی وکستون.

۱ متر سنگ آهک متوسط به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی وکستون - پکستون.

۱ متر سنگ متوسط لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی وکستون - پکستون.

۱ متر سنگ آهک مارنی متوسط لایه به رنگ کرم سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی پکستون.

۲ متر سنگ آهک دولومیتی شده ضخیم لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی پکستون - گرینستون.

۱ متر سنگ آهک مارنی دولومیتی شده متوسط لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن.

۰/۵ متر سنگ آهک دولومیتی متوسط لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی پکستون - گرینستون.

۸/۵ متر سنگ آهک بسیار ضخیم لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی پکستون - وکستون.

۱ متر سنگ آهک متوسط لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی پکستون - گرینستون.

۳ متر سنگ آهک ائیددار بسیار ضخیم لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی گرینستون.

۲ متر سنگ آهک بسیار ضخیم لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی پکستون - گرینستون.

تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی وکستون.

۹ متر آهک متوسط تا ضخیم لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی وکستون.

۴ متر سنگ آهک دولومیتی متوسط لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی وکستون- مادستون.

### ج - ۲۱ متر بالایی شامل:

۱۱ متر سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه به رنگ کرم و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی وکستون.

۲ متر سنگ آهک متوسط لایه به رنگ کرم و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی وکستون- وکستون

۸ متر سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه به رنگ کرم و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی وکستون - وکستون.

در نهایت واحد C از سازند آسماری به صورت هم شیب و همراه با گسستگی سنگ شناسی توسط توالی از سیلت وانیدریت سازند گچساران پوشیده می‌شود.

۱۰ متر سنگ آهک مارنی دولومیتی شده متوسط تا ضخیم لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن.

۴ متر سنگ آهک دولومیتی متوسط لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی مادستون.

۶ متر سنگ آهک دولومیتی متوسط لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن.

۲ متر سنگ آهک نازک تا متوسط لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی مادستون.

۷ متر سنگ آهک دولومیتی متوسط تا ضخیم لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی مادستون.

۵ متر سنگ آهک متوسط لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی وکستون.

۴ متر سنگ آهک دولومیتی متوسط لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی مادستون.

۱ متر سنگ آهک نازک تا متوسط لایه به رنگ کرم تیره و سطح شکست تازه کرم روشن با رخساره میکروسکوپی وکستون.

۳ متر سنگ آهک دولومیتی متوسط لایه به رنگ کرم



شکل ۲. نمای کلی از مرز سازند آسماری با سازند پابده و واحدهای A و B سازند آسماری (نگاه به سمت غرب)

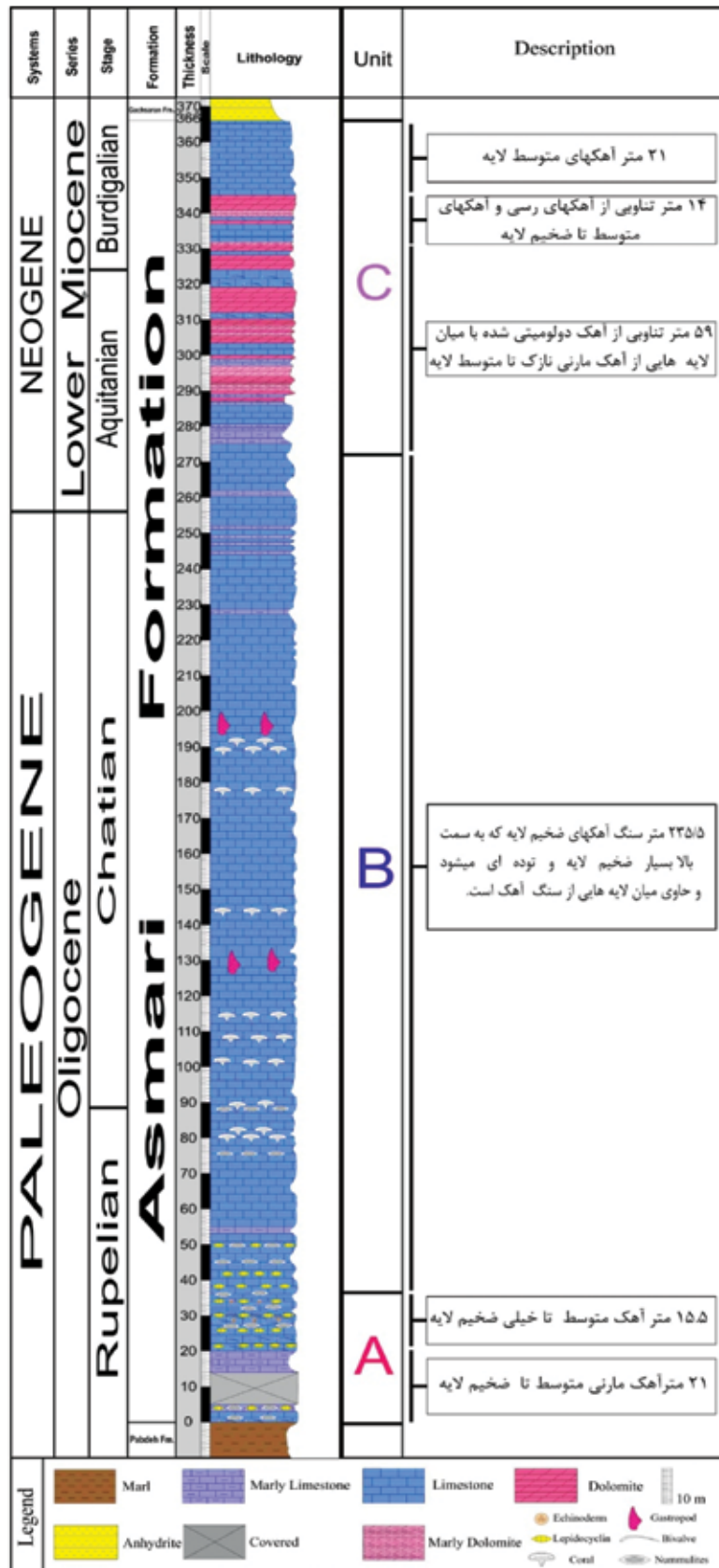


شکل ۳. نمای کلی از دو واحد سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس میش (تنگ گناوه) (نگاه به سمت جنوب غرب)



شکل ۴. نمای کلی از مرز بین سازند آسماری و سازند گچساران (نگاه به سمت شمال)





شکل ۵. ستون سنگ‌چینه‌ای سازند آسماری در برش یال جنوبی ناقدیس میش (تنگ گناوه)

## بایواستراتیگرافی سازند آسماری در برش مورد مطالعه

چینه نگاری زیستی و تعیین سن سازند آسماری اولین بار توسط Wynd (1965) انجام گرفت و سپس توسط Adames and Bourgeois (1967) بازنگری شد. در سال‌های اخیر مطالعات جدیدی در زمینه تعیین سن سازند آسماری انجام شده است. ابتدا (Ehrenberg et al., 2007) چند جنس فرامینیفرای سازند آسماری را در چند ناحیه از زاگرس به روش چینه‌نگاری ایزوتوپ استرانسیوم تعیین سن کردند که این مطالعه سبب تغییرات زمانی در سازند آسماری گردید. کاربرد سیستماتیک داده‌های

ایزوتوپی استرانسیوم بر روی مغزه‌های ۱۰ میدان نفتی ایران و ۱۴ رخنمون سازند آسماری در فروافتادگی دزفول، توسط لارسن - ۲۰۰۹ یک تجدید نظر اساسی را در جدول زون‌بندی زیستی سازند آسماری پیشنهاد کرده است. در این مطالعه ضمن شناسایی ۲۸ گونه متعلق به ۴۱ جنس فرامینیفر، ۴ زون زیستی و یک زون مبهم براساس زون‌بندی زیستی (Laursen et al., 2009) به شرح زیر شناسایی و معرفی گردید (شکل‌های ۶ و ۷ و ۸ و ۹):

۱. *Nummulites Vascus-Nummulites Fichteli* Assemblage Zone

این زون تجمعی با ۸۸/۵ متر ضخامت، حد فاصل ۱-۸۸/۵ متری از قاعده سازند آسماری را بخود اختصاص داده است. مجموعه همزیست زیر در این بایوزون شناسایی شده است.

*Nummulites* sp., *Nummulites vascus*, *Operculina complanata*, *Eulepidina elephantina*, *Rotalia vienoti*, *Heterostegina* sp., *Subteraniphullum thomasi*, *Lepidocyclina* sp. و این تجمع فونی معادل با زون تجمعی *Nummulites vascus - Nummulites fichteli* Assemblage Zone (Laursen et al., 2009) می‌باشد و این زون به زمان روپلین نسبت داده شده است.

۲. *Archaias asmaricus-Archaias hensoni-Miogypsinoides complanatus* Assemblage Zone

این زون تجمعی با ضخامت ۱۶۷ متر حدفاصل ۲۵۶-۸۸/۵ متری از سازند آسماری را به خود اختصاص داده است. در این بایوزون مجموعه همزیست زیر شناسایی شده است.

*Archaias kirkukensis*, *Miogypsinoides* sp., *Lepidocyclina* sp., *Archaias* sp., *Valvulinid* sp.1, *Valvulinid* sp., *Heterostegina* sp., *Elphidium* sp., *Spirocytypeous blankenhorni*, *Dendritina rangi*, *Peneroplis* sp., *Rotalia vienoti*, *Austrotrillina* sp., معادل *Millioliids*, *Borelis pygmaea* و *Amphistegina* sp.. با زون تجمعی *Archaias asmaricus - Archaias hensoni* - *Miogypsinoides complanatus* Assemblage Zone (Laursen et al., 2009) بوده و سن شاتین را نشان می‌دهد.

۳. *Peneroplis far-Miogypsina -Elphidium* sp. *sensis* Assemblage Zone

این بایوزون در حدفاصل ۲۵۶ تا ۲۸۶ متری سازند آسماری به ضخامت ۳۰ متر براساس مجموعه همزیست زیر شناسایی و معرفی شده است:

*Miogypsina* sp., *Elphidium* sp.14, *Millioliids*, *Elphidium* sp., *Dendritina rangi*, *Peneroplis* sp. این زون معادل با زون تجمعی *Miogypsina - Elphidium* sp. 14 - *Peneroplis farsensis* Assemblage Zone (Laursen et al., 2009) با سن آکی‌تانین از آسماری میانی می‌باشد.

۴. Indeterminate Zone

در حد فاصل ۲۸۶ تا ۳۲۴ متری فون‌هایی نظیر *Dendritina rangi*, *Discorbids*, *Millioliids* و خرده‌های *Echinoid* حضور دارند که از گستره زمانی نسبتاً زیاد برخوردارند ولی شاخص زمانی آنها در حد اشکوب نیست. به علاوه در این محدوده اغلب سنگ‌های آهکی دولومیتی شده‌اند. این زون معادل با زون مبهم Indeterminate Zone از زون‌بندی زیستی (Laursen et al., 2009) است که به دلیل قرارگیری در حدفاصل دو زون زیستی ۳ با سن آکی‌تانین و ۵ با سن بوردیگالین سن آن آکی‌تانین تعیین شده است.

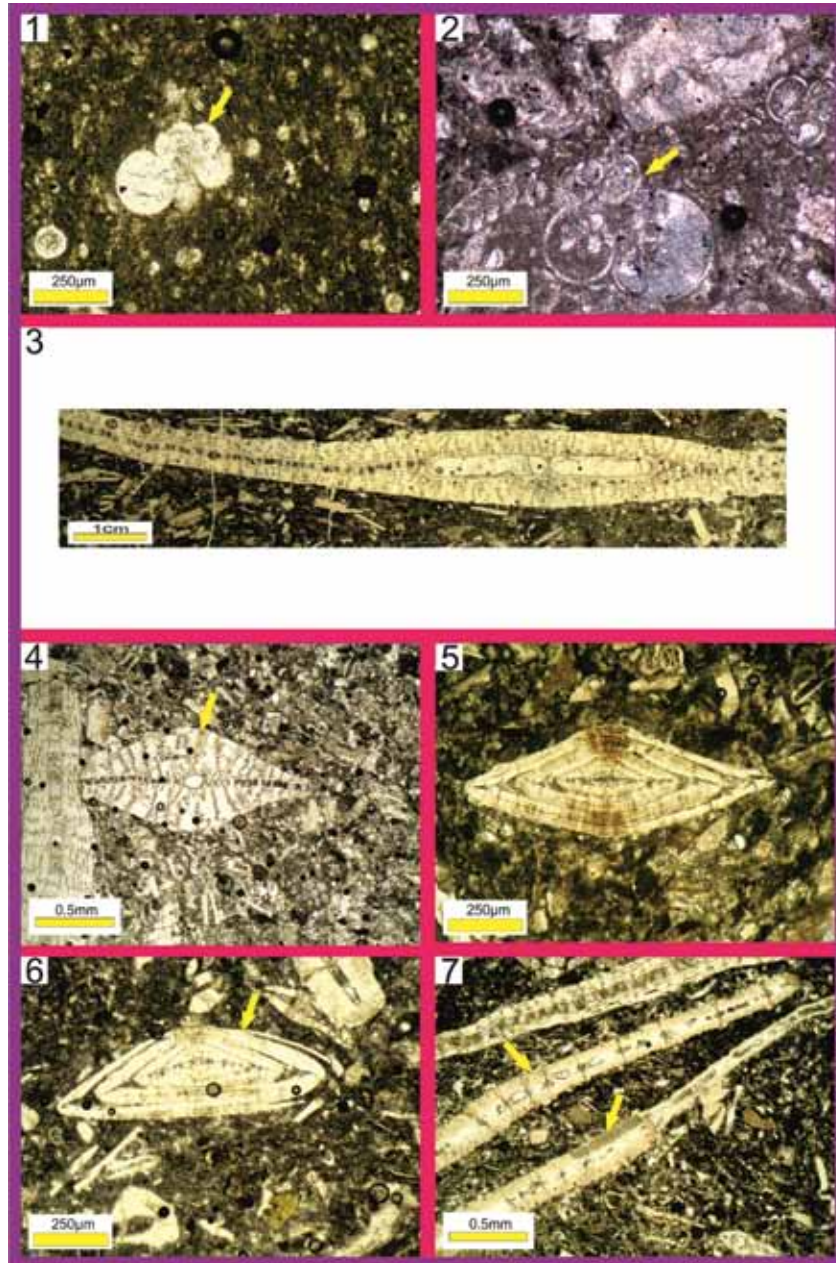
۵. *Borelis melo curdica-Borelis melo melo* Assemblage Zone

این زون تجمعی ۱۲ متر رأس سازند آسماری در حد فاصل ۳۲۴ تا ۳۳۶ متری به خود اختصاص داده است. مجموعه همزیست زیر در این بایوزون شناسایی شده است:

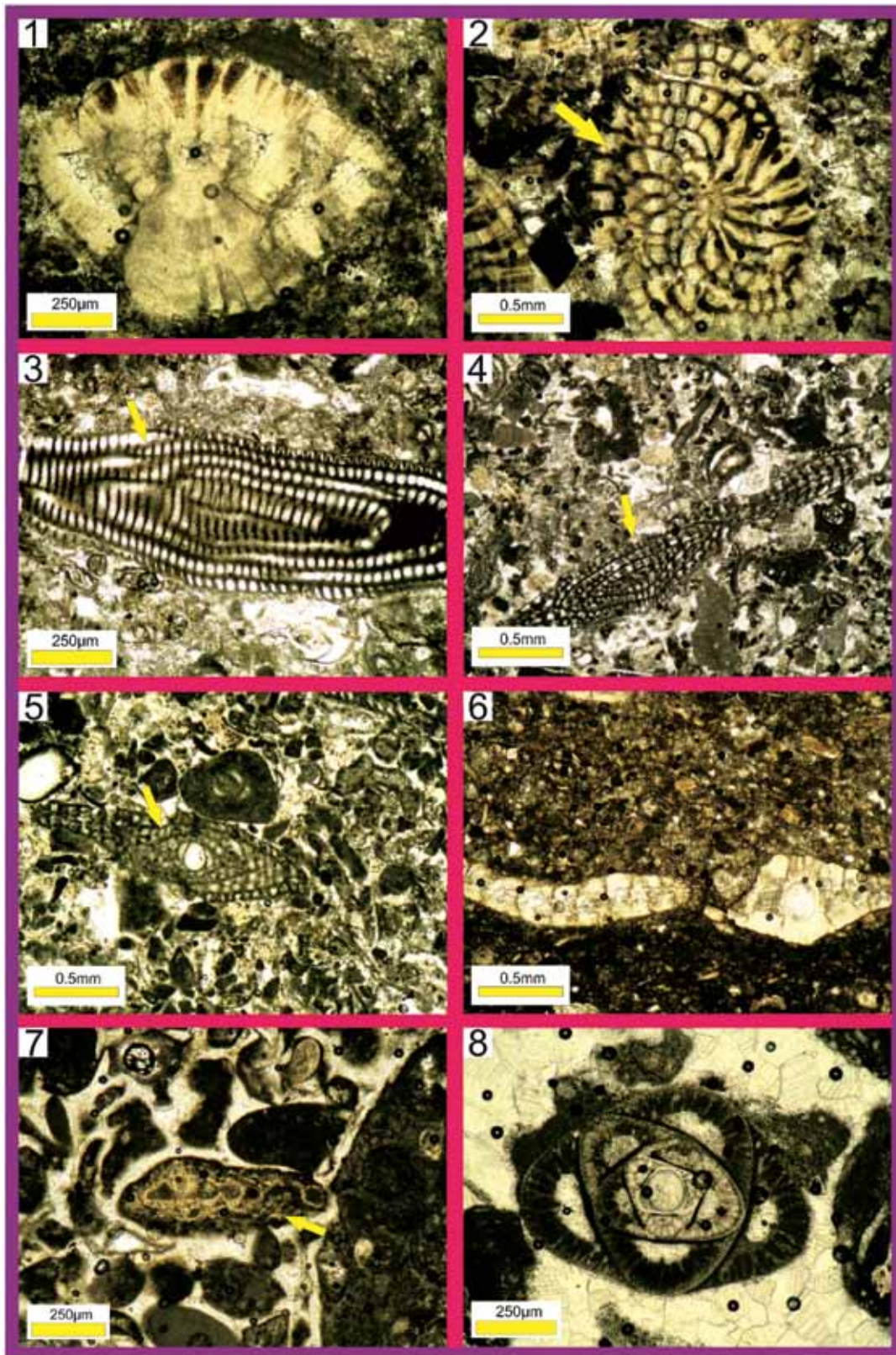
زون زیستی شماره ۱ از Adams and Bourgeois (1967) می‌باشد.

براساس زون‌های زیستی فوق و مجموعه فسیلی شناسایی شده در آنها، سن سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس میش (تنگ گناوه) الیگوسن (روپلین - شاتین) تا میوسن زیرین (آکی تانین - بوردیگالین) تعیین می‌شود.

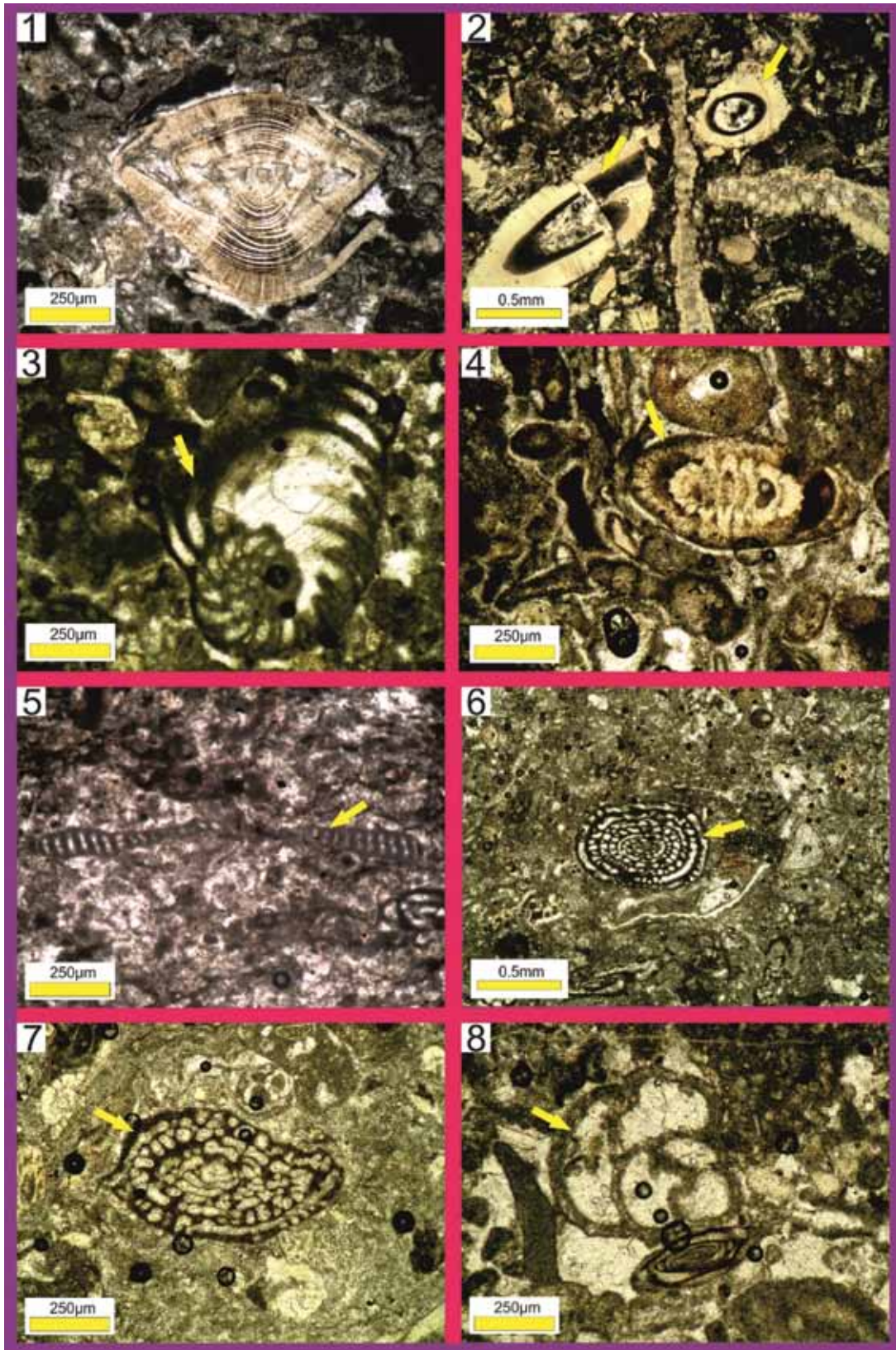
*Milliolids, Discorbissp., Borelissp., Dendritina rangi, Borelis melo curdica, Meandropsina iranica Borelis* and Echinoid *melo curdica - Borlis melo melo* Assemblage Zone (Laursen et al ., 2009) با سن بوردیگالین از آسماری بالایی می‌باشد. همچنین این زون تجمعی معادل با



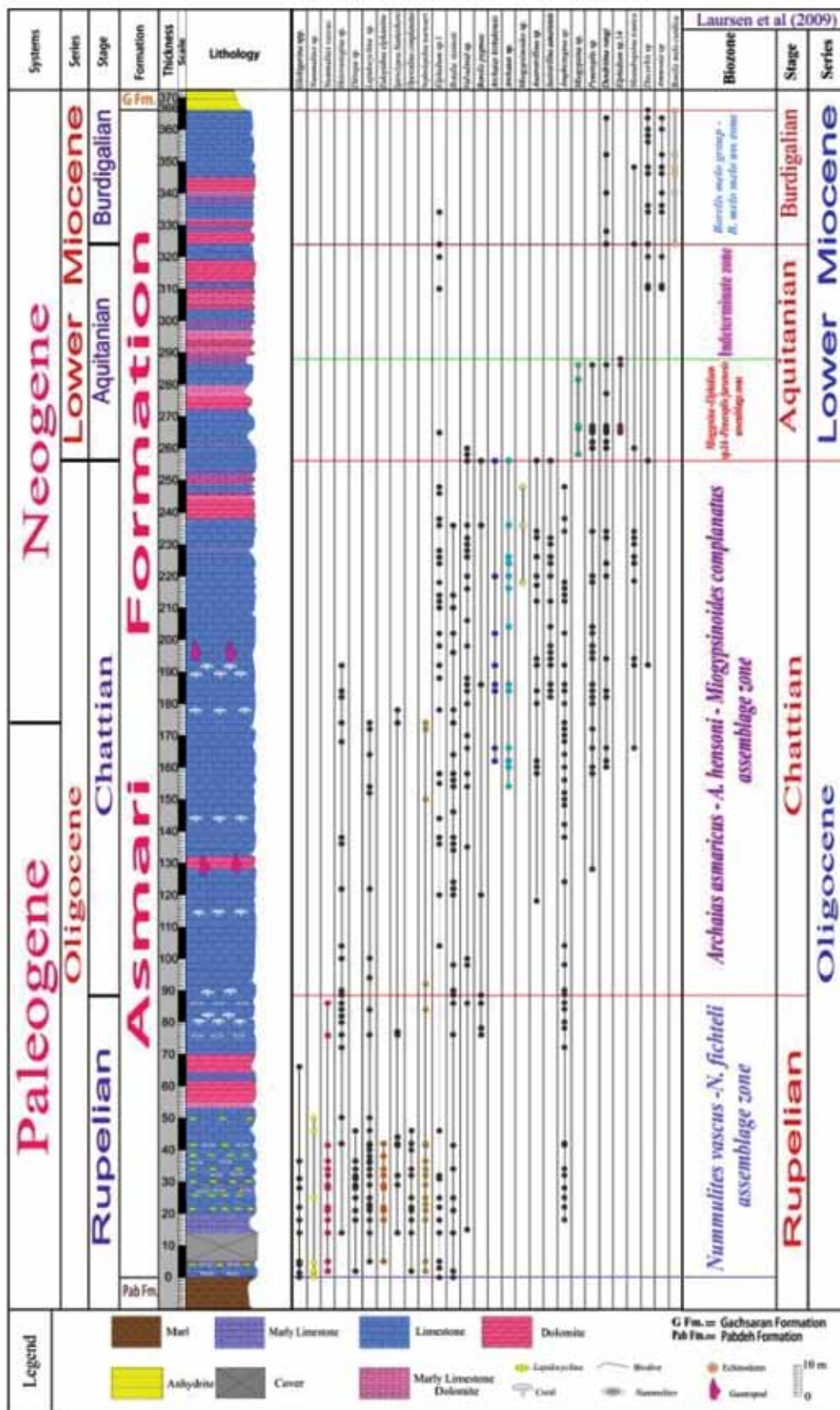
شکل ۶. تصاویری از فسیل‌های شناسایی شده در یال جنوبی تاقدیس میش (شمال گچساران). ۱) *Globigerina praebulloides* ۲) *Globigerina* sp. ۳) *Eulepidina elephantine* ۴) *Nephrolepidina tournoueri* ۵) *Nummulites vasuc* ۶) *Nummulites vasuc* ۷) *Operculina complanatus* (نور PPL)



شکل ۷. تصاویری از فسیل‌های شناسایی شده در بال جنوبی تاقدیس میش (شمال گچساران). ۱) *Neorotalia vienoti* (۲) *Heterostegina* sp. ۳) *Borelis pygmaea* (۴) *Archaias kirkukensis* (۵) *Archaias kirkukensis* (۶) *Archaias kirkukensis* (۷) *Miogypsina* sp. (۸) *Austrotrillina asmariensis* (نور PPL)



شکل ۸. تصاویری از فسیل‌های شناسایی شده در یال جنوبی تاکدیس میش (شمال گچساران). (۱) *Amphistegina* sp.، (۲) *Ditrupe* sp. (۳) *Peneroplis evolutus* (۴) *Elphidium* sp.14 (۵) *Meandropsina iranica* (۶) *Borelis melo curdia* (۷) *Borelis melo curdia* (۸) *Valvulina* sp. (نور PPL)



شکل ۹. زون‌بندی زیستی سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس میش (تنگ گناوه، شمال گچساران) بر مبنای نتایج زون‌بندی زیستی Laursen et al. (2009)

## نتیجه‌گیری

- Adams, C.G., Gentry A.W. and Whybrow, P.J., 1983. Dating the terminal Tethyan event. *Utrecht Micropal Bull.*, 30, 273-298.

- Allahkarampour Dill, M., Seyrafiyan, A., and Vaziri-Moghaddam, H., 2010. The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy. *Carbonates Evaporites*, 25, 145-160

- Ehrenberg S.N., Pickard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Svana, T.A., Aqrabi, A.A.M., McArthur, J.M. and Thirlwall, M.F. 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari formation (Oligocene - Lower Miocene), SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*. 30(2): 107 -128.

- James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of the Iranian oil consortium agreement area. *AAPG Bulletin*, 40, 12, 2184-2245.

- Laursen, G.V., Allan, T.L., et al., 2006. Reassessment of the age of the Asmari formation, Iran. Abstract, Forums 2006, 10-15 September 2006, Natal, Brazil.

- Laursen, G.V., Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiny, A., Vincent, B., Hamon, Y., van Buchem, F.S.P., Moallemi, A., Druillion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation. *First International Petroleum Conference & Exhibition- Shiraz*.

- Loeblich, A.R. and Tappan, H., 1998. *Foraminiferal Genera and Their Classification*, 2 Volumes. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 970 .

- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area. *IOOC Report*, no. 1082, unpublished.

سازند آسماری در برش چینهای یال جنوبی ناقدیس میش ۳۶۶ متر ضخامت دارد و از سه واحد سنگی A، B و C به ترتیب با ضخامت‌های ۳۶/۵، ۲۳۵/۵ و ۹۴ متر تشکیل شده است. مرز زیرین آن با سازند پابده تدریجی و مرز بالایی آن با سازند گچساران هم‌شیب و همراه با گسستگی سنگ شناسی است.

در مطالعات زیست‌چینه‌ای ضمن شناسایی ۲۸ گونه متعلق به ۴۱ جنس از فرامینیفرها ۴ زون زیستی و یک زون مبهم براساس زون‌بندی (Laursen et al., 2009) به شرح زیر شناسایی و معرفی گردید.

1. *Nummulites vascus-Nummulites fichteli* Assemblage Zone.
2. *Archaias asmaricus-Archaias hensoni-Miogypsinoides complanatus* Assemblage Zone.
3. *Miogypsina -Elphidium* sp.14-*Peneroplis farsensis* Assemblage Zone.
4. Indeterminate Zone.
5. *Borelis melo curdica-Borelis melo melo* Assemblage Zone.

براساس زون‌های زیستی شناسایی شده سن سازند آسماری در برش مورد مطالعه الیگوسن (روپلین - شاتین) - میوسن پیشین (آکی‌تانین - بوردیگالین) تعیین شد.

## سپاسگزاری

در اینجا لازم است از شرکت مناطق نفت‌خیز جهت همکاری ارزشمندشان تشکر و قدردانی شود.

## منابع

- آفانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- مطیعی، همایون.، ۱۳۷۲. چینه‌شناسی زاگرس، از انتشارات طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، ۵۳۶.
- Adams, T.D. and Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy: Iranian Oil Operating Companies. *Geological and Exploration Division, Report 1074*, 34.

# خصوصیات هیدروژئوالکتریک سازندهای آسماری و ایلام - سروک در ناودیس سوسن، شمال ایذه

حمیدرضا ناصری<sup>۱\*</sup>، نجات زیدعلی نژاد<sup>۲</sup> و فرشاد علیجانی<sup>۳</sup>

۱. دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲. دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳. استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

تاریخ دریافت: ۹۲/۲/۲۵

تاریخ پذیرش: ۹۳/۱۲/۱۷

## چکیده

منطقه کارستی سوسن به صورت ناودیس پلانژ داری در شمال دشت ایذه و در حوضه کارون میانی قرار گرفته است. در این مقاله، خصوصیات هیدروژئوالکتریک سازندهای آهکی آسماری و ایلام- سروک با هدف تعیین دامنه تغییرات مقاومت الکتریکی آهک‌های خشک و آب‌دار، میزان کارست‌شدگی، وجود شکستگی‌ها و در نهایت تعیین مناطق با بیشترین پتانسیل آب زیرزمینی مورد بررسی گرفته است. بدین منظور، ۲۴۵ سونداژ ژئوالکتریک با آرایه شلومبرژه در مجاورت حد تماس آهک‌ها با آبرفت داده‌برداری شده و به صورت یک‌بعدی مورد تفسیر قرار گرفته است. سپس توموگرافی ژئوالکتریک دوبعدی در هشت مقطع انتخابی با استفاده از مدل RES2DINV انجام و مورد تحلیل واقع شده است. منحنی‌های سونداژ سازند آسماری دارای مقاومت الکتریکی کمتر، شکل هموارتر و دامنه مقاومت کمتر نسبت به سازند ایلام - سروک می‌باشند که می‌توان وجود آبخوان با آبدی زیاد را بر روی آن با توجه به شیب ملایم کاهش مقاومت آبخوان مشخص نمود. تفسیر مقاطع توموگرافی ژئوالکتریک دوبعدی مشخص نمود که آهک ایلام- سروک در مناطق خردشده پتانسیل آب زیرزمینی قابل توجهی دارند و توسعه کارست و حفرات در آن‌ها نسبت به آهک آسماری کمتر است. وجود آهک متراکم ایلام - سروک در مجاور پهنه‌های خردشده‌ای که هدایت آب زیرزمینی را برعهده دارند، باعث شده است که حرکت رو به بالای آب زیرزمینی و در نتیجه ظهور چشمه‌ها در این سازند در منطقه سوسن رخ دهد. نتایج بررسی‌های هیدروژئوالکتریک مشخص کرد که آبخوان آهکی آسماری علی‌رغم نبود چشمه مهم در آن در ناودیس سوسن، وضعیت بسیار مناسبی دارد. در سازند ایلام - سروک، چشمه‌ها از طریق مناطق خردشده تخلیه می‌شوند. آهک‌های این سازند در عمق متراکم می‌باشند که می‌تواند نمایانگر تخلخل زمینه‌ای کم‌آهک مذکور باشد، در حالی که به دلیل تخلخل ذخیره‌ای بیشتر، مقاومت الکتریکی آهک آسماری کمتر می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: هیدروژئوالکتریک، توموگرافی، پتانسیل آب زیرزمینی، کارست سوسن و ایذه.



## مقدمه

در نواحی کارستی، جریان آب زیرزمینی را سازندها و ساختارهای زمین‌شناسی تعیین می‌کنند (Goldscheider and Drew, 2007). نقش سازندهای زمین‌شناسی بستگی به خلوص و انحلال‌پذیری سنگ دارد. سیلیکات‌ها و کانی‌های رسی مهم‌ترین ناخالصی‌های موجود در سنگ‌های کربناته هستند. توسعه کارست در آهک‌های حاوی بیش از ۲۰ تا ۳۰ درصد رس یا سیلت، اندک است (Ford and Williams, 2007). با این حال ممکن است در مناطق خردشده متاثر از گسل‌ها و شکستگی‌های بزرگ، جریان ترجیحی متمرکز رخ داده و به مرور زمان انحلال و توسعه کارست تشدید شود، هر چند در بعضی موارد گسل‌ها به‌عنوان محدودکننده‌های هیدرولیکی عمل می‌نمایند (Herold et al., 2000). ساختارهای چین‌خورده، مسیره‌های اصلی جریان آب زیرزمینی را در آبخوان‌های کارستی مشخص می‌نمایند. جریان آب کارستی در ناودیس‌ها به موازات روند تاقدیس و به سمت محور متمرکز می‌شود، در حالی که محور تاقدیس‌ها اغلب به‌عنوان خط تقسیم محلی آب زیرزمینی عمل می‌کنند و آب‌های کارستی تمایل دارند تا در امتداد یال‌های تاقدیس تمرکز یابند (Goldscheider and Drew, 2007).

آبخوان‌های کارستی اصلی در شمال شرق خوزستان، مشابه با دیگر مناطق زاگرس در سازندهای آسماری و ایلام-سروک شکل گرفته‌اند که مهمترین منبع تامین آب شرب برای ساکنین منطقه می‌باشند. مطالعات انجام‌شده در تاقدیس‌های جنوب غرب ایذه نشان داده است که به لحاظ هیدروژئولوژی، سازند آهکی آسماری با ظرفیت ذخیره زیاد و جریان غالب پایه و آهک‌های ایلام-سروک با جریان سریع مجرای غالب و ظرفیت ذخیره کم تشخیص داده شده است (Nassery et al., 2013؛ ناصری و همکاران، ب-۱۳۹۱). با این حال، وجود چشمه‌های کارستی دائمی با آبدهی زیاد که از سازند ایلام-سروک در منطقه سوسن، واقع در ۲۰ کیلومتری شمال ایذه تخلیه می‌شوند، نمایانگر وجود آبخوان کارستی با ظرفیت ذخیره زیاد در این سازند در مقایسه با سازند آسماری است که چشمه‌ای از آن تخلیه نمی‌شود. تعیین خصوصیات

هیدروژئوالکتریک آهک‌های آسماری و ایلام-سروک در ناودیس سوسن می‌تواند کمک شایانی در شناخت پتانسیل آب زیرزمینی آبخوان‌های کارستی نماید. محققین بسیاری از روش‌های ژئوالکتریک برای تعیین مشخصات هیدروژئولوژی آبخوان‌های کارستی استفاده کرده‌اند (Gowd, 2004; Skinner and Heinson, 2004; Nathalie et al., 2007). امروزه با توسعه روش‌های توموگرافی<sup>۱</sup>، شناخت ناهنجاری‌های مربوط به حفرات زیرسطحی، نوع آبخوان و مناطق خردشده زیرزمینی با استفاده از روش ژئوالکتریکی یک نسبت به روش‌های محاسباتی تک بعدی تسهیل شده است (Nguyen et al., 2005; Zonge et al., 2005; Sultan and Monteiro Santos, 2008; Kaufmann and Romanov, 2009). توموگرافی مقاومت الکتریکی<sup>۲</sup> شامل وارون‌سازی مبتنی بر مدل‌سازی در شبکه دوبعدی داده‌های مقاومت الکتریکی می‌باشد (Loke and Barker, 1996). ناصری و همکاران (۱۳۸۷) توموگرافی ژئوالکتریک را به‌عنوان روش مکمل مطالعات هیدروژئولوژی کارست توصیه کرده‌اند و با مقایسه نتایج حاصل از مطالعات زمین‌شناسی سطحی و ژئومورفولوژی با مطالعات ژئوالکتریک در تاقدیس آسماری، عدم همبستگی بین نمایان‌گرهای سطحی و کارست‌شدگی عمقی را تعیین نموده‌اند.

در این مقاله، به‌منظور تعیین دامنه تغییرات مقاومت الکتریکی آهک‌های خشک و آبدار، میزان کارست‌شدگی، وجود شکستگی‌ها و در نهایت تعیین مناطق با بیشترین پتانسیل آب زیرزمینی در سازندهای آهکی آسماری و ایلام-سروک ناودیس سوسن، ۲۴۵ سونداژ ژئوالکتریک با آرایه شلومیرزه در مجاورت حد تماس آهک‌ها با آبرفت داده‌برداری شده و تفسیرهای یک‌بعدی و دوبعدی در مقاطع انتخابی به‌منظور شناخت خصوصیات هیدروژئوالکتریک سازندی مورد تحلیل قرار گرفته است. دشت سوسن با مساحت حدود ۸۰ کیلومتر مربع در بخش شمال شرقی استان خوزستان، شمال شهرستان ایذه قرار گرفته است (شکل ۱). رودخانه کارون با میانگین دبی ۲۳۴ مترمکعب بر ثانیه از جنوب شرق وارد ناودیس سوسن شده و سپس با حرکت در امتداد

1. tomography

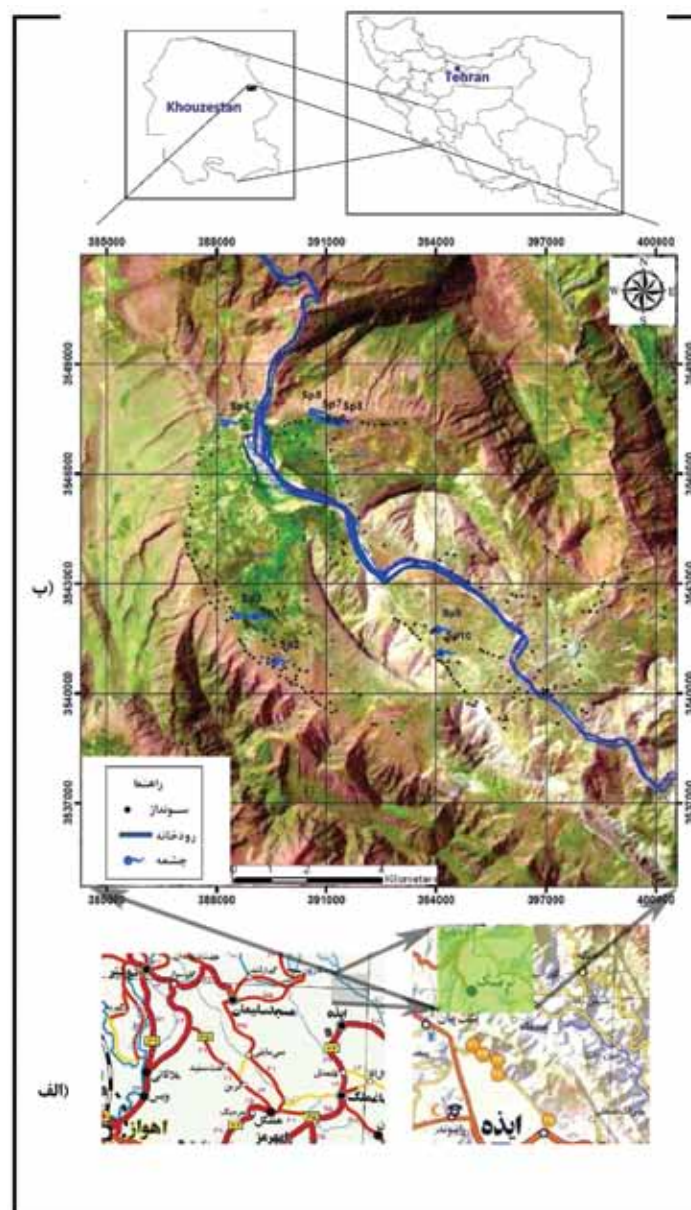
2. ERT

شرقی، گسل‌های عادی و معکوس، سیمای پری‌کلین در آهک‌ها، تاقدیس‌های پشت‌نهنگی و ناودیس‌های باز از جمله ویژگی‌های منطقه سوسن می‌باشند. سازندهای زمین‌شناسی رخنمون‌یافته به‌ترتیب از قدیم به جدید شامل سنگ آهک و دولومیت داریان- فهلیمان، مارن و شیل کژدمی، سنگ آهک و دولومیت ایلام- سروک، مارن و شیل پایده- گورپی و سنگ آهک و دولومیت آسماری- چهارم می‌باشند (شکل ۲).

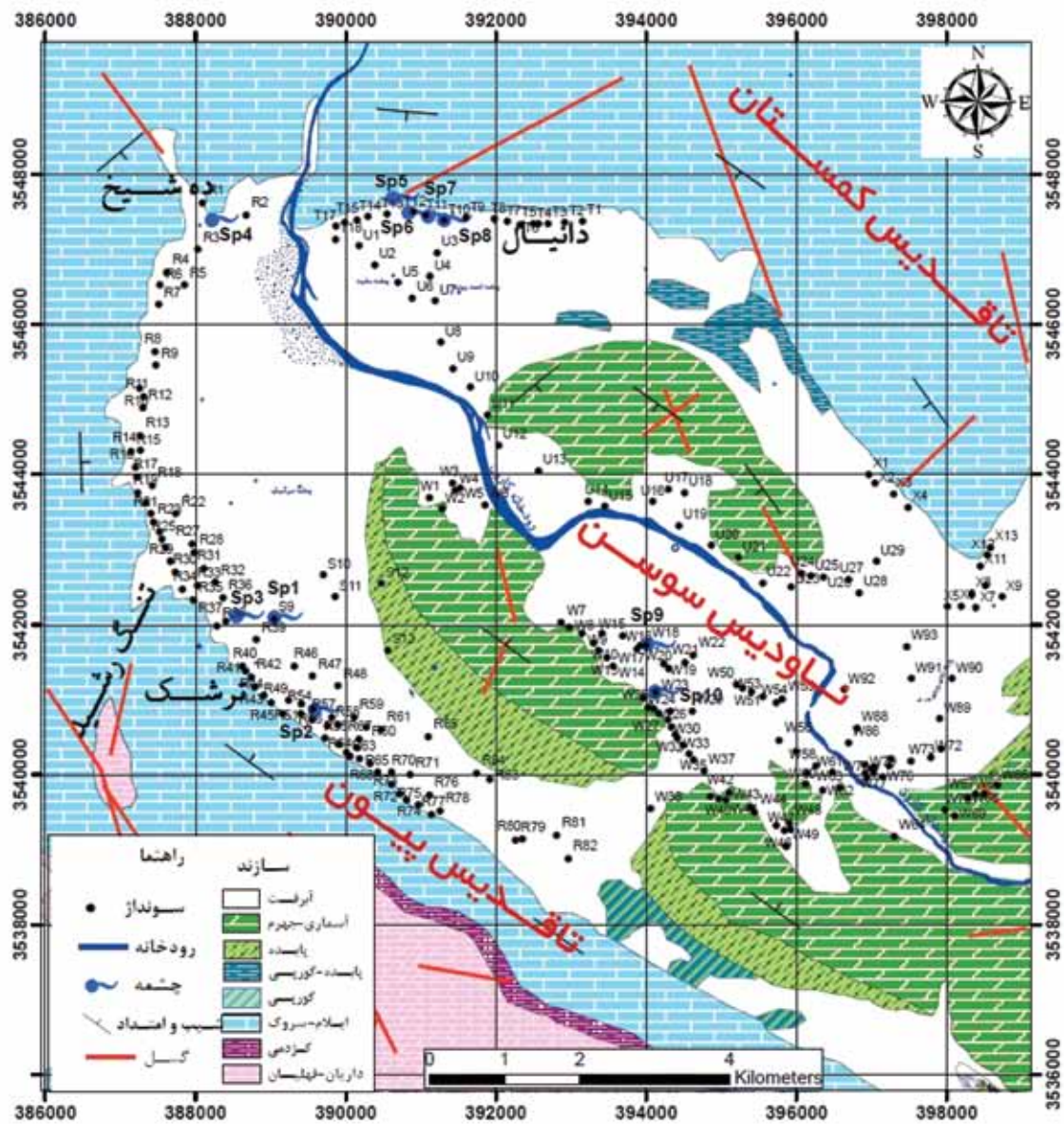
محور از پلانژ شمال غربی خارج می‌شود. دشت سوسن با میانگین بارش سالیانه ۸۰۰ میلی‌متر، درجه حرارت ۱۹ درجه سانتیگراد و متوسط تبخیر سالیانه ۱۶۰۰ میلی‌متر دارای آب و هوای نیمه مرطوب می‌باشد.

## زمین‌شناسی و هیدروژئولوژی

منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه زاگرس چین‌خورده و پهنه زاگرس مرتفع به‌شمار می‌رود. زمین‌شناسی ساختمانی منطقه متأثر از زمین‌ساخت پهنه ایزده می‌باشد. تاقدیس‌ها و ناودیس‌های موازی با هم با روند شمال غربی - جنوب



شکل ۱. الف) موقعیت جغرافیایی، ب) تصویر ماهواره‌ای ناودیس سوسن (اقتباس از موسسه گی‌تاشناسی، ۱۳۸۸)



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی و موقعیت سونداژهای ژئوالکتریک ناودیس سوسن (تصحیح شده براساس شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۴۵)

گسل‌های راست‌الغز راستگرد اغلب در سازند ایلام- سروک در محدوده مورد مطالعه مشاهده می‌شوند (شکل ۲). روند کلی گسل‌های منطقه شمال غربی- جنوب شرقی است، در حالی که گسل‌های با روند عمود بر آن‌ها نیز وجود دارند که بازشدگی بیشتری نشان می‌دهند. روند رودخانه کارون در منطقه به‌طور کلی از محور ناودیس تبعیت می‌نماید، هر چند که تغییرات ناگهانی مسیر رودخانه، احتمالاً ناشی از شکستگی‌ها است، دیده می‌شود. ناودیس سوسن در میان دو تاقدیس پیون در غرب و کمستان در شرق واقع شده است.

سازندهای آهکی ایلام- سروک و آسماری- چهرم دارای درز و شکستگی و حفرات انحلالی فراوان می‌باشند و می‌توانند پتانسیل آب زیرزمینی بالایی داشته باشند. سازندهای شیل و مارنی کژدهی و پابده- گورسی را می‌توان واحدهای با اهمیت هیدروژئولوژیک ناچیز در نظر گرفت. رسوبات آبرفتی دشت سوسن از رسوبات دانه درشت تا رسوبات دانه ریز تپه‌ماهوری می‌باشند. رسوبات دانه‌درشت شامل ماسه، شن و قلوه‌سنگ‌هایی می‌باشند که بیش‌تر نتیجه فرسایش سنگ‌های آهکی هستند.

است که سازند ایلام- سروک در منطقه سوسن، پتانسیل آب زیرزمینی بالاتری نسبت به سازند آسماری داشته باشد (شکل ۲). مهم‌ترین چشمه‌های موجود در محدوده مورد مطالعه از سازند ایلام- سروک منشأ می‌گیرند. جدول ۱ دبی، درجه حرارت و هدایت الکتریکی این چشمه‌ها که در دو فصل خشک و مرطوب در سال ۱۳۹۰ اندازه‌گیری شده‌اند را نشان می‌دهد. چشمه سیاه‌چال جریان آب زیرزمینی افشان را در سیستم کارست نشان می‌دهد ولی بقیه چشمه‌ها، سیستم غالب مجرای را نشان می‌دهند و سازند ایلام- سروک مخصوصاً در نزدیکی این چشمه‌ها پتانسیل آب زیرزمینی مناسبی دارد (زیدعلی نژاد، ۱۳۹۰). چشمه‌های SP3، SP2، SP4، SP5، SP9 و SP10 (شکل ۱) در سال آبی مورد مطالعه ۹۰-۹۱ کاملاً خشک بودند. شکل ۳ تصاویری از چشمه‌های منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

کارن‌ها و غارها از اشکال ژئومورفولوژیک کارست موجود در محدوده مورد مطالعه در سازند آسماری، در یال شمال شرقی ناودیس می‌باشند. سازندهای ایلام- سروک و آسماری را می‌توان مهم‌ترین مخازن آب زیرزمینی در محدوده مورد مطالعه در نظر گرفت. در سازند آسماری ناودیس سوسن، چشمه قابل توجهی وجود ندارد. سازند ایلام- سروک در دو یال ناودیس سوسن، آبخوان کارستی مهمی را تشکیل داده است. در یال شمال شرقی، عمده تخلیه توسط چشمه‌های ده حوض (SP6)، آب دانیال (SP7) و شلمه زردی (SP8) و در مجاورت دماغه ناودیس انجام می‌شود، ولی در یال جنوب غربی تخلیه عمده از طریق چشمه چال شه (SP1) با فاصله از پلانژ ناودیس و در حوالی تنگ رشید رخ می‌دهد. به دلایلی همچون بیشتر بودن مساحت رخنمون، دارا بودن چشمه‌های پرآب و شکستگی‌های بزرگ انتظار بر آن

جدول ۱. دبی، دما و هدایت الکتریکی برای چشمه‌های مهم موجود در منطقه سوسن (دبی بر حسب لیتر بر ثانیه، دما بر حسب درجه سانتیگراد و هدایت الکتریکی بر حسب میکروزیمنس بر سانتی‌متر می‌باشد)

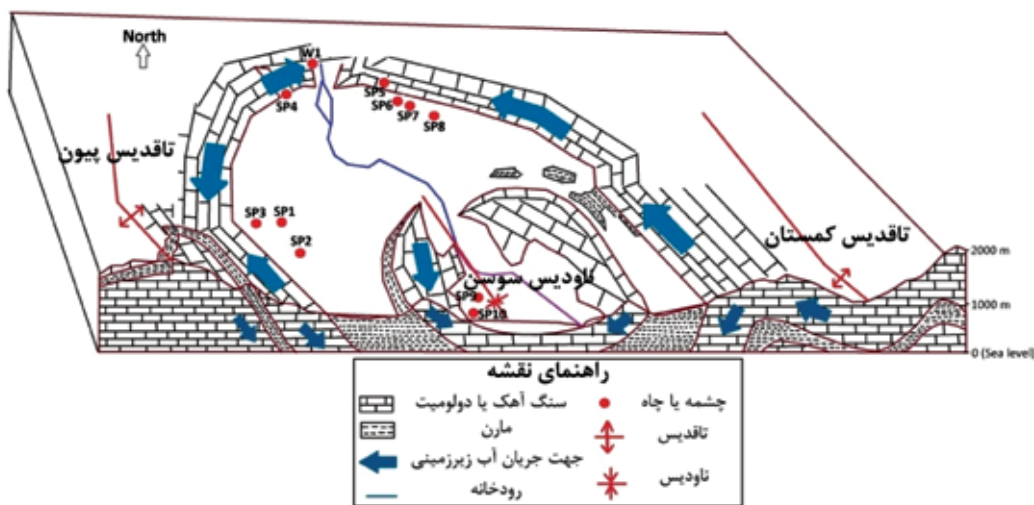
چشمه	فصل خشک سال آبی ۹۰-۹۱			فصل مرطوب سال آبی ۹۰-۹۱		
	دبی	دما	هدایت الکتریکی	دبی	دما	هدایت الکتریکی
چال شه (SP1)	۸۰۰	۱۹/۴	۳۹۶	۱۰۰۰	۱۹	۵۱۶
ده حوض (SP6)	۵۰	۲۳/۰	۳۸۹	۸۰۰	۲۰	۴۳۵
آب دانیال (SP7)	۴۰	۲۲/۰	۴۱۸	۴۰۰	۱۹	۴۳۸
شلمه زردی (SP8)	۳۰	۲۴/۰	۴۲۰	۱۶۰	۲۲	۴۴۰



شکل ۳. تصاویری از چشمه‌ها. الف) ده حوض، ب) چال شه در منطقه سوسن

دلیل ساختارهای چین، اثر اصلی را بر الگوی زهکشی آب زیرزمینی دارند. فروافتادگی ناودیس سوسن مسیر جریان آب زیرزمینی اصلی را تشکیل می‌دهد، در حالی که محور تاقدیس‌های پیون و کمستان به‌عنوان خط تقسیم آب زیرزمینی در پهنه‌های کارستی بالاتر عمل می‌کنند. جهت جریان آب زیرزمینی نیز با استفاده از تراز نقاط تخلیه اصلی سیستم کارست یعنی چشمه‌ها تعیین شد. تراز ارتفاعی چشمه‌های کارستی در ناودیس سوسن که نمایانگر سطح آب کارست می‌باشد، بالاتر از رودخانه کارون است.

با توجه به ناودیس بودن محدوده مورد مطالعه، تاثیر ساختارهای چین بر الگوی زهکشی جریان آب زیرزمینی حائز اهمیت است. شکل ۴ نمای کلی از ارتباط بین ساختارهای چین خورده و الگوی زهکشی آب زیرزمینی را در سیستم‌های کارستی محدوده نشان می‌دهد. ضخامت زیاد لایه‌های نفوذناپذیر و تفاوت قابل ملاحظه بین نفوذپذیری آبخوان و لایه‌های نفوذناپذیر باعث ایجاد الگوی آب زیرزمینی به‌موازات لایه‌بندی می‌شود. بنابراین، الگوی آب زیرزمینی در مدل مفهومی ارائه شده از لایه‌بندی بسیار متاثر است و به همین



شکل ۴. مدل تفهیمی آب زیرزمینی در سیستم‌های کارستی ناودیس سوسن

زیرسطحی عمیق، حداکثر فاصله الکترودی جریان بین ۸۰۰ تا ۱۰۰۰ متر انتخاب شد. داده‌های اندازه‌گیری شده پروفیل‌های دوبعدی مرتب شدند و به شکل شبه مقاطع مقاومت الکترودی منحنی‌بندی شدند. شبه مقاطع مقاومت ویژه الکتریکی ظاهری فقط دید عمومی از توزیع مقاومت زیرسطحی به‌دست می‌دهند و به‌دلیل هموارشدگی داده‌ها، تغییرات شدید مقاومت الکتریکی سنگ‌ها و تاثیر آرایه الکترودی بر اندازه‌گیری مقادیر مقاومت، نمی‌توانند تصویر واضحی از زیرزمین ارائه نمایند (ناصری و همکاران، الف-۱۳۹۱). این بدان معنی است که آرایه‌های هندسی الکترودی مختلف، شبه‌مقاطع متفاوتی حاصل می‌کنند. جهت آرایه بهتر و واقعی‌تر توزیع

## داده‌ها و روش تحقیق

بررسی‌های ژئوالکتریک جهت تشخیص خصوصیات هیدروژئولوژی در بخش‌های مختلف سازندهای کارستی آسماری و ایلام- سرک در منطقه سوسن به‌منظور تعیین پتانسیل آب زیرزمینی به‌کار گرفته شده است. تعداد ۲۴۵ سونداژ مقاومت الکتریکی در پای آهک‌ها و محور ناودیس سوسن برداشت شده است (شکل ۲). عملیات داده‌برداری صحرایی ژئوالکتریک توسط مهندسین مشاور کمیاب گستر جنوب (۱۳۹۰) و با دستگاه GEOB انجام شد که موقعیت سونداژها و انجام عملیات صحرایی به‌منظور حصول نتایج مطمئن به‌طور مرتب مورد بازبینی واقع گردید. به‌منظور حصول اطلاعاتی در باره ضخامت و مقاومت کارست

تشخیص کانال‌های با جریان سریع آب در محیط‌های کارستی مشکل است و نیازمند دقت داده‌برداری الکتریکی می‌باشد. حفرات خشک که اغلب بالای سطح ایستایی قرار دارند، به‌صورت ناهنجاری با مقاومت الکتریکی قابل تشخیص می‌باشند. از میان همه تکنیک‌های تصویربرداری زیرسطحی، داده‌برداری مقاومت الکتریکی دوبعدی و سه‌بعدی در دهه اخیر به‌طور فزاینده‌ای برای اهداف زیست‌محیطی، آب‌شناسی و زمین‌شناسی مورد استفاده قرار گرفته است. به‌منظور ارائه تصویر مناسب از زیرزمین، می‌بایست شبه مقطع داده‌های مقاومت الکتریکی با استفاده از روش معکوس‌سازی وارون گردند. این بررسی‌ها معمولاً توموگرافی مقاومت الکتریکی نامیده می‌شوند. پیشرفت‌ها در این روش به‌صورتی است که داده‌های مقاومت الکتریکی در طی چند روز جمع‌آوری و در چند ساعت مورد پردازش قرار می‌گیرند. در نتیجه، توموگرافی مقاومت الکتریکی به‌عنوان ابزاری ارزشمند در مطالعات زیرسطحی کارست شناخته می‌شود. اصول روش توموگرافی الکتریکی شامل تقسیم‌بندی سطح دو بعدی به تعدادی سلول به‌منظور تعیین مقاومت درون هر سلول می‌باشد به‌طوری‌که بتوانند پاسخ مدل را به‌خوبی با داده‌های اندازه‌گیری شده مطابقت دهند. در یک تجسس دوبعدی ERT، داده‌های میدانی در طول یک مقطع به‌صورت شبه‌مقاطع مقاومت الکتریکی ظاهری جمع‌آوری می‌شوند و توزیع مقاومت الکتریکی واقعی زیرسطحی به‌وسیله فنون معکوس‌سازی به‌دست می‌آید. در مناطقی همانند نواحی کارستی که ساختارهای مقاومت الکتریکی پیچیده‌ای وجود دارد، توموگرافی الکتریکی دوبعدی و مدل‌های حاصل از آن ممکن است با ابهامات قابل توجهی همراه باشد که در این حال می‌توان با صحت‌سنجی مقاطع ژئوالکتریک با یافته‌های زمین‌شناسی و هیدروژئولوژی بهترین مدل را انتخاب نمود.

## بحث

به‌منظور شناسایی رفتار هیدروژئوالکتریک آبخوان‌های کارستی ناودیس سوسن تمامی ۲۴۵ سونداژ داده‌برداری شده با آرایه شلومبرژه به‌صورت یک بعدی (با افزایش عمق)

مقاومت الکتریکی زیرسطحی، می‌بایست معکوس‌سازی شبه‌مقاطع انجام شود. چندین روش تفسیر شامل روش‌های نموداری (دستی) و عددی، برای تفسیر داده‌های یک بعدی ژئوالکتریک وجود دارد.

جهت ارایه بهتر و واقعی‌تر توزیع مقاومت الکتریکی زیرسطحی، می‌بایست معکوس‌سازی شبه‌مقاطع انجام شود. چندین روش تفسیر، شامل روش‌های نموداری (دستی) و عددی برای تفسیر داده‌های یک‌بعدی ژئوالکتریک وجود دارد. تفسیرهای انجام‌شده در این تحقیق براساس منحنی‌های استاندارد سه/چهار لایه‌ای به‌منظور تخمین اولیه فرآیند معکوس‌سازی در نرم افزار IPI2WIN 2001 انجام شده است. برنامه IPI2WIN با تعیین ساختار خودکار منحنی‌های عمق‌پیمایی مقاومت الکتریکی<sup>۱</sup> و تعیین منحنی‌های نظری منطبق با داده‌های صحرایی، مقاومت حقیقی و ضخامت لایه‌های زیرسطحی را تعیین می‌نماید. پس از عملیات صحرایی ژئوالکتریک، داده‌های میدانی مقاومت الکتریکی به رایانه انتقال داده شد و به فرمت قابل قبول برای نرم‌افزارهای توموگرافی الکتریکی مرتب شد. مدل‌سازی مقاومت الکتریکی معکوس با استفاده از نرم‌افزار RES2DINV (Geotomo Software, 2009) انجام گردید و خروجی‌ها به‌صورت مقاطع عرضی در مدل دو بعدی به‌دست آمد. داده‌های حاصل از VES جهت تهیه سه مقطع ژئوالکتریک برای شناخت خصوصیات زیرسطحی سازندهای کارستی در منطقه مورد مطالعه به‌کار گرفته شد. بدین منظور داده‌های یک‌بعدی نیز به فرمت قابل قبول برای نرم‌افزار RES2DINV درآمد و سپس توموگرافی مقاومت الکتریکی بر روی آن‌ها انجام گردید. با توجه به خصوصیات هیدرودینامیک سازندها، موقعیت چشمه‌ها و الگوی زهکشی آب زیرزمینی، چهار پروفیل در یال جنوب غربی ناودیس سوسن بر روی آهک ایلام- سروک، دو پروفیل در یال شمال شرقی ناودیس و حوالی پلانژ بر روی آهک ایلام- سروک، و دو پروفیل در آهک آسماری جهت توموگرافی ژئوالکتریک در نظر گرفته شد. موقعیت مقاطع بر اساس سونداژهای در نظر گرفته شده در هر مقطع (که در بحث آمده است)، در شکل ۲ ارائه شده است.

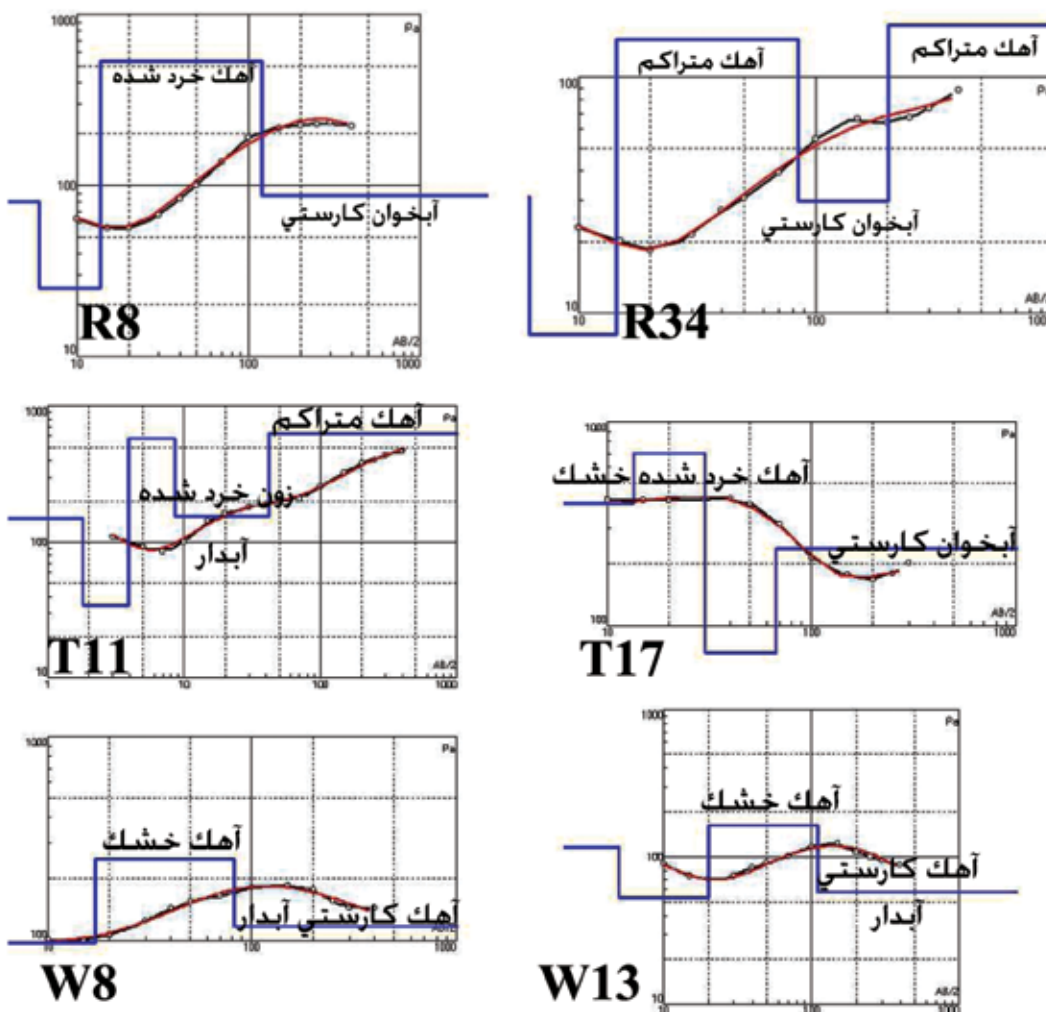
1. Vertical electrical sounding or VES

مورد تفسیر قرار گرفتند. در این مقاله، تفسیرهای مربوط به شش سونداژ از میان سونداژهای داده برداری شده، که تیبیک آبخوانهای کارستی منطقه می‌باشند و بر روی مقاطع توموگرافی ژئوالکتریک دوبعدی قرار دارند ارائه شده است. با توجه به خصوصیات هیدرودینامیک سازندها، موقعیت چشمه‌ها و الگوی زهکشی آب زیرزمینی چهار پروفیل در یال جنوب غربی ناودیس سوسن بر روی آهک ایلام- سروک (مقاطع بر روی سونداژهای R در شکل ۲)، دو پروفیل در یال شمال شرقی ناودیس و حوالی پلانژ بر روی آهک ایلام- سروک (مقاطع بر روی سونداژهای T در شکل ۲) و دو پروفیل در آهک آسماری (مقاطع سونداژهای W در شکل ۲) جهت توموگرافی ژئوالکتریک در نظر گرفته شده‌اند. موقعیت این پروفیل‌ها در تراز ارتفاعی کم انتخاب گردید تا بتوان با حداکثر احتمال، وجود آب زیرزمینی در آهک‌ها را مشخص نمود.

### تفسیر یک بعدی سونداژهای ژئوالکتریک

با نگاهی کلی بر روی تفسیر یک بعدی سونداژهای ژئوالکتریک منطقه سوسن (شکل ۵) مشخص می‌شود که منحنی‌های سونداژ سازند آسماری دارای مقاومت الکتریکی کمتر، شکل هموارتر، و دامنه مقاومت کمتر می‌باشند که می‌توان وجود آبخوان با آبدهی زیاد را بر روی آن با توجه به شیب ملایم کاهش مقاومت آبخوان مشخص نمود. افزایش مقاومت الکتریکی سازند آسماری در منطقه غیراشباع نیز

ملایم می‌باشد و حداکثر مقاومت الکتریکی در آن همواره کمتر از ۲۰۰ اهم متر است. در آهک ایلام- سروک، تغییرات پرشیب مقاومت الکتریکی از بخش بدون آب تا بخش آبدار، تفسیر یک بعدی سونداژها را مشکل ساخته است. مقاومت آهک خشک ایلام- سروک در حالت خردشده حدود ۶۰۰ تا ۷۰۰ اهم متر و در حالت متراکم تا بیش از ۱۰۰۰ اهم متر می‌رسد. مقاومت الکتریکی لایه‌های آبدار که عموماً در مناطق خردشده آهک ایلام- سروک رخ می‌دهند، بین ۱۵۰ تا ۲۵۰ اهم متر است. در سازند آسماری وجود آب زیرزمینی در سونداژها به خوبی قابل تشخیص است ولی در آهک ایلام - سروک، به سختی بخش آبدار تفسیر می‌شود. به طور مثال در سونداژ T11 که مجاور دو چشمه با آبدهی زیاد واقع شده است، تشخیص پهنه خردشده آبدار که در عمق کمتر از ۵۰ متری قرار دارد از آهک متراکم زیرین به سختی ممکن می‌باشد، و شاید در صورتی که چشمه‌ها به عنوان شاخص آب زیرزمینی در تفسیر مورد استفاده قرار نمی‌گرفت، این سونداژ به عنوان منطقه با پتانسیل ضعیف آب زیرزمینی در نظر گرفته می‌شد. به طور مشابه، سونداژ R34 که در مجاورت تنگ رشید و در بالادست چشمه بزرگ چالسه واقع شده است، نیز وجود آب زیرزمینی را در تفسیر یک بعدی مشخص نمی‌نماید. در اکثر سونداژهای آهک ایلام- سروک، منحنی مقاومت الکتریکی صحرائی در عمق رو به بالا است در حالی که در آهک آسماری با افزایش عمق، مقاومت الکتریکی صحرائی کاهش و احتمالاً توسعه کارست و آبدهی افزایش می‌یابد.



شکل ۵. تفسیر یک بعدی سونداژهای ژئوالکتریک منتخب منطقه سوسن. سونداژهای R در یال جنوب غربی ناودیس بر روی سازند ایلام- سروک، سونداژهای T در مجاورت دماغه ناودیس بر روی آهک ایلام- سروک و سونداژهای W در یال جنوب غربی ناودیس بر روی آهک آسماری داده برداری شده‌اند. محور افقی AB/2 یا معادل دو برابر عمق نفوذ و محور عمودی مقاومت الکتریکی است، خطوط قرمز منحنی مقاومت ظاهری مدل، خطوط مشکی منحنی مقاومت صحرایی داده برداری شده و خطوط آبی، لایه‌های تفسیر شده با ضخامت و مقاومت الکتریکی واقعی هستند (موقعیت سونداژها در شکل ۲ نشان شده است)

### توموگرافی دوبعدی ژئوالکتریک

را با روش توموگرافی الکتریکی در دو بعد با دقت بیشتری تعیین نمود. تفسیر لیتوژئوالکتریک مقاطع توموگرافی شده با مبنای تغییرات نسبی دامنه مقاومت الکتریکی انجام شد، بدین صورت که سنگ آهک و دولومیت با مقاومت الکتریکی بالاتر نسبت به مارن در نظر گرفته شده‌اند. در مناطق آهکی خرد شده در صورتی که فضای بین شکستگی‌ها باز باشد نسبت به حالتی که فضای بین شکستگی‌ها توسط رسوبات پر شده می‌باشد، انتظار مقاومت الکتریکی بیشتری وجود دارد. حفرات در صورتی که در بخش غیر اشباع و خالی

چهار مقطع PR1 تا PR4 (سازند ایلام- سروک)، دو مقطع PT1 و PT2 (سازند ایلام- سروک) و دو مقطع PW1 و PW2 (سازند آسماری) به منظور ارزیابی پتانسیل آب زیرزمینی در آبخوان‌های کارستی ناودیس سوسن، مورد توموگرافی ژئوالکتریک قرار گرفتند. در ناودیس سوسن به علت ماهیت کارستی منطقه، تفاوت خصوصیات ژئوالکتریکی قابل توجه و ابهاماتی در تفسیر یک بعدی مشاهده گردید. در این حال می‌توان مشخصات زیرسطحی منطقه



جنوب شرق به طول ۱۴۵۹ متر بر روی آهک ایلام - سروک داده برداری شده است و شامل سونداژهای R20 تا R35 می باشند. مقاومت الکتریکی مقطع از ۳۰ تا بیش از ۴۳۵ اهم متر متغیر می باشد. در مقطع مذکور لایه سطحی شامل سیلت و خرده سنگ به ضخامت یک تا پنج متر می باشد. در این مقطع حداکثر پتانسیل آب زیرزمینی در بازه ۲۰۰ تا ۲۸۰ متری وجود دارد که مقاومت الکتریکی آن حدود ۱۵۰ اهم متر است و تغییرات مقاومت الکتریکی بین منطقه غیراشباع و آبخوان ملایم است. در بازه ۸۰۰ تا ۱۰۰۰ متری منطقه ای با روند عمودی و مقاومت الکتریکی کم دیده می شود که مبین زون برشی منطقه گسل خورده می باشد. از بازه ۱۰۰۰ تا ۱۲۵۰ متری مقاومت الکتریکی آهک به حدود ۷۰ اهم متر می رسد که بیانگر حفره ای پر آب می باشد.

مقطع توموگرافی PR4 (شکل ۶) در امتداد شمال غرب- جنوب شرق به طول ۷۶۶ متر در حاشیه سازند ایلام- سروک قرار دارد که شامل سونداژهای R41 تا R50 می باشد. مقاومت الکتریکی مقطع ۳۱/۹ تا بیش از ۴۶۰ اهم متر متغیر می باشد. در مقطع مذکور لایه سطحی شامل سیلت و خرده سنگ به ضخامت یک تا پنج متر می باشد. با توجه به شکل، مقاومت آبخوان در کل طول این مقطع، بالا می باشد که نشان دهنده وجود آهک حفره دار یا آهک متراکم در این سری سونداژها می باشد. مقاومت کم در محل R41، به پهنه خردشده نسبت داده شده است. سه ناهنجاری در بازه های ۱۲۰، ۴۴۰ و ۵۶۰ متری پروفیل به صورت نقاط تمرکز با مقاومت بسیار زیاد دیده می شود که با توجه به تغییرات ملایم نسبت به زمینه به عنوان آهک با متراکم تفسیر گردد و توسعه کارست در این پروفیل کم می باشد. برخورد به مناطق حاوی آب زیرزمینی قابل توجه در این پروفیل دیده نمی شود. مقطع PT1 با طول ۲۰۵۲ متر منطبق بر سونداژهای T1 تا T11 در مجاورت پلانژ دماغه ناودیس سوسن به موازات امتداد لایه های سازند ایلام- سروک تهیه شده است. شکل ۷ این پروفیل را با اغراق عمودی ۱/۷ نشان می دهد. در محل مربوط به نقطه T10 (در متر از ۱۸۰۰ مقطع) چشمه SP8 (شکل ۱) لایه با مقاومت کمتر از ۲۰۰ اهم متر قرار دارد که از عمق حدود ۱۰۰ متر شروع می شود و می تواند

باشند، بیشترین مقاومت الکتریکی را در مناطق کارستی دارند. در صورتی که مناطق با توسعه کارستی زیاد در زیر سطح ایستابی و کاملاً پر از آب باشند، کمترین مقاومت الکتریکی را در مقاطع ژئوالکتریک دارا می باشند. مقاطع توموگرافی ژئوالکتریک تهیه شده در ناودیس سوسن با در نظر گرفتن این مبانی، مدل زمین شناسی ممکن برای هر مقطع و تراز آب زیرزمینی احتمالی (که براساس تراز ارتفاعی نزدیکترین چشمه ها تقریب زده شده است) مورد تفسیر قرار گرفته است.

مقطع توموگرافی PR1 در ناودیس سوسن (شکل ۶) در امتداد شمالی- جنوبی به طول ۷۷۴ متر قرار دارد که شامل سونداژهای R8 تا R12 می باشند. مقاومت الکتریکی مقطع از ۱۳/۹ تا بیش از ۱۴۴ اهم متر متغیر می باشد. در مقطع مذکور لایه سطحی شامل سیلت و خرده سنگ به ضخامت یک تا پنج متر می باشد. مقاومت آبخوان در طرفین و مرکز مقطع، بین ۵۰ تا ۱۰۰ اهم متر می باشد که نشان دهنده وجود آبخوان کارستی با پتانسیل مناسب می باشد. در محل سونداژهای R9 و R11 نیز مقاومت الکتریکی در عمق بین ۱۰۰ تا ۱۵۰ اهم متر می رسد که مبین وجود کمتر آب زیرزمینی نسبت به بقیه مقطع می باشد.

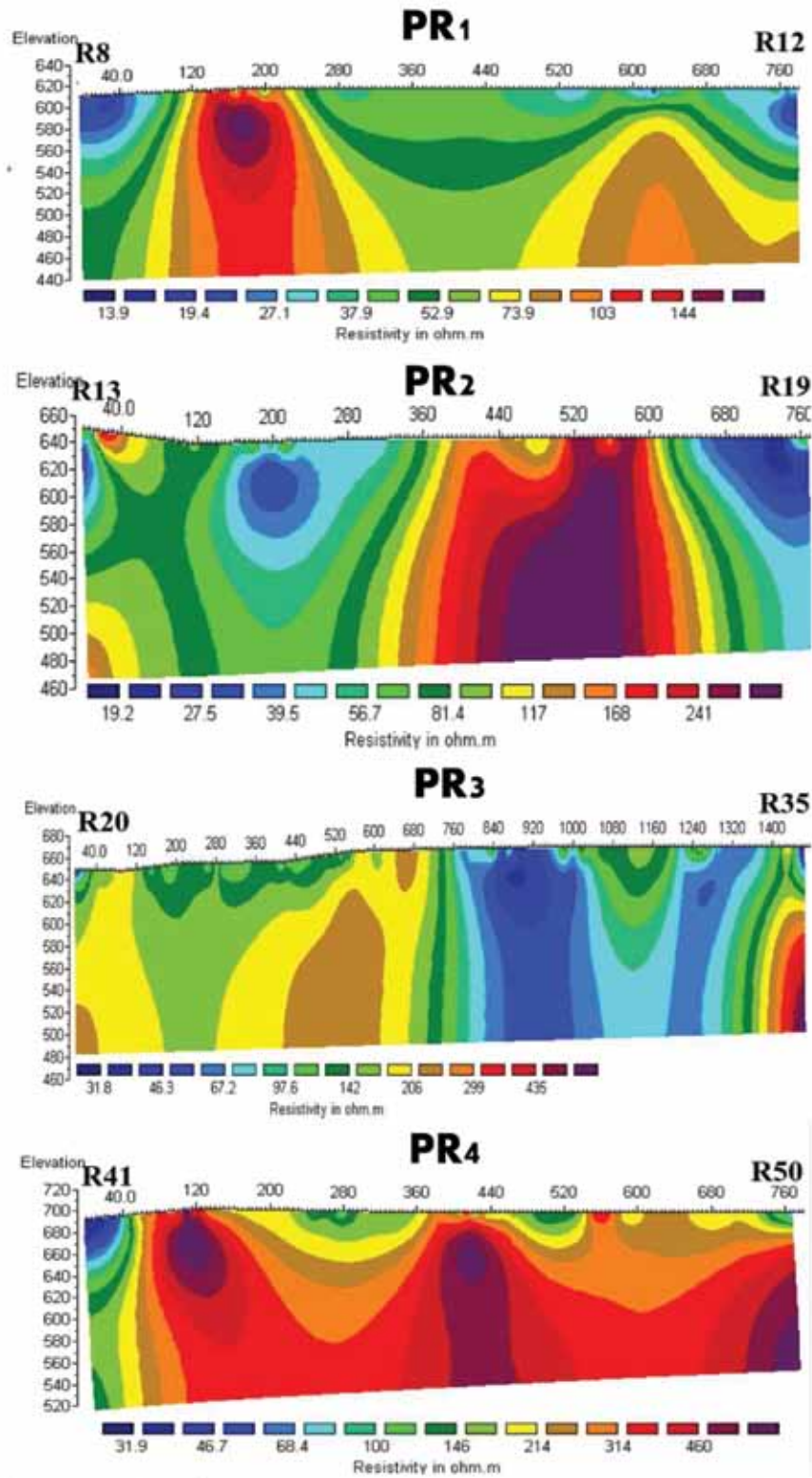
مقطع توموگرافی PR2 (شکل ۶) در امتداد شمال به جنوب به طول ۷۶۶ متر قرار دارد که شامل سونداژهای R13 تا R19 می باشند. مقاومت الکتریکی مقطع از ۱۹ تا بیش از ۲۴۱ اهم متر متغیر می باشد. در مقطع مذکور، لایه سطحی شامل سیلت و خرده سنگ به ضخامت یک تا سه متر می باشد. در بازه ۱۴۰ تا ۲۸۰ متری پروفیل مذکور، منطقه کارستی با پتانسیل آب زیرزمینی زیاد و مقاومت الکتریکی حدود ۱۰۰ متر قابل تشخیص است. در بازه ۴۴۰ تا ۶۶۰ متری در عمق آهک متراکم با مقاومت الکتریکی بیش از ۲۵۰ اهم متر وجود دارد که احتمالاً پتانسیل آب زیرزمینی در این منطقه کم است. در بازه های ۲۰۰ و ۷۰۰ متری، دو منطقه با مقاومت کمتر از ۱۰۰ اهم متر تا عمق ادامه می یابند که می تواند نمایان گر مناطق خردشده ای باشد که فضای میان شکستگی ها توسط رسوبات ریزدانه رسی پر شده است. مقطع توموگرافی PR3 (شکل ۶) در امتداد شمال غرب-

شدیدا خردشده باشد. افزایش عمق مقاومت الکتریکی تا حدود ۵۰۰ اهم متر افزایش می‌یابد که می‌تواند بیان‌گر متراکم شدن آهک باشد. لایه آهک متراکم با پتانسیل ضعیف آب زیرزمینی تا ۵۰۰ متری مقطع ادامه می‌یابد و از این عمق به بعد مقاومت الکتریکی به تدریج کاهش می‌یابد. احتمالاً یک گسل در فاصله حدود ۸۰۰ متر وجود دارد که دو لایه با جنس و پتانسیل آب زیرزمینی کاملاً متفاوت را در کنار هم قرار داده است که بر روی توموگرافی می‌توان به صورت مبهم، موقعیت ظاهری آن را با عمودی شدن پربندهای مقاومت الکتریکی در متر ۶۸۰ متری تشخیص داد.

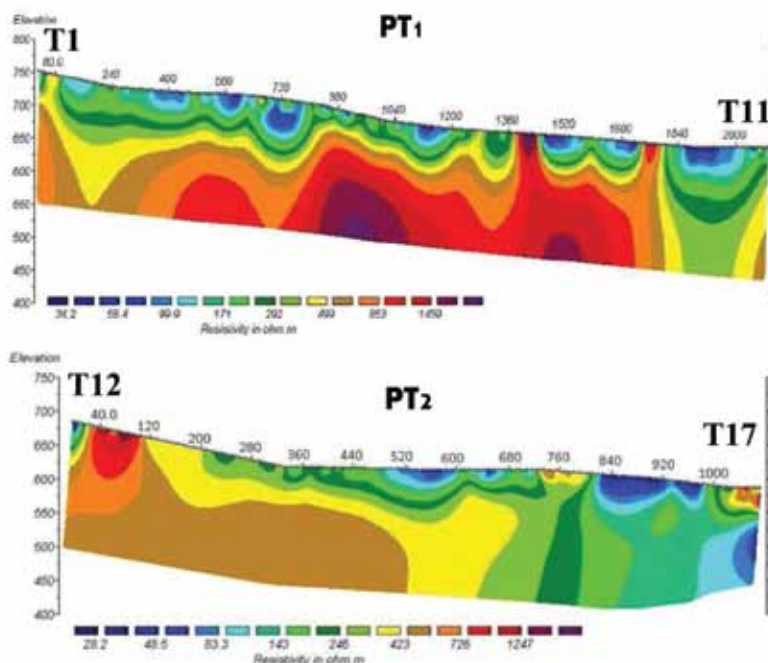
مقطع PW1 با طول ۷۵۶ متر منطبق بر سونداژهای W1 تا W7 می‌باشد (شکل ۸). به دلیل عدم اختلاف توموگرافی در این مقطع، تاثیر توموگرافی اعمال نشده است. این پروفیل به موازات امتداد لایه‌های سازند آسماری در یال جنوب غربی ناودیس سوسن قرار گرفته است. در فاصله صفر تا حدود ۴۰ متری و از سطح زمین تا آخرین عمقی که پروفیل نشان می‌دهد مقاومت ویژه کم و بیان‌گر مارن می‌باشد. در فاصله حدود ۵۸۰ تا ۷۲۰ متر و از سطح زمین تا عمق حدود ۴۰ متری نیز مقاومت ویژه کم و احتمالاً از جنس مارن می‌باشد ولی از عمق مذکور مقاومت افزایش می‌یابد که نشان‌دهنده برخورد به آهک آسماری است. در این بازه، مقاومت الکتریکی در عمق بیش از ۸۰ متری حدود ۱۰۰ اهم متر می‌باشد که بیان‌گر پتانسیل زیاد آب زیرزمینی آهک آسماری در این بازه است. در بخش میانی پروفیل و در بازه ۱۰۰ تا ۳۵۰ متری، مقاومت ویژه زیاد و به بیش از ۴۰۰ اهم متر می‌رسد. این دامنه مقاومتی در عمق کاهش نمی‌یابد و می‌تواند نشان‌دهنده نبود آب زیرزمینی قابل توجه در عمق باشد.

بیان‌گر سنگ آهک شدیدا خردشده باشد که احتمالاً آب این چشمه را تامین می‌کند. تغییرات زیاد مقاومت ویژه در سطح مقطع به وضوح مشاهده می‌شود که می‌تواند مربوط به واریزه آهکی باشد. به دلیل آن که این پروفیل به موازات امتداد لایه‌ها می‌باشد، ضخامت این واریزه‌ها تقریباً یکسان است. در فاصله ۸۰۰ تا ۱۷۰۰ متر و در عمق یک پهنه بزرگ با مقاومت ویژه بسیار بالا وجود دارد که به طرف مرکز این پهنه، مقاومت ویژه افزایش می‌یابد و می‌تواند بیان‌گر سنگ آهک یا دولومیت بسیار متراکم باشد. از ابتدای پروفیل تا ۸۰۰ متری، برخورد به آهک در عمق حدود ۴۰ متری رخ می‌دهد و در عمق بیش از ۱۰۰ متر، مقاومت الکتریکی به حدود ۸۰۰ اهم متر می‌رسد که بیان‌گر عدم توسعه کارست و وجود آب زیرزمینی کم تا متوسط در ذخیره درزه و شکافی است.

مقطع PT2 با طول ۱۰۶۸ متر منطبق بر سونداژهای T12 تا T17 است که در مجاورت پلانژ دماغه ناودیس سوسن به موازات امتداد لایه‌های سازند ایلام- سروک تهیه شده است. شکل ۷ این مقطع را با اغراق عمودی ۱/۱ نشان می‌دهد. به دلیل قرار گرفتن چندین چشمه در این راستا و چندین شکستگی در مجاورت این مقطع، توموگرافی الکتریکی مقاطع PT حائز اهمیت است. در بعضی بخش‌ها از سطح زمین تا عمق کم، حدود ۵۰ متری، لایه‌هایی با تغییرات زیاد مقاومت ویژه مشاهده می‌شود که می‌تواند بیان‌گر واریزه‌های سطحی و مارن باشند. چشمه SP۶ در ابتدای مقطع و در محل تماس، دو پهنه با مقاومت کم (آهک خردشده آب‌دار) و مقاومت بالا (آهک متراکم) قرار گرفته است. آب این چشمه از منطقه‌ای تا عمق حدود ۵۰ متری تامین می‌شود که می‌تواند بیان‌گر سنگ‌های آهکی



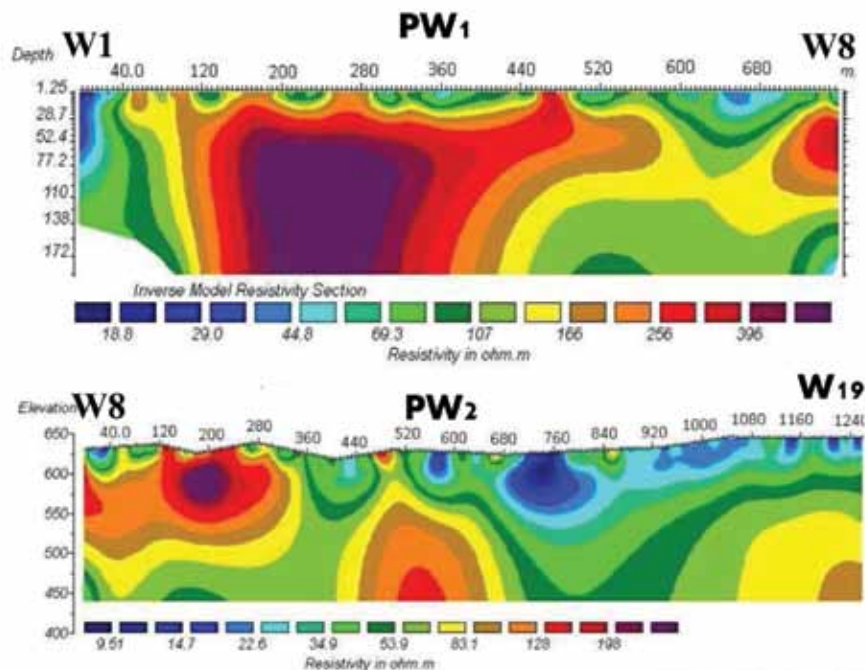
شکل ۶. توموگرافی ژئوالکتریک پروفیل‌های PR در یال جنوب غربی ناودیس سوسن، آهک ایلام- سروک (ارتفاع برحسب متر می‌باشد)



شکل ۷. توموگرافی ژئوالکتریک پروفیل‌های PT در مجاور پلانژ دماغه ناودیس سوسن، آهک ایلام- سروک (ارتفاع برحسب متر می‌باشد)

لایه‌های آبرفتی در نزدیک سطح زمین به‌وضوح مشخص است که این لایه‌ها در اکثر بخش‌ها مقاومت کمی را نشان می‌دهند و بیان‌گر لایه‌های مارن و کمی خرده‌آهک می‌باشند و در فاصله حدود ۷۶۰ متری بیش‌ترین ضخامت را دارند. به‌نظر می‌رسد، در این پروفیل به‌جز بخش کوچکی در بازه ۵۰۰ تا ۶۰۰ متری، در بقیه مقطع می‌توان مکان‌های مناسبی جهت حفر چاه پیشنهاد نمود. بهترین نقاط برای حفر چاه فاصله‌های حدود ۲۰۰ و ۱۱۰ متری می‌باشند. در این نقاط با توجه به مقادیر مقاومت ویژه انتظار بر آن است که در عمق، سازند آسماری با پتانسیل آب زیرزمینی بالا وجود داشته باشد.

مقطع PW2 با طول ۱۲۵۷ متر منطبق بر سونداژهای W8 تا W19 می‌باشد. در این مقطع به‌دلیل اختلاف توپوگرافی، تاثیر توپوگرافی اعمال شده است. این پروفیل به موازات محور لایه‌های سازند آسماری در یال جنوب غربی ناودیس سوسن قرار گرفته است. شکل ۸، مقطع توموگرافی این پروفیل را با اغراق عمودی ۱/۳ نشان می‌دهد. ناهنجاری‌های شدید مقاومت الکتریکی در این مقطع، نمایان‌گر شاخص توسعه کارست و پتانسیل زیاد آب زیرزمینی در حفرات می‌باشد. در فاصله ۱۲۰ تا ۲۸۰ متری و از سطح زمین تا ارتفاع حدود ۵۵۰ متری، مقاومت ویژه بالا است که می‌تواند بیانگر یک پهنه آهکی حفره‌دار باشد. تاثیر



شکل ۸. توموگرافی ژئوالکتریک پروفیل‌های PW در یال جنوب غربی ناودیس سوسن، آهک آسماری (ارتفاع و عمق برحسب متر می‌باشند)

## نتیجه‌گیری

رو به بالای آب زیرزمینی و در نتیجه ظهور چشمه‌ها در این سازند در منطقه سوسن رخ دهد. دامنه تغییرات مقاومت ژئوالکتریک در آهک ایلام- سروک نسبت به آهک آسماری بیشتر ولی ناهنجاری‌های لیتوژئوالکتریک متناسب به مناطق کارستی در آن کمتر است. گسل‌ها و شکستگی‌های اصلی نقش بسیار مهم‌تری نسبت به چین‌خوردگی در هیدروژئولوژی کارست سوسن ایفا می‌نمایند. موقعیت ظهور چشمه پرآب چال‌شه (با آب‌دهی متغیر از ۱۰۰ تا بیش از ۴۰۰۰ لیتر در ثانیه) در مجاورت گسل تنگ‌رشید، و چشمه‌های ده‌حوض و دانیال (با آب‌دهی متغیر از ۵۰ تا بیش از ۱۰۰۰ لیتر در ثانیه) در مجاورت شکستگی‌های پلانژ دماغه ناودیس، می‌تواند موید این مسئله باشد.

از لحاظ هیدروژئولوژی، سازندهای ایلام- سروک و آسماری را می‌توان به عنوان مهم‌ترین مخازن آب زیرزمینی در محدوده ناودیس سوسن در نظر گرفت. هر چندکه وجود چشمه‌های با آب‌دهی زیاد در سازند ایلام- سروک و نبود چشمه بزرگ در آهک آسماری، می‌تواند نمایان‌گر پتانسیل

منحنی‌های سونداژ سازند آسماری دارای مقاومت الکتریکی کمتر، شکل هموارتر و دامنه مقاومت کمتر می‌باشند که می‌توان وجود آبخوان با آب‌دهی زیاد را بر روی آن با توجه به شیب ملایم کاهش مقاومت آبخوان مشخص نمود. آهک ایلام- سروک، تغییرات پرشیب مقاومت الکتریکی از بخش بدون آب تا بخش آبدار، تفسیر یک‌بعدی سونداژها را مشکل ساخته است. در اکثر سونداژهای آهک ایلام- سروک، منحنی مقاومت الکتریکی صحرایی در عمق رو به بالا است درحالی‌که در آهک آسماری با افزایش عمق، مقاومت الکتریکی صحرایی کاهش و احتمالاً توسعه کارست و آب‌دهی افزایش می‌یابد.

تفسیر مقاطع توموگرافی ژئوالکتریک دوبعدی مشخص نمود که آهک ایلام- سروک در مناطق خردشده، پتانسیل آب زیرزمینی قابل‌توجهی دارند و توسعه کارست و حفرات در آن‌ها نسبت به آهک آسماری کمتر است. وجود آهک متراکم ایلام - سروک در مجاور پهنه‌های خردشده‌ای که هدایت آب زیرزمینی را برعهده دارند، باعث شده است که حرکت

## سپاسگزاری

لازم است از معاونت مطالعات پایه و طرح‌های جامع منابع آب سازمان آب و برق خوزستان و مدیریت مطالعات پایه که حمایت مالی عملیات داده‌برداری صحرایی این تحقیق را بر عهده داشته‌اند، صمیمانه سپاسگزاری شود.

## منابع

- زیدعلی نژاد، ن.، ۱۳۹۰. ارزیابی پتانسیل آب زیرزمینی در کارست سوسن، شمال ایذه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد هیدروژئولوژی، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۲۰.

- شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۴۵. نقشه زمین‌شناسی کوه‌آسماری و کوه‌کمرستان. مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران.

- مهندسین مشاور کمیاب گستر جنوب، ۱۳۹۰. مطالعات ژئوالکتریک محدوده ده‌شیخ - سوسن. سازمان آب و برق خوزستان.

- موسسه گیاتاشناسی، ۱۳۸۸. اطلس راه‌های ایران.

- ناصری، ح.ر.، علیجانی، ف. و میرزایی، س.ی.، ۱۳۸۷. توموگرافی ژئوالکتریک کارست تاقدیس آسماری. مجله علوم دانشگاه شهید چمران، ۱۹، ب، ۱۱۰-۱۰۰.

- ناصری، ح.ر.، علیجانی، ف. و نخعی، م.، الف-۱۳۹۱. اکتشاف آب زیرزمینی در مناطق کارستی جنوب باختر ایذه با استفاده از توموگرافی ژئوالکتریک. فصلنامه علوم زمین، ۸۶، ۱۱۱-۱۰۷.

- ناصری، ح.ر.، علیجانی، ف. و نخعی، م.، ب-۱۳۹۱. مقایسه اثرات خشکسالی بر هیدروژئولوژی کارست سازندهای آسماری و ایلام - سروک در جنوب غرب ایذه. مجله پژوهش آب ایران، ۶، ۱۱، ۴۵-۳۵.

- Ford, D. and Williams, P., 2007. Karst Hydrogeology and Geomorphology. John Wiley and Sons Publications, 562.

- Geotomo Software, 2009. Rapid 2-D Resistivity and IP inversion using the least-squares method. Geoelectrical Imaging 2D and 3D, Malaysia.

- Goldscheider, N. and Drew, D., 2007. Methods in Karst Hydrogeology. International

بالای آب زیرزمینی در سازند ایلام- سروک نسبت به آهک آسماری باشد، ولی نتایج بررسی‌های هیدروژئوالکتریک مشخص نمود که آبخوان آهکی آسماری نیز در ناودیس سوسن وضعیت بسیار مناسبی دارد. در سازند ایلام - سروک، چشمه‌ها از طریق مناطق خردشده تخلیه می‌شوند و در عمق، آهک متراکم می‌شود. مقاومت الکتریکی زیادتر سازند ایلام - سروک در مناطقی که آهک متراکم است، می‌تواند نمایان‌گر تخلخل زمینه‌ای کم آهک مذکور باشد، در حالی که آهک آسماری به دلیل تخلخل ذخیره‌ای بیشتر، مقاومت الکتریکی کمتری دارد. شاید بتوان قابلیت‌ذخیره بیشتر آهک آسماری را در عدم سرریز این آبخوان کارستی در منطقه سوسن موثر دانست.

با این حال، الگوی آب زیرزمینی در مدل تفهیمی ارائه شده از لایه‌بندی بسیار متاثر است و به همین دلیل ساختارهای چین اثر اصلی را بر الگوی آب زیرزمینی دارند. فروافتادگی ناودیس سوسن مسیر جریان آب زیرزمینی اصلی را تشکیل می‌دهد، در حالی که محور تاقدیس‌های پیون و کمستان به عنوان خط تقسیم آب زیرزمینی با تراز بیشتر سنگ کف نفوذناپذیر (احتمالاً شیل کزدمی) نسبت به تراز دامنه چین خوردگی عمل می‌کنند.

نتایج بررسی‌ها نشان داد که داده‌برداری با آرایه شلومبرژه در مقاطع با فاصله سونداژ کمتر از ۵۰ متر در مناطق کارستی به دلیل سهولت داده‌برداری صحرایی، حساسیت نسبت به تغییرات مقاومت الکتریکی بین حفرات و شکستگی‌ها، زمینه آهکی و عمق نفوذ زیاد نسبت به سایر روش‌ها ارجحیت دارد. براساس یافته‌ها، قدرت توموگرافی ژئوالکتریک در نمایش حفرات و مجاری کارستی و تعیین آبدار بودن و یا خشک بودن آن‌ها، شناسایی توده‌های به هم پیوسته آهک متراکم و ارائه تصویر زیرسطحی از سیستم کارست عمقی مشخص شده است. در مقاطع توموگرافی ژئوالکتریک برخلاف تفسیرهای یک بعدی، محدودیت تعریف لایه‌ها وجود ندارد و این مهم به‌ویژه در شناسایی زیرسطحی مناطق کارستی که تغییرات ناگهانی مقاومت الکتریکی به تناوب رخ می‌دهد، می‌تواند کمک شایانی نماید.

- Association of Hydrogeologists, editor book, Taylor and Francis Group, 264 .
- Gowd, S., 2004. Electrical resistivity surveys to delineate groundwater potential aquifers in Peddavanka watershed, Anantapur District, Andhra Pradesh, India. *Environmental Geology Journal*, 46, 118-131.
  - Herold, T., Jordan, P. and Zwahlen, F., 2000. The influence of tectonic structures on karst flow patterns in karstified limestones and aquitards in the Jura Mountains, Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 93, 349-362.
  - Kaufmann, G., and Romanov, D., 2009. Geophysical investigation of a sink in the northern Harz foreland (North Germany). *Environmental Geology Journal* 58, 2, 401- 405.
  - Loke, M.H. and Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131- 152.
  - Nassery, H.R., Alijani, F. and Nakhaei, M., 2013. The comparison of hydrodynamic characteristics of karst aquifers: application on two karst formations in Zagros (Asmari and Ilam-Sarvak), southwest Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, DOI 10.1007/s12517-013-1017-z, 7, 11, 4809-4818.
  - Nathalie, V., David, J., Martin, H., Simon, L., Philippe, A. and Pezard, L., 2007. Characterizing flow zones in a fractured and karstified limestone aquifer through integrated interpretation of geophysical and hydraulic data., *Hydrogeology Journal*, 15, 225-240.
  - Nguyen, F., Garambois, S., Jongmans, D., Pirard, E. and Loke, M.H., 2005. Image processing of 2D resistivity data for imaging faults. *Journal of Applied Geophysics*, 57, 4, 260-277.
  - Skinner, D. and Heinson, G., 2004. A comparison of electrical and electromagnetic methods for the detection of hydraulic pathways in a fractured rock aquifer, Clare Valley, South Australia. *Hydrogeology Journal*, 12, 5, 576-590.
  - Sultan, S.A. and Monteiro Santos, F.A., 2008. 1D and 3D resistivity inversions for geotechnical investigation. *Journal of Geophysics Engineering*, 5, 1-11.
  - Zonge, K., Wynn, J. and Urquhart, S., 2005. Resistivity, induced polarization, and complex resistivity. *Investigations in Geophysics*. 13, 265- 299.

# شناسایی مخزن سامانه زمین گرمایی منطقه تکاب با استفاده از روش گرانی سنجی

محمد محمدزاده مقدم<sup>(۱)</sup>، جواد نورعلینی<sup>(۲)</sup>، سهیل پرخیال<sup>(۳)</sup>، داور ابراهیمی<sup>(۴)</sup> و سعید میرزایی<sup>(۵)</sup>

۱. دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، پژوهشکده علوم پایه کاربردی، ایران

۲. استادیار پژوهشی گروه انرژی‌های نو، پژوهشگاه نیرو، ایران

۳. استادیار، دانشگاه آزاد کرج، ایران

۴. دانشجوی دکتری زمین‌شناسی گروه انرژی‌های نو، پژوهشگاه نیرو، ایران

۵. استاد، پژوهشکده علوم پایه کاربردی، ایران

تاریخ دریافت: ۹۳/۱۱/۱۳

تاریخ پذیرش: ۹۴/۴/۲۳

## چکیده

وجود چشمه‌های آبگرم، رخنمون وسیع رسوبات تراورتنی، محدوده‌های دگرسان شده گرمایی و همچنین تکتونیک فعال در شمال شرق شهر تکاب در استان آذربایجان غربی نشان‌دهنده وجود یک سامانه زمین گرمایی مهم در این منطقه می‌باشد. به منظور شناسایی مخزن سامانه زمین گرمایی و همچنین بررسی ساختارهای زمین‌شناسی مرتبط با سامانه زمین گرمایی در منطقه تکاب، عملیات گرانی سنجی در ۱۴۰ ایستگاه در محدوده‌ای به مساحت حدود ۶۰۰ کیلومتر مربع انجام شد. پس از اعمال تصحیحات مربوط به داده‌ها شامل تصحیح گرانی نرمال، بوگه، توپوگرافی و هوای آزاد، نقشه بی‌هنجاری بوگه کامل به دست آمد. سپس با استفاده از برازش یک سطح منحنی درجه ۳ بر میدان بی‌هنجاری بوگه کامل، میدان گرانی ناحیه‌ای محاسبه گردید و نقشه بی‌هنجاری باقی مانده به دست آمد. نقشه گرانی بی‌هنجاری باقی مانده نشان‌دهنده وجود دو زون منفی گرانی است (زون A1 و A2). زون‌های منفی به عنوان نواحی احتمالی وجود مخزن در یک ناحیه زمین گرمایی مورد توجه هستند. قرارگیری منطقه مورد مطالعه بر روی کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر و همچنین حضور گسل‌های از پیش شناخته شده و گسل‌های جدید شناسایی شده توسط نقشه‌های گرادیان افقی و قائم میدان گرانی حاکی از وجود ساز و کار گسلی پیچیده در این منطقه می‌باشد. همچنین با استفاده از روش اولر، تخمین عمق بی‌هنجاری‌ها انجام شد. نتایج این تخمین عمق، نشان می‌دهد که بی‌هنجاری A1 که به عنوان مستعدترین ناحیه برای بهره‌برداری از انرژی زمین گرمایی شناخته می‌شود، حداقل عمق آن در حدود ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ متر می‌باشد. در نهایت به منظور مدل‌سازی مخزن زمین گرمایی واقع در اعماق منطقه، وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌ها با استفاده از الگوریتم غیرخطی لی و اولدنبرگ انجام شد. نتایج این مدل‌سازی نشان می‌دهد که فقط زون A1 دارای تباین چگالی منفی قابل توجهی بوده و مخزن زمین گرمایی تکاب در این زون و در عمق بین ۳۰۰۰ تا ۵۰۰۰ متری منطقه قرار دارد.

واژه‌های کلیدی: گرانی سنجی، زمین گرمایی، تکاب، مشتقات گرانی، وارون‌سازی سه‌بعدی، مخزن.



## مقدمه

تکتونیک فعال به دلیل قرارگیری در زون آتشفشانی ارومیه- دختر، نواحی دگرسان شده و رخنمون وسیع تراورتن، به عنوان یکی از مناطق زمین گرمایی مهم ایران به شمار می رود (Nouraliee et al., 2014). شکل ۱ موقعیت منطقه زمین گرمایی تکاب را نشان می دهد.

مطالعه گرانی سنجی ارائه شده در این تحقیق، در راستای مطالعات پتانسیل سنجی منابع انرژی زمین گرمایی کشور در استان آذربایجان غربی صورت گرفته است. در واقع، مطالعات ژئوفیزیکی صورت گرفته، نخستین مطالعاتی است که با هدف اکتشاف منابع زمین گرمایی در این منطقه اجرا شده است. در این بررسی، تعداد ۱۴۰ ایستگاه گرانی سنجی در محدوده‌ای به وسعت حدود ۶۰۰ کیلومتر مربع در شمال شرق تکاب برداشت شد. پس از برداشت داده‌های گرانی به همراه مختصات آن‌ها، پردازش داده‌ها شامل تصحیحات رانه دستگاه، بوگه، هوای آزاد و توپوگرافی بر روی داده‌ها، اعمال و تفسیر داده‌ها با استفاده از نقشه‌های مختلف میدان گرانی و همچنین برگردان سه بعدی داده‌ها با استفاده از کد رایانه‌ای نوشته شده توسط Li and Oldenburg, (1998a) انجام شد. در این پژوهش، اهمیت بسیار زیاد انجام روش گرانی سنجی در شناخت و تحلیل ارتباط بین سیستم‌های زمین گرمایی و الگوی شکستگی‌ها و زمین شناسی مرتبط با آن آشکار شده است.

روش‌های ژئوفیزیکی پتانسیلی شامل مغناطیس سنجی و گرانی سنجی جزء مقرون به صرفه‌ترین روش‌های ژئوفیزیکی به منظور به دست آوردن یک مدل اولیه و مناسب از ویژگی‌های ساختاری در یک منطقه زمین گرمایی به شمار می روند. استفاده از روش گرانی سنجی به منظور اکتشاف منابع انرژی زمین گرمایی در نقاط مختلف دنیا نتایج سودمندی را ارائه نموده است؛ به عنوان مثال، بررسی توپوگرافی سنگ بستر در یک میدان زمین گرمایی (Salem et al., 2005; Soengkono, 2011)، توده‌های نفوذی و ماگمایی مربوط به منشأ حرارت سامانه زمین گرمایی (Represas et al., 2013) و گسل‌ها و زون‌های خرد شده مرتبط با مخزن زمین گرمایی؛ (Montesinos et al., 2003; Salem et al., 2005; Schiavone and Loddo, 2007; Abiye and Haile, 2008; Gottsmann et al., 2008; Represas et al., 2013; Nouraliee et al., 2015).

از سال ۱۳۷۷ تاکنون، مطالعات سراسری پتانسیل سنجی منابع انرژی زمین گرمایی در ایران توسط سازمان انرژی‌های نو ایران (سانا) انجام شده که در نتیجه آن چندین منطقه زمین گرمایی در کشور شناسایی شده است. یکی از این مناطق امیدبخش، منطقه زمین گرمایی تکاب است که به علت وجود چشمه‌های آبگرم متعدد،

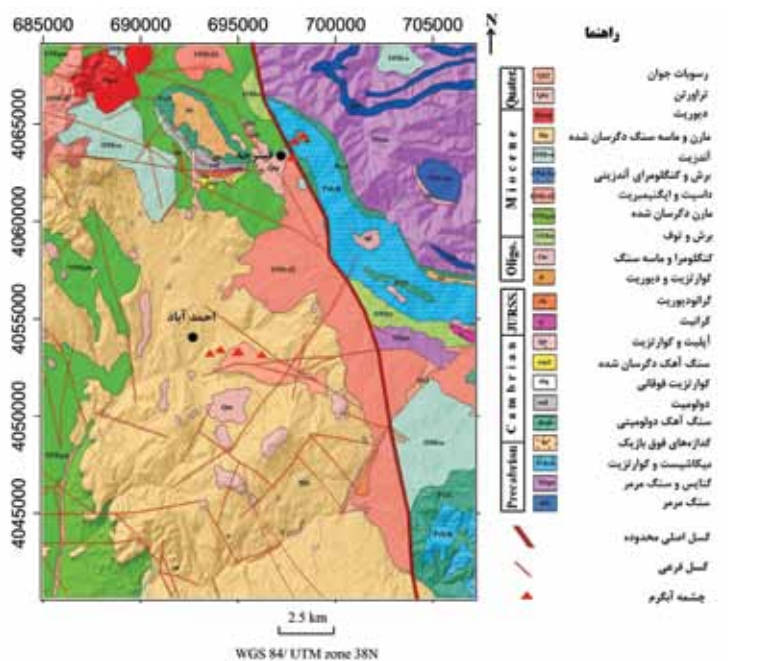


شکل ۱. موقعیت منطقه مورد بررسی (مستطیل سبز رنگ) (اقتباس از نقشه راه‌های ایران).

## زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی

سنگ‌ها در چندین کیلومتری چشمه‌های آبگرم نشان‌دهنده قدمت بالای سامانه زمین‌گرمایی تکاب می‌باشد. از نظر ساختمانی، منطقه مورد بررسی در زون خوی-مهاباد و محل برخورد زون‌های سنندج سیرجان، البرز-آذربایجان و ایران مرکزی قرار می‌گیرد. قرار گرفتن سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین و پالئوزوئیک در زیر رسوبات و سنگ‌های آتشفشانی الیگومیوسن نشان‌دهنده وجود یک برجستگی قدیمی از زمان پرکامبرین و پالئوزوئیک زیرین تا الیگوسن و نبود رسوبگذاری یا وجود شرایط فرسایش شدید در فاصله زمانی مذکور در منطقه می‌باشد. این برجستگی به صورت یک فرازمین با راستای شمال باختری- جنوب خاوری از جنوب تا شمال منطقه کشیده شده است و مرز باختری آن توسط گسل اصلی منطقه با حوضه فرورفته شیرمرد محدود شده است (شکل ۲). در واقع گسل اصلی منطقه، سنگ‌های دگرگونی در شرق را از حوضه شیرمرد در غرب جدا می‌کند. این گسل از نوع عمیق و پی‌سنگی با شیب حدود ۴۰ تا ۵۰ درجه به سمت شمال شرق با جابجاشدگی معکوس راستگرد می‌باشد که سبب بالآمدگی سنگ‌های دگرگونی در شرق و فرو افتادن سنگ‌های غربی و تشکیل حوضه شیرمرد گردیده است (نبوی، ۱۳۵۵).

منطقه اکتشافی مورد نظر، در شمال شرق شهر تکاب در استان آذربایجان غربی واقع شده است (شکل ۱). منطقه تکاب، بیشتر از سنگ‌های دگرگونی شیست، مرمر و گنایس تشکیل شده است که با روند شمال باختری- جنوب خاوری در بخش‌های مختلفی از منطقه، به خصوص در امتداد گسل اصلی قرار گرفته‌اند. شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود چشمه‌های آبگرم منطقه در دو محدوده مجزا یکی در حوالی شرقی روستای قینزجه و دیگری در جنوب شرق روستای احمدآباد به وجود آمده‌اند. مطالعات ژئوشیمیایی و ژئوترمومتری چشمه‌های آبگرم که توسط Nouraliee et al. (2014) انجام شده، نشان می‌دهد که دمای مخزن حدود ۵۷ تا ۹۰ درجه سانتیگراد می‌باشد. وجود یون منیزیم محلول در آب چشمه‌ها نشان‌دهنده آمیختگی سیال زمین‌گرمایی با آب‌های سرد زیرزمینی است؛ بنابراین به نظر می‌رسد که دمای مخزن زمین‌گرمایی موجود در اعماق منطقه، حرارت بسیار بالاتری دارد. رخنمون وسیع رسوبات تراورتنی با ضخامت قابل توجه در اطراف چشمه‌ها و همچنین پراکندگی این

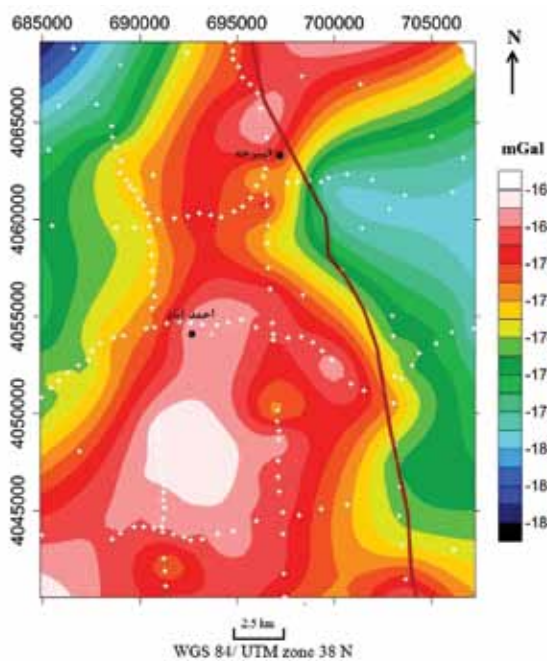


شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه زمین‌گرمایی تکاب (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور)

## گرانی سنجی

### داده‌های گرانی سنجی

غرب محدوده دیده می‌شود که به علت دور شدن از شواهد زمین گرمایی منطقه بخصوص چشمه‌های آبگرم، در این پژوهش از اهمیت کمی برخوردار است. این ناحیه از سنگ‌های داسیت، ایگنمبریت و مارن تشکیل شده است. ناحیه دارای بی‌هنجاری منفی دیگری در حاشیه شرقی نقشه شکل ۳ دیده می‌شود که در جنوب شرق چشمه‌های آبگرم روستای قینرجه و به‌طور آشکار در شرق گسل اصلی منطقه واقع شده است. این ناحیه با بی‌هنجاری گرانی منفی بر سنگ‌های دگرگونی منطقه منطبق است. به‌طور کلی به‌نظر می‌رسد که سنگ‌های پرچگال در شمال و بخصوص در جنوب و مرکز منطقه مورد بررسی سبب ایجاد یک روند منفی گرانی به‌سمت حواشی غربی و شرقی منطقه شده‌اند.



شکل ۳. نقشه بی‌هنجاری بوگه کامل. موقعیت ایستگاه‌های برداشت داده با علامت مثبت سفید رنگ و گسل اصلی منطقه با خط قهوه‌ای پر رنگ بر روی نقشه نشان داده شده است.

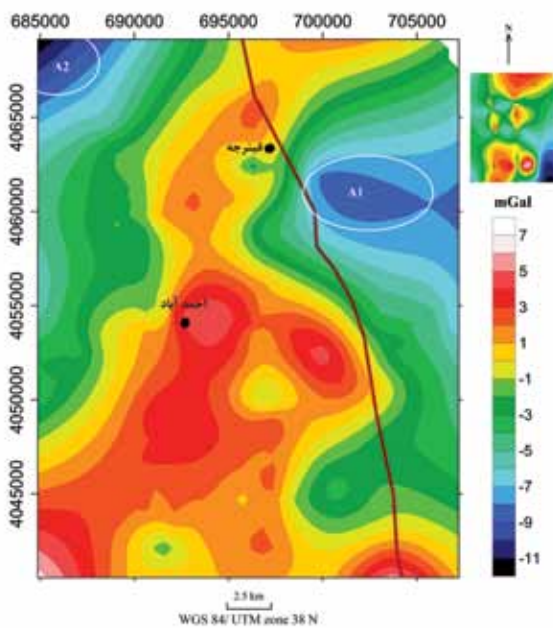
## جدایش بی‌هنجاری‌های گرانی ناحیه‌ای و محلی

بی‌هنجاری بوگه کامل، شامل بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای و محلی است. بی‌هنجاری ناحیه‌ای در نتیجه وجود ساختارهای بزرگ‌تر و عمیق‌تر و بی‌هنجاری محلی در نتیجه وجود ساختارهای کوچک‌تر و کم‌عمق‌تر است. در

اندازه‌گیری‌های نسبی میدان گرانش زمین در محدوده اطراف چشمه‌های آبگرم روستاهای قینرجه و احمدآباد با فواصل ایستگاهی ۰/۵ تا ۲ کیلومتر و با توجه به وضعیت توپوگرافی منطقه و امکان دسترسی به نقاط ایستگاهی تعیین شده، انجام شد. در مجموع ۱۴۰ ایستگاه گرانی در محدوده‌ای به وسعت حدود ۶۰۰ کیلومتر مربع برداشت شد. این عملیات در بهار سال ۱۳۹۲ توسط ستاد توسعه فناوری انرژی‌های تجدیدپذیر در منطقه مورد بررسی انجام شد. اندازه‌گیری‌های نسبی میدان گرانش زمین در این منطقه با استفاده از دستگاه گرانی‌سنج CG5 ساخت شرکت سینترکس کانادا انجام گردید. دقت این دستگاه در حد ۵ میکروگال است. به‌منظور تبدیل داده‌های گرانی نسبی به داده‌های گرانی مطلق از ایستگاه مبنای گرانی واقع در منطقه تکاب (سازمان نقشه‌برداری کشور) استفاده شد. اندازه‌گیری‌های ارتفاعی و مسطحاتی نقاط گرانی برداشت‌شده، توسط دستگاه GPS دو فرکانسه لایکا انجام و مقادیر ارتفاعی با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی منطقه مقایسه و تأیید شد. با توجه به وسعت زیاد محدوده مورد مطالعه تصحیح گرانی نرمال به‌منظور حذف اثر تفاوت مقادیر گرانی نرمال زمین، انجام شد. تصحیح هوای آزاد با استفاده از فرمول انجمن بین‌المللی ژئودزی در سال ۱۹۶۷ و تصحیح بوگه با استفاده از مقدار چگالی میانگین پوسته ( $2/67 \text{ g/cm}^3$ ) بر روی داده‌های گرانی برداشت‌شده انجام شد (Blakely, 1996). تصحیح توپوگرافی نیز به روش هامر<sup>۱</sup> با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی منطقه، محاسبه و انجام گردید. شکل ۳ نقشه بی‌هنجاری گرانی بوگه کامل در منطقه مورد بررسی را نشان می‌دهد. علامت‌های مثبت سفید رنگ بر روی این نقشه موقعیت ایستگاه‌های برداشت داده می‌باشند. همان‌طور که در این نقشه مشاهده می‌شود، دامنه تغییرات شدت میدان گرانش در این محدوده حداقل به ۲۰ میلی‌گال می‌رسد که با توجه به نقشه زمین‌شناسی منطقه (شکل ۲) مقدار بیشینه آن بر موقعیت سنگ‌های مارن و ماسه‌سنگی دگرسان شده در جنوب و مرکز محدوده منطبق است. مقدار کمینه میدان گرانش در گوشه شمال

1. Hammer

مارن واقع شده است. نبود دگرسانی‌های گرمایی، دوری از چشمه‌های آبگرم و نبود رخنمون رسوبات تراورتن در این زون، این ناحیه را از نظر وجود مخزن زمین‌گرمایی از اهمیت کمتری برخوردار می‌سازد.



شکل ۴. نقشه بی‌هنجاری گرانی محلی منطقه زمین‌گرمایی تکاب. نقشه میدان بی‌هنجاری ناحیه‌ای در گوشه بالا سمت راست شکل نشان داده شده است؛ با کسر کردن این میدان از میدان بوکه کامل، میدان بی‌هنجاری محلی به‌دست می‌آید. زون‌های A1 و A2، بی‌هنجاری‌های گرانی منفی می‌باشند که به‌عنوان مخازن احتمالی سامانه زمین‌گرمایی در منطقه تکاب مورد توجه هستند.

### مشتقات جهتی میدان گرانی

استفاده از روش مشتقات گرانی در برآورد مرز ساختارهای زمین‌شناسی (گسل، دایک و مانند آن) از روی بی‌هنجاری‌های میدان گرانی بسیار سودمند است. در این روش، از تغییرات یک کمیت در سرتاسر یک نقشه و به‌خصوص در نواحی منشاء بی‌هنجاری استفاده می‌شود (Nabighian, 1972; Blakely and Simpson, 1986). در این زمینه مناسب‌ترین کمیت، محاسبه مشتقات داده‌های میدان گرانی شامل مشتق افقی و قائم است. با محاسبه مشتقات افقی داده‌ها، بیشینه و کمینه مقدار آن‌ها در بالای لبه‌های توده‌های مولد بی‌هنجاری قرار می‌گیرد و بدین صورت تباینی بین توده و دیگر قسمت‌های نقشه ایجاد می‌شود. مشتق افقی درجه اول میدان گرانی در یک جهت خاص،

این پژوهش، به‌منظور بارزتر کردن بی‌هنجاری‌های مرتبط با منشاء موردنظر، جدایش بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای- محلی از بی‌هنجاری بوکه انجام شد. در صورتی که جدایش و یا حذف اثر میدان ناحیه‌ای از داده‌های گرانی مشاهده‌شده به‌درستی صورت گیرد، بی‌هنجاری مربوط به هدف مورد بررسی به‌طور مطلوب محاسبه خواهد شد. روش‌های متعددی برای انجام این جدایش وجود دارد (Li and Oldenburg, 1998b) که برخی عمدتاً براساس محاسبات عددی و برخی براساس شواهد تجربی و مقایسه نیم‌رخ داده‌ها قابل دست‌یابی هستند (Telford et al., 1990). در منطقه مورد بررسی، یک روند میدان گرانی ناحیه‌ای از سمت شرق و غرب به‌طرف محور شمالی- جنوبی منطقه وجود دارد. به‌منظور جدایش بی‌هنجاری محلی و منطقه‌ای از داده‌های گرانی منطقه تکاب، چندین روش گوناگون از جمله برازش چند جمله‌ای درجه یک و بالاتر و روش ادامه فراسو جهت محاسبه میدان ناحیه‌ای به‌کار گرفته شد؛ اما نتایج برخی از آن‌ها به‌گونه‌ای سبب تضعیف و یا تقویت برخی بی‌هنجاری‌ها می‌شد که براساس تجربه مفسر قابل قبول نبود. در نهایت از روش برازش یک سطح منحنی چند جمله‌ای درجه سوم به داده‌های گرانی مشاهده‌شده استفاده شد؛ به طوری که در این روش روند منطقه‌ای محاسبه‌شده سبب از بین رفتن و یا بهم‌ریختگی بی‌هنجاری‌های محلی نمی‌شد. سپس با کم کردن میدان گرانی ناحیه‌ای از میدان گرانی بوکه کامل، میدان بی‌هنجاری محلی محاسبه شد (شکل ۴).

دو ناحیه با بی‌هنجاری گرانی منفی (A1 و A2) در نقشه میدان گرانی باقیمانده در شکل ۴ مشخص شده است که زون A1 در امتداد گسل اصلی منطقه و در جنوب شرقی چشمه‌های آبگرم قینرجه و زون A2 در گوشه سمت راست شمال محدوده واقع شده است. بیشترین دگرسانی‌های ناشی از فعالیت‌های گرمایی در زون A1 قرار گرفته است، به‌همین دلیل به‌نظر می‌رسد زون‌های خردشده ناشی از فعالیت گسل اصلی و افزایش نفوذپذیری و متعاقب آن تشکیل مخزن زمین‌گرمایی منطقه، موجب پیدایش این بی‌هنجاری منفی گرانی شده است. زون A2 نیز در ناحیه‌ای با رخنمون سنگ‌های آذرین داسیت و ایگنمبریت و همچنین

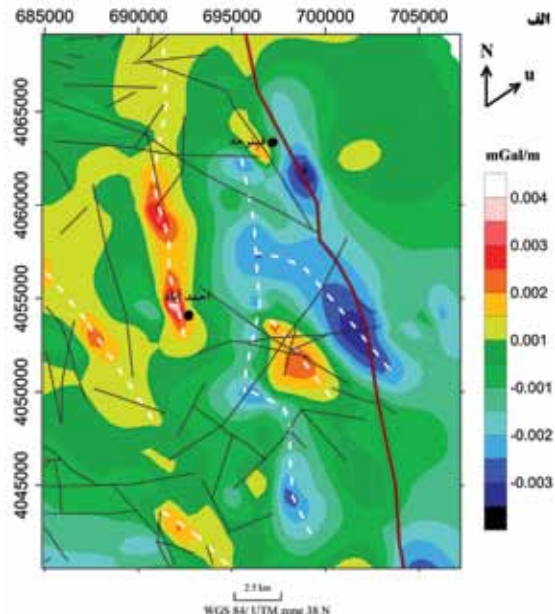
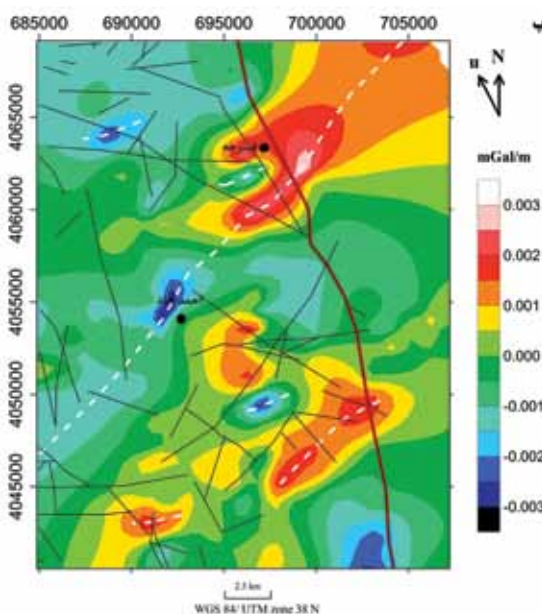
مقدار مشتق افقی در جهت N60E، بر روی گسل اصلی منطقه به کمینه خود می‌رسد و در واقع گسل اصلی منطقه با استفاده از نقشه مشتق افقی به خوبی قابل شناسایی است. در بخش غربی این گسل، چندین گسل مهم احتمالی با توجه به مقادیر کمینه یا بیشینه مشتق، شناسایی و موقعیت آن‌ها بر روی نقشه با خطوط سفیدرنگ بریده- بریده مشخص شده است. به نظر نمی‌رسد که این گسل‌ها با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی قابل شناسایی باشند اما تغییرات زیاد آن‌ها در نقشه مشتق افقی نشان‌دهنده حضور آن‌ها در اعماق بیشتر به علت پوشیده شدن آن‌ها توسط رسوبات جوان‌تر و یا وجود پوشش گیاهی می‌باشد.

در شکل ۵- ب نیز چند گسل پنهان در منطقه قابل شناسایی است به طوری که یکی از آن‌ها با طول بسیار زیاد از جنوب قینرجه و همچنین شمال احمدآباد عبور می‌کند. وجود این گسل پنهان در نقشه مشتق افقی در جهت N30W، می‌تواند توجیه‌کننده ارتباط بین چشمه‌های آبگرم قینرجه و احمدآباد باشد. به عبارتی دیگر حضور این گسل مهم نشان می‌دهد که احتمالاً مخزن زمین گرمایی هر دو گروه از چشمه‌های آبگرم قینرجه و احمدآباد یکسان است و این گسل نقش مهمی را در چرخش آب و سیالات هیدروترمال در منطقه ایفا می‌نماید.

سبب تقویت تغییرات جانبی در میدان گرانی و تضعیف روند منطقه‌ای در آن جهت می‌شود. در نواحی که تباین چگالی بیشتر است، مقدار مشتق به بیشینه یا کمینه خود می‌رسد؛ بنابراین بی‌هنجاری عمود بر جهت مشتق، بارزتر شده و لبه ساختارها آشکارتر می‌شود. با توجه به این که گسل اصلی منطقه زمین گرمایی تکاب دارای روند شمال غرب- جنوب شرق است، دو نقشه مشتق جهتی افقی درجه اول محاسبه گردید؛ یکی در امتداد عمود بر روند گسل اصلی منطقه (شکل ۵- الف) به منظور مشخص کردن ساختارهای با روند تقریبی هم‌جهت با گسل اصلی و دیگری در امتداد گسل اصلی منطقه (شکل ۵- ب) به منظور مشخص کردن ساختارهای عمود بر این گسل.

نقشه‌های مشتق نشان داده شده در شکل ۵ به طور واضح اهمیت خطواره‌ها و گسل‌های اصلی در کنترل مخزن زمین گرمایی و تکامل چرخه سیالات هیدروترمال منطقه را نشان می‌دهد. در این شکل خطوط سیاه‌رنگ گسل‌های شناخته شده در نقشه زمین شناسی می‌باشد که بر روی این نقشه‌ها ترسیم شده و خطوط بریده- بریده سفیدرنگ خطواره‌های شناسایی شده با استفاده از نقشه‌های مشتق افقی میدان گرانی است.

همان‌طور که در نقشه شکل ۵- الف مشاهده می‌شود،



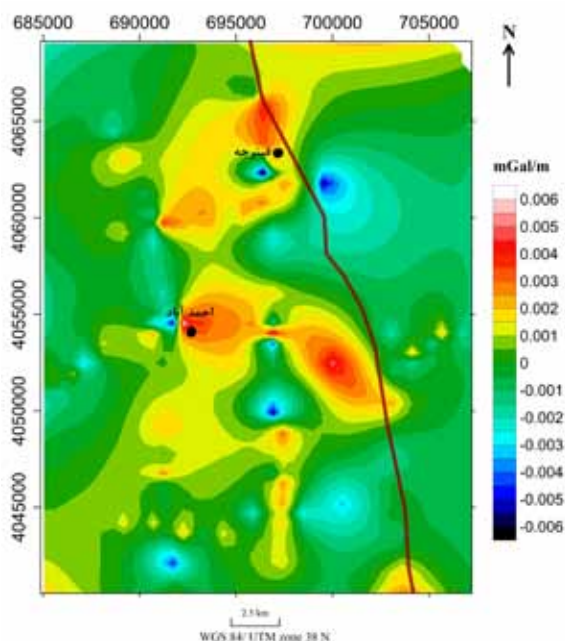
شکل ۵. الف) مشتقات جهتی افقی میدان گرانی بوگه در جهت N60E، ب) N30W. خطوط سیاه‌رنگ بر روی نقشه گسل‌های از پیش شناخته شده و خطوط بریده- بریده سفید رنگ گسل‌های شناسایی شده با استفاده از این نقشه‌ها را نشان می‌دهند.

## تخمین عمق اوپلر

به منظور شناسایی دقیق تر موقعیت ساختارهای زمین شناسی منطقه زمین گرمایی تکاب، روش واهمامیخت اوپلر<sup>۱</sup> بر روی کل داده های گرانی منطقه اعمال گردید. روش اوپلر قادر است به صورت خودکار عمق و مکان افقی منشاء بی هنجاری ها را برآورد نماید. در این روش از میدان گرانی باقیمانده و گرادیان های افقی و قائم آن جهت برآورد مکان منشاء بی هنجاری استفاده می شود (Thompson, 1982). در شرایط مختلف زمین شناسی از نظر شکل و نوع منشاء بی هنجاری از معیاری به نام شاخص ساختاری<sup>۲</sup> استفاده می شود. این شاخص مهم معیاری از نحوه و شدت دورافت<sup>۳</sup> میدان با فاصله گرفتن از منشاء بی هنجاری است. در گرانی سنجی مقدار این شاخص ساختاری از صفر (سیل، دایک و یا ساختار پلکانی) تا ۲ (کره) تغییر می کند. در روش اوپلر، برآورد مقدار صحیح از شاخص ساختاری، گام بسیار مهم در به دست آوردن نتایجی معتبر می باشد (Reid, 1995). برآورد مقدار صحیح شاخص ساختاری به سه صورت امکان پذیر است. براساس تجربه مفسر، آزمون و خطا و انتخاب یک شاخص ساختاری بهترین خوشه بندی را در جواب ها ارائه می دهد (Keating and Pilkington, 2004). منظور از بهترین خوشه بندی این است که پاسخ های نشان دهنده عمق یکسان، مجاور هم باشند و حل های عمقی متفاوت، تداخل زیادی با هم نداشته باشند.

در این پژوهش، به منظور اعمال روش اوپلر بر روی داده های منطقه مورد بررسی از نرم افزار ژئوسافت<sup>۴</sup> استفاده شد. پس از آماده سازی نقشه میدان باقیمانده، نقشه های مشتقات میدان گرانی در سه جهت (X, Y, Z) که تهیه آن لازم اجرای فرایند واهمامیخت اوپلر است، تهیه شدند. از آنجاکه دید مناسبی از اعماق زمین منطقه مورد بررسی نداریم، برای رسیدن به شاخص ساختاری مناسب، اعداد مختلف مورد آزمون و خطا قرار گرفت. به طوری که چندین بار روش اوپلر اعمال شد و هر بار اعداد مختلفی از شاخص

استفاده از فیلتر مشتق قائم یکی دیگر از روش های برآورد مرز بی هنجاری های کم عمق و بارزتر کردن آن ها است. مشتق قائم عرض بی هنجاری ها را باریک تر و موقعیت آن ها را با دقت بیشتری مشخص می کند (Cooper and Cowan, 2004). در این روش بی هنجاری های با طول موج کوتاه تر مربوط به ساختارهای کم عمق تر، بارزتر و بی هنجاری های با طول موج بلندتر تضعیف می شوند (Nabighian, 1984). اگرچه تفسیر کیفی نقشه های مشتق قائم نسبت به نقشه های مشتق افقی مشکل تر به نظر می رسد اما استفاده از مشتق قائم در بارزتر کردن بی هنجاری های میدان های پتانسیلی بسیار سودمند است و به مفسر امکان شناسایی دقیق تر موقعیت افقی مراکز توده های بی هنجاری را می دهد (Saad, 2006). شکل ۶ نقشه مشتق قائم درجه اول از میدان گرانی بوگه منطقه مورد بررسی را نشان می دهد. همان طور که مشاهده می شود، شدت تغییرات مشتق قائم میدان نسبت به نقش های مشتقات افقی کمتر است و نقشه نرم تر به نظر می رسد. با توجه به این شکل، شدت تغییرات در محل چشمه های آبگرم قینرجه و احمدآباد نسبت به قسمت های دیگر منطقه بیشتر است که این امر نشان دهنده تغییرات زیاد چگالی سنگ ها در اعماق کم به علت فعالیت چشمه های آبگرم در این دو ناحیه می باشد.



شکل ۶. نقشه مشتق قائم اول میدان گرانی بوگه.

1. Euler deconvolution
2. Structural index
3. Fall-off
4. Geosoft

## وارون سازی داده های گرانی

مدل سه بعدی تباین چگالی مواد و سنگ ها در منطقه مورد بررسی با استفاده از الگوریتم (Li and Oldenburg, 1998a) در قالب نرم افزار UBC-GIF Grav3D انجام شد. استفاده از این الگوریتم جهت انجام مدل سازی سه بعدی داده های گرانی در مناطق مختلف دنیا نتایج بسیار ارزشمندی را ارائه می کند (به عنوان نمونه: Oldenburg and Pratt, 2007; Louro and Mantovani, 2013; Kalateh and Kahoo, 2015; Nouraliee et al., 2013). در رویکرد برگردان عرضه شده از سوی لی و اولدنبرگ که در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته است، ابتدا در مورد متغیری که تفسیر براساس آن صورت خواهد گرفت، تصمیم گیری می شود که تابعی از چگالی مورد جستجو می باشد. سپس یک تابع هدف چند مؤلفه ای که دارای انعطاف پذیری کافی برای تولید انواع مدل باشد ساخته می شود. شکل این تابع هدف به گونه ای است که می تواند برای جنبه های ناخواسته ریاضی قابل قبول از قبیل تمرکز چگالی در نزدیکی سطح، ساختار بسیار بزرگ و یا وجود چگالی های متفاوت تصحیح شود. این تابع هدف، ناهمواری ها را در سه جهت فضایی جبران می کند و یک وزن دهی سه بعدی براساس توزیع چگالی با عمق دارد. تابع های کمکی وزن دهی سه بعدی در تابع هدف را می توان در ترکیب کردن اطلاعات بیشتر درباره مدل به کار برد. چنین اطلاعاتی ممکن است از کاوش های دیگر ژئوفیزیکی، داده های زمین شناسی و یا درک کمی و کیفی مفسر از ساختار زمین شناسی و ارتباط آن با چگالی سنگ ها باشد. راه حل عددی برای برگردان از راه تقسیم زمین به تعداد زیادی سلول، تحقق یافته است تا اجسام زمین شناسی پیچیده به طور نسبی ساخته شوند.

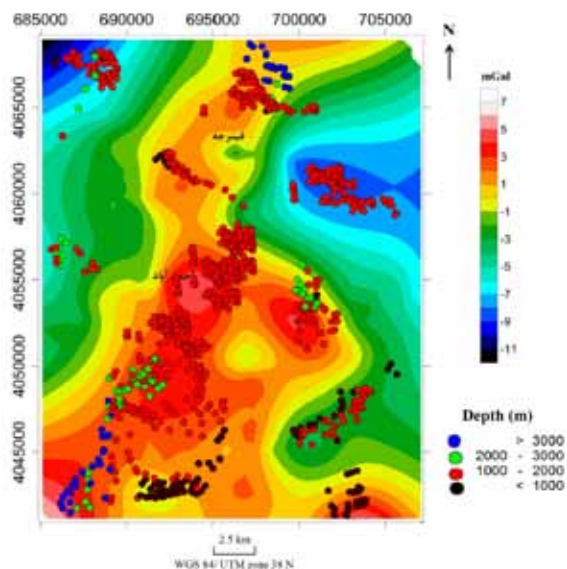
الگوریتم عرضه شده از سوی لی و اولدنبرگ از رابطه ۱ آغاز می شود:

$$d = G\rho \quad (1) \text{ رابطه (۱)}$$

در این رابطه  $d$  مربوط به داده های واقعی،  $G$  ماتریس حساسیت و  $\rho$  چگالی سنگ ها در یک بلوک متعامد و شبکه بندی شده به منظور انجام مدل سازی است. مسئله برگردان به منزله یک مسئله بهینه سازی، فرمول بندی

ساختاری انتخاب می شد؛ از عدد ۰/۵ کار آغاز و با گام ۰/۱ تا عدد ۲ ادامه داده شد. با توجه به مطالب مذکور بهترین شاخص ساختاری که برای بی هنجاری های موجود در منطقه برآورد شد، دامنه عددی بین ۱/۴ تا ۱/۶ است که به طور میانگین شاخص ساختاری ۱/۵ را در نظر گرفته شده است. شکل ۷ نتایج حل اویلر با استفاده از نقشه گرانی محلی و با انتخاب شاخص ساختاری ۱/۵ را نمایش می دهد. برآوردهای عمقی در نقاط مختلف شبکه با دوایر رنگی توپر مشخص شده اند. با توجه به این شکل به نظر می رسد عمق بیشتری بی هنجاری های گرانی در منطقه در حدود ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ متر قرار دارد (دوایر قرمز رنگ)، اما بی هنجاری با عمق های کمتر (دوایر سیاه رنگ) و با عمق های بیشتر (دوایر سبز و آبی رنگ) در نواحی مختلف منطقه دیده می شوند. با توجه به نمایش حل های اویلر در شکل ۷، روش اویلر بر روی بی هنجاری گرانی منفی (زون A1 و A2)، اعماق به نسبت مشابهی را نشان می دهد، به طوری که عمق سقف این بی هنجاری ها در این دو زون تقریباً یکسان و در حدود ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۰ متر برآورد می شود.

نتایج به دست آمده از اعمال روش اویلر می تواند به عنوان پارامترهای اولیه و اساسی در روش وارون سازی داده های منطقه مورد بررسی به کار رود.



شکل ۷. نمایش حل های اویلر در منطقه مورد بررسی. دوایر رنگی نشان دهنده عمق برآورد شده برای منشاء بی هنجاری گرانی و مرکز این دوایر موقعیت افقی منشاء را نشان می دهد.

شده توسط Telford et al. (1990) و همچنین با توجه به مطالعات صورت گرفته در نواحی مشابه (به عنوان نمونه، Represas et al., 2013; Nouraliee et al., 2015) تباین چگالی کمتر از ۱۵۰- کیلوگرم بر مترمکعب را به عنوان نواحی مستعد مخزن زمین گرمایی در نظر گرفته و بنابراین به منظور نمایش مناسب تر این نواحی، سنگ های با تباین چگالی کمتر از ۱۵۰- کیلوگرم بر مترمکعب در شکل ۸ نمایش داده شد. در این شکل، نتایج مدل سازی سه بعدی با استفاده از الگوریتم لی و اولدنبرگ از سه نمای جنوب شرق (الف)، جنوب (ب) و شرق (ج) نمایش داده شده است. در این وارون سازی حداکثر عمق مدل سازی ۸۰۰۰ متر می باشد. همان طور که مشاهده می شود، در این حالت فقط زون A1 از اعماق حدود ۱۸۰۰ تا ۵۰۰۰ متر از وضعیت مناسب تری نسبت به نواحی دیگر برخوردار است. البته همان طور که مشاهده می شود، ضخامت این زون از عمق حدود ۳۰۰۰ تا ۵۰۰۰ متر افزایش می یابد و احتمالاً کیفیت سنگ مخزن نیز در این گستره عمقی بیشتر می شود. مختصات افقی این زون عبارتست از  $X_1=699200$  تا  $X_2=702000$  و  $Y_1=4059000$  تا  $Y_2=4062200$  (UTM Zone 38N). با توجه به این نتایج به نظر می رسد، گسل اصلی منطقه سبب ایجاد تباین چگالی منفی در بخش هایی از سنگ های منطقه شده است و همان طور که براساس نقشه های مختلف میدان گرانی انتظار می رود، زون A1 که در مجاورت این گسل قرار دارد، در نتایج وارون سازی سه بعدی (شکل ۸) نیز نشان دهنده محدوده با تباین چگالی منفی قابل توجهی است. در واقع فعالیت گسل اصلی منطقه و شاخه های فرعی آن سبب ایجاد شکستگی ها و درزه های زیادی در سنگ های این ناحیه شده و فضای مناسبی را برای چرخش سیالات به وجود آورده و در نتیجه سبب ایجاد یک مخزن زمین گرمایی شده است. شواهد زمین گرمایی در این ناحیه (زون A1) شامل وجود چشمه های آبگرم و دگرسانی های شدید ناشی از سیالات گرمایی این نتایج را تایید می کنند (Nouraliee et al., 2014).

می شود که یک تابع هدف از مدل، با توجه به محدودیت های معادله کمینه می شود تا داده ها، با یک خطای قابل قبول باز تولید شود. فرض کنید تابع هدف به صورت رابطه (۲) باشد:

$$\begin{aligned} \Theta_m = & \alpha_s \int_v w_s w_z(z)(\rho - \rho_0)^2 dv \\ & + \alpha_x \int_v w_x \{[\partial w(z)/\partial x](\rho - \rho_0)\}^2 dv \\ & + \alpha_y \int_v w_y \{[\partial w(z)/\partial y](\rho - \rho_0)\}^2 dv \\ & + \alpha_z \int_v w_z \{[\partial w(z)/\partial z](\rho - \rho_0)\}^2 dv \end{aligned} \quad \text{رابطه (۲)}$$

که در آن  $\rho$  مربوط به داده های واقعی،  $\rho_0$  مربوط به داده های مدل و  $W_x$ ،  $W_y$ ،  $W_z$  و  $W_s$  توابع وزنی هستند.  $W_z$  تابع وزن دهی عمقی است. مقدار عدم برازش بین داده های مشاهده شده و داده های محاسبه شده با استفاده از رابطه (۳) به دست می آید:

$$\Theta_d = \|W_d (d_{mod} - d_{oba})\|^2 \quad \text{رابطه (۳)}$$

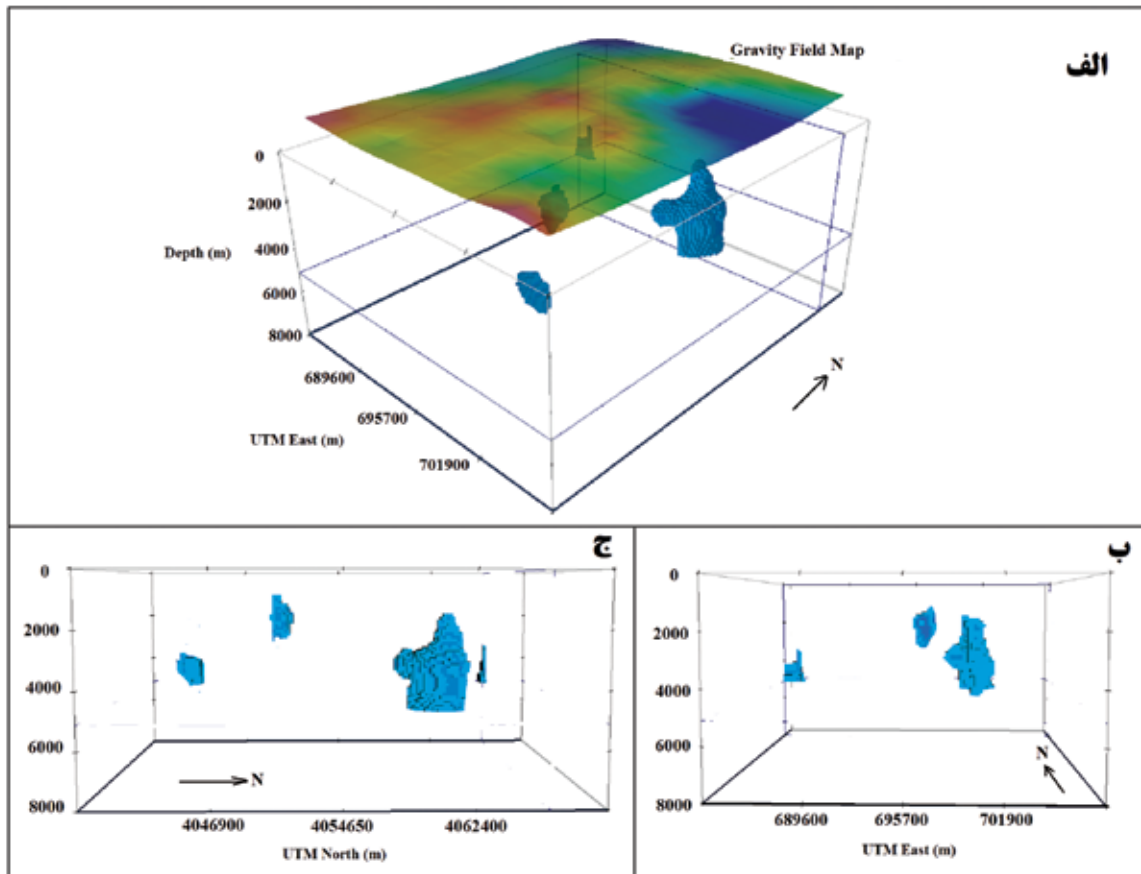
که در آن  $W_d$  به عنوان یک ماتریس قطری است که عنصر  $i$ ام آن، انحراف استاندارد  $i$  امین داده،  $d_{mod}$  چگالی محاسبه شده و  $d_{obs}$  چگالی برداشت شده است. هدف از این معادله وارون (رابطه ۳)، کمینه کردن اختلاف بین تابع هدف و خطای برازش داده ها است (رابطه ۴):

$$\Theta = \Theta_d + \mu \Theta_m \quad \text{رابطه (۴)}$$

که در آن  $\mu$  پارامتر تنظیم کننده است. جزئیات و توصیف های بیشتر در مقاله Li and Oldenburg, (1998a) موجود است.

همان طور که بیان شد، زون های با بی هنجاری گرانی منفی به عنوان نواحی احتمالی مخزن سامانه زمین گرمایی مورد توجه هستند. در منطقه زمین گرمایی تکاب، با توجه به نقشه بی هنجاری گرانی باقیمانده در شکل ۴ دو زون منفی (A1 و A2) شناسایی شد. افزایش درز و شکاف، گسل خوردگی و حضور سیالات هیدروترمال در یک مخزن زمین گرمایی از عوامل اصلی ایجاد این تباین چگالی منفی می باشد. میزان این تباین چگالی به جنس سنگ های مخزن و سنگ های اطراف و همچنین کیفیت مخزن بستگی دارد. با توجه به جدول چگالی سنگ ها و کانی ها ارائه





شکل ۸. مدل سه بعدی سنگ‌های با تباین چگالی کمتر از ۱۵۰- کیلوگرم بر مترمکعب در منطقه زمین گرمایی تکاب با استفاده از الگوریتم لی و اولدنبرگ. الف) دید از جنوب شرق، ب) دید از جنوب، ج) دید از شرق.

## نتیجه‌گیری

A1 دارای شرایط مناسب از نظر وجود مخزن زمین گرمایی در منطقه تکاب می‌باشد. با توجه به روند و شیب گسل اصلی منطقه، شکستگی‌ها و خردشدگی ناشی از فعالیت این گسل در این زون شرایط تشکیل مخزن زمین گرمایی به وجود آمده است. بنابراین مناسب‌ترین محدوده جهت بهره‌برداری از انرژی زمین گرمایی در این منطقه، در مختصات افقی از  $X1=699200$  تا  $X2=702000$  و  $Y1=4059000$  تا  $Y2=4062200$  و در عمق بین ۳۰۰۰ تا ۵۰۰۰ متر از سطح زمین واقع شده است. نقشه‌های مشتقات میدان گرانی منطقه نیز نشان‌دهنده سازوکار گسلی پیچیده در منطقه به‌خصوص در بخش غربی گسل اصلی منطقه تکاب است. این گسل‌ها نقش مهمی در نفوذ آب‌های جوی به درون زمین، حرکت سیال زمین گرمایی در مخزن و همچنین حرکت سیال مذکور به سمت سطح زمین و در نتیجه

منطقه زمین گرمایی تکاب یکی از مناطق زمین گرمایی ایران است که در حال حاضر انجام مطالعات زمین شناسی و ژئوفیزیکی تکمیلی در آن در اولویت‌های سازمان انرژی‌های نو ایران قرار دارد. در این پژوهش نتایج حاصل از پردازش و تفسیر داده‌های گرانی برداشت شده در این منطقه زمین گرمایی ارائه شده است. هدف از این پژوهش، شناسایی ویژگی‌های ساختاری سامانه زمین گرمایی واقع در اعماق منطقه تکاب به منظور تعیین موقعیت حفر چاه‌های اکتشافی می‌باشد. با بررسی نقشه بی‌هنجاری‌های گرانی در منطقه یاد شده، مشخص گردید که دو زون دارای ناهنجاری گرانی منفی (A1 و A2) وجود دارد. نتایج تحلیل و تفسیر داده‌های گرانی با استفاده از روش اویلر و وارون‌سازی داده‌ها با استفاده از الگوریتم لی و اولدنبرگ، نشان می‌دهد که زون

gravity data: implications for its evolution and recent reactivation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 168, 212–230.

- Kalateh A.N, and Kahoo, A.R., 2013. Estimation of 3D density distribution of chromite deposits using gravity data. *Journal of Mining and Environment*, 4, 97–104.

- Keating, P. and Pilkington, M., 2004. Euler deconvolution of the analytic signal and its application to magnetic interpretation. *Geophysical Prospecting*, 52, 165–182.

- Li, Y. and Oldenburg, D.W., 1998a. 3D inversion of gravity data, *Geophysics*, 63, 109–119.

- Li, Y. and Oldenburg, D.W., 1998b. Separation of regional and residual magnetic field data. *Geophysics*, 63, 431–439.

- Louro, V.H. and Mantovani, M.S., 2012. 3D inversion and modeling of magnetic and gravimetric data characterizing the geophysical anomaly source in Pratinha I in the southeast of Brazil. *Applied Geophysics*, 80, 110–120.

- Montesinos, F.G., Camacho, A.G., Nunes, J.C., Oliveira, C.S. and Vieira, R., 2003. A 3-D gravity model for a volcanic crater in Terceira Island (Azores), *Geophysical Journal International*, 154, 393–406.

- Nabighian, M.N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation, *Geophysics*, 37, 507–517.

- Nabighian, M.N., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations, *Geophysics*, 49, 780–786.

- Nouraliee, J., Porkhial, S., Ebrahimi, D. and Rahmani, M., 2014. Chemical studies on warm springs of West Azarbaijan province in the north west of Iran, *Journal of Scientific Research*

پیدایش چشمه‌های آبگرم ایفا می‌کنند. حضور چشمه‌های آبگرم در شرق روستای قینرجه با مختصات افقی مخزن زمین‌گرمایی شناسایی شده انطباق زیادی دارد. این در حالی است که وجود چشمه‌های آبگرم در بخش شرقی روستای احمدآباد احتمالاً با گسل مهم شناسایی شده در نقشه مشتق میدان گرانی در جهت N30W قابل توجیه است. به عبارتی دیگر نتایج گرانی سنجی نشان می‌دهد که مخزن سامانه زمین‌گرمایی هر دو گروه از چشمه‌های آبگرم قینرجه و احمدآباد یکسان است و در مختصات مذکور (زون A1) قرار دارد.

## سپاسگزاری

از ستاد توسعه فناوری‌های تجدیدپذیر وابسته به معاونت علمی- فناوری ریاست جمهوری و گروه انرژی‌های نو پژوهشگاه نیرو برای در اختیار قرار گذاشتن داده‌های گرانی سپاسگزاری می‌گردد.

## منابع

- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹.

- Abiye, T.A. and Haile T., 2008. Geophysical exploration of the Boku geothermal area, Central Ethiopian Rift. *Geothermics*, 37, 586–596.

- Blakely, R.J., 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press. 464.

- Blakely, R.J. and Simpson, R.W., 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies, *Geophysics*, 51, 1494–1498.

- Cooper, G.R.J. and Cowan, D.R., 2004. Filtering using variable order vertical derivatives. *Computer and Geosciences*, 30, 455–459.

- Gottsmann, J., Camacho, A., Martí, J., Wooller, L., Fernández, J., García, A. and Rymer, H., 2008. Shallow structure beneath the central volcanic complex of Tenerife from new

and Studies, 1, 65-72.

- Nouraliee, J., Porkhial, S., Mohamadzadeh-Moghaddam, M., Mirzaei, S., Ebrahimi, D. and Rahmani, M., 2015. Investigation on density contrasts and geological structures around hot springs in Mahallat geothermal region using gravity method, Russian Geology and Geophysics, 56, 1791-1800.

- Oldenburg, D.W. and Pratt, D.A. 2007. Geophysical inversion for mineral exploration – A decade of progress in theory and practice, in B. Milkereit, ed., Proceedings of Exploration 07, Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration, 61–95.

- Reid, A.B., 1995. Euler deconvolution: past, present and future – a review. 65th SEG Meeting, Houston, USA, Expanded Abstracts, 272–273.

- Represas, P., Santos, F.A. and Ribeiro, J., 2013. Interpretation of gravity data to delineate structural features connected to low-temperature geothermal resources at Northeastern Portugal, Applied Geophysics, 92, 30-38.

- Saad, A.H., 2006. Understanding grav-

ity gradients—a tutorial. The Leading Edge, 25, 942–949.

- Salem, A., Furuya, S., Aboud, E., Elawadi, E., Jotaki, H. and Ushijima, K., 2005. Subsurface structural mapping using gravity data of Hohi geothermal area, Central Kyushu, Japan. Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey.

- Schiavone, D. and Loddo, M., 2007. 3-D density model of Mt. Etna Volcano (Southern Italy), Journal of Volcanology and Geothermal Research, 164, 161–175.

- Soengkono, S., 2011. Deep interpretation of gravity and airborne magnetic data over the central Taupo volcanic zone. New Zealand Geothermal Workshop.

- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. and Keys, D.A., 1990. Applied Geophysics, 2nd edition. Cambridge University Press. 501.

- Thompson, D.T., 1982. EULDPTH – a technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. Geophysics, 47, 31–37.

# **Investigating natural landslides and roadside by using shallow landsliding stability physically based model (case study: Sari- Kiasar axis range)**

**Talebi, A.<sup>1</sup> and Motavalli, A.R.<sup>2</sup>**

1. Associate Professor, Range and Watershed Department, Natural Resources College, Yazd University

2. Ph.D. student of Science and Watershed Management, Natural Resources College, Tarbiat Modares University, Young Researchers and Elite Club, Islamic Azad University, Babol Branch, Iran

Received: 14 May 2014

Accepted: 14 December 2015

## **Abstract**

Communication networks and roads are important part of the investments of each country. Beside of this, maintenance of these large communication networks and process of developing construction are among the causes of the degradation of natural resources. In this research, occurrence of landslides in Kiasar road, located in the south of Sari city, was evaluated by using basic physical model, SHALSTAB, and slope stability map of this area was determined by this model. First, the physical and mechanical properties of 15 soil sample near the main roadside were measured and compared with 115 cases of landslides around the road. Results of Square research, analysis of geological data, and laboratory tests showed that for all landslides occurrence, 43.49 percent of actual landslides have been located in unstable regions. Then, the roadsides have been distinguish from happened landslides, in natural conditions. Then a separated model has been run for each landslide. The results showed that whenever SHALSTAB model has been implemented by using roadside landslides, this model can simulated only 18.55% of slip points in unstable zones, and when SHALSTAB model implemented by using slips which occurred in natural conditions, by predicting 69.5 percent, is a successful usage.

**Keywords:** Roadside landslide, Natural landslide, Sari- Kiasar axis, SHALSTAB model, Slope stability map

# Water/Rock interaction in Panah-Kuh skarn using carbon and oxygen stable isotopes in different calcite types, west of Yazd

Zahedi, A.<sup>1</sup> and Boomeri, M.<sup>2</sup>

1. Associate Professor, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan,

2. Associate Professor, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan

Received: 06 July 2013

Accepted: 29 September 2013

## Abstract

The Panah-Kuh calcic and magnesian skarns are located about 50 km northwest of Taft City in Yazd province. Intrusion of Panah-Kuh granodiorite stock with an Oligocene-Miocene age into limestone-dolomite rocks of the Jamal Formation led to the formation of calcic and magnesian skarn in the Panah-Kuh district. Values of  $\delta^{18}\text{O}$  of the granitic rocks and  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values of the calcite types were determined in this study. Based on these data,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values in the studied calcite types are lower than those of sedimentary calcites. These isotopic variations are mainly produced by infiltration of magmatic fluids into carbonate rocks in the Panah-Kuh deposit. Depletion of the  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  value in the calcite types of Panah-Kuh skarn can be explained by magmatic fluids interaction ( $\delta^{18}\text{O} = 11.0\text{‰}$ ) that interacted with unaltered limestone rocks at 350-450°C with  $\omega = 0.05$  and water/rock ratio of 25 to 50%.

**Keywords:** Calcite types, Stable isotopes, Fluid infiltration, Isotopic depletion, Panah-Kuh skarn, Yazd.

# Morphotectonic study of a fault tip zone around Qozlu (SE part of the North Tabriz fault)

Yousefi-Bavil, A.<sup>1</sup> and Moayyed, M.<sup>2</sup>

1. Ph.D. in Geotectonics and Geodynamics, Department of Geotectonics and Regional Geology, Geology Institute of Azerbaijan, Baku, Azerbaijan

2. Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Received: 18 August 2013

Accepted: 30 May 2015

## Abstract

Fault traces within the Qozlu fault tip zone, located at the southeast end of a segment of the North Tabriz fault, which reaches to the Bozqush deformation zone, represents the formation of a horsetail structure. There is, however, no information about the type of this structure or its deformation pattern. In this regard, study of topography (analysis of the relative elevation difference at two scales-within the overall deformation zone and in buffer zones along streams flowing within the zone), surface slope, asymmetry factor, and geological information indicate that: 1) the fault tip zone is a contractional horsetail splay; 2) a compressional tectonic regime is dominant within the fault tip zone and the trend of maximum compression is N20W-S20E; 3) two different fault zones with maximum and minimum tectonic activities are recognised along two streams within the fault tip zone; 4) the overall dip-slip component within the stream-related fault zones is reverse or thrust. These results provide significant information about tectonics of the Qozlu fault tip zone and improve our knowledge of deformation within the North Tabriz fault zone. This study, also, demonstrates the importance of using stream longitudinal swath profiles to obtain tectonic information directly from topography.

**Keywords:** Fault tip zone, North Tabriz fault, Morphotectonics, Stream longitudinal profile, Swath profile.

# Investigation of geochemistry of minor and trace elements (rare earths) in the base metal vein mineralization Yaralujeh area (NW Ahar - East Azarbaijan)

Jabbarzadeh, Z.<sup>1</sup>, Hosseinzadeh, M.R.<sup>2</sup>, Moayyed, M.<sup>3</sup> and R. Faramarzi<sup>4</sup>

1. Master of Science, Geology Department, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz

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

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

4. Ph.D. student, Geology Department, Faculty of Sciences, University of Urmia

Received: 11 May 2013

Accepted: 24 November 2014

## Abstract

The Yaralujeh vein index is located about 40 km NW of Ahar, East Azarbaijan. Based on geochemical studies, the original host rock is microdioritic in composition with calc – alkaline character, situated in an active continental margin volcanic arc. The mineralization is occurred as disseminated, stockwork and veins - veinlets containing quartz, carbonate and sulfide minerals in altered subvolcanic rocks (microdiorite). Pyrite, sphalerite, galena and chalcopyrite are the most important sulfide minerals in this area. The most important alterations in this area are sericitic and carbonatization, and the main alteration minerals are quartz, sericite, illite, albite, kaolinite, leucoxene, pyrite and late carbonates. Bivariate diagrams of Ba + Sr vs. Ce + Y + La and Zr vs. TiO<sub>2</sub> and also values less than one for TiO<sub>2</sub> indicate a hypogenic origin for altered fluids. The spider diagrams of REEs, normalized to both chondrite and average upper continental crust, show differentiation of LREE from HREE and depletion of LREE relative to average upper continental crust. Based on geochemical indicators such as Hf / Sm, Nb / La and Th / La and LREE enriched relative to the HREE, the most important ion complexes transition metal are Cl- complexes. Ce, Eu and Pr (Eu/Eu\*, Ce/Ce\*, Pr/Pr\*) anomalies in ore-bearing vein and host rock indicates near-neutral pH in a redox environment for the alteration fluids in Yaralujeh Index.

**Keywords:** Rare earth elements, Geochemistry, Hydrothermal alteration, Ce and Eu anomalies, Yaralujeh.

# Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Asmari Formation in southern flank of Mish anticline (Tang-e-Ganaveh)

Moradi, F.<sup>1</sup>, Sadeghi, A.<sup>2</sup>, Amiri Bakhtiar, H.<sup>3</sup> and Allahkarampour, Dill, M.<sup>4</sup>

1. M. SC. student in paleontology and stratigraphy, Shahid Beheshti University.

2. Professor, Departement of Geology, Shahid Beheshti University.

3. National Iranian Oil Company, Iran.

4. M.Sc. Geology office, National Iranian Oil Company, Ahwaz, Iran.

Received: 30 April 2013

Accepted: 14 October 2014

## Abstract

The Asmari Formation in the southern flank of Mish anticline (in the north of Gachsaran) with a total thickness of 366 m is mainly composed of medium to thick limestone layers. Based on lithological studies, it is mainly composed of a periodic arrangement of marly limestone with very thick, thick and medium bedded limestone layers and in some parts it consists of dolomitic layers.

The lower contact of the Asmari Formation with Pabdeh Formation is gradual and its upper contact with the Gachsaran Formation is conformable with some sharp lithological changes. Based on change in thickness of layers, color and lithology, this carbonate sequence is subdivided into three lithological units.

In Biostratigraphic studies, 28 species belonging to 41 genera of foraminifera were recognized. According to recognized biozone and foraminifera assemblages, 4 biozones and one undetermined zone were classified according to Laursen et al., 2009. The age of the Asmari Formation in this section is Oligocene (Rupelian-Chatian) to Early Miocene (Aquitanian-Burdigalian).

**Keywords:** Asmari Formation, Mish anticline, Lithostratigraphy, Biostratigraphy, Oligocene (Rupelian-Chatian), Early Miocene (Aquitanian-Burdigalian).



# Hydro-goelectric properties of Asmari and Ilam-Sarvak formations in Susan Syncline, North Izeh

Nassery, H.R.<sup>1</sup>, Zeidalinejad, N.<sup>2</sup> and Alijani, F.<sup>3</sup>

1. Associate Professor, Departement of Geology, Shahid Beheshti University.
2. Ph.D. student, Departement of Geology, Shahid Beheshti University.
3. Assistant, Departement of Geology, Shahid Beheshti University.

Received: 15 May 2013

Accepted: 08 March 2015

## Abstract

Hydro-goelectric properties of the Asmari and Ilam-Sarvak formations in Susan Syncline (located in Middle Karoon Basin), North of Izeh, were investigated to recognize electrical resistivity ranges of dry and wet limestone, karstification, and fractures and determine the areas with high potential for groundwater exploitation. For this purpose, the resistivity data were collected in 245 vertical geoelectric sounding (VES) using Schlumberger array in the contact of limestone and adjacent alluvium. The resistivity data were interpreted as one-dimensional and two-dimensional tomography (using RES2DINV software). The resistivity curves of VES in the Asmari Formation have lower value and ranges of resistivity than the Ilam-Sarvak Formation which can be understood by high yield of the aquifers from the smooth descending VES curves. Interpretation of two-dimensional geoelectrical tomography revealed that the Ilam - Sarvak Formations have considerable potential groundwater in crushed zones but the karst development and cavities in them are less than the Asmari limestone. The spring discharges from the Ilam-Sarvak Formations in Susan area is in relation with the contact of compact limestone and water bearing fractured zones. Despite the lack of major springs in the Susan Syncline, the results of the hydro-goelectrical investigation showed that Asmari limestone aquifer, has a high groundwater potential. The electrical resistivity of the Asmari Formation is lower than the Ilam-Sarvak ones because of the higher porosity of limestone matrix in the former.

**Keywords:** Hydro-goelectric, Tomography, Groundwater potential, Karst of Susan, Izeh.

# Identification of Takab geothermal system reservoir by using gravity method

Mohammadzadeh Moghaddam, M.<sup>1</sup>, Nouraliee, J.<sup>2</sup>, Porkhial, S.<sup>3</sup>, Ebrahimi, D.<sup>4</sup>, and Mirzaei, S.<sup>5</sup>

1. Ph. student of Geophysics, Research Institute of Applied Sciences, Tehran, Iran

2. Research Assistant Professor, Niroo Research Institute, Tehran, Iran

3. Assistant Professor, Islamic Azad University, Karaj Branch, Iran

4. Ph. student of Geology, Niroo Research Institute, Tehran, Iran

5. Professor, Research Institute of Applied Sciences, Tehran, Iran

Received: 02 February 2014

Accepted: 14 July 2015

## Abstract

The presence of hot springs, travertine outcrops, hydrothermal altered area and active tectonic in the north-east of Takab city in the West Azarbayjan province indicate that there is a geothermal system in the area. In order to characterize the geological structures associated to the geothermal system in the region, a gravity survey was carried out in 140 stations which covered an area about 600 km<sup>2</sup>. Necessary modifications such as Bouguer, topography and free air were applied over data to obtain complete Bouguer anomaly field. Then, residual gravity anomaly field was calculated by subtracting the regional gravity field from complete Bouguer field. The regional gravity field was calculated by fitting a three-order polynomials surface over the complete Bouguer field. The calculated residual gravity map shows two negative anomaly zones (A1 and A2) in the study area. In geothermal exploration, negative gravity anomalies are considered as probable reservoir of geothermal systems. The horizontal and vertical derivative maps show complicated fracture zones in the study area. To obtain more information, the depth estimation carried out using Euler method. Estimated depth for the top of negative anomaly source in zone 1 is between 1000 and 2000 m. Finally, 3D inversion of the data was performed using Li and Oldenburg algorithm to show an image of the reservoir in the depth. The results of 3D inversion show a significant negative density contrast that occurred only in zone 1. Therefore, the reservoir of the Takab geothermal system is located in the depths between 3000 and 5000 m in A1 anomaly zone.

**Keywords:** Gravity, Geothermal, Takab, Gravity derivatives, 3D inversion, Reservoir.



**Vol. 10, No. 37, Spring 2016**

**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., Associate Professor - Shahid Beheshti University

**Editorial Board:**

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

Nassery, H.R., Associate 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

Khosrotehrani, Kh., Retierd Professor - Tehran University

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

Moore, F., Professor - Shiraz University

Mousavi Harami, R., Professor - Mashhad University

Raeisi, E., Professor - Shiraz University

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

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

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

**Executive board:**

Khodaei, K. and Esmaili, E.

**Editors:**

Hatefi, R.; Shamsavari, A.A.

**Designer:**

Ansari, A.

**Published:** Spring 2016

**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

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>