

فهرست

- زمین شیمی و شیمی کانی سنگ‌های فوق بازی پهنه کوپان، جنوب بوانات، استان فارس
مریم زورمند سنگری، احمد احمدی خلجی، کمال نوری خانکهدانی و زهرا طهماسبی ۱
- تخمین لاک صوتی برشی با استفاده از روش‌های یادگیری ماشین، و مقایسه با داده‌های حاصل از مغزه
هوشنگ مهرابی، ابراهیم سفیداری، سیده سبیده میرربیع، صادق برایی بلداجی و سید محمد زمانزاده ۲۳
- الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در پهنه‌های دگرسان و کانه‌دار کانسار لغشک (پهنه زمین درز سیستان)
نسیم حیدریان دهکردی، شجاع‌الدین نیرومند و حسینعلی تاج‌الدین ۳۵
- ژئوشیمی سرباتیئینیت‌های قطعه مرکزی خط درز نئوتتیس (از شمال غرب ایران تا زاگرس عراقی و شرق آناتولی)
منیر مجرد و محسن مؤید ۴۹
- ژئوشیمی و پتروژنز گنبد‌های سابولکانیک دامنه شمالی توار اقبولیتی سبزوار، شمال شرق ایران
ابراهیم محمدی گورجی، قاسم قربانی و هادی شقایق مقدم ۶۷
- استفاده آگرومورف‌های اسپورومورفی (SEGs) و گیاهان والد میوسپورها در بازسازی اقلیم دیرینه عضو قدیر (سازند نایبند)، جنوب طبرستان
فیروزه هاشمی یزدی، فرشته سجادی هزاهه، ترگن‌سانات میرپور شادابوالقاسمی، زهرا محمدی‌منش و محسن علامه ۸۳

Contents

- Geochemistry and mineral chemistry of ultramafic rocks in the Kooapan area, south of Bavanat (Fars Province)
Zurmand Sangari, M., Ahmadi Khalaji, A., Noori Khankahdani, K. and Tahmasbi, Z. 105
- Estimating the shear sonic log using machine learning methods, and comparing it with the obtained data from the core
Mehrabi, H., Sfidari, E., Mirrabie, S. S., Barati Boldaji, S. and Zamanzadeh, S. M. 106
- Distribution pattern of gold and Rare Earth Elements in different and mineralized zones of Lakhshak deposit (Sistan Suture zone)
Heydarian Dehkordi, N., Niroomand, Sh. and Tajeddin, H. A. 107
- Geochemistry of Central part of the Neo-Tethys Suture zone serpentinites (From NW Iran to Iraqi Zagros and Eastern Anatoly)
Modjarrad, M. and Moayyed, M. 108
- Geochemistry and petrogenesis of the subvolcanic domes of the northern domain of the Sabzevar ophiolitic belt, north east of Iran
Mohammadi Gorji, E., Ghorbani, Gh. and shafaii Moghadam, H. 109
- Application of Sporomorph EcoGroups (SEGs) and parent plants of miospores in palaeoenvironmental reconstruction of the Qadir Member (Nayband Formation), south of Tabas
Hashemi Yazdi, F., Sajjadi Hezaveh, F., Mirpoor Shah Abolghasemi, N.S., Mohammadi Manesh, Z. and Allameh, M. 110



پژوهشکده علوم پایه کاربردی



سال ۱۸، شماره ۶۹، بهار ۱۴۰۳

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر کمال خدائی، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

سر دبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر محمد رضا رضایی، استاد دانشگاه کرتین استرالیا

دکتر عزت ... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

دکتر عبد... سعیدی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر فریدون غضبان، استاد دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار 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 پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی

دکتر کمال خدائی، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

دکتر اصغر کهندل، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر داخلی: دکتر راحله هاتفی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر اجرایی: انسیه اسماعیلی

ویراستارها: دکتر حمیدرضا ناصری و دیانا افقی

صفحه‌آرا: آرزو انصاری

تاریخ انتشار: بهار ۱۴۰۳

چاپ: توس

نشانی: انقلاب، ابتدای خیابان آزادی، روبروی بانک ملت، پلاک ۳۸

نشانی دفتر فصلنامه:

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

تلفن: ۲۹۹۰۲۵۹۴، ۴-۲۲۴۳۱۹۳۳

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت فصلنامه: Journal.rias.ac.ir

وب سایت پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی: www.rias.ac.ir

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

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

http://www.isc.gov.ir; http://www.srlst.com; http://www.sid.ir; http://www.magiran.com

راهنمای نگارش مقالات

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

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

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

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

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

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

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

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

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.

زمین‌شیمی و شیمی‌کانی سنگ‌های فوق‌بازی پهنه کوپان، جنوب بوانات، استان فارس

مریم زورمند سنگری^۱، احمد احمدی خلجی^(۲)، کمال نوری خانکهدانی^۳ و زهرا طهماسبی^۴

۱. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

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

۴. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۲/۲۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۴/۱۰

چکیده

ناحیه مورد مطالعه در پهنه زاگرس مرتفع قرار دارد و جزئی از افیولیت نیریز محسوب می‌شود. در این پهنه، مجموعه افیولیتی به صورت آمیزه رنگین کوچک شامل چرت‌های رادیولاریتی و سنگ‌های فوق‌بازی سرپانتینی شده هستند. واحد اصلی سنگ‌شناختی شامل سنگ‌های فوق‌بازی سرپانتینی شده‌اند و دارای تنوع رنگی از قهوه‌ای تیره تا روشن و سبز تیره تا کم‌رنگ هستند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آن‌ها عبارتند از: الیوین، پیروکسن، آمفیبول، کانی‌های تیره، سرپانتین و اسپینل. الیوین‌ها به سرپانتین و پیروکسن‌ها به بستایت تبدیل شده‌اند. بر اساس شیمی سنگ کل، سنگ‌های مورد مطالعه از نوع بازیک و فوق‌بازیک انباشتی (لرزولیتی-هارزبورژیتی) با ترکیب نزدیک به میانگین ترکیب شیمیایی پشته میان‌اقیانوسی اطلس (MAR) هستند. بر اساس شیمی کانی، پیروکسن‌ها از نوع کلسیک و در گستره دیوپسید و اوژیت و آمفیبول‌ها جزء گروه کلسیک و در زیرگروه اکتینولیت قرار می‌گیرند. پیروکسن‌ها در شرایط گریزندگی اکسیژن پایین، دمای بالاتر از ۹۱۰ درجه سانتی‌گراد (گستره‌ی بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد) و فشار بیش از دو کیلوبار (گستره دو تا ۱۰ کیلوبار) متبلور شده‌اند. آمفیبول‌ها در دمای زیر ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشاری کمتر از ۱ کیلوبار تشکیل شده‌اند. بر اساس ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و شیمی کانی، سنگ‌های فوق‌بازی پهنه کوپان در یک محیط فرورانش تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: بوانات، افیولیت، زاگرس مرتفع، فرورانش، فوق‌بازی.

مقدمه

خاستگاه ژئودینامیکی و تعیین دما و فشار تبلور تعادلی مجموعه‌های کانیایی سنگ‌ها، از سنجش شیمیایی کانی‌های پیروکسن و آمفیبول استفاده می‌شود. پیروکسن در سنگ‌های ماگمایی گسترده است و تا

زمین‌شیمی و ترکیب شیمیایی کانی‌ها می‌تواند در شناخت ماهیت و شرایط تشکیل سنگ‌ها موثر باشد. به‌عنوان مثال، برای شناخت ترکیب شیمیایی، منشأ،

* نویسنده مرتبط: ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

جنوب شرق رخمون دارند (شکل ۱). این افیولیت‌ها از نظر ترکیب و تاریخ تکامل ساختاری شبیه افیولیت عمان هستند (Stocklin, 1974). افیولیت‌نی‌ریز از جمله افیولیت‌های کمربند خارجی زاگرس است و از سه واحد اصلی سنگ‌شناسی شامل پریدوتیت‌های گوشته‌ای، سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی تشکیل شده است. هارزبورژیت‌ها، پریدوتیت‌های غالب این افیولیت هستند (Sarkarinejad, 1994) و سنگ‌های نفوذی شامل مجموعه‌ای از پریدوتیت‌ها، گابروهای ایزوتروپ و لایه‌ای و پلاژیوگرانیت می‌باشند. بعد از پریدوتیت‌ها، گابروها بیشترین حجم سنگ‌های نفوذی در این افیولیت‌را تشکیل می‌دهند (Arvin, 1982, Ricou, 1976). تعیین سن انجام گرفته به روش U-Pb بر روی زیرکن پلاژیوگرانیت‌ها و گابروها به ترتیب سن‌های $100/1 \pm 2/3$ و $93/4 \pm 1/3$ میلیون سال را نشان می‌دهند (Monsef et al., 2018). همچنین تعیین سن به روش $^{40}Ar/^{39}Ar$ برای پلاژیوگرانیت‌ها سن‌های $92/07 \pm 1/69$ و $93/19 \pm 2/48$ را نشان داده است (Babaie et al., 2006). سنگ‌های آتشفشانی از پایه شامل دایک‌های صفحه‌ای و گدازه‌های بالشی با ترکیب بازالت تا آندزیت هستند. علاوه بر سنگ‌های مجموعه افیولیتی، می‌توان به واحد کنگلومرای-آهک دولومیتی به سن پالئوسن-ائوسن زیرین که شامل تناوبی از مارن، شیل، کنگلومرا، ماسه‌سنگ، آهک‌های چرت‌دار و آهک‌های مارنی است، اشاره کرد. کنگلومرا حجم اصلی این واحد را تشکیل می‌دهد و دربرگیرنده قطعه‌های رادیولاریتی و سنگ‌های فوق بازی است (رجب‌زاده و هدایتی، ۱۳۹۹).

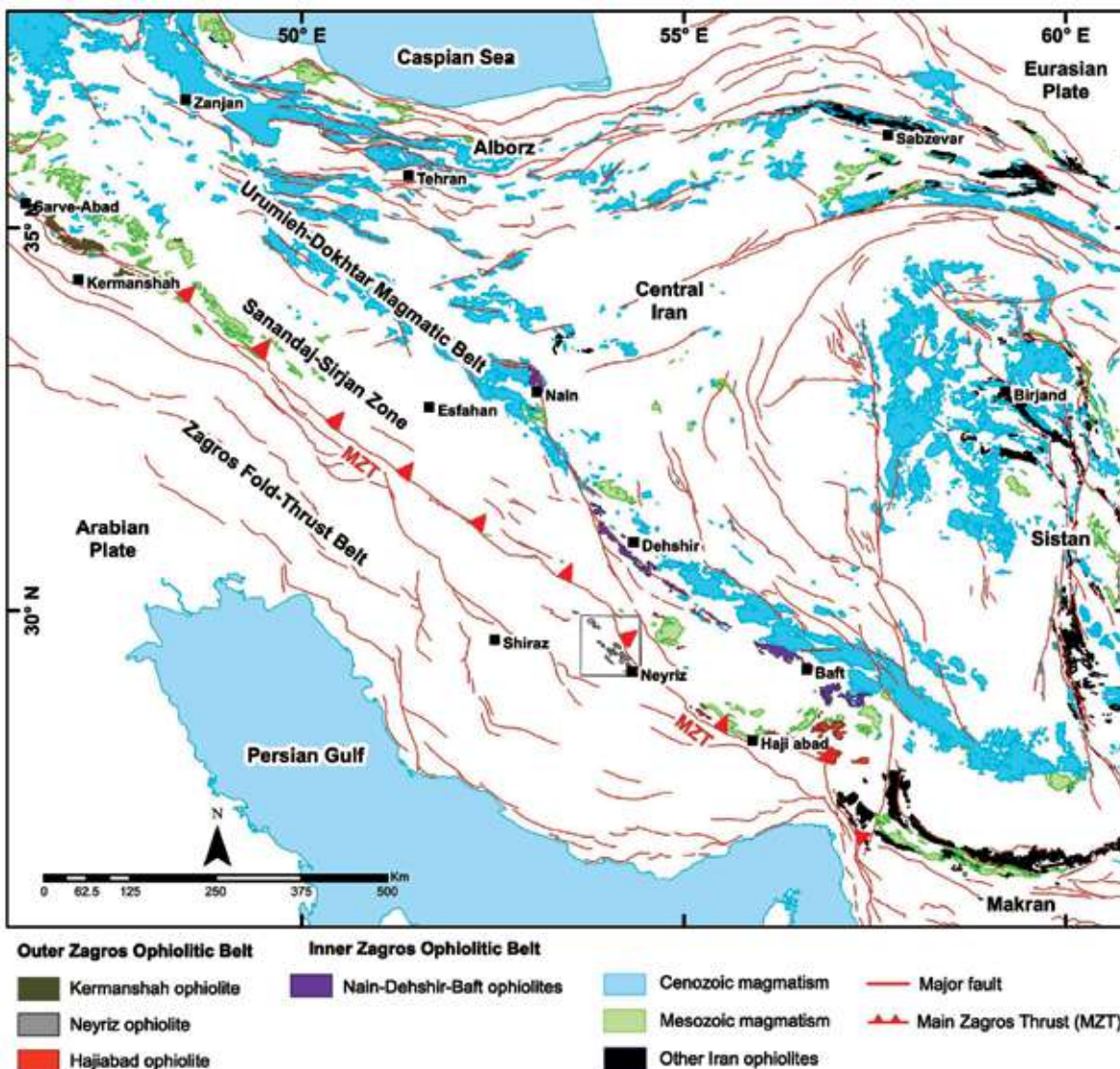
روش مطالعه

در طی بازدید صحرایی از سنگ‌های فوق بازی، تعداد ۴۰ نمونه برداشت شد. در مطالعه‌های آزمایشگاهی در ابتدا از این نمونه‌های سنگی مقاطع نازک تهیه و پس از بررسی مقاطع نازک، برای شناسایی دقیق کانی‌ها، ۴ نمونه توسط پراش پرتو ایکس (XRD) در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان مورد مطالعه قرار گرفت. همچنین این ۴ نمونه به روش فلورسانس پرتو ایکس (XRF) برای عناصر

حدی به دلیل نقش آن به‌عنوان میزبان اصلی عناصر کمیاب شاخص (Akinin et al., 2005) و تا حدی به دلیل غنی‌شدگی از عناصر شیمیایی اصلی و جزئی، نقش مهمی در مطالعه منشأ سنگ‌های آذرین ایفا می‌کند (کامران و همکاران، ۱۴۰۲). محتویات عناصر جزئی بلورهای پیروکسن مانند Ti, Al, Na, Cr و به‌ویژه محتوای Si آن‌ها شاخصی برای درک تکامل زمین‌شیمیایی سنگ‌های میزبان و محیط زمین ساختی است. آمفیبول‌ها نیز در طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین و دگرگونی مشاهده می‌شوند، می‌تواند تأییدکننده پایداری آن‌ها در دامنه گسترده‌ای از شرایط دما (۴۰۰-۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) و فشار (۱-۲۳ کیلوبار) باشد و همین موجب می‌شود، به‌عنوان شاخص مناسبی برای ارزیابی شرایط تبلور ماگما مانند فشار، دما، میزان آب مذاب و گریزندگی اکسیژن از آن‌ها استفاده کرد (Blundy and Holland, 1990). بنابراین یکی از روش‌های برآورد شرایط دما و فشار تبلور سنگ‌ها استفاده از تبادل کاتیونی در کانی آمفیبول است. علاوه بر این، ترکیب آمفیبول وضعیت اکسیداسیون را در شرایط مختلف دما و فشار ثبت می‌کند (Gualda and Vlach, 2007). هدف از این مطالعه استفاده از شیمی سنگ کل و شیمی کانی‌های پیروکسن و آمفیبول برای تعیین ماهیت زمین‌شیمیایی، کانی‌شناسی، جایگاه زمین ساختی و فهم فرآیندهای موثر بر سنگ‌های فوق بازی پهنه کوپان در جنوب یوانات می‌باشد.

زمین‌شناسی

ناحیه مورد مطالعه از نظر ساختاری در پهنه زاگرس مرتفع قرار دارد و بخشی از افیولیت‌نی‌ریز می‌باشد (شکل ۱). این افیولیت در حقیقت بخشی از سری افیولیتی زاگرس به سن کرتاسه بالایی می‌باشد (میرنژاد و بازآمد، ۱۳۹۳). پهنه زمیندرز زاگرس که از مرز ایران-ترکیه تا شمال تنگه هرمز ادامه دارد، بخش مهمی از کمربند کوهزایی آلپ-همالیاست (تاجور و همکاران، ۱۳۹۹) و برخی از افیولیت‌های مهم ایران از جمله افیولیت‌نی‌ریز را شامل می‌شود. افیولیت‌های زاگرس بخشی از بقایای نئوتتیس هستند و به‌صورت نوار باریکی بین ورقه عربی و سندنج-سیرجان در راستای شمال غرب-



شکل ۱. نقشه پراکندگی افیولیت‌های ایران، افیولیت نی‌ریز در کادر مستطیل نشان داده شده است (اقتباس از Monsef et al., 2018)

شد. شیمی این کانی‌ها توسط دستگاه ریزکاونده الکترونی مدل CAMECA SX Five با رشته تنگستن/تفنگ الکترونی LaB6، ولتاژ شتاب‌دهنده 5~30 kV، جریان پرتو 20nA (اندازه پرتو 5 μm) و طیف‌سنج 5 کانالی (مجهر به 10 کریستال طیف‌سنجی) سنجش شدند (جدول‌های ۲ و ۳). پردازش و تفسیر داده‌ها نیز به کمک نرم‌افزارهای GCDkit، Excel و Corel Draw انجام شده است.

اصلی (برحسب درصد وزنی) و روش طیف‌سنجی جرمی گسیلی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) برای عناصر فرعی و کمیاب (برحسب ppm) در آزمایشگاه زراژما تهران مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند (جدول ۱). برای بررسی کانی‌های پیروکسن و آمفیبول پس از تهیه، مطالعه و بررسی مقاطع نازک صیقلی، تعدادی از این کانی‌ها انتخاب و برای سنجش نقطه‌ای به موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین (IGG-CAS) در کشور چین ارسال

ویژگی‌های صحرایی

جدول ۱. نتیجه‌های سنجش شیمیایی عناصر اصلی (به روش XRF) و عناصر فرعی و کمیاب (به روش ICP-MS) سنگ‌های کوپان، جنوب بوانات

| Sample | KP-10 | KP-17 | KP-18 | KP-20 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| | %Wt | %Wt | %Wt | %Wt |
| SiO ₂ | ۴۷/۱۴ | ۴۱/۸ | ۳۹/۱۷ | ۴۱/۱۷ |
| TiO ₂ | ۰/۱ | ۰/۹۵ | ۰/۸۸ | ۱/۲۷ |
| Al ₂ O ₃ | ۱۸/۶۶ | ۱۴/۵۳ | ۱۴/۸۶ | ۱۵/۰۶ |
| Fe ₂ O ₃ | ۷/۸۲ | ۱۰/۳۴ | ۱۰/۳۵ | ۱۱/۸۶ |
| MgO | ۱۲/۰۹ | ۱۱/۲۸ | ۱۷/۸۹ | ۸/۸۹ |
| MnO | ۰/۱۷ | ۰/۲ | ۰/۲۳ | ۰/۱۹ |
| CaO | ۹/۰۶ | ۱۴/۶۴ | ۷/۶۴ | ۱۵/۴۱ |
| Na ₂ O | ۰/۶۶ | ۰/۴ | ۰/۴۴ | ۰/۴۱ |
| K ₂ O | ۰/۲۹ | ۰/۰۵> | ۰/۰۵> | ۰/۰۵> |
| P ₂ O ₅ | ۰/۰۵> | ۰/۰۶ | ۰/۰۶ | ۰/۰۵ |
| LOI | ۳/۸۹ | ۵/۷۶ | ۸/۲۶ | ۵/۵۹ |
| Cs(ppm) | ۰/۴۸ | ۰/۳۶ | ۰/۵ | ۰/۴ |
| Ba | ۶۲۲ | ۴۲ | ۱۷ | ۲۲ |
| Rb | ۵ | ۱ | ۰/۸ | ۰/۶ |
| Sr | ۲۹/۸ | ۵۶/۴ | ۳۴/۹ | ۶۹/۴ |
| Th | ۰/۲۶ | ۰/۱۸ | ۰/۱۸ | ۰/۱۶ |
| U | ۰/۰۹ | ۰/۱ | ۰/۱ | ۰/۱ |
| Pb | ۱۱ | ۳ | ۰/۰۸ | ۱ |
| V | ۱۵۳ | ۲۶۴ | ۲۶۵ | ۴۱۳ |
| Cr | ۱۰۸ | ۴۷ | ۴۶ | ۳۵ |
| Co | ۳۸/۴ | ۳۲/۴ | ۳۳/۲ | ۳۴/۵ |
| Ni | ۲۷۲ | ۳۹ | ۴۰ | ۳۶ |
| Hf | ۱/۴۶ | ۲/۲۵ | ۲/۲۵ | ۲/۱۲ |
| Ta | ۰/۵۵ | ۰/۳۲ | ۰/۳۴ | ۰/۲۷ |
| Zr | ۵ | ۳۲ | ۳۰ | ۲۸ |
| Nb | ۵/۹ | ۲/۷ | ۲/۶ | ۲ |
| La | ۱ | ۲ | ۲ | ۲ |
| Ce | ۰/۹ | ۴ | ۳ | ۳ |
| Pr | ۰/۱۸ | ۱/۱ | ۰/۸۴ | ۰/۹۸ |
| Nd | ۰/۴ | ۴/۴ | ۳/۷ | ۴/۳ |
| Sm | ۰/۰۲ | ۱/۴۴ | ۱/۱۳ | ۱/۰۸ |
| Eu | ۰/۳۸ | ۰/۷۳ | ۰/۸۶ | ۰/۷۲ |
| Gd | ۰/۵۱ | ۲/۶ | ۲/۳۲ | ۲/۲ |
| Tb | ۰/۱۲ | ۰/۵۳ | ۰/۴۷ | ۰/۴۷ |
| Dy | ۰/۶۵ | ۴/۵۸ | ۴/۲۵ | ۳/۹۹ |
| Y | ۱/۸ | ۱۸/۴ | ۱۶ | ۱۶/۱ |
| Er | ۰/۳۷ | ۲/۷۶ | ۲/۲۷ | ۲/۳۶ |
| Tm | ۰/۰۹ | ۰/۳۷ | ۰/۳۶ | ۰/۳۴ |
| Yb | ۰/۷ | ۲/۷ | ۲/۵ | ۲/۹ |
| Lu | ۰/۰۹ | ۰/۴۲ | ۰/۳۶ | ۰/۳۵ |

مجموعه سنگ‌های افیولیتی جنوب بوانات در شمال شرق روستای کوپان به صورت آمیزه رنگین کوچک شامل چرت‌های رادیولاریتی و سنگ‌های فوق‌بازی سرپانتینی شده هستند (شکل ۲). از نظر سنگ‌شناسی، گستره مورد مطالعه شامل پریدوتیت‌های سرپانتینی شده، لاتریت‌های قرمز، لاتریت‌های زرد، آهک‌های ائوسن و رسوبات جوان کواترنری می‌باشد. لاتریت‌ها با آهک‌های نومولیت‌دار معادل سازند جهرم به سن ائوسن پوشیده شده‌اند (شکل ۳ الف). بنابراین زمان رخداد لاتریتی شدن می‌باید بعد از کرتاسه بالایی و قبل از ائوسن باشد، در این صورت سن پالئوسن را می‌توان برای این رخداد فرض کرد. لاتریت‌ها حاصل هوازدگی شدید سنگ‌های پریدوتیتی می‌باشند (شکل ۳ الف و ب). واحد اصلی سنگ‌شناختی شامل توده‌های پریدوتیتی به‌طور عمده سرپانتینی شده‌اند، دارای تنوع رنگی از قهوه‌ای تیره تا روشن و سبز تیره تا کم‌رنگ هستند (شکل ۳ پ و ت).

پتروگرافی

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگ‌های پریدوتیتی ناحیه عبارتند از: الیوین، پیروکسن، آمفیبول، کانی‌های تیره (به‌عنوان کانی‌های باقیمانده از سنگ اولیه)، سرپانتین و اسپینل می‌باشند (شکل ۴ الف-ت). در این سنگ‌ها، الیوین به‌شدت به سرپانتین تبدیل شده است. بنابراین کانی‌های گروه سرپانتین به فراوانی دیده می‌شوند (شکل ۴ الف-پ). پیروکسن در پریدوتیت‌های به‌شدت سرپانتینی‌شده به بستایت تبدیل شده است (شکل ۴ پ). اسپینل نیز به‌صورت بی‌شکل و آمیبی در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۴ الف-پ). نتیجه‌های سنجش XRD نیز حاکی از وجود الیوین، پیروکسن (انستاتیت و دیوپسید)، سرپانتین (لیزاردیت و آنتی‌گوریت) و آمفیبول در این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۵).

جدول ۲. نتیجه‌های سنجش نقطه‌ای (EPMA) پیروکسن در سنگ‌های پهنه کویان. محاسبه فرمول ساختاری و مقادیر اعضای نهایی آن‌ها (بر حسب ۶ اتم اکسیژن و به صورت .a.p.f.u)

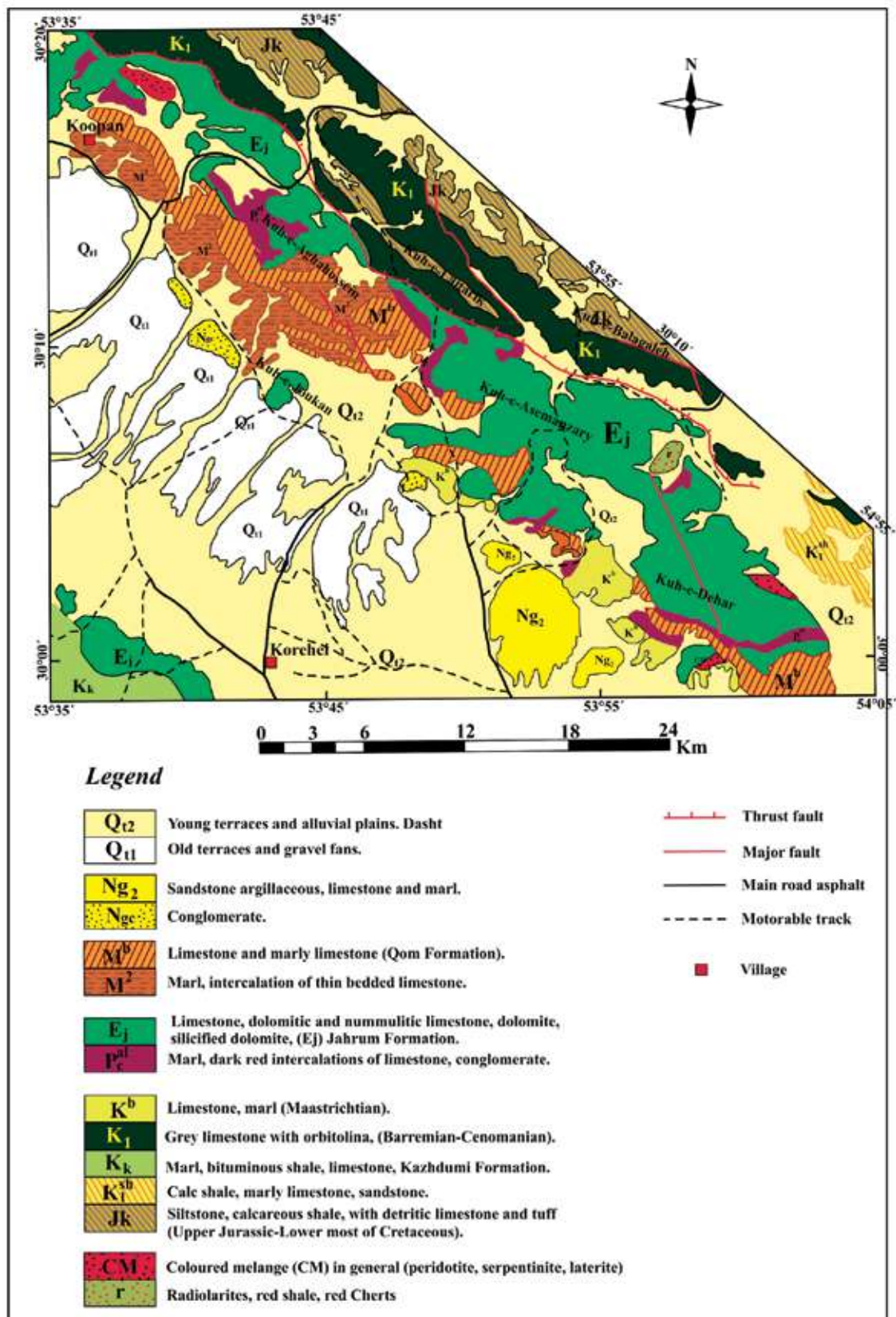
| Mineral | Cpx | Cpx | Cpx | Cpx | Cpx | Cpx | Cpx | Cpx | Cpx | Cpx |
|--------------------------------|---------|---------|---------|--------|--------|---------|--------|--------|---------|--------|
| No. | ۳۱ | ۳۲ | ۳۳ | ۳۴ | ۳۵ | ۳۶ | ۳۷ | ۴۱ | ۴۲ | ۴۳ |
| SiO ₂ | ۵۲/۸۲ | ۵۲/۷۴ | ۵۲/۶۸ | ۵۳/۳۲ | ۵۳/۰۵ | ۵۲/۶۹ | ۵۴/۷۲ | ۵۴/۱۱ | ۵۳/۲۳ | ۵۳/۰۸ |
| TiO ₂ | ۰/۴۵ | ۰/۴۵ | ۰/۴۱ | ۰/۳۱ | ۰/۳۰ | ۰/۴۰ | ۰/۳۰ | ۰/۳۲ | ۰/۴۱ | ۰/۳۷ |
| Al ₂ O ₃ | ۳/۷۵ | ۳/۵۸ | ۳/۸۶ | ۲/۴۹ | ۲/۰۲ | ۳/۰۰ | ۲/۶۱ | ۲/۱۷ | ۳/۷۸ | ۲/۶۹ |
| Cr ₂ O ₃ | ۰/۰۳ | ۰/۰۸ | ۰/۱۳ | ۰/۱۷ | ۰/۰۰ | ۰/۰۷ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۱۷ | ۰/۰۳ |
| FeO | ۷/۲۱ | ۶/۶۱ | ۶/۲۰ | ۶/۵۵ | ۶/۴۱ | ۷/۷۳ | ۶/۴۳ | ۵/۸۳ | ۶/۱۴ | ۶/۶۴ |
| MnO | ۰/۱۸ | ۰/۱۵ | ۰/۲۴ | ۰/۲۱ | ۰/۱۹ | ۰/۱۲ | ۰/۱۹ | ۰/۱۸ | ۰/۱۲ | ۰/۲۵ |
| MgO | ۱۵/۱۶ | ۱۴/۹۵ | ۱۵/۰۷ | ۱۶/۵۹ | ۱۵/۵۰ | ۱۶/۱۵ | ۱۵/۴۲ | ۱۶/۳۰ | ۱۵/۳۸ | ۱۵/۸۳ |
| CaO | ۱۹/۷۱ | ۲۰/۳۷ | ۲۰/۶۲ | ۱۹/۲۸ | ۲۰/۲۶ | ۱۹/۲۴ | ۲۰/۲۷ | ۲۰/۷۶ | ۲۰/۰۸ | ۲۰/۰۸ |
| Na ₂ O | ۰/۲۴ | ۰/۲۱ | ۰/۲۵ | ۰/۲۸ | ۰/۲۱ | ۰/۲۴ | ۰/۱۶ | ۰/۱۶ | ۰/۱۸ | ۰/۱۶ |
| K ₂ O | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۳ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ |
| TOTAL | ۹۹/۵۳ | ۹۹/۱۶ | ۹۹/۴۶ | ۹۹/۲۱ | ۹۷/۹۵ | ۹۹/۶۳ | ۹۹/۱۲ | ۹۸/۸۴ | ۹۹/۵۱ | ۹۹/۱۳ |
| O=6 | | | | | | | | | | |
| Si | ۱/۹۴ | ۱/۹۵ | ۱/۹۴ | ۱/۹۶ | ۱/۹۸ | ۱/۹۴ | ۱/۹۸ | ۱/۹۶ | ۱/۹۵ | ۱/۹۶ |
| Al | ۰/۰۶ | ۰/۰۵ | ۰/۰۶ | ۰/۰۴ | ۰/۰۲ | ۰/۰۶ | ۰/۰۲ | ۰/۰۴ | ۰/۰۵ | ۰/۰۴ |
| Al | ۰/۱۱ | ۰/۱۰ | ۰/۱۰ | ۰/۰۷ | ۰/۰۷ | ۰/۰۷ | ۰/۰۹ | ۰/۰۶ | ۰/۱۱ | ۰/۰۸ |
| Fe(iii) | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Cr | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ |
| Ti | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ |
| Fe(ii) | ۰/۲۲ | ۰/۲۱ | ۰/۱۹ | ۰/۲۰ | ۰/۲۰ | ۰/۲۴ | ۰/۲۰ | ۰/۱۸ | ۰/۱۹ | ۰/۲۱ |
| Mn | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ |
| Mg | ۰/۸۳ | ۰/۸۲ | ۰/۸۳ | ۰/۹۱ | ۰/۸۶ | ۰/۸۹ | ۰/۸۵ | ۰/۹۰ | ۰/۸۴ | ۰/۸۷ |
| Ca | ۰/۷۸ | ۰/۸۱ | ۰/۸۱ | ۰/۷۶ | ۰/۸۱ | ۰/۷۶ | ۰/۸۰ | ۰/۸۲ | ۰/۷۹ | ۰/۷۹ |
| Na | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ |
| K | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| TOTAL | ۳/۹۷ | ۳/۹۷ | ۳/۹۸ | ۳/۹۸ | ۳/۹۷ | ۳/۹۹ | ۳/۹۶ | ۳/۹۹ | ۳/۹۶ | ۳/۹۸ |
| Wo | ۴۱/۹۰ | ۴۲/۴۶ | ۴۳/۷۸ | ۴۰/۰۳ | ۴۲/۷۴ | ۳۹/۸۵ | ۴۲/۹۱ | ۴۲/۸۵ | ۴۲/۹۶ | ۴۲/۰۱ |
| En | ۴۴/۸۴ | ۴۴/۳۹ | ۴۴/۵۳ | ۴۷/۹۴ | ۴۵/۵۲ | ۴۶/۵۴ | ۴۵/۴۲ | ۴۶/۸۲ | ۴۵/۷۸ | ۴۶/۰۸ |
| Fs | ۱۲/۳۵ | ۱۱/۳۴ | ۱۰/۷۳ | ۱۰/۹۹ | ۱۰/۹۵ | ۱۲/۷۳ | ۱۱/۰۴ | ۹/۷۲ | ۱۰/۵۶ | ۱۱/۳۱ |
| Ac | ۰/۹۱ | ۰/۸۱ | ۰/۹۶ | ۱/۰۵ | ۰/۷۹ | ۰/۸۸ | ۰/۶۲ | ۰/۶۱ | ۰/۷۰ | ۰/۶۱ |
| T(°C) France et al., 2010 | ۱۰۹۱/۰۳ | ۱۰۷۵/۶۶ | ۱۱۰۱/۳۸ | ۹۷۳/۷۹ | ۹۳۰/۴۵ | ۱۰۲۱/۳۲ | ۹۸۵/۵۳ | ۹۴۴/۳۴ | ۱۰۹۲/۸۳ | ۹۹۳/۰۸ |
| Xpt | ۳۷/۶۹ | ۳۷/۷۴ | ۳۷/۵۸ | ۳۸/۴۰ | ۳۸/۵۴ | ۳۸/۲۱ | ۳۸/۶۰ | ۳۸/۷۹ | ۳۷/۷۴ | ۳۸/۴۱ |
| Ypt | -۲۹/۲۲ | -۲۹/۳۳ | -۲۹/۶۴ | -۲۹/۹۶ | -۲۹/۳۵ | -۲۹/۲۳ | -۲۹/۷۴ | -۳۰/۰۹ | -۲۹/۹۲ | -۲۹/۵۹ |
| F ₁ | -۰/۸۰ | -۰/۸۱ | -۰/۸۱ | -۰/۷۸ | -۰/۸۰ | -۰/۷۸ | -۰/۸۰ | -۰/۸۰ | -۰/۸۰ | -۰/۷۹ |
| F ₂ | -۲/۵۲ | -۲/۵۰ | -۲/۵۱ | -۲/۵۱ | -۲/۴۸ | -۲/۵۰ | -۲/۵۲ | -۲/۴۸ | -۲/۵۲ | -۲/۵۱ |

ادامه جدول ۲.

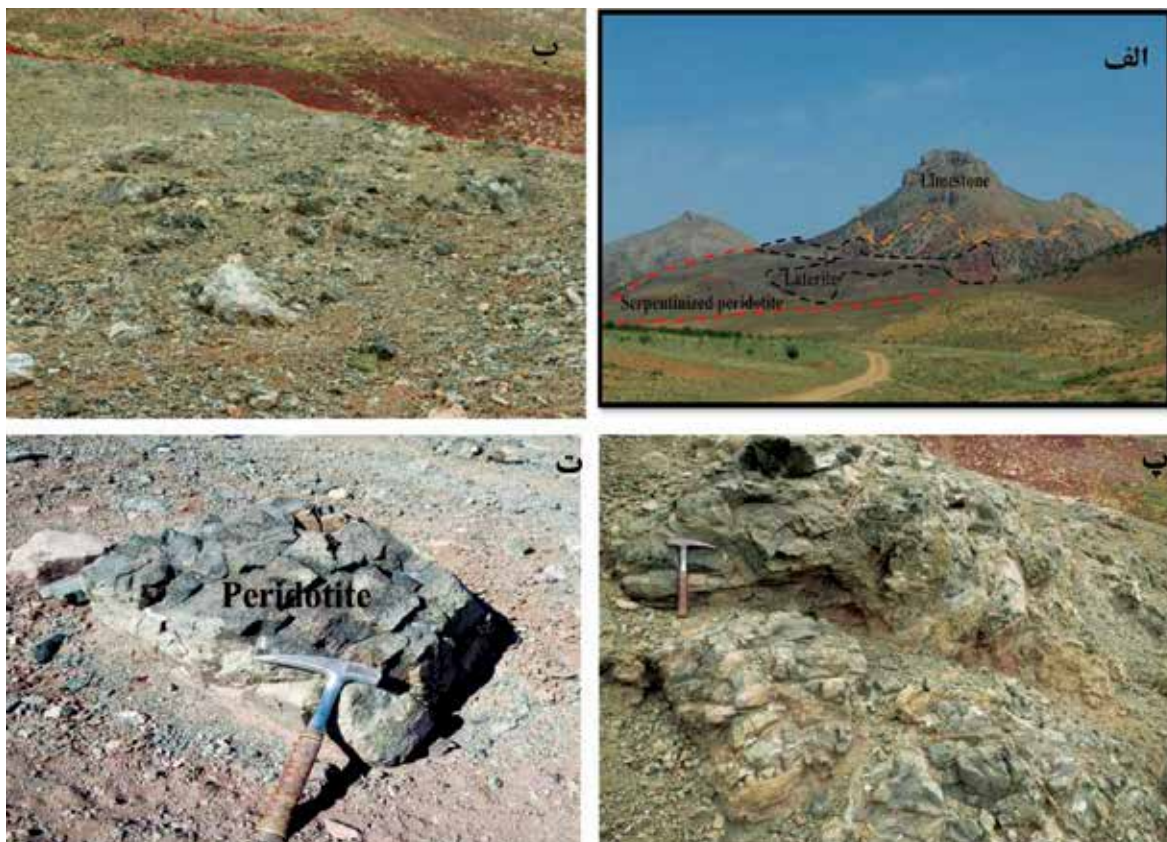
| Mineral | Cpx | Cpx | Cpx | Cpx | Cpx | Cpx | Cpx | Cpx | Cpx |
|--------------------------------|---------|--------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|---------|
| No. | ۴۴ | ۴۵ | ۴۹ | ۵۰ | ۵۱ | ۵۲ | ۵۳ | ۵۴ | ۵۵ |
| SiO ₂ | ۵۳/۳۶ | ۵۳/۶۶ | ۵۲/۹۶ | ۵۳/۲۸ | ۵۳/۲۲ | ۵۳/۱۷ | ۵۲/۶۰ | ۵۲/۶۵ | ۵۲/۸۲ |
| TiO ₂ | ۰/۳۵ | ۰/۱۱ | ۰/۳۹ | ۰/۴۶ | ۰/۳۶ | ۰/۳۲ | ۰/۳۵ | ۰/۵۶ | ۰/۳۸ |
| Al ₂ O ₃ | ۳/۱۲ | ۲/۷۱ | ۳/۱۶ | ۳/۱۶ | ۳/۰۵ | ۲/۸۵ | ۲/۵۵ | ۳/۷۳ | ۳/۰۸ |
| Cr ₂ O ₃ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۸ | ۰/۰۰ | ۰/۰۶ | ۰/۰۰ | ۰/۰۷ | ۰/۰۹ | ۰/۲۳ |
| FeO | ۶/۷۴ | ۶/۷۰ | ۶/۵۰ | ۶/۸۸ | ۷/۳۲ | ۶/۱۳ | ۷/۰۲ | ۶/۵۰ | ۵/۸۵ |
| MnO | ۰/۱۶ | ۰/۲۶ | ۰/۰۹ | ۰/۱۸ | ۰/۱۴ | ۰/۱۸ | ۰/۱۴ | ۰/۱۵ | ۰/۱۲ |
| MgO | ۱۵/۴۸ | ۱۵/۶۰ | ۱۵/۶۷ | ۱۵/۰۳ | ۱۵/۴۸ | ۱۵/۴۲ | ۱۵/۶۹ | ۱۵/۴۴ | ۱۵/۸۰ |
| CaO | ۲۰/۳۸ | ۲۰/۵۰ | ۱۹/۹۴ | ۱۹/۹۷ | ۱۹/۳۶ | ۲۱/۰۰ | ۲۰/۶۵ | ۲۰/۰۸ | ۲۰/۵۴ |
| Na ₂ O | ۰/۱۷ | ۰/۰۶ | ۰/۲۵ | ۰/۲۲ | ۰/۲۰ | ۰/۲۲ | ۰/۱۷ | ۰/۱۹ | ۰/۲۳ |
| K ₂ O | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۴ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ |
| TOTAL | ۹۹/۷۵ | ۹۹/۶۰ | ۹۹/۰۷ | ۹۹/۱۷ | ۹۹/۱۸ | ۹۹/۲۹ | ۹۹/۲۴ | ۹۹/۶۱ | ۹۹/۰۵ |
| O=6 | | | | | | | | | |
| Si | ۱/۹۶ | ۱/۹۷ | ۱/۹۵ | ۱/۹۶ | ۱/۹۶ | ۱/۹۶ | ۱/۹۵ | ۱/۹۴ | ۱/۹۵ |
| Al | ۰/۰۴ | ۰/۰۳ | ۰/۰۵ | ۰/۰۴ | ۰/۰۴ | ۰/۰۴ | ۰/۰۵ | ۰/۰۶ | ۰/۰۵ |
| Al | ۰/۰۹ | ۰/۰۹ | ۰/۰۹ | ۰/۱۰ | ۰/۱۰ | ۰/۰۸ | ۰/۰۶ | ۰/۱۰ | ۰/۰۸ |
| Fe(iii) | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Cr | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ |
| Ti | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ |
| Fe(ii) | ۰/۲۱ | ۰/۲۱ | ۰/۲۰ | ۰/۲۱ | ۰/۲۳ | ۰/۱۹ | ۰/۲۲ | ۰/۲۰ | ۰/۱۸ |
| Mn | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Mg | ۰/۸۵ | ۰/۸۵ | ۰/۸۶ | ۰/۸۳ | ۰/۸۵ | ۰/۸۵ | ۰/۸۷ | ۰/۸۵ | ۰/۸۷ |
| Ca | ۰/۸۰ | ۰/۸۱ | ۰/۷۹ | ۰/۷۹ | ۰/۷۶ | ۰/۸۳ | ۰/۸۲ | ۰/۷۹ | ۰/۸۱ |
| Na | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ |
| K | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| TOTAL | ۳/۹۷ | ۳/۹۷ | ۳/۹۸ | ۳/۹۶ | ۳/۹۷ | ۳/۹۸ | ۳/۹۹ | ۳/۹۷ | ۳/۹۸ |
| Wo | ۴۲/۷۷ | ۴۲/۸۹ | ۴۲/۰۹ | ۴۲/۶۳ | ۴۱/۰۷ | ۴۳/۹۳ | ۴۲/۶۸ | ۴۲/۶۱ | ۴۳/۱۳ |
| En | ۴۵/۲۰ | ۴۵/۴۳ | ۴۶/۰۳ | ۴۴/۶۶ | ۴۵/۶۹ | ۴۴/۹۰ | ۴۵/۱۲ | ۴۵/۵۸ | ۴۶/۱۵ |
| Fs | ۱۱/۳۹ | ۱۱/۴۷ | ۱۰/۹۳ | ۱۱/۸۸ | ۱۲/۴۶ | ۱۰/۳۶ | ۱۱/۵۸ | ۱۱/۰۹ | ۹/۸۴ |
| Ac | ۰/۶۳ | ۰/۲۱ | ۰/۹۴ | ۰/۸۳ | ۰/۷۸ | ۰/۸۱ | ۰/۶۲ | ۰/۷۲ | ۰/۸۸ |
| T(°C) France et al., 2010 | ۱۰۳۲/۴۱ | ۹۹۴/۷۶ | ۱۰۳۶/۵۱ | ۱۰۳۶/۵۱ | ۱۰۲۶/۳۵ | ۱۰۰۷/۳۴ | ۹۷۹/۳۸ | ۱۰۸۹/۸۲ | ۱۰۲۸/۶۸ |
| Xpt | ۳۸/۴۲ | ۳۸/۷۹ | ۳۷/۹۹ | ۳۸/۱۰ | ۳۸/۱۳ | ۳۸/۴۶ | ۳۸/۵۹ | ۳۷/۶۶ | ۳۸/۰۳ |
| Ypt | -۲۹/۶۹ | -۲۹/۸۵ | -۲۹/۶۶ | -۲۹/۲۷ | -۲۹/۲۷ | -۲۹/۸۳ | -۲۹/۳۰ | -۲۹/۵۳ | -۲۹/۹۶ |
| F1 | -۰/۸۰ | -۰/۷۸ | -۰/۸۰ | -۰/۸۱ | -۰/۷۹ | -۰/۸۱ | -۰/۸۰ | -۰/۸۱ | -۰/۸۰ |
| F2 | -۲/۵۲ | -۲/۵۲ | -۲/۴۹ | -۲/۵۲ | -۲/۵۲ | -۲/۴۹ | -۲/۴۷ | -۲/۵۱ | -۲/۴۸ |

جدول ۳. نتیجه‌های سنجش نقطه‌ای (EPMA) آمفیبول در سنگ‌های پهنه کوپان. محاسبه فرمول ساختاری (Leake et al., 1997) و مقادیر اعضای نهایی آن‌ها (برحسب ۲۲ اتم اکسیژن و به صورت a.p.f.u).

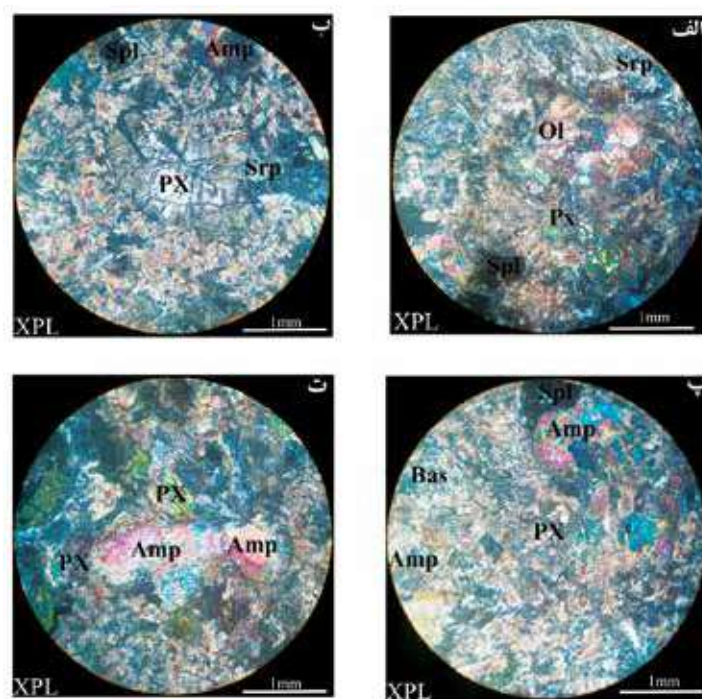
| Mineral | Amph | Amph | Amph | Amph | Amph | Amph | Amph | Amph | Amph | Amph | Amph |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| No. | ۲۶ | ۲۷ | ۲۸ | ۲۹ | ۳۰ | ۳۸ | ۳۹ | ۴۰ | ۴۶ | ۴۷ | ۴۸ |
| SiO ₂ | ۵۳/۳۱۹ | ۵۴/۱۴۹ | ۵۴/۵۱۴ | ۵۳/۷۶۲ | ۵۴/۵۸۹ | ۵۳/۶۸۶ | ۵۳/۴۵۶ | ۵۱/۰۳۸ | ۵۳/۶۱۵ | ۵۳/۹ | ۵۳/۶۳۹ |
| TiO ₂ | ۰/۱۷۲ | ۰/۳۱۳ | ۰/۱۴۱ | ۰/۸۷۶ | ۰/۲۰۱ | ۰/۲۶۳ | ۰/۱۴۴ | ۰/۴۳۴ | ۰/۲۲۵ | ۰/۱۳۳ | ۰/۱۶۹ |
| Al ₂ O ₃ | ۲/۹۴ | ۳/۱۳۱ | ۲/۰۸۷ | ۲/۷۶۷ | ۲/۰۸۵ | ۳/۱۲۷ | ۲/۶۶۴ | ۳/۵۳۹ | ۳/۳۲۹ | ۳/۰۷۶ | ۳/۸ |
| Cr ₂ O ₃ | ۰/۰۴۱ | ۰/۰۳۶ | ۰/۱۴۵ | ۰/۰۴۲ | ۰/۰۴۲ | ۰ | ۰ | ۰/۰۲۵ | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۷۲ | ۰/۰۸۳ |
| FeO | ۱۱/۳۴۹ | ۱۰/۴۰۵ | ۹/۲۸۶ | ۹/۲ | ۷/۸۹۸ | ۱۰/۹۶۲ | ۱۰/۹۷۶ | ۱۴/۹۲۷ | ۹/۸۸۹ | ۸/۸۵۱ | ۸/۰۳۸ |
| MnO | ۰/۲۴۲ | ۰/۲۲۳ | ۰/۱۹۳ | ۰/۱۷۳ | ۰/۲۱۶ | ۰/۲۱۹ | ۰/۱۷۷ | ۰/۲۷۴ | ۰/۱۴۲ | ۰/۱۹۲ | ۰/۲۲ |
| MgO | ۱۵/۴۷۲ | ۱۶/۳۴۷ | ۱۷/۷۲۴ | ۱۶/۶۴۷ | ۱۷/۴۰۵ | ۱۵/۴۲۸ | ۱۵/۰۸۹ | ۱۵/۳ | ۱۵/۹۷۱ | ۱۶/۳۱ | ۱۷/۵۴۷ |
| CaO | ۱۱/۴۱۱ | ۱۰/۷۳۱ | ۱۱/۴۱۶ | ۱۱/۷۵۵ | ۱۱/۹۴۲ | ۱۲/۵۶۴ | ۱۲/۵۰۴ | ۱۰/۵۴۴ | ۱۲/۲۰۱ | ۱۱/۸۴ | ۱۱/۸۷۱ |
| Na ₂ O | ۰/۳۳۷ | ۰/۳۱۳ | ۰/۳۳۷ | ۰/۶۳۴ | ۰/۲۸۴ | ۰/۳۲۱ | ۰/۳۳۱ | ۰/۵۰۷ | ۰/۳۶۳ | ۰/۲۸۷ | ۰/۲۴۷ |
| K ₂ O | ۰/۰۴۶ | ۰/۰۶۶ | ۰/۰۵۹ | ۰/۱۴۱ | ۰/۰۵۵ | ۰/۰۵۳ | ۰/۰۲ | ۰/۱۸۶ | ۰/۰۳۵ | ۰/۰۳۸ | ۰/۰۴۳ |
| O=22 | | | | | | | | | | | |
| Si | ۷/۷۹ | ۷/۸۱ | ۷/۸۳ | ۷/۷۴ | ۷/۸۹ | ۷/۷۴ | ۷/۸۱ | ۷/۵۰ | ۷/۷۵ | ۷/۸۳ | ۷/۶۹ |
| Ti | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۹ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۵ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ |
| Al | ۰/۵۱ | ۰/۵۳ | ۰/۳۵ | ۰/۴۷ | ۰/۳۶ | ۰/۵۳ | ۰/۴۶ | ۰/۶۱ | ۰/۵۷ | ۰/۵۳ | ۰/۶۴ |
| Cr | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ |
| Fe | ۱/۳۹ | ۱/۲۶ | ۱/۱۲ | ۱/۱۱ | ۰/۹۶ | ۱/۳۲ | ۱/۳۴ | ۱/۸۴ | ۱/۲۰ | ۱/۰۷ | ۰/۹۶ |
| Mn | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ |
| Mg | ۳/۳۷ | ۳/۵۲ | ۳/۸۰ | ۳/۵۷ | ۳/۷۵ | ۳/۳۲ | ۳/۲۹ | ۳/۳۵ | ۳/۴۴ | ۳/۵۳ | ۳/۷۵ |
| Ca | ۱/۷۹ | ۱/۶۶ | ۱/۷۶ | ۱/۸۱ | ۱/۸۵ | ۱/۹۴ | ۱/۹۶ | ۱/۶۶ | ۱/۸۹ | ۱/۸۴ | ۱/۸۲ |
| Na | ۰/۱۰ | ۰/۰۹ | ۰/۰۹ | ۰/۱۸ | ۰/۰۸ | ۰/۰۹ | ۰/۰۹ | ۰/۱۴ | ۰/۱۰ | ۰/۰۸ | ۰/۰۷ |
| K | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۳ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۳ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ |
| Tot | ۱۴/۹۹ | ۱۴/۹۴ | ۱۵/۰۲ | ۱۵/۰۳ | ۱۴/۹۵ | ۱۵/۰۱ | ۱۴/۹۹ | ۱۵/۲۳ | ۱۵/۰۰ | ۱۴/۹۴ | ۱۵/۰۰ |
| Si | ۷/۷۹ | ۷/۸۱ | ۷/۸۳ | ۷/۷۴ | ۷/۸۹ | ۷/۷۴ | ۷/۸۱ | ۷/۵۰ | ۷/۷۵ | ۷/۸۳ | ۷/۶۹ |
| AlIV | ۰/۲۱ | ۰/۱۹ | ۰/۱۷ | ۰/۲۶ | ۰/۱۱ | ۰/۲۶ | ۰/۱۹ | ۰/۵۰ | ۰/۲۵ | ۰/۱۷ | ۰/۳۱ |
| Tsite | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ |
| AlVI | ۰/۲۹ | ۰/۳۴ | ۰/۱۹ | ۰/۲۱ | ۰/۲۵ | ۰/۲۸ | ۰/۲۷ | ۰/۱۲ | ۰/۳۲ | ۰/۳۵ | ۰/۳۳ |
| Ti | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۹ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۵ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ |
| Cr | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ |
| Fe | ۱/۳۹ | ۱/۲۶ | ۱/۱۲ | ۱/۱۱ | ۰/۹۶ | ۱/۳۲ | ۱/۳۴ | ۱/۸۴ | ۱/۲۰ | ۱/۰۷ | ۰/۹۶ |
| Mn | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ |
| Mg | ۳/۳۷ | ۳/۵۲ | ۳/۸۰ | ۳/۵۷ | ۳/۷۵ | ۳/۳۲ | ۳/۲۹ | ۳/۳۵ | ۳/۴۴ | ۳/۵۳ | ۳/۷۵ |
| Csite | ۵/۱۰ | ۵/۱۸ | ۵/۱۶ | ۵/۰۱ | ۵/۰۱ | ۴/۹۷ | ۴/۹۴ | ۵/۳۹ | ۵/۰۰ | ۵/۰۱ | ۵/۱۰ |
| C-5 | ۰/۱۰ | ۰/۱۸ | ۰/۱۶ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | -۰/۰۳ | -۰/۰۶ | ۰/۳۹ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۱۰ |
| Ca | ۱/۷۹ | ۱/۶۶ | ۱/۷۶ | ۱/۸۱ | ۱/۸۵ | ۱/۹۴ | ۱/۹۶ | ۱/۶۶ | ۱/۸۹ | ۱/۸۴ | ۱/۸۲ |
| Na | ۰/۱۱ | ۰/۱۶ | ۰/۰۹ | ۰/۱۷ | ۰/۱۴ | ۰/۰۹ | ۰/۱۱ | -۰/۰۵ | ۰/۱۱ | ۰/۱۵ | ۰/۰۷ |
| Bsite | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ |
| Na | -۰/۰۲ | -۰/۰۸ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | -۰/۰۶ | ۰/۰۰ | -۰/۰۱ | ۰/۲۰ | -۰/۰۱ | -۰/۰۷ | ۰/۰۰ |
| K | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۳ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۳ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ |
| Asite | -۰/۰۱ | -۰/۰۶ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | -۰/۰۵ | ۰/۰۱ | -۰/۰۱ | ۰/۲۳ | ۰/۰۰ | -۰/۰۶ | ۰/۰۰ |



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده از ناحیه مورد مطالعه (بر اساس نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی اقلید اقتباس از Hoshmandzade and Sohili, 1990 با اندکی تغییرات)

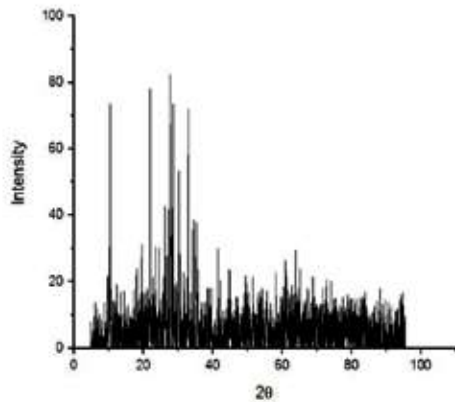


شکل ۳. الف) نمایی از واحدهای سنگی در ناحیه مورد مطالعه، ب) ارتباط صحرایی لاتریت‌ها با پریدوتیت‌های سرپانتیتی شده در شمال شرقی کوپان، پ و ت) نمایی نزدیک از پریدوتیت‌های سرپانتینی شده

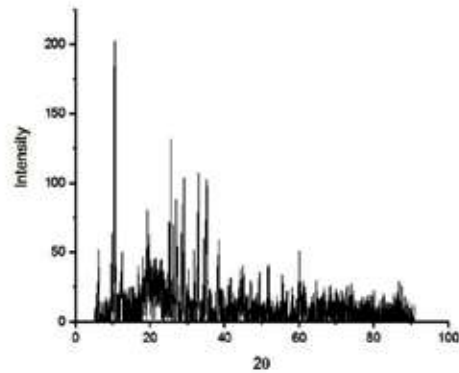


شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های پهنه کوپان، الف) پیروکسن، الیون و اسپینل در پریدوتیت‌های شمال شرق کوپان، ب) پیروکسن، آمفیبول، سرپانتین و اسپینل در سنگ‌های مورد مطالعه، ج) پیروکسن تبدیل شده به بستایت به همراه اسپینل بی‌شکل، آمفیبول و پیروکسن، د) آمفیبول به همراه پیروکسن در سنگ‌های مورد مطالعه، (علائم اختصاری از ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010): Sep: سرپانتین، SPl: اسپینل، Px: پیروکسن، Bas: باستیت)

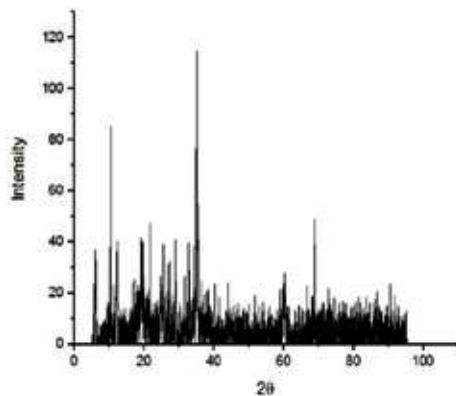
Kp10: Olivine + pyroxene (diopsid) + Amphibole



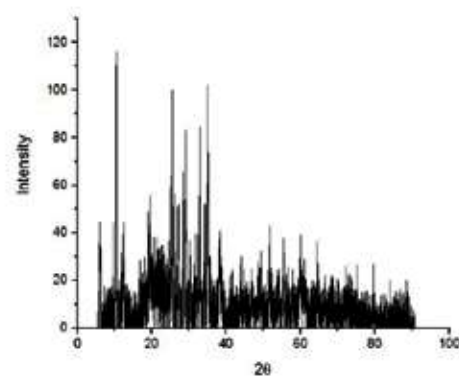
Kp17: Serpentine (lizardite, antigorite) + albite+ pyroxene (enstatite)



Kp 18: Serpentine (lizardite, antigorite)



Kp20: Serpentine (lizardite, antigorite) + albite



شکل ۵. نمودارهای سنجش XRD سنگ‌های مورد مطالعه کوپان

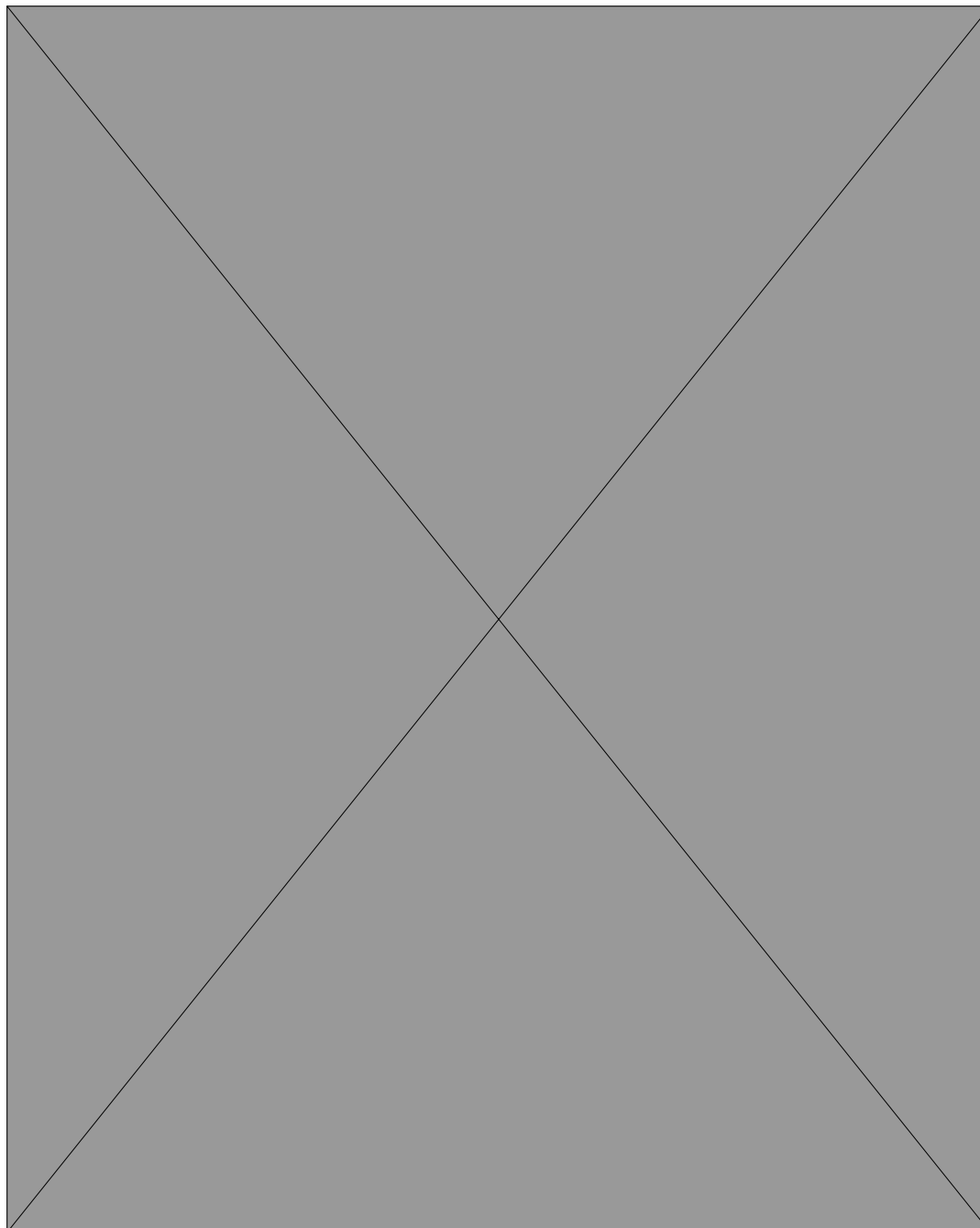
بحث

زمین‌شیمی

(میانگین ترکیب شیمیایی پشته میان‌اقیانوسی اطلس) قرار می‌گیرند (Dana, 1985) و در نمودار سه‌تایی تغییرات عناصر اصلی (Coleman, 1977) $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ که برای تفکیک نمونه‌های گوشته‌ای از انباشتی بکار می‌رود، نمونه‌های کوپان از نوع سنگ‌های مافیک انباشتی هستند (شکل ۶-ت). در نمودار تغییرات TiO_2 در برابر $\text{FeO}_4/(\text{FeO}_4+\text{MgO})$ (Zhihong and Huafu, 1998)، نمونه‌های مورد مطالعه کوپان به‌طور تقریبی در امتداد خط جداکننده افیولیت‌های پرتیتانیم از افیولیت‌های کم تیتانیم قرار گرفته‌اند (شکل ۶-ث).

به‌منظور رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه کوپان، از نمودارهای رده‌بندی دومتغیره SiO_2 در مقابل درصد وزنی مجموع عناصر آلکالن (Middlemost, 1994) و $\text{R}_1\text{-R}_2$ (De la Roche et al., 1980) استفاده شد. در نمودار SiO_2 در مقابل درصد وزنی $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ، نمونه‌های مورد بررسی در ناحیه گابرو و گابرو-پریدوت قرار می‌گیرند (شکل ۶-الف) و در نمودار $\text{R}_1\text{-R}_2$ در گستره‌های گابرو-نوریت و سنگ‌های فوق‌بازی قرار می‌گیرند (شکل ۶-ب). در نمودار AFM (شکل ۶-پ)، نمونه‌های کوپان در ناحیه فوق‌بازیک انباشتی با ترکیب نزدیک به MAR^1

1. Mid-Atlantic Ridge (MAR)

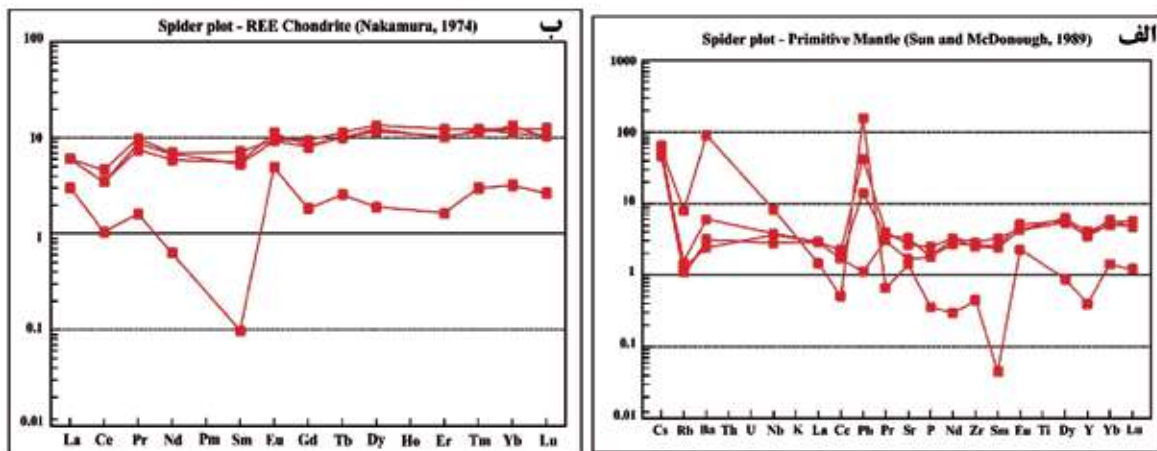


شکل ۶. الف) نمودار دومتغیره SiO_2 در مقابل درصد وزنی مجموع عناصر آکالین (Middlemost, 1994)، ب) نمودار $\text{R}_1\text{-R}_2$ (De la Roche et al., 1980)، پ) نمودار AFM که نمونه‌های کوپان بر روی آن در ناحیه سنگ‌های فوق بازی انباشتی قرار می‌گیرند، MAR: میانگین ترکیب شیمیایی پشته میان اقیانوسی اطلس از Dana (1985)، ت) نمودار سه‌تایی $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ (Coleman, 1977) که نمونه‌های کوپان بر روی آن در ناحیه سنگ‌های مافیک انباشتی قرار می‌گیرند، ث) نمودار تغییرات TiO_2 در برابر $\text{FeO}^{2+}/(\text{FeO}^{2+}+\text{MgO})$ (Zhihong and Huafu, 1998)

از آنجاکه فراوانی تیتانیم در سنگ‌های افیولیتی معرف درجه تهی‌شدگی گوشته منشأ این سنگ‌ها است و با در نظر گرفتن این‌که انواع پرتیتان و کم‌تیتان به ترتیب دارای ترکیب لرزولیتی و هارزبورژیته-دونیتی هستند (Zhihong and Huafu, 1998) از این‌رو، می‌توان اظهار داشت، سنگ‌های مورد مطالعه کوپان معرف یک گوشته اولیه تهی‌شده با ترکیب لرزولیتی-هارزبورژیته می‌باشند. در شکل ۷-الف، نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به

فرورانش می‌دانند (Hugh et al., 1993). در شکل ۷-ب عناصر کمیاب نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی ناحیه کوپان در این نمودار، تهی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE نشان می‌دهند. چیرگی کانی‌شناسی این سنگ‌ها توسط کلینوپیروکسن و آمفیبول باعث ایجاد الگوی مسطح در عناصر MREE تا HRRE شده است.

گوشته‌ی اولیه بهنجار شده‌اند، عناصر La, Sm, Rb, Nb, Y, Ce و P آنومالی منفی و عناصر Ba, Pb, Cs و Sr آنومالی مثبت دارند. وجود آنومالی مثبت Pb نشان‌دهنده آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای است (Kamber et al., 2002). غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی پایین مانند Sr و Ba را در کنار آنومالی منفی عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی بالا مانند Nb و P را دلیلی بر ماگماتیسم مرتبط با



شکل ۷. نمودارهای عناصر کمیاب سنگ‌های مورد مطالعه کوپان بهنجار شده با مقادیر الف) کندریت، ب) گوشته اولیه

شیمی کانی

از آنجایی که ترکیب شیمیایی کانی‌ها می‌تواند در شناخت ماهیت و شرایط تشکیل سنگ‌های آذرین موثر باشد (Zhou et al., 1997)، برای شناخت ترکیب شیمیایی، منشأ، خاستگاه ژئودینامیکی و تعیین دما و فشار تبلور تعادلی مجموعه‌های کانیایی سنگ‌های مورد مطالعه کوپان، از سنجش شیمیایی نقطه‌ای کانی‌های پیروکسن و آمفیبول استفاده شده است.

مقابل (Leterrier et al., 1982) Ca+Na، نمونه‌های مورد مطالعه در گستره سری‌های تولییتی و کالک‌آلکان واقع می‌شوند (شکل ۹-الف). همچنین پیروکسن‌های مورد مطالعه از Si غنی‌شده و در زمینه سنگ‌های ساب‌آلکان (تولییتی و کالک‌آلکان) قرار می‌گیرند (شکل ۹-ب) و با توجه به محتوای کم Ti و در نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 ، گستره کالک‌آلکان را نشان می‌دهند (شکل ۹-پ). براساس نمودار دومتغیره $Al^{IV*}100$ در برابر TiO_2 (Ao et al., 2010)، نمونه‌های مورد مطالعه روندی مشابه با کمان‌های ماگمایی (محیط مرتبط با فرورانش) را نشان می‌دهند (شکل ۱۰-الف). از طرف دیگر، پایین بودن میزان Ti و بالا بودن میزان SiO_2 در فرمول ساختاری پیروکسن از ویژگی‌های پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین کمان‌های آتشفشانی محسوب می‌شود (Beccaluva et al., 1989) (شکل ۱۰-الف و ب). در نمودار Ti+Cr در برابر Ca (Leterrier et al., 1982)

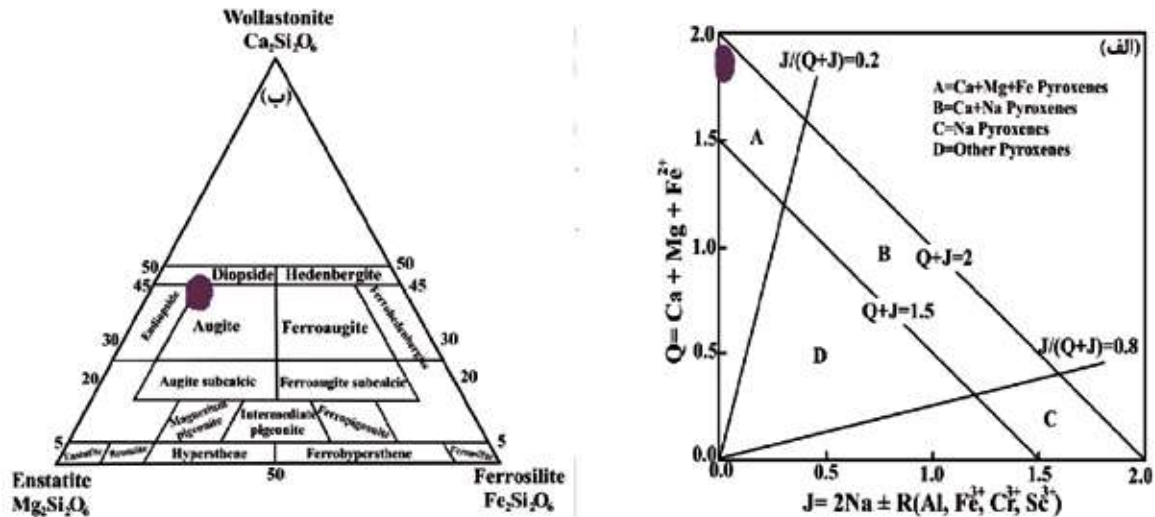
ترکیب شیمی کانی کلینوپیروکسن موجود در سنگ‌های پهنه کوپان در جدول ۲ ارائه شده است. طبق طبقه‌بندی میدلموست (Morimoto et al., 1988)، پیروکسن‌های مورد مطالعه در گستره پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe (Quad) قرار می‌گیرند و از نوع کلسیک هستند (شکل ۸-الف) و در نمودار مثلثی Wo-En-Fs بیشتر در گستره دیوپسید و اوزیت قرار می‌گیرند (شکل ۸-ب). براساس نمودار Ti در

پیروکسن

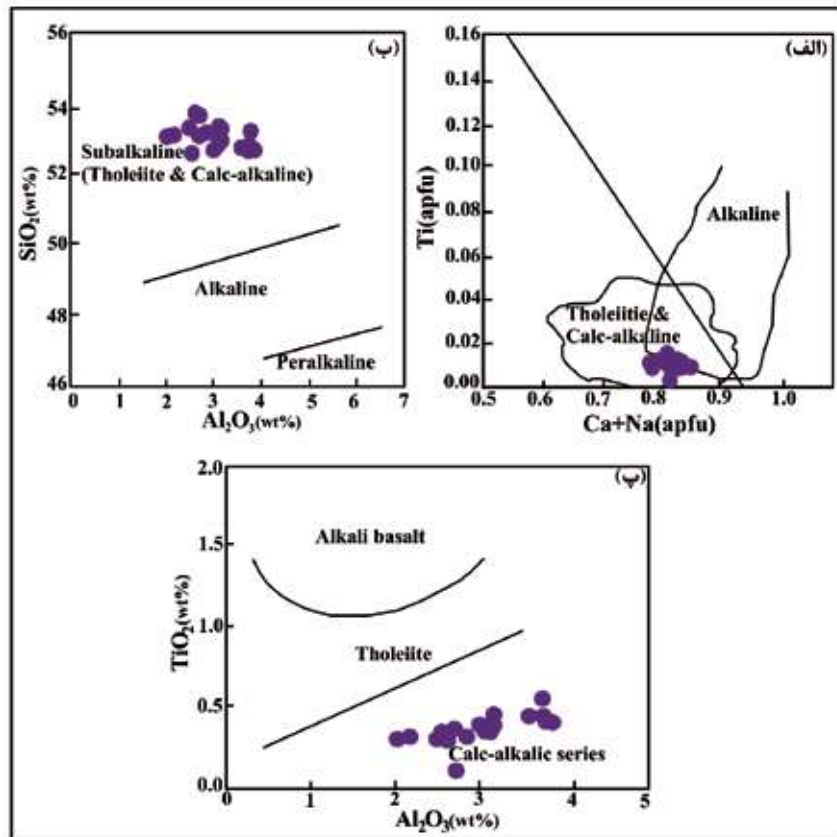
ترکیب شیمی کانی کلینوپیروکسن موجود در سنگ‌های پهنه کوپان در جدول ۲ ارائه شده است. طبق طبقه‌بندی میدلموست (Morimoto et al., 1988)، پیروکسن‌های مورد مطالعه در گستره پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe (Quad) قرار می‌گیرند و از نوع کلسیک هستند (شکل ۸-الف) و در نمودار مثلثی Wo-En-Fs بیشتر در گستره دیوپسید و اوزیت قرار می‌گیرند (شکل ۸-ب). براساس نمودار Ti در

این کلینوپیروکسن‌ها، محیط مرتبط با محیط کف اقیانوسی تا کمان آتشفشانی (فرافرورانش) را نشان می‌دهند.

کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در یک محیط زمین ساختی کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-پ) و در نمودار F1 در برابر F₂ (شکل ۱۰-ت) (Nisbet & Pearce, 1977)، نیز

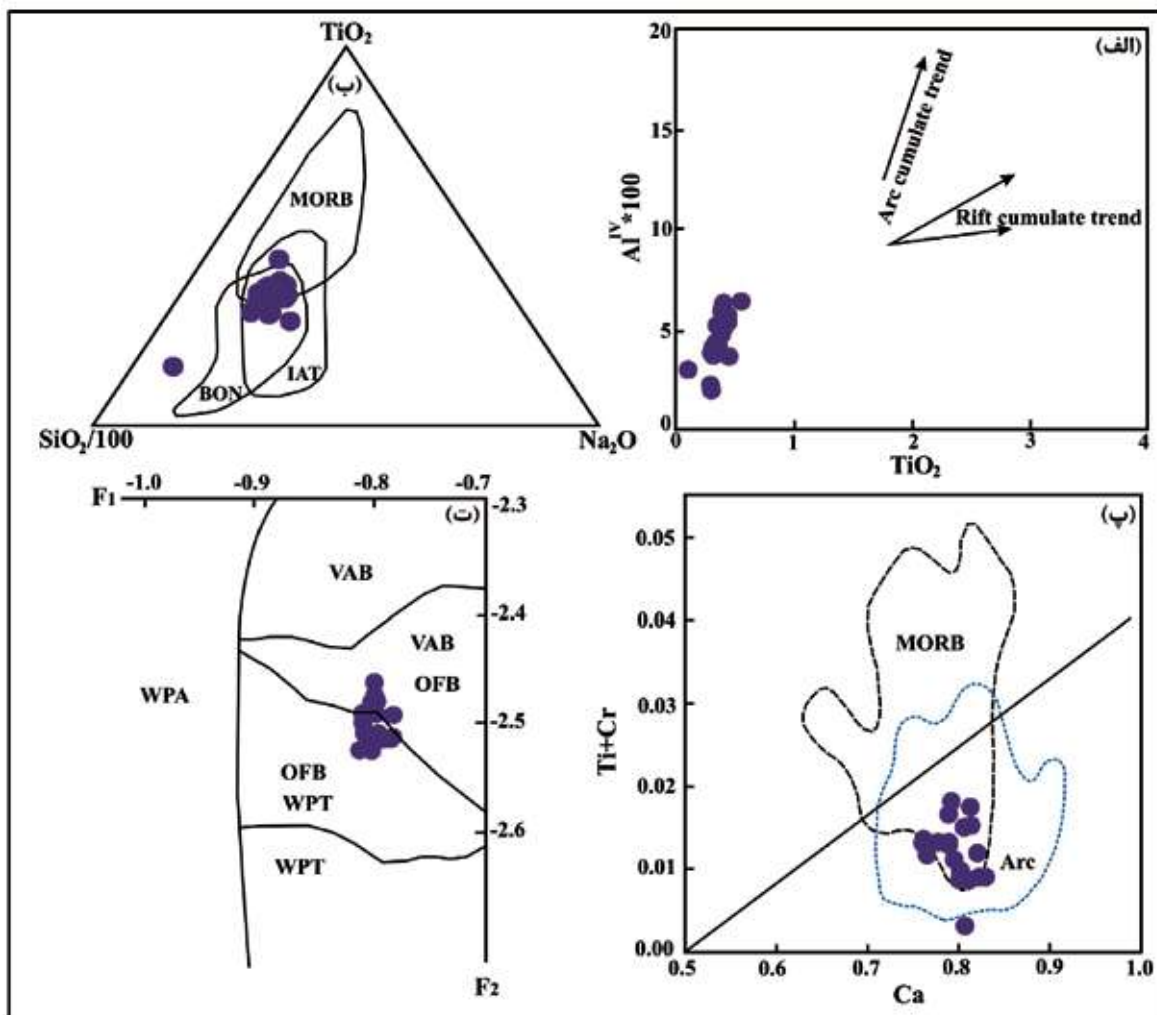


شکل ۸. طبقه‌بندی پیروکسن‌های مورد مطالعه با استفاده از الف) نمودار Q در برابر J (Morimoto et al., 1988)، ب) نمودار مثلثی Enstatite-Wollstonite-Ferrosilite (Morimoto et al., 1988)، نشان می‌دهد پیروکسن‌های مورد مطالعه از نوع دیوپسید-اوپتیت هستند



شکل ۹. تعیین سری ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه براساس شیمی کانی پیروکسن الف) نمودار Ti در مقابل Ca+Na (Leterrier et al., 1982)، ب) نمودار SiO₂ در برابر Al₂O₃ (Le Bas, 1962)، پ) نمودار TiO₂ در برابر Al₂O₃ (Le Bas, 1962)، نشان‌دهنده متعلق بودن نمونه‌های مورد مطالعه به سری کالک‌آلکالی است

برای تعیین دمای تبلور پیروکسن‌های مورد مطالعه از نمودار دومتغیره YPT در برابر X_{PT} (Soesoo, 1997) استفاده شده است (شکل ۱۱-الف). این روش داماسنجی برای انواع پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe دار و Fe-Mg دار مورد استفاده قرار می‌گیرد، همچنین حضور توام دو پیروکسن الزامی نیست. براساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه گستره‌ی دمایی بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند (شکل ۱۱-الف). فرانس و همکاران (France et al., 2010) براساس رابطه بین مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 ، دمای کانی پیروکسن را به دست آوردند، زیرا این اکسیدها به شدت وابسته به دما هستند (شکل ۱۱-ب). همان‌گونه که در شکل ۱۱-ب مشاهده می‌شود، پیروکسن‌های مورد مطالعه دمایی بالاتر از ۹۱۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند.

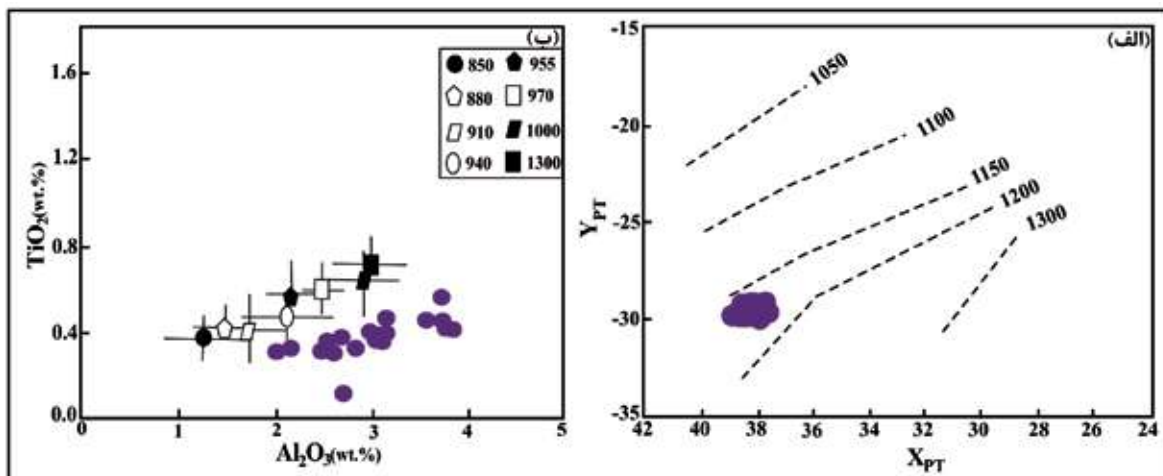


شکل ۱۰. تعیین موقعیت زمین‌ساختی نمونه‌های مورد مطالعه با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن، الف) نمودار دوتایی $TiO_2-Al^{IV} \times 100$ (Ao et al., 2010)، ب) نمودار سه تایی $SiO_2/100-TiO_2-Na_2O$ (Beccaluva et al., 1989)، پ) نمودار $Ti+Cr$ در برابر Ca (Leterrier et al., 1982)، ت) نمودار F_1 در برابر F_2 (Nisbet and Pearce, 1977)

اجزای تشکیل دهنده پارامترهای F_1 و F_2 :

$$F_2 = -(0.0469 \times SiO_2) - (0.0818 \times TiO_2) - (0.0212 \times Al_2O_3) - (0.0041 \times FeO) - (0.1435 \times MnO) - (0.0029 \times MgO) + (0.0085 \times CaO) + (0.016 \times Na_2O)$$

$$F_1 = -(0.012 \times SiO_2) - (0.0807 \times TiO_2) + (0.0026 \times Al_2O_3) - (0.0012 \times FeO) - (0.0026 \times MnO) + (0.0087 \times MgO) - (0.0128 \times CaO) - (0.0419 \times Na_2O)$$



شکل ۱۱. دماسنجی نمونه‌های مورد مطالعه براساس ترکیب کلینوپیکروکسن با استفاده از نمودارهای الف) نمودار Y_{PT} در برابر X_{PT} (Soesoo, 1997)، ب) نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 (France et al., 2010)

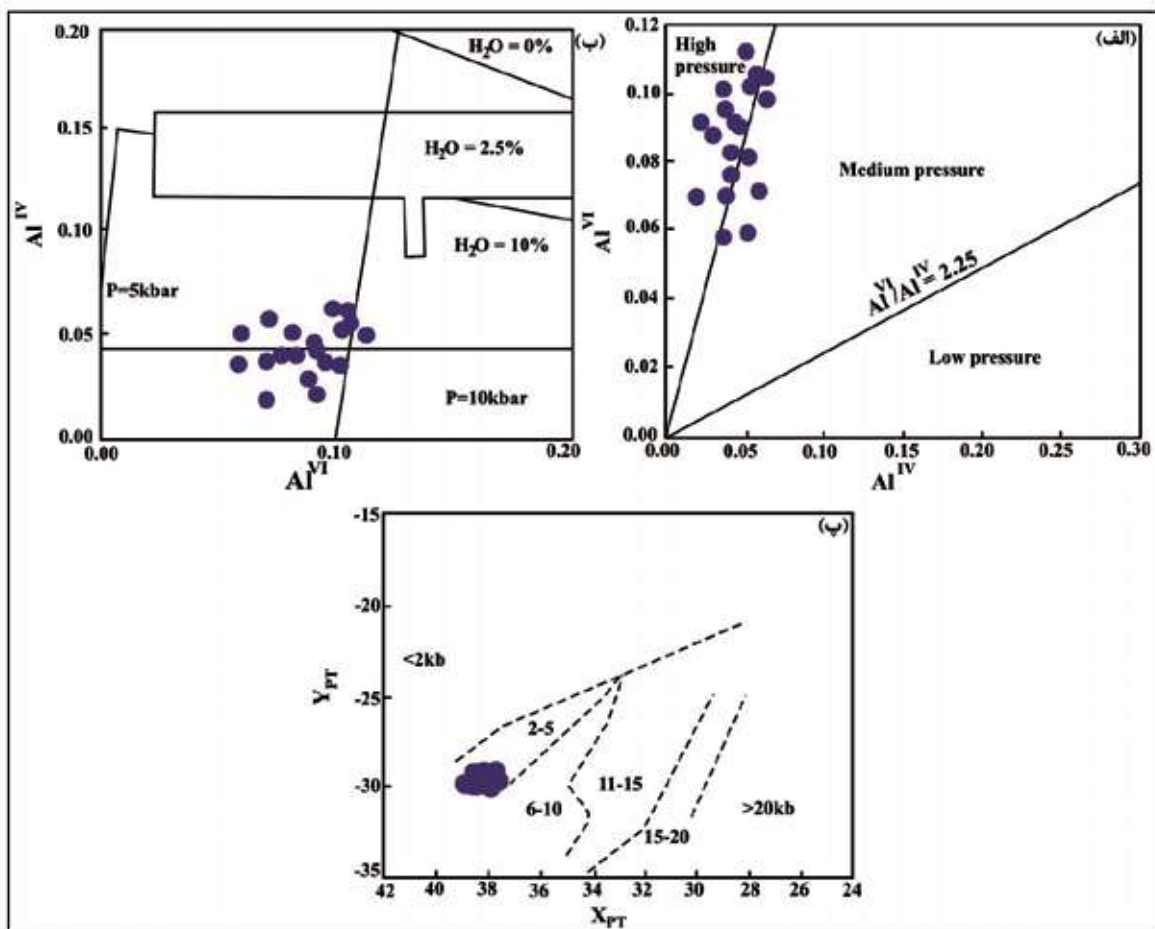
$$X_{PT} = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO^I - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O$$

$$Y_{PT} = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO^I + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O$$

براساس این مقادیر در شکل ۱۲-پ، کلینوپیکروکسن‌های مورد مطالعه در فشار متوسط (حدود دو تا پنج کیلوبار) متبلور شده‌اند.

طبق نظر کوشیرو (Kushiro, 1960) و (Le Bas, 1962) مقدار Ti و Al در پیکروکسن‌ها به فعالیت سیلیس آبگونی که از آن متبلور شده‌اند بستگی دارد. با توجه به نمودار Al^{IV} -Ti (Gamble and Taylor, 1980) میزان Ti در حفاصل بین خطوط $Al^{IV}=5Ti$ و $Al^{IV}=3Ti$ قرار می‌گیرد (شکل ۱۳-الف). بنا به پیشنهاد پیرس و نوری (Pearce and Norry, 1979)، مقدار TiO_2 در پیکروکسن‌ها بیانگر فعالیت Ti در ماگمای مادری است و سنگ‌ها از آن منشأ گرفته‌اند. در نمودار توزیع Al و Si (Schweitzer et al., 1979)، کلینوپیکروکسن‌های مورد مطالعه در بالای خط اشباعی جایگاه ویژه قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-ب). بنابراین می‌توان استنباط کرد، در این

برای تعیین فشار کلینوپیکروکسن‌های مورد مطالعه از نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI} (شکل ۱۲-الف) (Aoki and Shiba, 1973) استفاده شده است. در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه گستره فشار متوسط تا بالا را نشان می‌دهند (شکل ۱۲-الف). ترکیبات Al کلینوپیکروکسن برای تعیین عمق محفظه ماگما استفاده شده است. در واقع، هرچه فشار پایین‌تر باشد، کلینوپیکروکسن‌ها از Al غنی‌تر هستند (Foley and Venturelli, 1989; Liu et al., 2000). از نحوه توزیع Al در جایگاه‌های چهاروجهی (Al^{IV}) و هشت وجهی (Al^{VI}) کلینوپیکروکسن‌ها، علاوه بر به دست آوردن میزان فشار، می‌توان میزان آب ماگما در محیط تشکیل سنگ‌های آذرین را به دست آورد. براساس نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI} (شکل ۱۲-ب) (Helz, 1973)، نمونه‌های مورد مطالعه در محیطی با محتوای آب ۱۰ درصد و بیشتر و فشار ۵ تا ۱۰ کیلوبار تشکیل شده‌اند، یعنی کلینوپیکروکسن‌ها از یک ماگمای مادر در فشار ۵ تا ۱۰ کیلوبار متبلور شده‌اند و حاکی از تبلور این کانی‌ها در فشار متوسط تا بالا می‌باشد. همچنین با استفاده از مقادیر X_{PT} و Y_{PT} (Soesoo, 1997)، به ترتیب از طریق معادلات زیر به دست می‌آیند، می‌توان فشار تبلور کلینوپیکروکسن‌ها را به دست آورد:

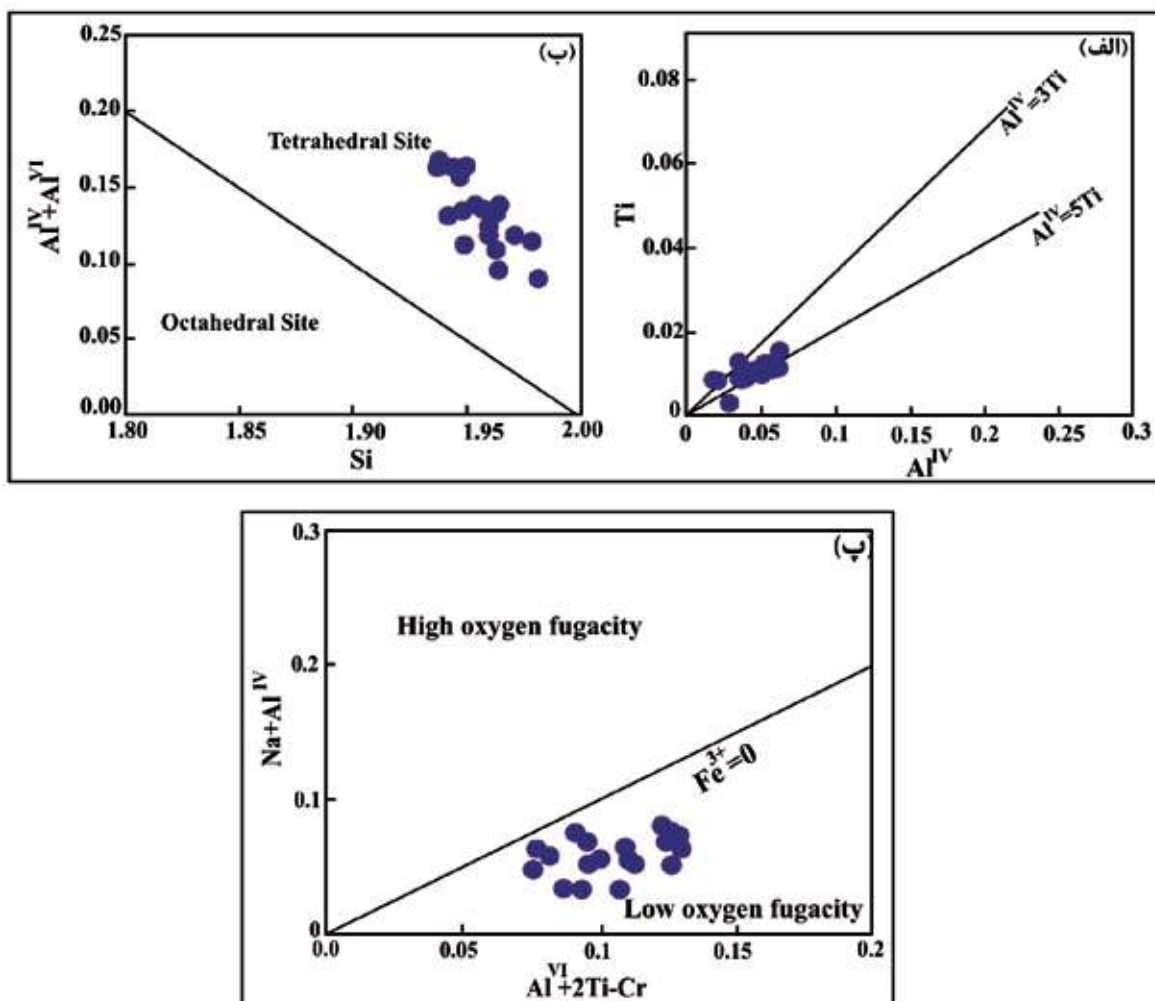


شکل ۱۲. برآورد میزان فشار و محتوای آب موجود در محیط تبلور پیروکسن‌های مورد مطالعه با استفاده از الف) نمودار Al^{VI} در برابر Al^{IV} (Aoki and Shiba, 1973)، ب) نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI} (Helz, 1973) پ) نمودار Y_{PT} در برابر X_{PT} (Soesoo, 1997)

آمفیبول

ترکیب شیمیایی کانی‌های آمفیبول در سنگ‌های مورد مطالعه، به تعداد ۱۰ نقطه، در جدول ۳ آمده است. به منظور تعیین نوع آمفیبول‌های مورد بررسی، از نمودار BNa در برابر (BNa+Ca Leake et al., 1997) استفاده شده است. براساس این نمودار، آمفیبول‌های مورد مطالعه از نظر ترکیبی جزء گروه آمفیبول‌های کلسیک هستند (شکل ۱۴-الف) و در نمودار $Mg/Mg+Fe$ در برابر Si (Leake et al., 1997) در زیرگروه اکتینولیت قرار می‌گیرند (شکل ۱۴-ب). برای تعیین ماهیت ماگمای تشکیل‌دهنده آمفیبول‌ها، از نمودارهای Na_2O/K_2O و $MgO, Al_2O_3, Na_2O, K_2O$ در برابر TiO_2 (Molina et al., 2009) استفاده شده است (شکل ۱۵). براساس آن‌ها، نمونه‌های مورد مطالعه

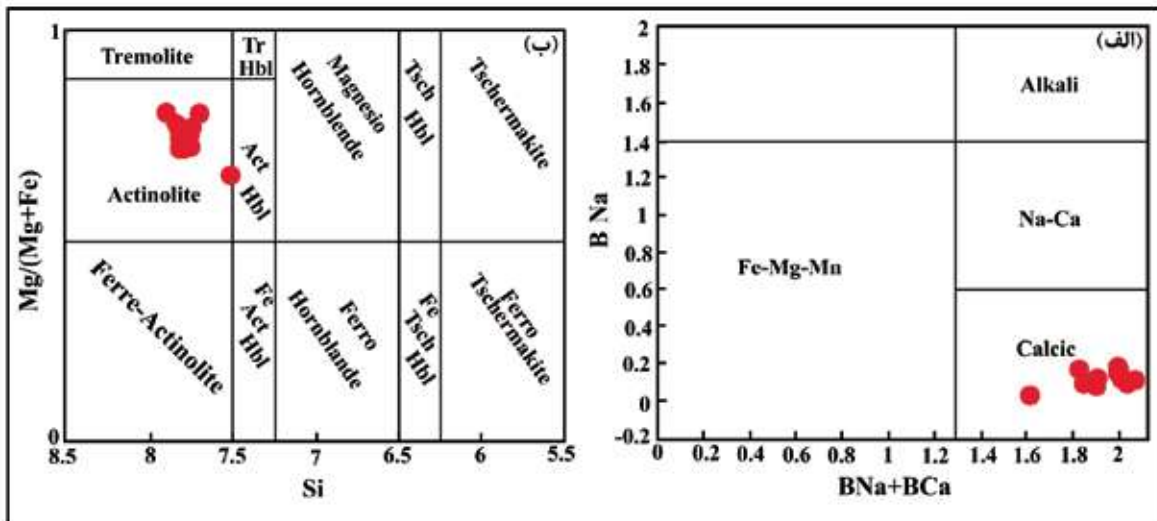
نمونه‌ها موقعیت چهاروجهی این کلینوپیروکسن‌ها به‌طور کامل توسط Si و به‌طور بخشی به‌وسیله Al^{IV} پر شده و نمی‌توانسته به‌وسیله کاتیون‌های سه ظرفیتی مانند Ti، Cr و Fe^{3+} اشغال شود. در این حالت Al اضافی همراه با عناصر سه ظرفیتی نیز وارد ساختار هشت‌وجهی شده است. بنابراین می‌توان گفت Fe^{3+} در کلینوپیروکسن‌ها تابعی از گریزندگی اکسیژن و میزان Al در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی است. نمودار $Al^{IV} + Na$ در مقابل $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ (Schweitzer et al., 1979) که تابعی از میزان آهن ۳ ظرفیتی در پیروکسن‌ها است (شکل ۱۳-پ) نشان می‌دهد پیروکسن‌های مورد مطالعه در زیر خط Fe^{3+} قرار می‌گیرند و بیانگر گریزندگی اکسیژن پایین محیط تشکیل آن‌ها است (شکل ۱۳-پ).



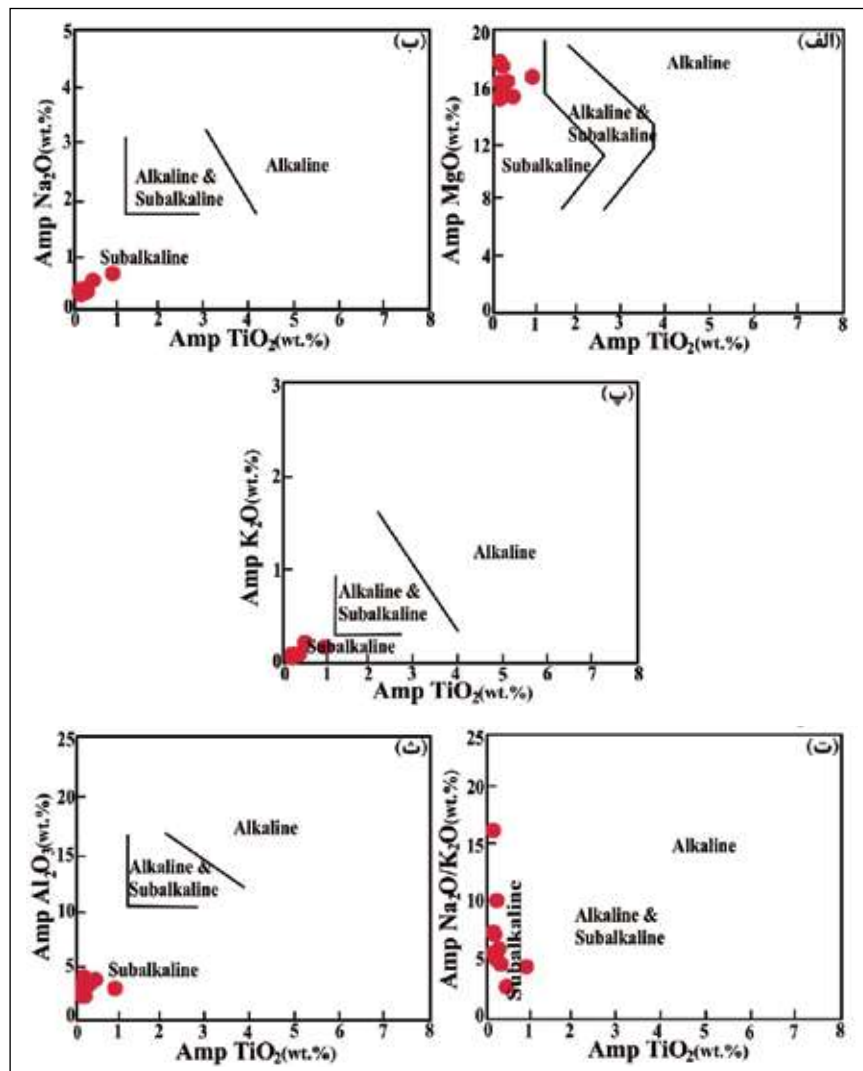
شکل ۱۳. الف) نمودار Al^{IV} -Ti (Gamble and Taylor, 1980) و موقعیت کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه کوپان، ب) نمودار توزیع Al و Si و نحوه قرارگیری کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه بر روی آن (Schweitzer et al., 1979)، پ) قرارگیری نمونه‌ها در پایین خط $Fe^{3+}=0$ در نمودار $Al^{IV}+Na$ در برابر $Al^{VI}+2Ti+Cr$ بیانگر پایین بودن گریزندگی اکسیژن محیط تشکیل پیروکسن‌های مورد مطالعه است (Schweitzer et al., 1979)

دمای زیر ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد برای تبلور اکتینولیت‌های موجود در سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه به دست آمده است (شکل ۱۶-ب). برای برآورد فشار تبلور آمفیبول‌های مورد مطالعه از نمودار مقادیر Al^{IV} نسبت به $Fe^{*}/Fe^{*}+Mg$ (Schmidth, 1992)، استفاده شده است. مطابق این نمودار، فشاری کمتر از یک کیلوبار برای تبلور اکتینولیت در سنگ‌های مورد مطالعه برآورد می‌شود (شکل ۱۶-پ). بنابراین نوع آمفیبول (اکتینولیت) و دما و فشار برآورد شده نشان می‌دهد این کانی ثانوی است و از تجزیه سایر کانی‌های مافیک از جمله پیروکسن‌ها حاصل شده است.

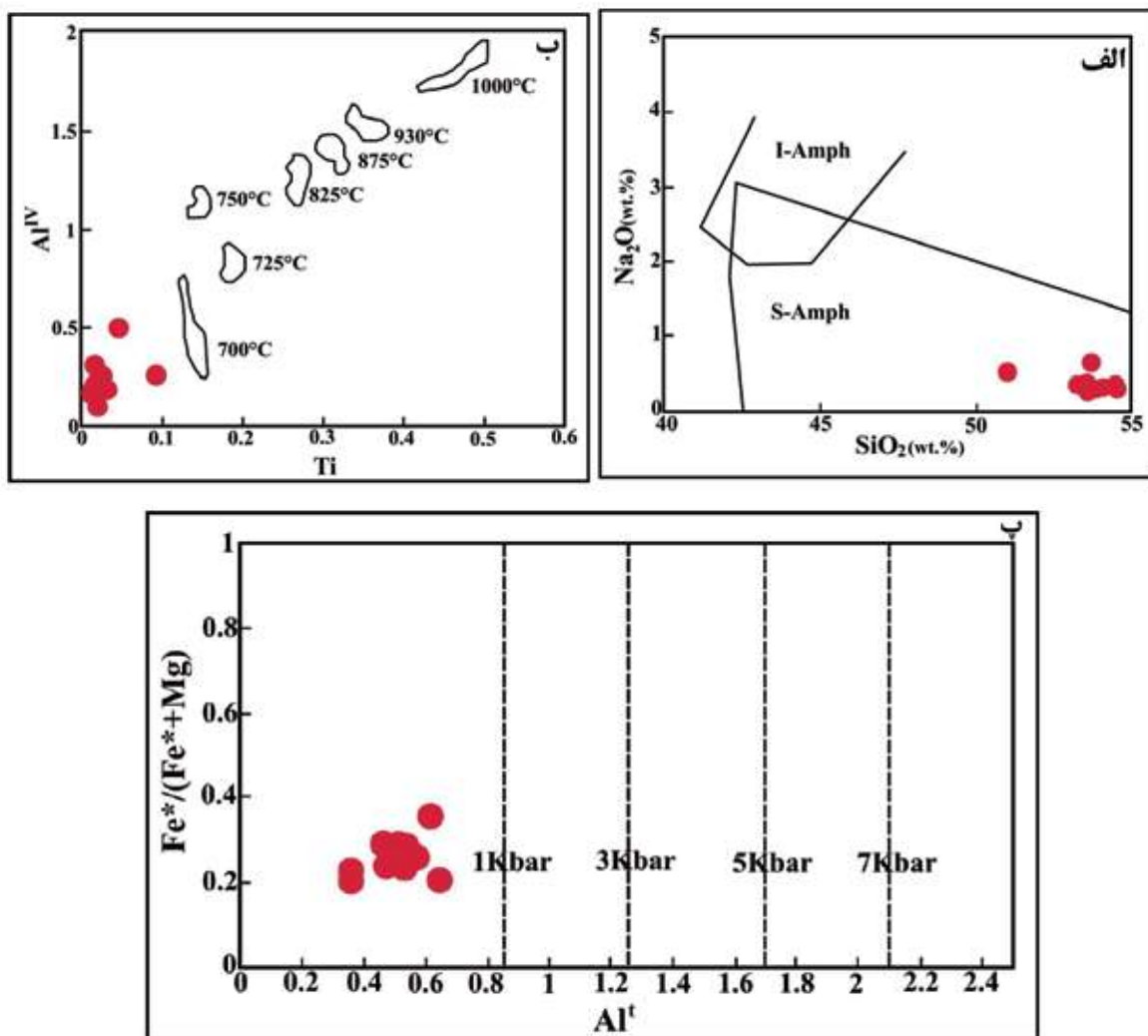
ماهیت ماگمایی ساب‌آلکان را نشان می‌دهند (شکل ۱۵). از ترکیب آمفیبول‌ها می‌توان برای تعیین منشأ و محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های آذرین نیز استفاده کرد. محیط زمین‌ساختی این کانی در نمودار درصد وزنی SiO_2 در برابر Na_2O (Coltorti et al., 2007) که دو گستره آمفیبول‌های نواحی کشتی درون صفحات و مناطق فرورانشی را از یکدیگر تفکیک می‌کند، در ناحیه فرورانش قرار می‌گیرد (شکل ۱۶-الف). برای محاسبه دمای تشکیل آمفیبول‌ها براساس تغییرات مقدار آلومینیوم نسبت به تیتانیوم در واحد فرمولی آمفیبول‌ها از روش هلز (Helz, 1993) استفاده شده است (شکل ۱۶-ب). با استفاده از تغییرات Al^{IV} نسبت به Ti،



شکل ۱۴. نمودارهای طبقه‌بندی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه براساس الف) نمودار BNa+Ca در برابر BNa (Leake et al., 1997)، ب) نمودار Mg/(Mg+Fe) در برابر Si (Leake et al., 1997)



شکل ۱۵. تعیین ماهیت آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از الف تا ت) نمودارهای MgO، Al₂O₃، Na₂O، K₂O و TiO₂ (Molina et al., 2009) در برابر Na₂O/K₂O



شکل ۱۶. الف) تعیین محیط زمین ساختی آمفیبول‌های مورد مطالعه در نمودار درصد وزنی SiO_2 در برابر Na_2O (Coltorti et al., 2007)، ب) دمای تقریبی تشکیل آمفیبول‌ها با استفاده از تغییرات Al^{IV} نسبت به Ti (Helz, 1993)، پ) برآورد فشار آمفیبول‌ها با استفاده از نمودار Al^{T} نسبت به $\text{Fe}^*/\text{Fe}^*+\text{Mg}$ (Schmidth, 1992)

نتیجه‌گیری

امتداد خط جداکننده افیولیت‌های پرتیتانیم از افیولیت‌های کم‌تیتانیم قرار گرفته‌اند می‌تواند معرف گوشته اولیه تهی‌شده با ترکیب لرزولیتی-هارزبورژیته باشند. غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی پایین مانند Ba و Sr در کنار آنومالی منفی عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی بالا مانند Nb و P در این سنگ‌ها، دلیلی بر تشکیل آن‌ها در نواحی فرورانش است. کلینوپیروکسن‌ها در این سنگ‌ها از نوع دیوپسید و اوژیت است و در گستره سری‌های تولیتی و کالک‌آلکانل قرار می‌گیرند و روندی مشابه با کمان‌های ماگمایی (محیط مرتبط با فرورانش) را نشان می‌دهند.

واحدهای سنگی پهنه جنوب بوانات شامل سنگ‌های فوق بازی سرپانتینی‌شده و چرت‌های رادیولاریتی هستند. پریدوتیت‌های سرپانتینی‌شده، بیشترین سنگ‌های پهنه کوپان را تشکیل می‌دهند. کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل الیوین، پیروکسن، آمفیبول، کانی‌های تیره و کانی‌های گروه سرپانتین و اسپینل هستند. بر اساس ترکیب شیمیایی، این سنگ‌ها از نوع بازی تا فوق بازی انباشتی (در مقابل گوشته‌ای) و در محدوده گابرو و گابرو-پریدوت (گابرو-نوریت و سنگ‌های فوق بازی) قرار می‌گیرند. با توجه به اینکه نمونه‌های مورد مطالعه کوپان به‌طور تقریبی در

NW China: implications for late Paleozoic tectonic evolution of the southern Altaids. *Gondwana Research*, 18, 466-478.

- Aoki, K. and Shiba, I., 1973. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata Japan. *Lithos*, 6, 41-51.

- Arvin, M., 1982. Petrology and geochemistry of ophiolites and associated rocks from the Zagros suture, Neyriz, Iran. Ph. D. thesis, London, London University.

- Babaie, H.A., Babaei, A., Ghazi, A.M. and Arvin, M., 2006. Geochemical, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age, and isotopic data for crustal rocks of the Neyriz ophiolite, Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43, 57-70.

- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B. and Zeda, O., 1989. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology*, 77, 165-182.

- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-224.

- Coleman, R. G., 1977. Ophiolites: ancient oceanic lithosphere?, Springer, Verlag, Berlin, 229.

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

- Dana, J.D. 1985. *Manual of Mineralogy*. 20th edition. John Wiley and Sons, 596.

- De La Roche, H., Leterrier Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses, its relationship with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.

- Foley, S.F. and Venturelli, G., 1989. High K_2O rocks with high MgO , High SiO_2 affinities, In: Crawford, A. J. (Ed.): *Boninites and related*

دمای تبلور پیروکسن‌ها، گستره‌ی دمایی بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد (دمایی بالاتر از ۹۱۰ درجه سانتی‌گراد) را نشان می‌دهد و در محیطی با گریزندگی اکسیژن پایین و محتوای آب ۱۰ درصد و بیشتر و فشار ۵ تا ۱۰ کیلوبار (بیشتر از دو کیلوبار) تشکیل شده‌اند. آمفیبول‌ها از نظر ترکیبی جزء گروه آمفیبول‌های کلسیک و در زیرگروه اکتینولیت قرار می‌گیرند و براساس تغییرات Al^{IV} نسبت به Ti، دمای زیر ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و براساس مقادیر Al^{T} نسبت به $\text{Fe}^*/\text{Fe}^* + \text{Mg}$ فشاری کمتر از یک کیلوبار برای این کانی‌ها برآورد می‌شود که حاکی از ثانوی بودن آن‌هاست.

منابع

- تاجور، ع.، خطیب، م.م. و زرین کوب، م.ح.، ۱۳۹۹. جایگاه تکتونوماگمایی دیابازها و جریان‌های بازالتی افیولیت شمال مکران، جنوب‌شرقی ایران. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۴ (۵۵)، ۶۷-۷۹.

- رجب‌زاده، م.ع. و هدایتی، م.، ۱۳۹۹. نقش pH، ماده آلی و شدت هوازدگی بر روی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و کانی‌شناختی لاتریت‌های نیکل‌دار در منطقه یوانات، استان فارس. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۲ (۲۶)، ۴۳۳-۴۶۶.

- کامران، س.، احمدی خلجی، ا.، رضائی کهخانی، م. و طهماسبی، ز.، ۱۴۰۲. زمین‌شیمی و شیمی کانی سنگ‌های نفوذی گردنه آهوان، شمال‌شرق سمنان (ایران مرکزی). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۷ (۶۵)، ۱-۱۷.

- میرنژاد، ح. و بازآمد، م.، ۱۳۹۳. ارزیابی فراوانی و تغییرات عناصر پلاتینیوم و پالادیوم در کانی‌های پیروکسن و کرومیت پیروکسنیت‌های منطقه نیریز. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۸ (۳۱)، ۷۹-۹۰.

- Akinin, V.V., Miller, E.L. and Layer, P., 2005. Late Cretaceous modification of deep continental crust in the NE Paleo Pacific: additional evidence from Viliga lower crust xenoliths American Geophysical Union. Fall Meeting 2005, abstract id. V51D-1516, December 2005.

- Ao, S. J., Xiao, W. J., Han, C. M., Mao, Q. G. and Zhang, J. E., 2010. Geochronology and geochemistry of early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan area, Xinjiang,

rocks. Unwin Hyman London, 72-88.

- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J. and Bech, F., 2010. A new method to estimate the oxidation state basaltic series from microprobe analyse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189, 340-346.

- Gamble, R. P. and Taylor, L. A., 1980. Crystal/liquid partitioning augite: effects of cooling rate. *Earth and Planetary Science Letters*, 47, 21-33.

- Gualda, G.A.R. and Vlach, S.R.F., 2007. The Serra da Graciosa A-type granites and syenites, southern Brazil Part 3: Magmatic evolution and post magmatic breakdown of amphiboles of the alkaline association. *Lithos*, 93, 328-339.

- Helz, R.T., 1973. Phase reactions of basalts in their melting range at PH₂O=5kb as a function of oxygen fugacity. *Journal of petrology*, 17, 139-193.

- Hoshmandzade, A. and Sohili, M., 1990. Description of Geological Map of Eqlid Sheet, Geological map of Iran, 1:250000 Series sheet G10, Geological survey of Iran.

- Hugh, R.R., Hugh, R.J.I.N.Y.L.S. and Press, T., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation. 64-97.

- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C. and McDonald, G.D.J.C.t.M., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Petrology*, 144, 38-56.

- Kushiro, I., 1960. Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *American Journal of Science*, 258, 548-55.

- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C.,

Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *European Journal of Mineralogy*, 9, 623-651.

- Le Bas, M.J., 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260, 267-288.

- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133(1-2), 122-135.

- Liu, T.C., Chen, B.R. and Chen, C.H., 2000. Melting experiment of a Wannienta basalt in the Kuanyinshan area, northern Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18, 519-531.

- Middlemost, E. A. K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37, 215-224.

- Molina, J. F., Scarrow, J.H., and Montero, P.G., 2009. High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 158, 69-98.

- Monsef, I., Monsef, R., Mata, J., Zhang, Z., Pirouz, M., Rezaeian, M., Esmaili, R. and Xiao, W., 2018. Evidence for an early-MORB to fore-arc evolution within the Zagros suture zone: Constraints from zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Neyriz ophiolite (South Iran). *Gondwana Research*, 62, 287-305.

- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G., 1988.

- Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123-1133.
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A. 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 63, 149-160.
 - Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47.
 - Ricou, L.E., 1976. Evolution structurale des Zagrides. La region Clef de Neyriz (Zagros Iranien). *Mémoires de la Société géologique de France, Nouvelle Serie-Tom LV*, 55, 140.
 - Sarkarinejad, K., 1994. Petrology and tectonic setting of the Neyriz ophiolite, southeastern Iran. In *Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part D*. Edited by A. Ishiwatari, J. Malpas, and H. Ishizuka., 221-234.
 - Schmid, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.
 - Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, A. E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts. *American Mineralogist*, 64, 501-513.
 - Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)*, 119, 55-60.
 - Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: C.A., Burk and C.L., Drake (Editores), *the geology of continental margins*, Springer-Verlag, Berlin, 873-887.
 - Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
 - Zhihong, W. and Huafu, I., 1998. Geology, petrology and geochemistry of the mafic-ultramafic rocks in the Fujian coastal region. Southeastern China, and their genesis. *Ophioliti*, 23, 1-6.
 - Zhou, M. F., Lightfoot, P. C., Keays, R. R., Moore, M. L. and Morrison, G. G., 1997. Petrogenetic significance of chromian spinels from the Sudbury igneous complex, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34, 1405-1419.

تخمین لاگ صوتی برشی با استفاده از روش‌های یادگیری ماشین، و مقایسه با داده‌های حاصل از مغزه

هوشنگ مهرابی^{۱*}، ابراهیم سفیداری^۲، سیده سپیده میرربیع^۳، صادق براتی بلداجی^۱ و سید محمد زمانزاده^۴

۱. کارشناس ارشد، گروه زمین‌شناسی نفت، پژوهشکده علوم پایه کاربردی، جهاد دانشگاهی، تهران، ایران
۲. استادیار گروه زمین‌شناسی نفت، پژوهشکده علوم پایه کاربردی، جهاد دانشگاهی، تهران، ایران
۳. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
۴. دانشیار گروه سافت راک، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۱/۱۰

چکیده

امروزه استفاده از روش‌های یادگیری ماشین در تخمین داده‌های پتروفیزیکی کاربرد فراوانی دارد. در این مطالعه سعی شده لاگ صوتی برشی از دیگر داده‌های پتروفیزیکی با روش‌های یادگیری ماشین محاسبه و با داده‌های صوتی حاصل از مغزه مقایسه شوند. برای این منظور در ابتدا برای نرمال‌سازی داده‌ها روش‌های محاسباتی انحراف معیار، جنگل انزوا، حداقل کوواریانس و فاکتور پرتی استفاده و مورد مقایسه قرار گرفتند. با توجه به مقدار داده‌های حذفی و نمودارهای جعبه‌ای رسم شده، روش انحراف معیار برای نرمال‌سازی انتخاب شد. روش‌های یادگیری ماشین استفاده شده شامل جنگل تصادفی، رگرسیون چندگانه، رگرسیون تقویت شده، رگرسیون بردار پشتیبان، K نزدیک‌ترین همسایه و پرسپترون چندلایه می‌باشند. رگرسیون چندگانه پایین‌ترین اندیس ارزیابی ($R^2 = 0/94$) را داشت در حالی که رگرسیون جنگل تصمیم‌گیری با اندیس ارزیابی برابر $0/98$ ، بالاترین همبستگی بین لاگ‌های صوتی برشی تخمین زده شده و لاگ صوتی اصلی را داشتند. بنابراین برای تخمین نهایی از رگرسیون جنگل تصادفی استفاده شد و برای جلوگیری از کلیت بخشی یا بیش‌برازش داده‌ها، از تابع GridSearchCV هایپارامترهای بهینه محاسبه و تخمین نهایی انجام شد. لاگ صوتی برشی تخمینی، با داده‌های صوتی حاصل از مغزه قرابت بسیار بالایی را نشان دادند.

واژه‌های کلیدی: پایتون، تخمین، لاگ صوتی برشی، یادگیری ماشین.

مقدمه

محاسبات تزریق گاز CO_2 و عملیات شکافت هیدرولیکی کاربرد دارند. برای محاسبه پارامترهای ژئومکانیکی مانند ویژگی‌های الاستیک سنگ، استرس درجا، فشار منفذی از داده‌های لاگ موجود استفاده می‌کنند؛ یکی از مهم‌ترین

پارامترهای مکانیک‌سنگی مخزن از مهم‌ترین داده‌های مورد نیاز در میدان‌های نفت و گاز می‌باشند. این داده‌ها در بخش‌های مختلف مطالعه مخزن از اکتشاف تا تولید،

* نویسنده مرتبط: Houshangmehrabi@gmail.com

به حداقل رساندن مجموع اختلاف مجذور فاصله بین نقطه‌های داده واقعی و موارد پیش‌بینی شده پیدا می‌کند (Goldberger, 1962; Forkuor et al., 2017). بسته به تعداد ورودی‌ها، این تکنیک را می‌توان رگرسیون خطی ساده (فقط یک ورودی) یا چندگانه (دارای بیش از یک ورودی) نامید. شبکه عصبی مصنوعی (ANN) به‌عنوان یک ابزار مدل‌سازی داده‌های آماری غیرخطی سعی در شبیه‌سازی رفتار یک سیستم متشکل از نورون‌ها دارد و می‌تواند روابط پیچیده بین ورودی‌ها و خروجی‌ها را مدل‌سازی کند یا الگوهایی را بین آنها بیابد (Akhundi et al., 2014). شبکه‌های عصبی ممکن است دارای لایه‌های ورودی، لایه‌های پنهان و لایه‌های خروجی باشند (Heiat, 2002). در این مقاله برای تخمین لاگ صوتی برشی از روش‌های هوشمند یادگیری ماشین مانند support vector regression، random forest، XGBoost و Linear regression، و زبان برنامه‌نویسی پایتون استفاده شده است. برای ارزیابی و انتخاب بهترین مدل از پارامترهای R_2 و RMSE که دقت لاگ تخمین زده شده را نشان خواهند داد، استفاده شده است. مدل توضیح داده شده در بخش مخزنی سازندهای کنگان و دالان در یکی از میدان‌های دریایی دور از ساحل خلیج فارس انجام شده است. نتیجه‌های حاصل از این مطالعه می‌تواند در برآورد پارامترهای مکانیک‌سنگی و مدل‌سازی ژئومکانیکی با دقت بالا مورد استفاده قرار گیرد.

روش مطالعه

در این مطالعه داده‌های پتروفیزیکی از دوچاه در یکی از میدان‌های نفتی خلیج فارس مورد استفاده قرار گرفته است. چاه شماره A حاوی نگارهای پتروفیزیکی از فلهلیان تا کنگان-دالان می‌باشد. با این وجود، نگار صوتی برشی فقط در سازندهای فلهلیان، هیث، سورمه، نیریز و دشتک موجود است و در سازندهای کنگان و دالان نگار صوتی برشی اندازه‌گیری نشده است. در چاه شماره B، از سازندهای کنگان و دالان نگارهای پتروفیزیکی مرسوم موجود است. همچنین در این چاه (B) اطلاعات اندازه‌گیری آزمایشگاهی

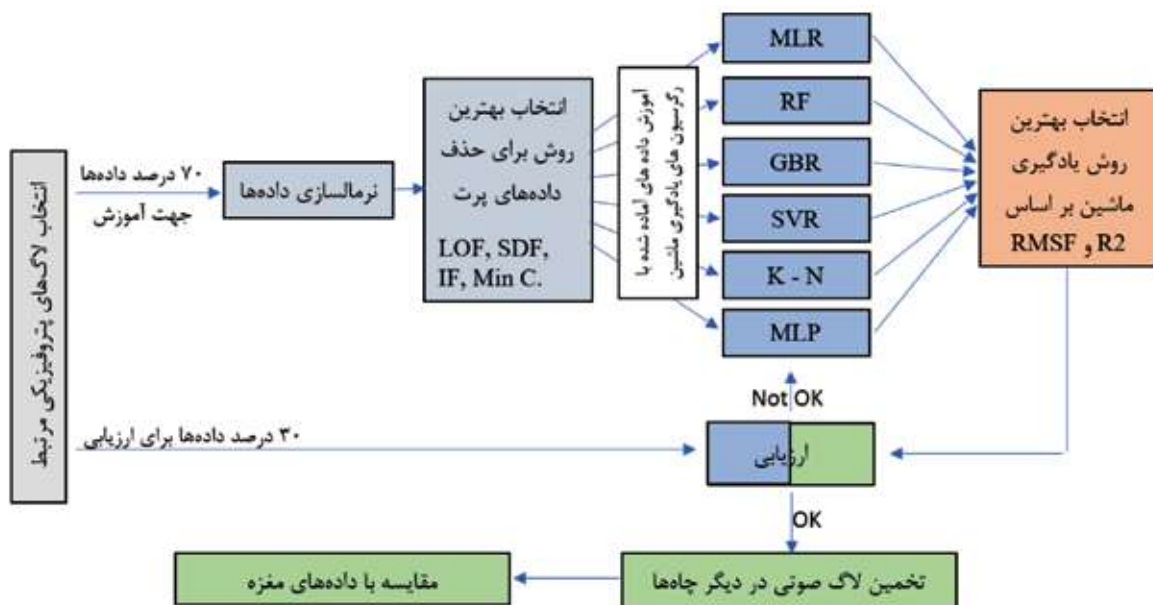
آنها داده‌های سرعت برشی (Vs) می‌باشد. با توجه به هزینه بالای تهیه لاگ‌های صوتی به‌طور معمول در همه چاه‌ها وجود ندارد. همچنین در بیشتر چاه‌های قدیمی نیز تهیه نشده‌اند. از آنجایی که لاگ‌های مرسوم پتروفیزیکی در اصل ویژگی‌های سنگ و سیال مخزن را نشان می‌دهند. بنابراین با تحلیل دقیق داده‌ها می‌توان مقادیر لاگ صوتی را تخمین زد. از مهم‌ترین روش‌های تخمین این داده‌ها در گذشته می‌توان به روش رگرسیون چندگانه (Tixier et al., 1975) اشاره کرد. امروزه یکی از بهترین روش‌ها برای پیش‌بینی داده‌های چاه‌های نفت با ضریب اطمینان بالا استفاده از روش‌های یادگیری ماشین¹ (Rajabi et al., 2010; Ramcharitar and Hosein, 2016; Tariq et al., 2017; Zou, 2019; Anemangely et al., 2019; Hosseini et al., 2021) می‌باشد. این روش‌ها با استفاده از ترکیب پارامترهای مختلف دیگر لاگ‌ها، با به حداقل رساندن خطا، پیش‌بینی بهتری نسبت به روش‌های خطی ساده دارد (Akhundi et al., 2014). روش‌های یادگیری ماشین به دو نوع اصلی یادگیری تحت نظارت و بدون نظارت تقسیم می‌شوند. یادگیری نظارت شده در مواردی اعمال می‌شود که در آنها مجموعه‌ای از ورودی‌ها و پاسخ‌های شناخته شده موجود است، درحالی‌که در یادگیری بدون نظارت، پاسخ در دسترس نیست و روش سعی می‌کند الگوهای طبیعی یا خوشه‌ای را در داده‌ها شناسایی کند (McGregor et al., 2004). یادگیری تحت نظارت خود به دو بخش الگوریتم رگرسیون و الگوریتم طبقه‌بندی تقسیم می‌شود. برای تخمین و مدل‌سازی داده‌های پیوسته عددی مانند لاگ‌های پتروفیزیکی از الگوریتم رگرسیون استفاده می‌شود. در این روش، مدل از لاگ‌های مشخص شده بر اساس قرابت با لاگ مورد نظر برای تخمین، به‌عنوان ورودی و خروجی (لاگ انتخاب شده) استفاده می‌کند و لاگ تخمین زده را با لاگ اصلی مقایسه می‌کند. این عمل توسط مدل به‌طور مکرر انجام می‌گیرد تا بهترین لاگ تخمینی با کمترین خطا به دست آید. رگرسیون خطی به‌عنوان یک الگوریتم رایج یادگیری ماشین یک رابطه خطی بین ورودی‌ها و یک پاسخ بر اساس

1. Machine learning

و ۳۰ درصدی برای آموزش مدل یادگیری ماشین و ارزیابی نهایی تقسیم و در ادامه برای یکسان‌سازی تاثیر، نرمال و با استفاده از فرمول‌های ریاضی، داده‌های پرت حذف می‌شوند. در مرحله بعد روش‌های مختلف یادگیری ماشین برای تخمین لاگ صوتی برشی استفاده شده و با استفاده از پارامترهای R_2 و RMSE، بهترین مدل انتخاب و برای کاهش کلی‌گرایی یا جفت‌شدگی زیاد، از هایپریپارامترها استفاده شد. در ادامه لاگ صوتی برشی تخمین زده شده در چاه B، با داده‌های سرعت برشی حاصل از مغزه در همان چاه مقایسه و مورد ارزیابی قرار می‌گیرد (شکل ۱).

سرعت موج برشی در بخش‌های کنگان و دالان وجود دارد. با این وجود نگار صوتی برشی در این بازه‌های مخزنی اندازه‌گیری نشده است. برای آموزش و یادگیری مدل از اطلاعات چاه شماره A در بخش حاوی نگار سرعت موج برشی استفاده شده است. تست مدل بر اساس نتیجه‌های حاصل از اطلاعات آزمایشگاهی مغزه در چاه شماره B انجام گرفته است.

در ابتدا بر اساس روابط ذاتی بین پارامترهای پتروفیزیکی با سرعت برشی، پارامترهایی که رابطه شناخته شده با لاگ صوتی دارند و همچنین این لاگ‌ها در تمام بخش‌های مورد بررسی وجود دارند انتخاب شدند. داده‌ها به دو بخش ۷۰



شکل ۱. دسته‌بندی مراحل انجام مطالعه

مدل‌های یادگیری ماشین

در این بخش برای درک بهتر نتیجه‌های حاصله، مدل‌های استفاده شده برای تخمین لاگ صوتی برشی به صورت مختصر توضیح داده شده است.

رگرسیون خطی^۱

رگرسیون خطی یک الگوریتم یادگیری ماشین است و ارتباط بین داده‌ها را مشخص می‌کند. دو نوع رگرسیون خطی وجود دارد. نوع اول؛ حالت ابتدایی آن می‌باشد و به آن رگرسیون خطی ساده^۲ (SLR) گفته می‌شود، ارتباط دو

نوع داده مشخص را با هم مقایسه می‌کند. معادله درجه یک حاصل از این روش به ما اجازه می‌دهد در بخش‌هایی که یکی از این داده‌ها وجود نداشته باشد، آن را تخمین زد. به عنوان مثال ارتباط لاگ صوتی برشی و لاگ صوتی فشارشی در چاه‌هایی که هر دو لاگ موجود هستند. نوع دوم، رگرسیون خطی چندگانه^۳ (MLR) است. در این نوع رگرسیون یک

1. near Regression (LR)

2. Simple Linear Regression (SLR)

3. Multiple Linear Regression (MLR)

رگرسیون بردار پشتیبان^۳

مدل رگرسیون بردار پشتیبان که به SVR شناخته می‌شود، با استفاده از تابع کرنل^۴ مدل رگرسیونی قوی‌تری را ایجاد می‌کند (Steinwart and Christmann, 2008). تابع کرنل تابعی از فضای ورودی است. در این مقاله از تابع کرنل نوع خطی استفاده شده است. هدف از مدل بردار پشتیبان پیدا کردن خطی می‌باشد که بیشترین فضا (گستره بافر) بین دو مجموعه داده را دارا باشد. داده بعدی که مورد بررسی قرار می‌گیرد در صورت نزدیکی به هر کدام از این دسته‌ها برچسب همان مجموعه را به خود اختصاص خواهد داد. در صورت فاصله‌دار بودن از دو مجموعه داده قبل به عنوان مجموعه سوم شناسایی می‌شود. این مدل برای سه بعدی از حالت خطی خارج می‌شود.

K-نزدیک‌ترین همسایه^۵

این الگوریتم با برچسب‌گذاری نقطه‌ها و یافتن نزدیک‌ترین نقطه به آن یک مجموعه با تعداد مشخص (K) را ایجاد می‌کند. به عنوان مثال اگر اندازه K در مدل ۱۰ در نظر گرفته شود، مدل به این تعداد، نزدیک‌ترین نقطه‌های اطراف یک نقطه را در یک مجموعه قرار می‌دهد. در داده‌های عددی، مدل میانگین یا میان اعداد هر مجموعه را به عنوان مقدار کل این مجموعه که خود دیگر یک نقطه جدید است مشخص می‌کند. این مدل علاوه بر پیش‌بینی داده‌ها در خوشه‌بندی داده‌ها نیز بسیار موفق عمل می‌کند.

شبکه عصبی پرسپترون چند لایه^۶

این الگوریتم در واقع مجموعه‌ای از شبکه‌های عصبی مصنوعی است و حداقل دارای سه لایه گره شامل: یک لایه ورودی، یک لایه پنهان و یک لایه خروجی است. به جز گره‌های ورودی، هر گره یک نورون است و از یک تابع فعال‌سازی غیرخطی استفاده می‌کند. این رگرسیون با توجه به قدرت تمایز بالای آن برای داده‌هایی بسیار مفید است که به صورت خطی قابل تفکیک نیستند.

رابطه خطی بین چند نوع داده مستقل (به عنوان مثال در اینجا لاگ‌های DTC, NPHI, RHOB & GR) و یک داده وابسته (در اینجا DTS) مشخص می‌شود (معادله ۱) (Kuzmanovski and Aleksovaska, 2003).

$$y = a_0 + \sum_{i=1}^n a_i x_i \quad \text{معادله (۱)}$$

x و y به ترتیب داده‌های ورودی (وابسته) و پارامتر خروجی (مستقل)، a_i ضریب ورودی و a_0 عرض از مبدأ

رگرسیون جنگل تصادفی^۱

این روش یادگیری ماشین که توسط بریمان (Breiman, 2001) ارائه شد از تعداد زیادی درخت تصمیم‌گیری استفاده می‌کند تا یک مدل با چندین تصمیم‌گیری ایجاد کند. در مدل درخت تصمیم‌گیری تمامی داده‌ها به صورت یکجا استفاده می‌شوند، به این صورت که داده‌ها به بخش‌های زیادی تقسیم می‌شوند و هر بخش به صورت جداگانه و مستقل با مدل درخت تصمیم‌گیری ارزیابی می‌شوند. در نتیجه مدل، تعداد بسیار زیادی درخت (مدل) آموزش دیده ایجاد می‌شود، به همین علت این روش با عنوان جنگل تصادفی شناخته می‌شود. در نهایت جنگل تصادفی یک مجموعه داده یکسان را در تمامی درخت‌ها اجرا می‌کند. رایج‌ترین پیش‌بینی انجام شده توسط درخت‌ها به عنوان خروجی اصلی انتخاب می‌شود.

رگرسیون ارتقا یافته^۲

رگرسیون ارتقا یافته از ترکیب چندین روش برای تصحیح پیش‌بینی خود استفاده می‌کند. به این صورت که در ابتدا با مدل‌های بسیار ساده مانند میانگین داده‌ها، رگرسیون خطی و غیره شروع به پیش‌بینی می‌کند، سپس در هر مرحله با اضافه کردن مدل‌های دیگر، فاصله و خطای داده پیش‌بینی شده را از داده وابسته کاهش می‌دهد. بنابراین مدل نهایی، یک مدل قدرتمند می‌باشد و می‌تواند الگوهایی که بعضی از مدل‌ها نمی‌توانند تشخیص دهند، بررسی و پیدا کند. در نتیجه در مطالعاتی که تعداد داده‌ها بسیار زیاد هستند و روابط غیرخطی دارند کارایی بالایی دارد.

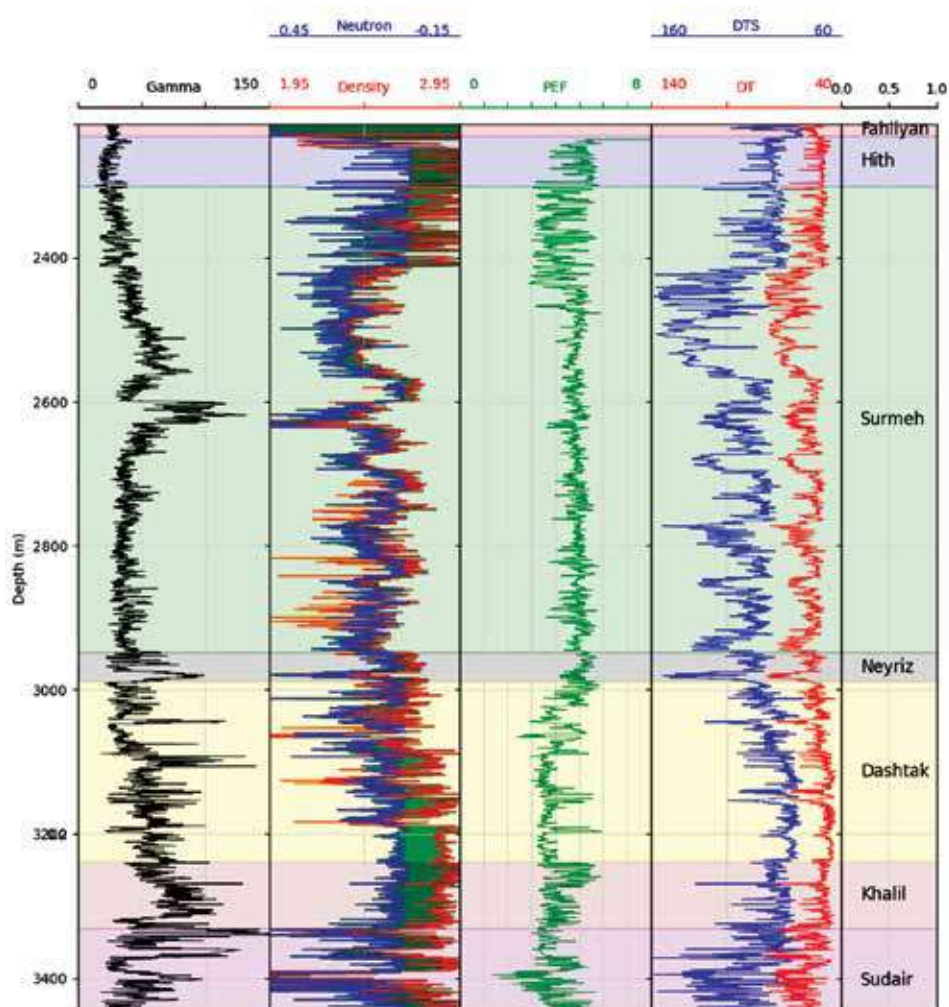
1. Random forest
2. Gradient boosting regressor
3. Support vector regressor
4. Kernel
5. K neighbors regressor
6. MLP Regressor

بحث

آماده‌سازی داده‌ها

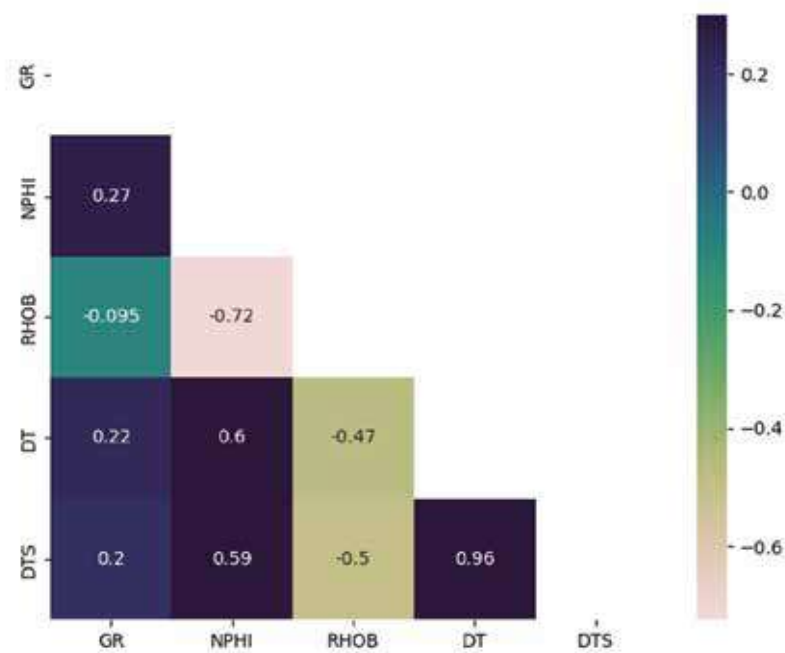
(لاگ صوتی برشی) قرابت داشته باشند. برای این هدف از ضریب همبستگی (CC) استفاده شده و همیشه بین منفی یک و مثبت یک می‌باشد به صورتی که هر مقدار به منفی یک نزدیک‌تر باشند، نشان‌دهنده رابطه معکوس قوی‌تر و هر مقدار به مثبت یک نزدیک باشند نشان‌دهنده رابطه مستقیم قوی‌تری می‌باشند. ضریب همبستگی صفر نیز نداشتن ارتباط بین داده‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۳). در نهایت، لاگ‌های انتخاب شده برای استفاده در مدل‌های یادگیری ماشین، شامل لاگ‌های گاما، نوترون، دانسیته، صوتی فشارشی به‌عنوان ورودی و صوتی برشی به‌عنوان خروجی هدف می‌باشند.

برای به دست آوردن مدل پیش‌بینی قابل اعتماد، پیش پردازش داده‌ها برای شناسایی بازه‌ها و لاگ‌های مورد استفاده دارای اهمیت می‌باشد. در این میدان تنها یک چاه دارای لاگ صوتی برشی (۱۴۰۰ متر) می‌باشد (بخش بالایی چاه شماره A). داده‌ها در قالب فایل LAS مورد استفاده قرار گرفتند. برای انتخاب لاگ، باید لاگ‌هایی انتخاب شوند که بیشترین تاثیر ذاتی را در مقادیر لاگ صوتی برشی داشته باشند و همچنین این لاگ‌ها در تمامی چاه‌های آموزشی و هدف وجود داشته باشند. بالا و پایین لاگ‌های مختلف مشخص شد و بازه‌های بدون داده حذف شد (شکل ۲). همچنین باید این لاگ‌ها از منظر ریاضیاتی با لاگ هدف



شکل ۲. لاگ‌های انتخاب شده برای آموزش مدل‌های یادگیری ماشین

تخمین لاگ صوتی برشی با استفاده از روش‌های یادگیری ماشین، و مقایسه با داده‌های حاصل از مغزه ...



شکل ۳. ضریب همبستگی بین لاگ‌های موجود

کمتر باشد، روش استفاده شده می‌تواند منجر به نتیجه‌های تخمین لاگ بهتری شود. با توجه به تعداد داده‌های حذف شده که در جدول ۱ آورده شده است، روش‌های انحراف معیار و حداقل کوواریانس دارای کمترین داده حذف شده هستند. در ادامه، نمودارهای باکس پلات رسم شد (شکل ۴). با توجه به تعداد داده‌های حذف شده، نمودار باکس پلات رسم شده و همچنین تخمین اولیه لاگ صوتی، در این مقاله برای نرمال‌سازی داده‌ها از روش انحراف معیار استفاده شده است.

برای حذف تاثیر اندازه یا واحد داده‌ها و یکسان‌سازی آنها، روش‌های متفاوتی برای نرمال‌سازی مورد استفاده قرار گرفت. هدف از بررسی این روش‌ها انتخاب بهترین روش ریاضیاتی برای نرمال کردن داده‌ها می‌باشد. روش‌های مورد استفاده شامل انحراف معیار، جنگل انزوا، حداقل کوواریانس و فاکتور پرتی می‌باشند. برای انتخاب روش نرمال‌سازی دو ویژگی مورد بررسی قرار گرفت. هر یک از این روش‌ها برای نرمال‌سازی داده‌ها نیاز به حذف داده‌های پرت دارند. بنابراین هر مقدار که تعداد این داده‌های حذف شده

جدول ۱. تعداد داده‌های باقیمانده از لاگ‌های انتخابی بعد از اعمال روش‌های نرم‌سازی مختلف

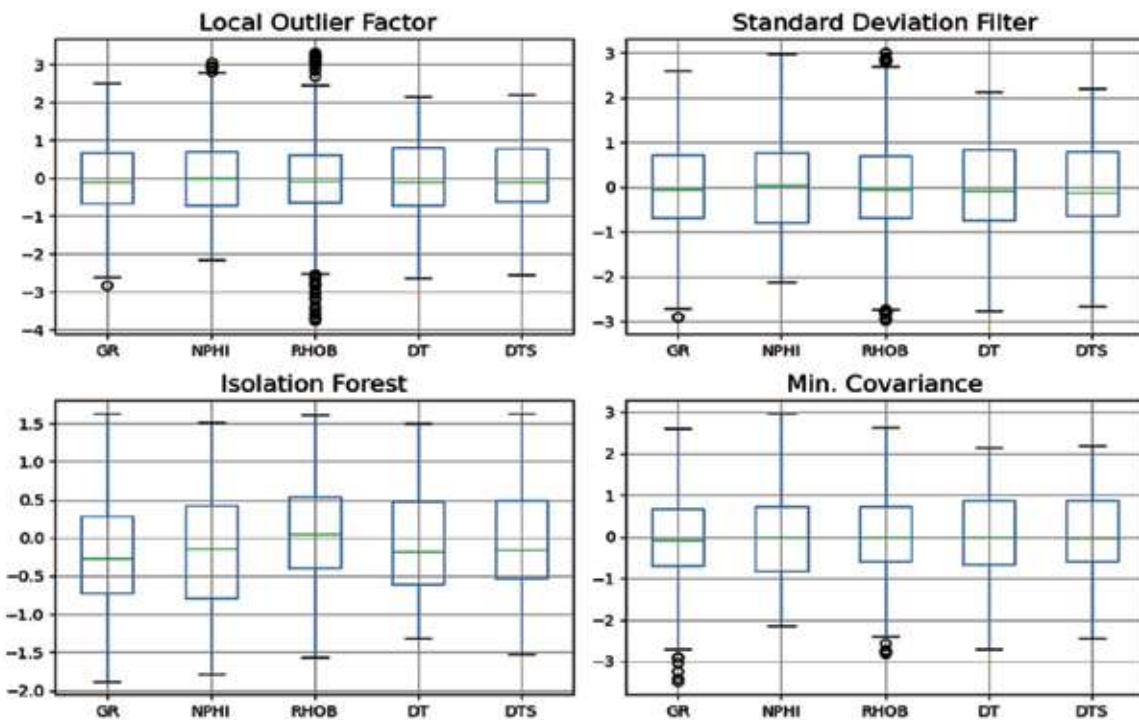
| لاگ‌های اولیه | Standard Deviation | Min. Covariance | Isolation Forest | Outlier Factor |
|---------------|--------------------|-----------------|------------------|----------------|
| 4003 | 3984 | 3602 | 2002 | 2802 |

توسعه مدل

خطا^۳ (معادله ۴) نیز برای تمامی مدل‌ها محاسبه و بهترین مدل برای ادامه کار انتخاب شد (جدول ۲). مقدار اندیس ارزیابی بین صفر و یک می‌باشد و هر مقدار که عدد حاصله

برای تعیین درستی عملکرد مدل‌های معرفی شده، داده‌های حاوی لاگ صوتی برشی به دو بخش تقسیم شدند. بخش اول شامل ۷۰ درصد داده‌ها با هدف آموزش مدل و بخش ۳۰ درصدی با هدف تست مدل آموزش دیده تقسیم شد. همچنین مقادیر اندیس ارزیابی^۱ (R^2) (معادله ۲)، میانگین مربعات خطا^۳ (معادله ۳) و ریشه میانگین مربع‌های

1. Coefficient of determination
2. Mean squared error (MSE)
3. RMSE



شکل ۴. نمودار باکس پلات داده‌ها بعد از نرمال‌سازی

موجود و لاگ صوتی برشی تخمین زده شده را برای تمامی روش‌ها نشان داده است. همچنین مقادیر اندیس ارزیابی و ریشه میانگین مربعات خطا برای تمامی روش‌ها محاسبه شد (جدول ۲).

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - y'_i)^2}{\sum_{i=1}^n y_i^2 - \frac{\sum_{i=1}^n y_i'^2}{n}} \quad \text{معادله (۲)}$$

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - y'_i)^2 \quad \text{معادله (۳)}$$

$$RMSE = \sqrt{MSE} \quad \text{معادله (۴)}$$

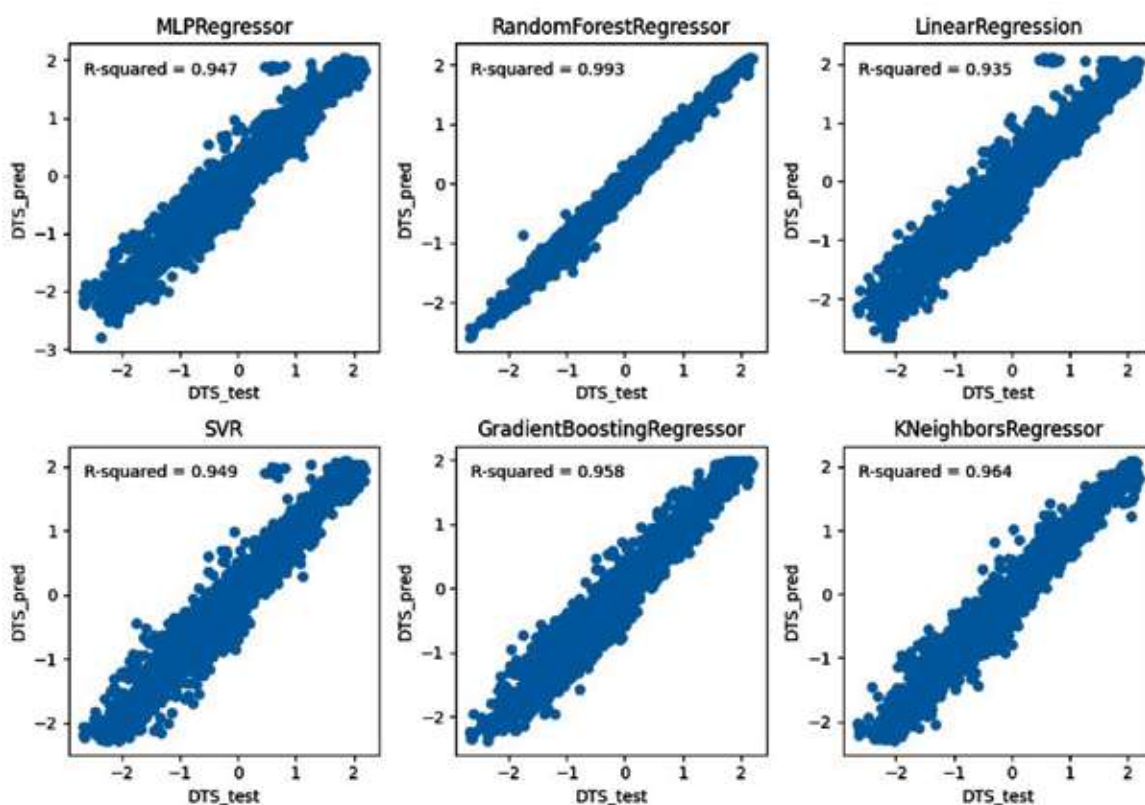
y_i مقدار اندازه‌گیری شده، y'_i مقدار پیش‌بینی شده

به یک نزدیک‌تر باشد نشان‌دهنده همبستگی بالاتر داده‌ها می‌باشد. میانگین مربع‌های خطا تفاوت بین مقدار اصلی و مقدار تخمین زده شده را برآورد می‌کند و هرچه این مقدار به صفر نزدیک‌تر باشد، نشان‌دهنده میزان خطای محاسباتی کمتر می‌باشد. ولی ریشه میانگین مربعات خطا رابطه معکوسی با همبستگی دارد، به این صورت که مقادیر پایین نشان‌دهنده همبستگی بالاتر هستند. بر این اساس روش‌های مختلف یادگیری ماشین معرفی شده در بخش قبلی مورد استفاده قرار گرفت و لاگ صوتی برشی تخمین زده شده است. شکل ۵ نمودار پلات لاگ صوتی برشی

جدول ۲. مقادیر اندیس ارزیابی و ریشه میانگین مربعات خطا برای مدل‌های مختلف

| Index | MLP Regressor | Random Forest Regressor | Linear Regression | SVR | Gradient Boosting Regressor | K Neighbors Regressor |
|-----------|---------------|-------------------------|-------------------|-------|-----------------------------|-----------------------|
| R-squared | ۰٫۹۵ | ۰٫۹۹ | ۰٫۹۴ | ۰٫۹۵ | ۰٫۹۶ | ۰٫۹۶ |
| RMSE | ۰٫۲۲۸ | ۰٫۰۸۷ | ۰٫۲۵۶ | ۰٫۲۲۶ | ۰٫۲۰۵ | ۰٫۱۸۸ |
| MSE | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۴ |

تخمین لاگ صوتی برشی با استفاده از روش‌های یادگیری ماشین، و مقایسه با داده‌های حاصل از مغزه ...



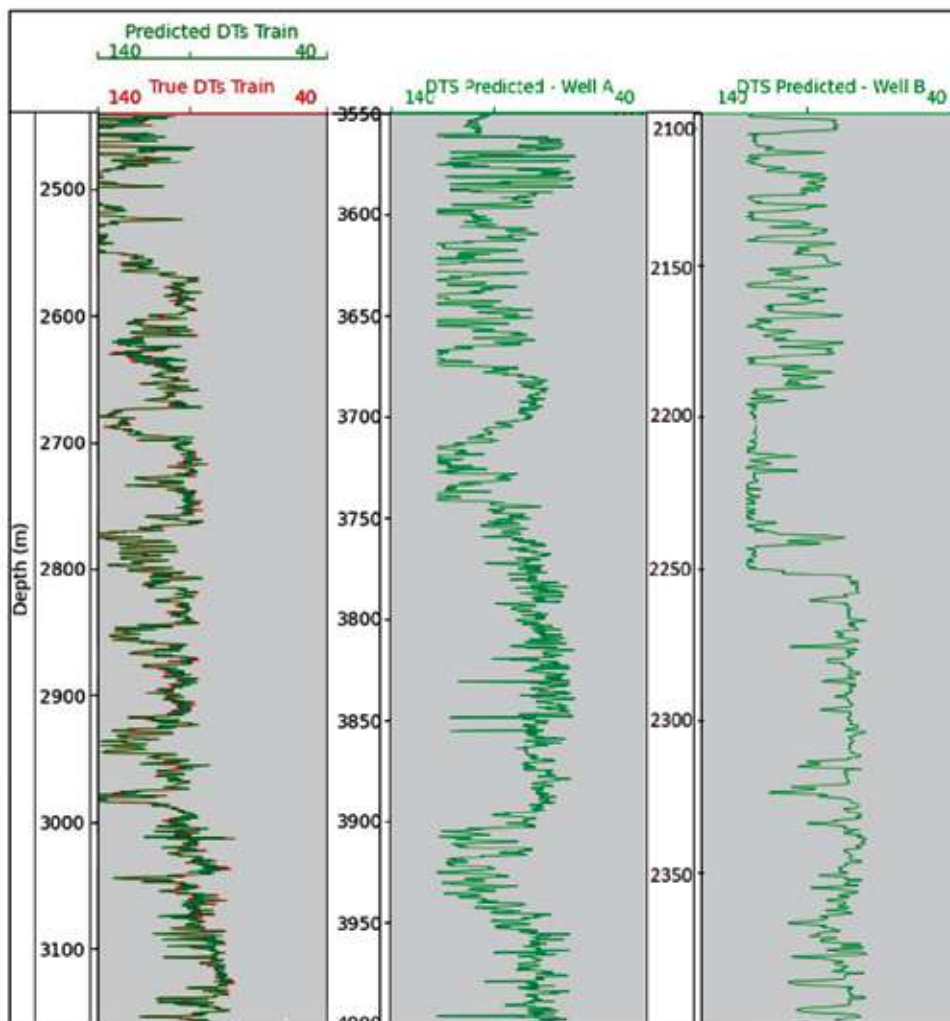
شکل ۵. نمودار کراس پلات لاگ‌های صوتی برشی تخمین زده شده از روش‌های یادگیری ماشین در مقابل داده‌های لاگ صوتی برشی اصلی (ثبت شده در چاه)

هایپیرامترها از تابع GridSearchCV استفاده شد. این تابع با جستجوی گسترده در شبکه داده‌ها، بهترین پارامترها را برای مدل انتخاب می‌کند. هایپیرامترهای به دست آمده از تابع GridSearchCV شامل 'max_depth': 40، 'min_samples_split': 5 و 'min_samples_leaf': 5 می‌باشند. اندیس ارزیابی در این حالت برابر ۰/۹۸ و RMSE برابر ۰/۱۸ می‌باشد. بنابراین از این مدل نهایی برای تخمین لاگ‌های صوتی برشی استفاده شد. شکل ۵ سمت چپ لاگ صوتی برشی تخمین زده شده در بخش داده‌های تست در کنار لاگ صوتی برشی اولیه همان بازه را نشان می‌دهد. همچنین در شکل ۶ لاگ‌های صوتی برشی تخمین زده شده سازندهای کنگان-دالان در چاه A و B نشان داده شده است.

بر اساس نتیجه‌های حاصل در جدول ۲ مدل رگرسیونی جنگل تصادفی دارای بالاترین مقدار اندیس ارزیابی (۰/۹۹) و کمترین مقدار ریشه میانگین مربعات خطا (۰/۰۹)، و رگرسیون خطی چندگانه دارای کمترین مقدار اندیس ارزیابی (۰/۹۴) با بیشترین مقدار برای ریشه میانگین مربعات خطا (۰/۲۶) بود. بنابراین مدل جنگل تصادفی برای ادامه محاسبات انتخاب شد. مدل انتخاب شده در بخش داده‌های تست نیز با دقت ۹۸ درصد لاگ صوتی برشی را تخمین زد و نشان دهنده دقت بالای مدل می‌باشد.

در ادامه برای کاهش حداقل خطا و دوری از خطای کلیت بخشی^۱ یا بیش برآزش^۲ داده‌ها که در زمان خیلی پیچیده بودن یا ساده بودن مدل به وجود می‌آید، از هایپیرامترها برای بهینه کردن مدل استفاده شد. برای تعیین مقادیر بهینه

1. Generalization
2. Overfitting



شکل ۶. لاگ‌های صوتی برشی تخمین زده شده در بخش آموزش چاه A، مقایسه لاگ صوتی برشی در داده‌های تست با لاگ صوتی برشی تخمین زده شده در همان بازه و لاگ‌های تخمین زده شده سازندهای دالان و کنگان در چاه‌های A و B

مقایسه لاگ تخمین زده شده با داده‌های مغزه

برشی نیاز است، این داده‌ها به واحد میکروثانیه بر فوت برگردانده شوند. بعد از انجام این تغییرات داده‌های حاصل از مغزه بر روی لاگ صوتی برشی تخمین زده شده پلات شد (شکل ۷). شکل ۷ نشان می‌دهد روش مورد استفاده (تخمین لاگ صوتی برشی بر اساس مدل جنگل تصادفی)، کارایی بسیار خوبی برای تخمین لاگ صوتی برشی از خود نشان می‌دهد. توزیع دوبعدی داده‌های حاصل از مغزه و داده‌های تخمین زده شده مقدار اندیس ارزیابی ۰/۹۶ را نشان می‌دهد، با توجه به تعداد کم داده‌های مغزه، نتیجه

برای صحت‌سنجی داده‌های لاگ‌های صوتی برشی به‌دست آمده در چاه‌های جدید، نیاز به مقایسه با داده‌های صوتی حاصل از مغزه در همان بازه می‌باشد. برای این منظور پارامترهای سرعت مغزه‌ها با استفاده از روش تست التراسونیک^۱ محاسبه شده‌اند (جدول ۳). در این مطالعه از داده‌های ۱۰ پلاگ برای اندازه‌گیری سرعت برشی و فشارشی با ضخامت ۲۲ میلی‌متر با استاندارد ASTM-D2845-83 (1985) برای ارزیابی سرعت موج‌های الاستیک مورد استفاده قرار گرفته است. واحد داده‌های سرعت موج برشی حاصله، متر بر ثانیه می‌باشد. بنابراین برای مقایسه با داده‌های صوتی

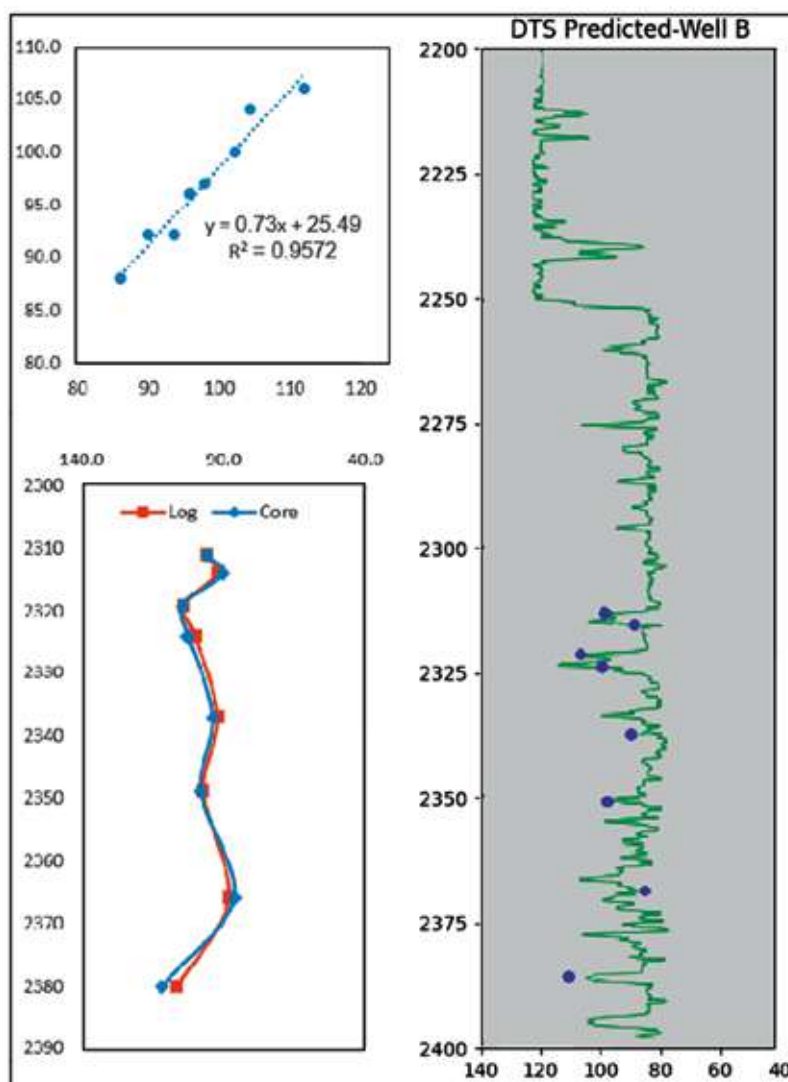
1. Ultrasonic

تخمین لاگ صوتی برشی با استفاده از روش‌های یادگیری ماشین، و مقایسه با داده‌های حاصل از مغزه ...

قابل قبولی می‌باشد. بنابراین می‌توان از این روش در تمامی استفاده کرد و لاگ صوتی برشی را تخمین زد. چاه‌های این میدان که داده لاگ صوتی برشی وجود ندارد،

جدول ۳. داده‌های سرعت موج برشی و فشارشی حاصله از مغزه در سازندهای دالان و کنگان در چاه B

| Sample No. | Depth | Length (mm) | Density (g/cc) | Time (μ s) | Vp (m/s) | Vs (m/s) | DTs (μ s / f) | DTs-esti (μ s / f) |
|------------|-------|----------------|-------------------|--------------------|-------------|-------------|-----------------------|----------------------------|
| ۱ | ۲۳۱۱ | ۸۶٫۵ | ۲٫۹۷ | ۱۴٫۵ | ۵۹۶۶ | ۳۱۷۸ | ۹۶ | ۹۶٫۰ |
| ۲ | ۲۳۱۴ | ۸۸ | ۲٫۹۸ | ۱۴٫۷ | ۵۹۸۶ | ۳۳۸۹ | ۹۰ | ۹۲٫۰ |
| ۳ | ۲۳۱۹ | ۹۱ | ۲٫۹۵ | ۱۷٫۸ | ۵۱۱۲ | ۲۹۱۹ | ۱۰۴ | ۱۰۴٫۰ |
| ۴ | ۲۳۲۴ | ۸۱٫۵ | ۲٫۹۲ | ۱۶ | ۵۰۹۴ | ۲۹۸۰ | ۱۰۲ | ۱۰۰٫۰ |
| ۵ | ۲۳۳۷ | ۸۶ | ۲٫۹۴ | ۱۴٫۱ | ۶۰۹۹ | ۳۲۵۱ | ۹۴ | ۹۲٫۰ |
| ۶ | ۲۳۴۹ | ۹۲ | ۲٫۷۲ | ۲۰٫۹ | ۴۴۰۲ | ۳۱۰۲ | ۹۸ | ۹۷٫۰ |
| ۷ | ۲۳۶۶ | ۸۶ | ۲٫۸۹ | ۱۳٫۴ | ۶۴۱۸ | ۳۵۴۰ | ۸۶ | ۸۸٫۰ |
| ۸ | ۲۳۸۰ | ۹۰ | ۲٫۶۹ | ۲۰٫۳ | ۴۴۳۳ | ۲۷۱۱ | ۱۱۲ | ۱۰۶٫۰ |



شکل ۷. A) توزیع دوبعدی زمان عبور موج برشی تخمین زده شده با نتیجه‌های اندازه‌گیری شده آزمایشگاهی، B و C) پلات داده‌های صوتی برشی حاصل از مغزه بر روی لاگ صوتی برشی تخمین زده شده در چاه B

Science and Engineering, 175, 407-429. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2018.12.054>

- Breiman, L., 2001. Random forests. *Machine learning*, 45(1), 5-32. Doi: <https://doi.org/10.1023/A:1010933404324>

- Eskandari, H., Rezaee, M.R. and Mohammadnia, M., 2004. Application of multiple regression and artificial neural network techniques to predict shear wave velocity from wireline log data for a carbonate reservoir South-West Iran. *CSEG recorder*, 42, 40-48.

- Fjaer, E., Holt, R.M., Horsrud, P. and Raaen, A.M., 2008. *Petroleum Related Rock Mechanics*. Elsevier Science Publisher: Amsterdam, The Netherlands.

- Forkuor, G., Hounkpatin, O.K., Welp, G. and Thiel, M., 2017. High resolution mapping of soil properties using remote sensing variables in south-western Burkina Faso: a comparison of machine learning and multiple linear regression models. *PloS one*, 12(1), p.e0170478. Doi: <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0170478>

- Goldberger, A.S., 1962. Best linear unbiased prediction in the generalized linear regression model. *Journal of the American Statistical Association*, 57(298), 369-375. Doi: <https://doi.org/10.1080/01621459.1962.10480665>

- Heiat, A., 2002. Comparison of artificial neural network and regression models for estimating software development effort. *Information and software Technology*, 44(15), 911-922. Doi: [https://doi.org/10.1016/S0950-5849\(02\)00128-3](https://doi.org/10.1016/S0950-5849(02)00128-3)

- McGregor, A., Hall, M., Lorier, P. and Brunskill, J., 2004. Flow clustering using machine learning techniques. In *Passive and Active Network Measurement: 5th International Workshop, PAM 2004, Antibes Juan-les-Pins, France, April 19-20, 2004*. Proceedings 5, 205-214. Springer Berlin Heidelberg.

- Rajabi, M., Bohlooli, B. and Ahangar, E.G., 2010. Intelligent approaches for prediction

نتیجه‌گیری

لاگ صوتی برشی به دلیل هزینه بالا و زمان نمودارگیری در چاه‌های محدودی گرفته می‌شود. این لاگ در تفاسیر پتروفیزیکی، ساخت مدل‌های پایداری دیواره چاه و مدل‌سازی‌های ژئومکانیکی از اهمیت بالایی برخوردار است. مطالعه حاضر به تخمین لاگ صوتی برشی از لاگ‌های پتروفیزیکی معمول با استفاده از روش‌های یادگیری ماشین پرداخته است. آماده‌سازی و نرمال‌سازی داده‌ها در انجام روش‌های یادگیری ماشین اهمیت بالایی دارد. در این مطالعه برای این منظور از روش‌های مختلفی استفاده شد. نرمال‌سازی با روش انحراف معیار بهترین نتیجه‌ها با کمترین داده حذف شده را نشان داد. این مطالعه نشان داد برای تخمین لاگ صوتی برشی در چاه‌های نفت، استفاده از مدل‌های یادگیری ماشین بر پایه تصمیم‌گیری مانند جنگل تصادفی بهترین نتیجه‌ها را خواهد داد. مقایسه نتیجه‌ها در این مطالعه نشان داد روش رگرسیون جنگل تصادفی کارایی بهتری نسبت به دیگر روش‌های مورد استفاده دارد (با قدرت تخمین بالای ۹۸ درصد). بنابراین از این روش برای محاسبات استفاده شد. در این روش اندیس ارزیابی برای داده‌های آموزش و همچنین داده‌های تست ۹۸ درصد بود. همچنین برای صحت‌سنجی، لاگ‌های تخمین زده شده با داده‌های سرعت حاصل از مغزه مقایسه شد و نتایج نشان‌دهنده قرابت بالای این داده‌ها ($R^2=0.96$) می‌باشد.

منابع

- Akhundi, H., Ghafouri, M. and Lashkaripour, G.R., 2014. Prediction of shear wave velocity using artificial neural network technique, multiple regression and petrophysical data: A case study in Asmari reservoir (SW Iran). *Open Journal of Geology*, 4, 303-313. Doi: <https://doi.org/10.4236/ojg.2014.47023>

- Anemangely, M., Ramezanzadeh, A. and Behboud, M.M., 2019. Geomechanical parameter estimation from mechanical specific energy using artificial intelligence. *Journal of Petroleum*

- of compressional, shear and Stoneley wave velocities from conventional well log data: A case study from the Sarvak carbonate reservoir in the Abadan Plain (Southwestern Iran). *Computers & Geosciences*, 36(5), 647-664. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2009.09.008>
- Ramcharitar, K. and Hosein, R., 2016, June. Rock Mechanical Properties of Shallow Unconsolidated Sandstone Formations. Paper presented at the SPE Trinidad and Tobago Section Energy Resources Conference, Port of Spain, Trinidad and Tobago. Doi: <https://doi.org/10.2118/180803-MS>
- Hosseini, Z., Gharechelou, S., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Kadkhodaie-Ilkhchi, A., and Zeinali, M., 2021, Shear wave velocity estimation utilizing statistical and multi-intelligent models from petrophysical data in a mixed carbonate-siliciclastic reservoir, SW Iran. *Iranian Journal of Oil and Gas Science and Technology*, 10(1), 15-39. doi: <https://10.22050/ijogst.2020.241095.1556>
- Steinwart, I. and Christmann, A., 2008. *Support vector machines*. Springer Science and Business Media.
- Tariq, Z., Elkatatny, S.M., Mahmoud, M.A., Abdulraheem, A., Abdelwahab, A.Z. and Woldeamanuel, M., 2017, June. Estimation of Rock Mechanical Parameters Using Artificial Intelligence Tools. In *ARMA US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium (ARMA-2017)*. ARMA.
- Tixier, M.P., Loveless, G.W. and Anderson, R.A., 1975. Estimation of formation strength from the mechanical-properties log (includes associated paper 6400). *Journal of Petroleum Technology*, 27(03), 283-293. Doi: <https://doi.org/10.2118/4532-PA>
- Xu, Y., Zhang, H. and Guan, Z., 2021. Dynamic characteristics of downhole bit load and analysis of conversion efficiency of drill string vibration energy. *Energies*, 14(1), 229. Doi: <https://doi.org/10.3390/en14010229>
- Zou, X., 2019. Application of machine learning in shear wave prediction of jiaoshiba shale gas horizontal well. *Jiangan Petroleum Science and Technology*, 29(4), 16-22.
- Kuzmanovski, I. and Aleksovska, S., 2003. Optimization of artificial neural networks for prediction of the unit cell parameters in orthorhombic perovskites. Comparison with multiple linear regression. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, 67(2), pp.167-174.

الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در پهنه‌های دگرسان و کانه‌دار کانسار لخشک (پهنه زمین درز سیستان)

نسیم حیدریان دهکردی^۱، شجاع‌الدین نیرومند^۲ و حسینعلی تاج‌الدین^۳

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی محیطی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی، جهاد دانشگاهی

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۱۱/۲۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۱/۲۰

چکیده

کانسار لخشک در بخش جنوب‌غربی پهنه زمین‌درز سیستان و در ۲۸ کیلومتری شمال‌غربی زاهدان واقع است. واحدهای سنگی رخنمون یافته شامل توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی و دایک‌های داسیتی-ریولیتی با سن الیگوسن و کالک‌شیست و کوارتز شیست با سن ائوسن هستند که در حد رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند. این مجموعه تحت تأثیر پهنه برشی با روند شمال‌شرق-جنوب‌غرب دگرریخت شده است. ترکیب توده‌های نفوذی براساس نمودارهای سنگ‌شناسی در محدوده گرانودیوریت قرار می‌گیرد. براساس مطالعات پتروگرافی، کانی‌های تشکیل‌دهنده توده‌های نفوذی شامل کوارتز، آلکالی فلدسپات، پلاژیوکلاز، بیوتیت، سربیسیت، مسکویت، اکسیدهای آهن و کلسیت است. از مهم‌ترین انواع دگرسانی‌ها می‌توان به دگرسانی‌های سربیسیتی، سولفیدی، سیلیسی و کربناتی اشاره کرد. بررسی الگوهای پراکندگی عناصر نادر خاکی در نمونه‌های پهنه برشی، نشان‌دهنده غنی‌شدگی REE در بخش‌های مرکزی پهنه برشی (درجات شدید دگرسانی و دگرشکلی) نسبت به واحدهای کمر بالا و کمر پایین (درجات ضعیف دگرسانی و دگرشکلی) پهنه برشی است. الگوی پراکندگی این عناصر شامل غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE است که می‌توان آن را به دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیست سبز و چرخش سیالات CO_2 و SO_4^{2-} در پهنه برشی لخشک نسبت داد. علاوه بر آن، وجود بی‌هنجاری‌های Eu مثبت و منفی در پهنه برشی نشان‌دهنده دو مرحله دگرسانی متفاوت است. دگرسانی ضعیف تا متوسط که به ایجاد بی‌هنجاری Eu مثبت منجر شده است و دگرسانی پیشرفته که سبب تجزیه شدید پلاژیوکلاز به‌عنوان منبع اصلی Eu و بی‌هنجاری Eu منفی شده است.

واژه‌های کلیدی: بی‌هنجاری Eu، پهنه برشی، عناصر نادر خاکی، لخشک.

مقدمه

مشخصه‌ها، نوع دگرسانی و ویژگی‌های کانی‌زایی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. براین اساس، طبقه‌بندی‌های مختلفی برای انواع تیپ کانسارهای طلا ارائه شده است

تقسیم‌بندی انواع کانسارهای طلا با توجه به تنوع زمان، خاستگاه و محیط تکتونیکی، نوع سنگ میزبان،

* نویسنده مرتبط: niroomand@ut.ac.ir

لخشک از نوع کوهزایی و مرتبط با پهنه برشی شکن-شکل پذیر است (حیدریان دهکردی و همکاران، ۱۴۰۱). به‌طور کلی، واکنش سیال-سنگ دیواره در طی تکامل پهنه برشی منجر به رخداد تغییراتی در شیمی عناصر اصلی می‌شود (Robert et al., 1997). بر مبنای نظر رولند و همکاران (Rolland et al., 2003)، تحرک عناصر REE در پهنه‌های برشی نیازمند در نظر گرفتن تعادل کانی‌شناسی میان سیال و کانی‌های سری REE و نقش pH، دما، شرایط اکسایش-کاهش و حضور لیگاندها در سیال است. ته‌نشینی و انحلال کانی‌های REE دار گوناگون در مراحل مختلف تکامل پهنه برشی نشان‌دهنده تغییرات در شیمی سیال طی تکامل این پهنه‌ها است. در این پژوهش جایگاه زمین‌ساختی محدوده، تعیین سری ماگمایی سنگ‌های توده نفوذی و تاثیر دگرسانی و دگرشکلی و جریان سیال بر پایداری REE در طی توسعه پهنه برشی، تحت شرایط دگرگونی در حد رخساره شیست سبز مورد بررسی قرار خواهند گرفت.

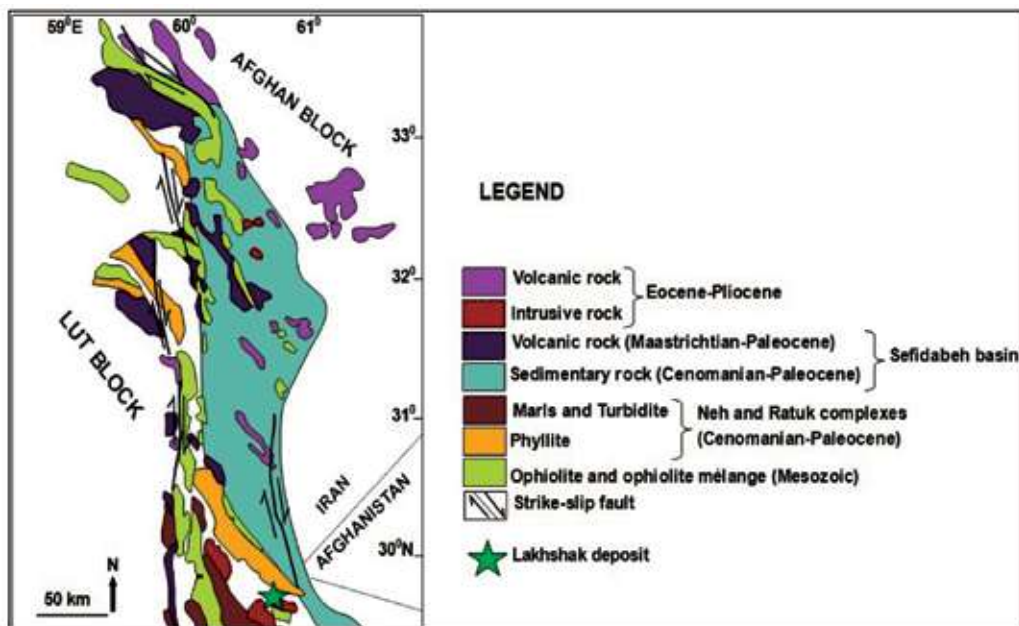
زمین‌شناسی ناحیه‌ای

گستره مورد مطالعه به لحاظ ساختاری در بخش جنوب‌غربی پهنه زمین‌درز سیستان واقع شده است (شکل ۱). این پهنه بخشی از کمربند فلزایی آلپ-همیالیا و یک پهنه فلزایی جوان و مهم واقع در جنوب شرق ایران و بین دو بلوک لوت و افغان است که متشکل از واحدهای فلیشی، افیولیت‌ها، توده‌های گرانیتوئیدی و کانسارهای مهم آنتیموان و طلا-آنتیموان است (شکل ۱). تیروول و همکاران (Tirru et al., 1983)، پهنه زمین‌درز سیستان را متشکل از دو مجموعه افیولیتی رتوک در شرق، نه در غرب و حوضه سفیدابه معرفی کردند (شکل ۱). به دنبال فرورانش و بسته شدن یکی از شاخه‌های اقیانوس نئوتتیس (اقیانوس سیستان) و برخورد صفحه عربی و اوراسیا این پهنه شکل گرفته است. تحولات نئوتتیس به‌صورت فرورانش، دگرگونی ناحیه‌ای، ماگماتیسیم، تکتونیک تصادمی و ایجاد پهنه‌های برشی تظاهر یافته است (Camp and Griffis, 1982). سیستم درزه‌ها، شکستگی‌ها، گسل‌ها، دگرشیمی‌ها و دگرشکلی‌های این پهنه متأثر از حرکات کوهزایی کاتانگایی و

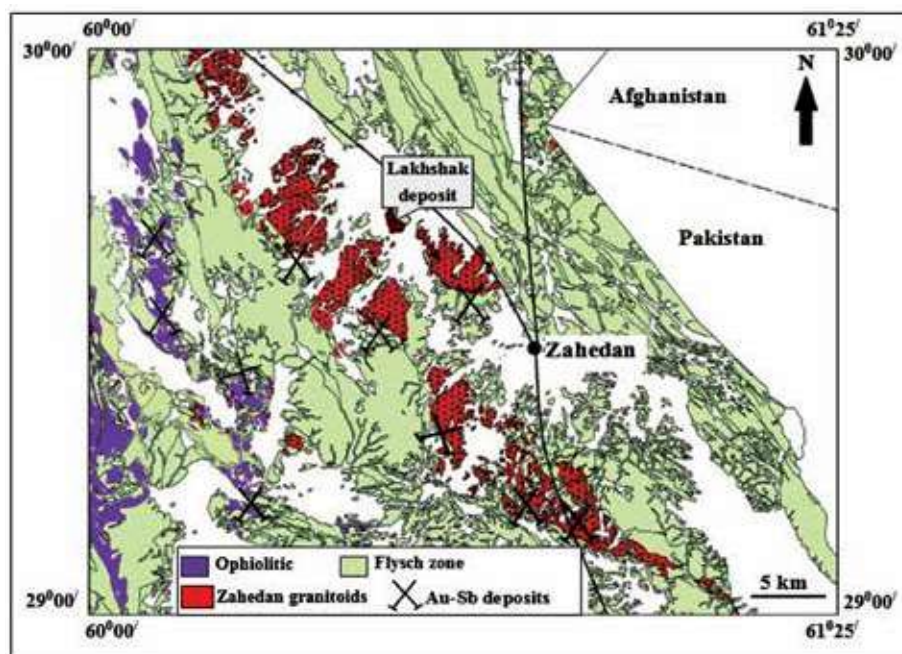
که شاخص‌ترین آنها شامل تقسیم‌بندی رابرت و همکاران (Robert et al., 1997; 2007) و کریچ و همکاران (Kerrich et al., 2000) است. در طبقه‌بندی ارائه شده توسط کریچ و همکاران (Kerrich et al., 2005)، کانسارهای طلا بر مبنای شرایط فیزیکی-شیمیایی سیالات کانه‌زا، نوع کانه‌ها، انواع دگرسانی و عمق شکل‌گیری کانسارها به شش گروه شامل کانسارهای طلا-نقره تیپ اپی‌ترمال، طلای کارلین، طلای تیپ کوهزایی، اکسید آهن-مس-طلا، مس-طلا، پورفیری و سولفید توده‌ای غنی از طلا با میزبان آتشفشانی طبقه‌بندی شدند. در تقسیم‌بندی رابرت و همکاران (Robert et al., 1997; 2007)، کانسارهای طلا را می‌توان به انواع کانسارهای طلای مرتبط با توده‌های نفوذی احیایی (کانسار طلای همراه با سنگ میزبان رسوبی)، تیپ پلاسری، تیپ کارلین، تیپ سولفید توده‌ای غنی از طلا، طلای مرتبط با توده‌های نفوذی اکسیدان (طلای اپی‌ترمال، پورفیری، اسکارن) و طلای مرتبط با کوهزایی در کمربندهای گرینستونی (طلای کوهزایی) تقسیم کرد. بر مبنای نظرات گلدفارب و همکاران (Goldfarb et al., 2005) و گرووز و همکاران (Groves et al., 1998)، کانسارهای طلای تیپ کوهزایی و مرتبط با پهنه برشی، در مراحل پایانی فاز کوهزایی شکل می‌گیرند. این کانسارها به دنبال فرایندهای دگرشکلی فشارشی به ترافشارشی در حاشیه صفحات همگرا در کوهزایی‌های برخوردی (برخورد صفحات قاره‌ای-قاره‌ای) و افزایشی (برخورد صفحات اقیانوسی-قاره‌ای) شکل گرفته‌اند (Groves et al., 2005). سنگ میزبان در این تیپ از کانسارها در حد رخساره شیست سبز دگرگون شده است. از ویژگی‌های شاخص این کانسارها می‌توان به مجموعه دگرسانی‌های سرپسیتی-کربناتی-سیلیسی و سولفیدی، دگرگونی در حد رخساره شیست سبز، شوری و حجم سولفید پایین، ارتباط با ساختارهای کششی-فشارشی و سیال کانه‌دار غنی از CO₂ اشاره کرد (Goldfarb et al., 2014). با توجه به اینکه این کانسارها در کمربندهای حاشیه فعال قاره‌ای شکل می‌گیرند، پهنه زمین‌درز سیستان میزبان خوبی برای این تیپ از کانسارها می‌باشد. مطالعات انجام شده نشان داد که کانسار طلای

حاشیه فرورانش قاره‌ای است که می‌تواند پتانسیل میزبانی کانسارهای طلای تیپ کوهزایی را دارا باشد (نیرومند، ۱۳۹۷؛ Heydarihan Dehkordi et al., 2022). لخشک یکی از کانسارهای مهم طلا-آنتیموان است که موقعیت قرارگیری آن به همراه واحدهای فلیشی، افیولیت‌ها و توده‌های گرانیتوئیدی در شکل ۲ ارائه شده است.

سیمین است (Agard et al., 2011). پهنه سیستان یکی از جوان‌ترین پهنه‌های ساختاری ایران است که سنگ‌های قدیمی‌تر از کرتاسه در آن رخمون ندارند (Fotoohi Rad et al., 2005، بومری و همکاران، ۱۳۹۷) و میزبان بسیاری از کانسارهای فلزات پایه و طلا-آنتیموان است. این پهنه از نظر زمین‌شناسی، ساختاری و ژئودینامیکی، منطبق بر



شکل ۱. نقشه موقعیت قرارگیری بلوک‌های قاره‌ای و زیرشاخه‌های پهنه زمین‌دز سیستان شامل مجموعه برافزایشی رتوک، نه و رسوبات حوضه سفیدابه (modified after Tirrul et al., 1983. Fotoohi Rad et al., 2009)

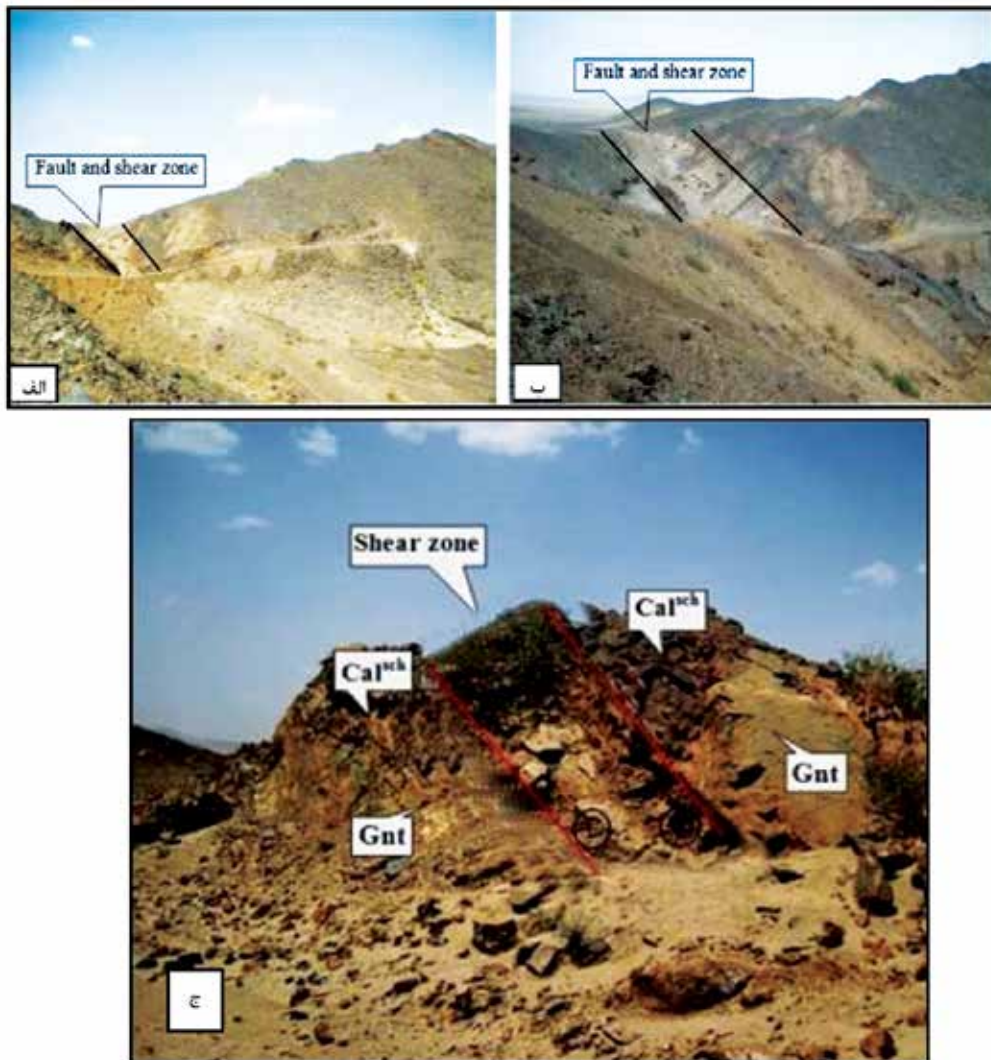


شکل ۲. موقعیت قرارگیری واحدهای فلیشی، افیولیت‌ها، توده‌های گرانیتوئیدی و کانسارهای مهم آنتیموان و طلا-آنتیموان زاهدان (Biabangard et al., 2019)

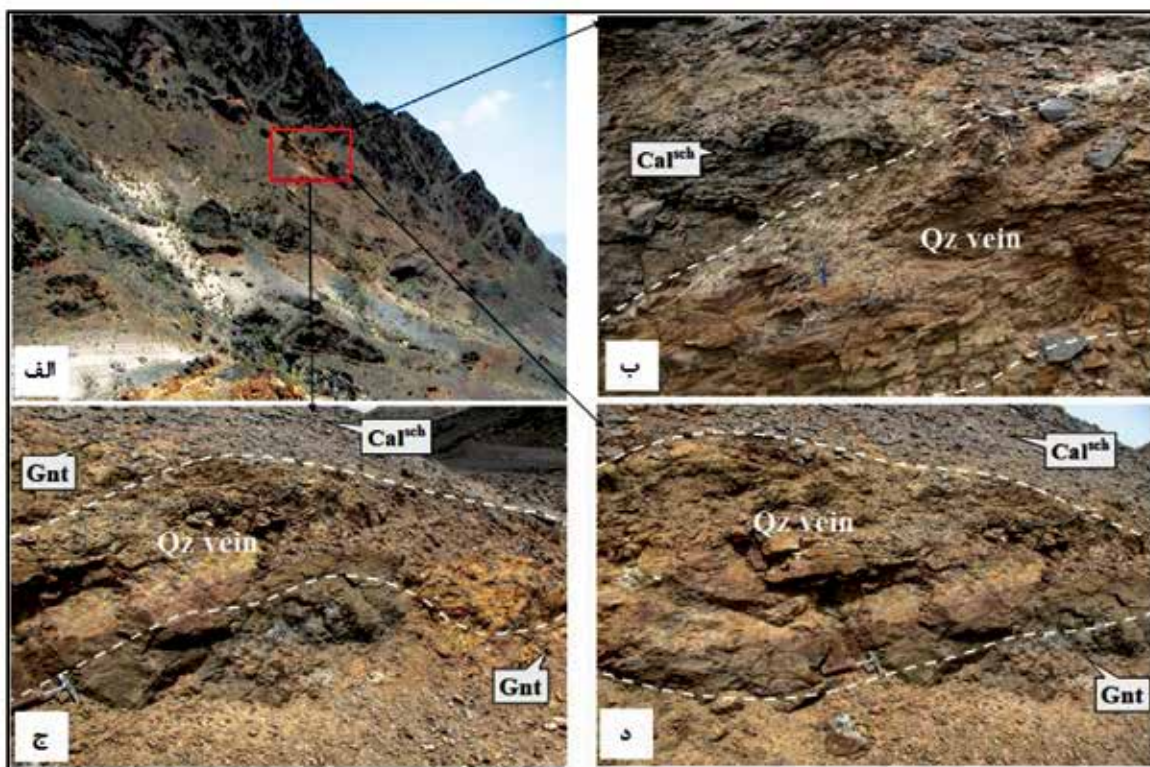
زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

به سمت شمال غرب دگرشکل شده است. واحدهای سنگی مختلف شدت دگرشکلی یکسان نداشته و به صورت واحدهای کمتر دگرشکل شده تا واحدهای با درجات بالای دگرشکلی در گستره قابل مشاهده می‌باشند (شکل ۳). سه مرحله دگرشکلی در گستره تشخیص داده شده است که در میان آنها دومین مرحله از مهم‌ترین مراحل این توالی دگرشکلی محسوب می‌شود. شکل کانه‌سازی به صورت رگه-رگچه‌های کوارتز-سولفیدی با ضخامت و گسترش چند میلی‌متر تا چند متر است (شکل ۴). در کانسار لخشک عیارهای بالای طلا مربوط به بخش‌های سولفیدی-سیلیسی به شدت دگرشکل شده است.

محدوده اکتشافی لخشک در مختصات جغرافیایی $29^{\circ} 39' 39''$ طول شرقی و $60^{\circ} 39' 21''$ عرض شمالی قرار گرفته است. این کانسار در ۲۸ کیلومتری شمال غرب زاهدان و در ۷ کیلومتری غرب روستای لخشک در استان سیستان و بلوچستان و شهر زاهدان واقع است (شکل ۲). واحدهای سنگی رخنمون یافته در گستره مورد مطالعه به ترتیب از قدیم به جدید شامل واحدهای فلیشی، دایک‌های اسیدی-حدواسط و توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی هستند. این مجموعه تحت تأثیر پهنه برشی شکنا-شکل‌پذیر با روند شمال شرق-جنوب غرب با شیب عمومی ۳۰ تا ۵۰ درجه



شکل ۳. الف، ب و ج) تصویر دورنما از پهنه گسلی و برشی با روند شمال شرق-جنوب غرب در همبری توده‌های گرانیتوئیدی و واحد کالک‌شیت در محدوده لخشک (دید به سمت جنوب غرب). (Gnt: توده گرانیتوئیدی؛ Cal: واحد کالک‌شیت) (نشانه‌های اختصاری واحدها از مقاله Whitney & Evans (2010) اقتباس شده است)



شکل ۴. الف، ب، ج و د) تصاویر دورنما و رخنمون از رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی کانه‌دار در پهنه برشی و گسلی (دید به سمت جنوب‌غرب) (Gnt: توده گرانیتوئیدی؛ Calsch: کالک‌شیست؛ Qz vein: رگه کوارتزی) (نشانه‌های اختصاری واحدها از مقاله Whitney & Evans (2010) اقتباس شده است)

روش مطالعه

داسیتی-ریولیتی انجام شد. نتایج نشان‌دهنده کانی‌شناسی ساده سنگ‌های کانه‌دار است. عمده‌ترین کانی‌های مشاهده شده شامل کوارتز، فلدسپات، میکا (سرپیسیت-بیوتیت-مسکویت)، اپیدوت، کلریت و کربنات است. واحد کالک‌شیست (Cal^{sch}) اصلی‌ترین رخنمون گستره می‌باشد که بیشترین گسترش را در محدوده لخشک دارد (شکل ۴). در همبری این واحد با توده گرانیتوئیدی، پهنه برشی رخ داده است. این واحد میزبان اصلی کانه‌زایی طلا-آنتیموان بوده و درجات مختلفی از دگرشکلی را متحمل شده است. بخش‌های پریکار کانسنگ که با کانه‌زایی طلا-آنتیموان همراه هستند، مربوط به رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی می‌باشند که در بخش‌های به شدت دگرشکل و دگرسان شده از پهنه برشی در واحد کالک‌شیست و یا در همبری توده‌های گرانیتوئیدی با این واحد رخنمون دارند. شواهد دگرشکلی پیشرونده از جمله برگوارگی، تفکیک کانی‌های تیره و روشن

این پژوهش در دو مرحله صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. در بررسی‌های صحرایی، ویژگی‌ها و تغییرات سنگ‌شناسی واحدهای سنگی گستره مطالعه شد. بر این اساس، به منظور بررسی سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی، تعداد ۹۲ نمونه از واحدهای سنگی مختلف برداشت شد. مطالعات پتروگرافی بر روی ۲۵ مقطع نازک انجام شد. به منظور انجام مطالعات ژئوشیمیایی، تعداد نه نمونه از توده‌های نفوذی گستره به روش XRF، ۱۰ نمونه از متاولکانیک‌های بخش‌های مرکزی پهنه برشی و چهار نمونه از واحدهای کمر بالا و کمر پایین پهنه برشی به روش ICP-MS آنالیز شدند.

روابط صحرایی و پتروگرافی واحدهای سنگی دگرسان

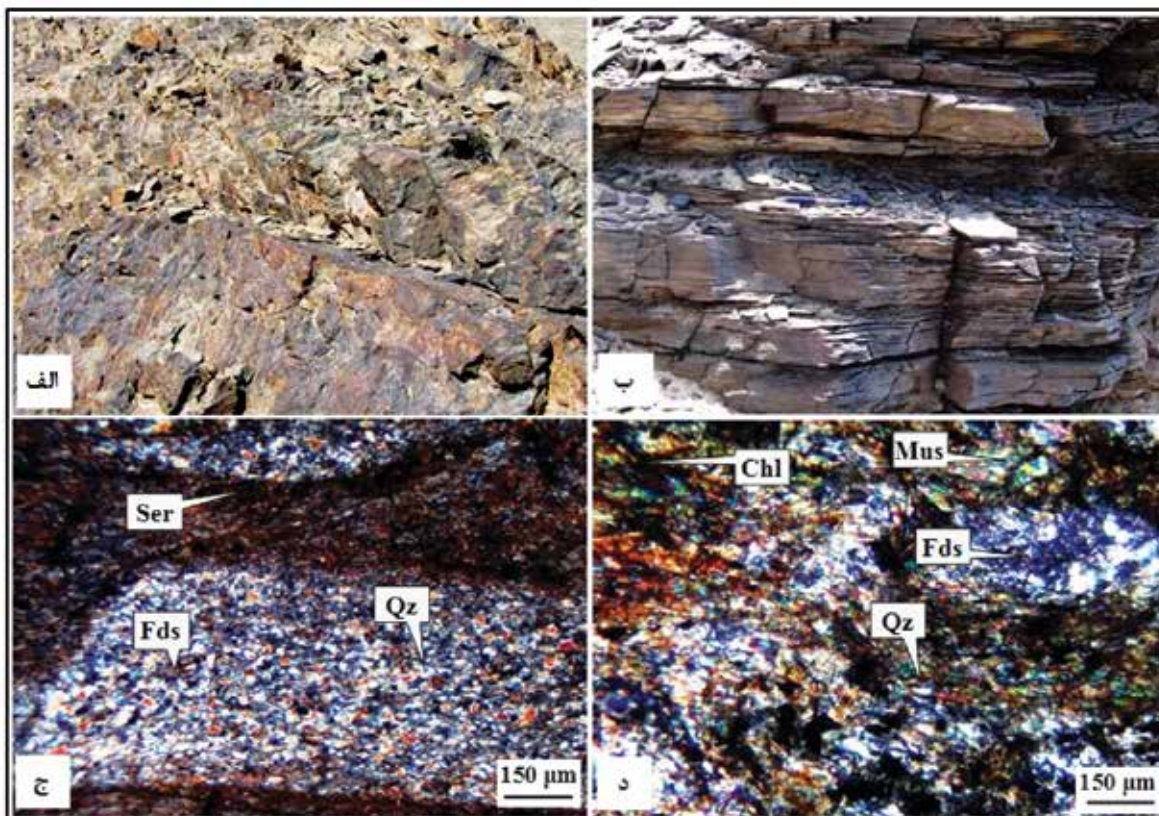
مطالعات پتروگرافی بر روی واحدهای سنگی رخنمون یافته در گستره مورد مطالعه شامل کوارتز شیست، کالک‌شیست، توده نفوذی گرانیتوئیدی و دایک‌های

کوارتز-سولفیدی عمدتاً در بخش‌های داخلی پهنه برشی و پهنه گسلی و یا در مجاورت آنها گسترش قابل توجهی دارند (شکل ۴). این نوع از رگه و رگچه‌ها اساساً سیلیسی بوده و متشکل از کوارتز همراه با مقادیر فرعی فلدسپات، بیوتیت-سریسیت و سولفید هستند. بر اساس شواهد صحرایی و مطالعات انجام شده، برگوارگی، شدت دگرشکلی و درصد کوارتز، از حاشیه به سمت بخش‌های داخل رگه‌های پهنه برشی، افزایش نشان می‌دهد. در گستره مورد مطالعه شدت دگرشکلی رابطه مستقیمی با رگه‌های مذکور و عیار طلا داشته و کانه‌زایی اصلی طلا و سولفیدهای همراه در کانسار لخشک مرتبط با این گروه از رگه‌ها می‌باشند. رگه و رگچه‌های کوارتزی فاقد کانه‌زایی محصول دگرگونی ناحیه‌ای بوده و جایگیری آن‌ها عمدتاً در بخش‌های اتساعی رخ داده است. شدت و نوع دگرسانی در پهنه برشی لخشک بسیار متفاوت است. از عمده‌ترین دگرسانی‌ها می‌توان به دگرسانی سریسیتی، کربناتی، سیلیسی و سولفیدی اشاره کرد. دگرسانی سریسیتی بیشتر در واحدهای سنگی گستره و در رگه و رگچه‌های کوارتزی طلادار همراه با کوارتز و کانه‌های سولفیدی همراه است. این نوع دگرسانی در لخشک گسترش زیادی دارد و سریسیت به صورت رگه-رگچه‌ای، همراه با کوارتز و کانه‌های سولفیدی به‌ویژه پیریت، به موازات برگوارگی‌ها در مقیاس صحرایی، دستی و میکروسکوپی رخنمون دارد. براساس مطالعات میکروسکوپی، در برخی از نمونه‌ها سریسیت به شکل پرکننده، شکستگی‌های حاصل از دگرشکلی شکن را پر کرده است و در برخی از مقاطع دگرسان شده به شکل توده‌ای دیده می‌شود. در نمونه‌های صحرایی و دستی، کانی‌های کربناتی همراه با دگرسانی سولفیدی دیده می‌شوند. کربنات‌های حاصل از این دگرسانی در مقیاس صحرایی و میکروسکوپی، به دو صورت قابل مشاهده هستند. برخی از کربنات‌ها همراه با کانه‌های سولفیدی و کوارتز بوده و به صورت توده‌ای و رگچه‌های کلسیتی برگوارگی‌ها را قطع کرده‌اند. گروه دیگری در حاشیه پورفیروکلاست‌ها و به صورت بلورهای درشت به موازات برگوارگی‌ها و در زمینه‌ای از اکسیدهای آهن، دیده می‌شوند. در طی سولفیدی شدن در محدوده لخشک،

و ایجاد لایه‌بندی تفریقی یا ساختار نواری در رخنمون‌ها و مغزه‌های حفاری واحدهای کالک‌شیستی گستره دیده می‌شوند. در طی فازهای دگرشکلی مرحله دوم، نوارهای تیره و روشن چین‌خورده‌اند. در مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های برداشت شده از واحد کالک‌شیست کانی‌های اصلی از کوارتز، فلدسپات، سریسیت، آمفیبول، کلریت، بیوتیت و کربنات تشکیل شده است. رخنمون واحد کوارتز شیست بیشتر در جنوب و غرب گستره مورد مطالعه گسترش دارد. در رخنمون‌های این واحد مشابه واحد کالک‌شیستی، آثار تورق و برگوارگی ناشی از جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌های به شدت دگرشکل شده به خوبی قابل مشاهده است (شکل ۵). بر مبنای مطالعات میکروسکوپی، این واحد شامل سریسیت، کوارتز-کلریت و کوارتز-مسکویت است که کوارتز غالباً به صورت پورفیروکلاست دیده می‌شود. بر مبنای موقعیت ژئودینامیکی، زمین‌شناسی و شواهد صحرایی، می‌توان گفت که شکل‌گیری توده گرانیتوئیدی گستره نتیجه فعالیت ماگمایی حاصل از فرورانش اقیانوس سیستان به زیر بلوک افغان است (Fotoohi Rad et al., 2005). توده نفوذی مذکور به شکل دوکی و کشیده در کالک‌شیست‌ها نفوذ کرده و در برخی از بخش‌ها با واحد کالک‌شیست همبری نشان می‌دهد (شکل ۳). در همبری توده‌های گرانیتوئیدی و واحد کالک‌شیست علاوه بر رخداد پهنه برشی با روند شمال شرق-جنوب غرب، پهنه کانی‌زایی و پهنه گسلی، رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی کانه‌دار نیز گسترش دارند. براساس مطالعات حیدریان دهکردی و همکاران (۱۳۹۸)، کنترل‌کننده کانه‌زایی در گستره لخشک ساختاری بوده و توسط پهنه برشی و غسل کنترل می‌شود. روند برگوارگی‌ها در گستره مورد مطالعه هم‌روند با پهنه برشی شمال شرق-جنوب غرب است. بر مبنای مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، دو نوع رگه شامل رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی کانه‌دار حاصل از دگرسانی و رگه و رگچه‌های کوارتزی فاقد کانه‌زایی و حاصل از دگرگونی تقسیم می‌شوند. رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی کانه‌دار با روند شمال شرق-جنوب غرب، به صورت گسسته با حداکثر گسترش در حد ۱۰۰ متر در گستره مورد مطالعه گسترش دارند. رگه و رگچه‌های

پیروتیت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت و اسفالریت همراه است. به دنبال افزایش شدت دگرسانی سریسیتی-سیلیسی و کربناتی، مقدار سولفیدها افزایش می‌یابد.

کانی‌های حاصل از دگرسانی سولفیدی اکسید شده و به هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. دگرسانی سولفیدی در واحد کالک‌شیست و توده نفوذی گرانیتوئیدی همراه با تشکیل کانه‌های سولفیدی از جمله پیریت، استینیت،



شکل ۵. الف و ب) تصاویری از رخنمون واحد کوارتز شیست که آثار تورق و گسترش برگوارگی ناشی از جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌های به‌شدت دگرشکل شده به خوبی قابل مشاهده است، ج و د) تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری با نیکول‌های متقاطع (XPL)) از واحد کوارتز شیست در منطقه لخشک، این واحد بیشتر از کانی‌های سریسیت، کوارتز-کلریت و کوارتز-مسکویت تشکیل شده است و کوارتز اغلب به صورت پورفیروکلاست دیده می‌شود. (Chl: کلریت؛ Fds: فلدسپات؛ Qz: کوارتز؛ Ser: سریسیت و Mus: مسکویت) (نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از مقاله (Whitney & Evans 2010) اقتباس شده است)

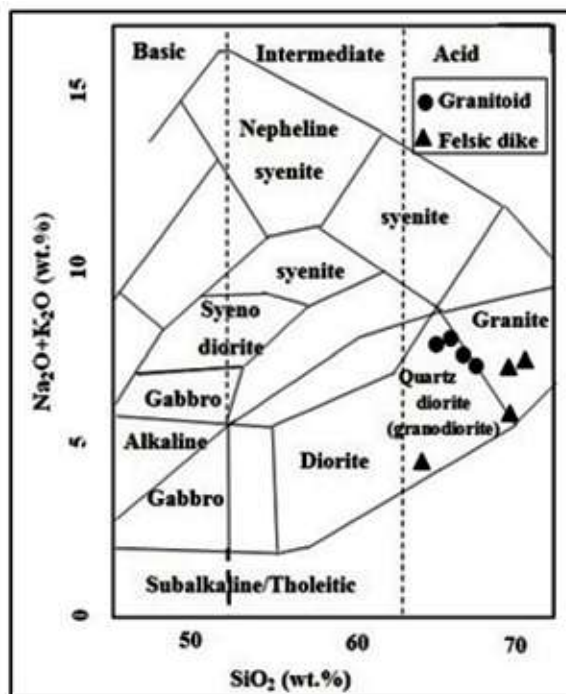
ماگماتیسیم توده نفوذی

مربوط به سنگ‌های خروجی (Cox et al., 1979) و نمودار مربوط به سنگ‌های نفوذی (Middlemost, 1985) مورد استفاده قرار گرفتند. بر اساس نمودارهای مذکور، دایک‌های محدوده لخشک از نوع فلسیک با ترکیب داسیت (معادل بیرونی کوارتز-دیوریت یا تونالیت) و ریولیت (معادل بیرونی گرانیت) هستند. سنگ‌های توده نفوذی لخشک نیز به لحاظ کانی‌شناسی متشکل از پلاژیوکلاز، فلدسپات، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند هستند و به لحاظ سنگ‌شناسی و با توجه به

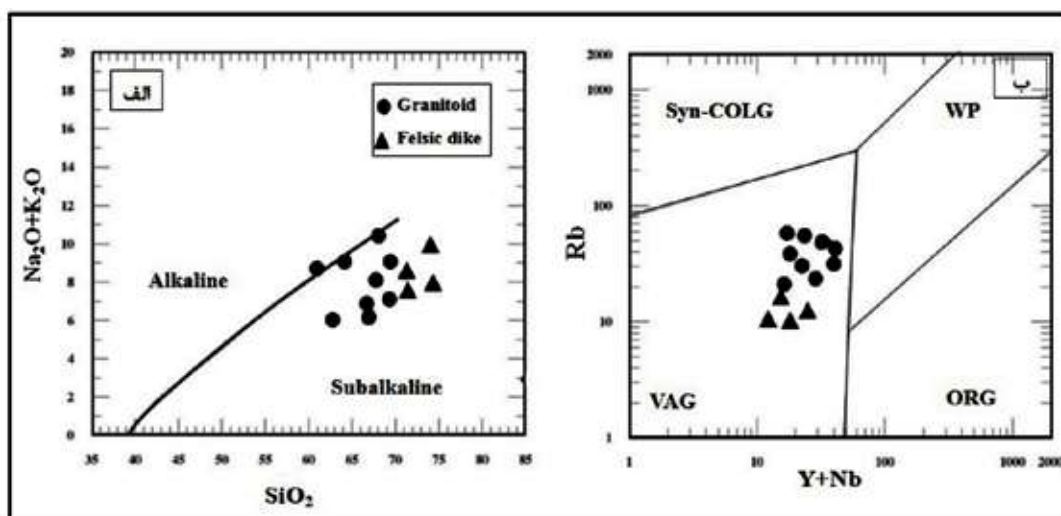
به‌منظور مطالعه ماگماتیسیم توده نفوذی، تعداد نه نمونه از واحد نفوذی گستره مورد مطالعه و تعداد چهار نمونه از دایک‌های منطقه به روش XRF آنالیز شدند. نتایج آنالیز XRF نمونه‌های برداشتی از توده گرانیتوئیدی و دایک‌ها بر روی نمودار آلکالن به سیلیس کاکس و همکاران (Cox et al., 1979) رسم شدند (شکل ۶). دایک‌های محدوده لخشک بیشتر از نوع نیمه آتشفشانی (نیمه نفوذی) هستند. بر این اساس، به‌منظور طبقه‌بندی آنها، نمودار

الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در پهنه‌های دگرسان و کانه‌دار کانسار لخشک (پهنه زمین درز سیستان)

نمودار میدل موست (Middlemost, 1985)، در محدوده گرانودیوریت قرار می‌گیرند. در این پژوهش، به منظور تعیین تیپ گرانیتوئید گستره لخشک، از نمودار Rb-(Y+Nb) پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984)، استفاده شده است. بر این اساس، توده گرانیتوئیدی لخشک محیط قوس آتشفشانی را نشان داد (شکل ۷). در شکل الف-۷ موقیعت قرارگیری دایک‌ها و سنگ‌های توده گرانیتوئیدی لخشک بر روی نمودار تفکیکی قلیایی-نیمه‌قلیایی (Irvine and Baragar, 1971) محدوده ساب‌آلکان را نشان دادند. با توجه به شکل ۷-ب نمودار Rb-(Y+Nb) (Pearce et al., 1984) موقیعت نمونه‌ها بر محیط قوس آتشفشانی منطبق است.



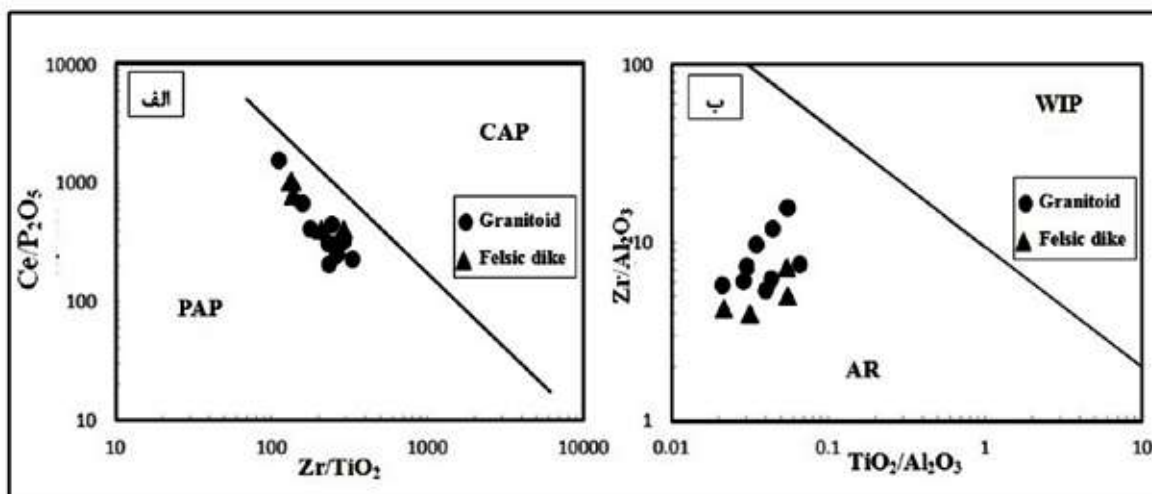
شکل ۶. نمایش موقیعت دایک‌های کانسار لخشک بر روی نمودار کاکس و همکاران (Cox et al., 1979) بر این اساس، سنگ‌های توده گرانیتوئیدی لخشک در گستره گرانودیوریت قرار می‌گیرند



شکل ۷. موقیعت قرارگیری دایک‌ها و سنگ‌های توده گرانیتوئیدی لخشک بر روی الف) نمودار تفکیکی قلیایی-نیمه‌قلیایی (Irvine & Baragar, 1971) که گستره ساب‌آلکان را نشان دادند، ب) نمودار Rb-(Y+Nb) (Pearce et al., 1984) که در آن موقیعت نمونه‌ها بر محیط قوس آتشفشانی منطبق است

لخشک موقعیت قوس آتشفشانی را نشان داد (شکل ۸. الف). همچنین، نمونه‌های مذکور، بر اساس نمودار $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ مولر (Muller, 1997)، موقعیت جایگاه قوس آتشفشانی (AR) را نشان دادند (شکل ۸. ب).

در این پژوهش، برای بررسی محیط زمین‌ساختی سنگ‌های توده گرانیتوئیدی کانسار لخشک، از نمودار $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5\text{-Zr}/\text{TiO}_2$ مربوط به مولر (Muller, 1997) نیز استفاده شد (شکل ۸). بر این اساس، توده گرانیتوئیدی



شکل ۸. تعیین محیط زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی لخشک، الف) بر روی نمودار $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5\text{-Zr}/\text{TiO}_2$ ، ب) بر روی نمودار $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ مولر (Muller, 1997)، (AR): قوس آتشفشانی؛ (CAP): قوس حواشی فعال قاره‌ای؛ (PAP): قوس‌های پس برخورد و (WIP): موقعیت داخل صفحه‌ای

بحث

الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در بخش‌های مرکزی، کمر بالا و کمر پایین پهنه برشی

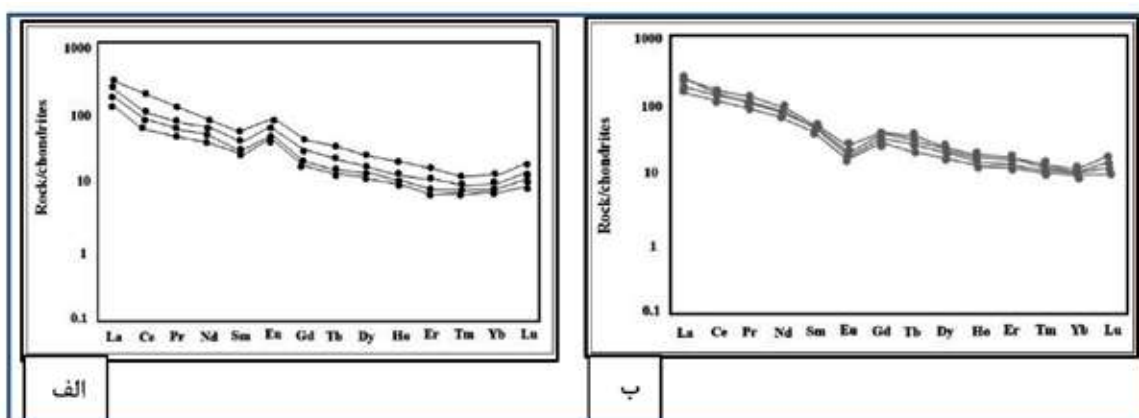
سولفیدی $(\text{SO}_4)^{2-}$ با LREEها کمپلکس ساخته و موجب غنی‌شدن آنها می‌شوند. در نمونه‌های مورد مطالعه در این پژوهش، روند ملایم غنی‌شدگی LREEها در مقایسه با تهی‌شدگی HREEها، مؤید چرخش سیالات دارای CO_2 و کمپلکس‌های $(\text{SO}_4)^{2-}$ و رخداد دگرگونی ناحیه‌ای و در حد رخساره شیست سبز در محدوده لخشک است. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی واحدهای خارج از پهنه برشی (دگرسانی کمتر) و واحدهای رخنمون یافته در پهنه برشی (دگرسانی شدید)، آنومالی‌های مثبت و منفی Eu (یورپیوم) را نشان دادند (شکل ۹). بر اساس نظر کیکاوادا (Kikawada, 2001) و رولینسون (Rollinson, 1993)، پلاژیوکلازها حامل اصلی Eu بوده و رخداد آنومالی‌های مثبت و منفی Eu مرتبط با درجات دگرسانی و میزان تجزیه پلاژیوکلاز و فلدسپات است. بر این اساس، در واحدهای

روند توزیع عناصر نادر خاکی برای واحدهای میزبان کانه‌زایی در پهنه برشی در شکل ۹ ارائه شده است. بر این اساس، روند توزیع عناصر نادر خاکی، بیانگر غنی‌شدگی این عناصر در نمونه‌های واقع در بخش‌های مرکزی پهنه برشی است. این الگوها و نحوه توزیع عناصر نادر خاکی، بیانگر روند غنی‌شدگی LREEها در مقایسه با تهی‌شدگی REEها در واحدهای میزبان کانه‌زایی واقع در بخش‌های مرکزی پهنه برشی هستند. از سوی دیگر، الگوی غنی‌شدگی LREEها در نمونه‌های با مقادیر بالای طلا و سولفید، بیانگر تاثیر دگرسانی گرمایی بر واحدهای موجود در پهنه برشی است. به‌طور کلی، غنی‌شدگی LREEها در مقایسه با تهی‌شدگی HREEها در پهنه‌های برشی، علاوه بر میزان CO_2 ، به درصد کمپلکس‌های سولفیدی نیز بستگی دارد (Rolland et al., 2003)، بر این اساس، کمپلکس‌های

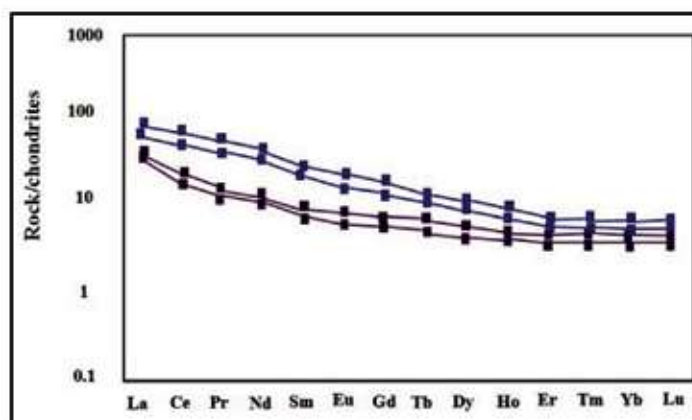
الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در پهنه‌های دگرسان و کانه‌دار کانسار لخشک (پهنه زمین درز سیستان)

میزبان کانه‌زایی در کانسار لخشک، آنومالی مثبت Eu در مراحل اولیه دگرسانی و آنومالی منفی Eu در مراحل پیشرفته و پایانی دگرسانی رخ داده است. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در بخش‌های کمر بالا و کمر پایین پهنه برشی (با شدت دگرسانی و دگرشکلی پایین) در شکل ۱۰ ارائه شده است. این نمونه‌ها، تهی‌شدگی و مقادیر REE پایین‌تری را در مقایسه با بخش‌های مرکزی پهنه برشی نشان دادند. به بیان دیگر، در نمونه‌های دگرسان و دگرشکل با عیار بالا در بخش‌های مرکزی پهنه برشی، اختلاف میان تهی‌شدگی HREE در مقایسه با غنی‌شدگی LREE افزایش نشان داد. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در نمونه‌های متعلق به بخش‌های رخنمون یافته در پهنه برشی دگرسان و دگرشکل شده، الگوی قاشقی شکل و تقعر رو به بالا را در محدوده

HREEها نشان دادند. در مقابل، روند توزیع عناصر نادر خاکی در نمونه‌های مربوط به بخش‌های کمر بالا و کمر پایین پهنه برشی، الگوی به نسبت صفحه‌ای یا تخت را نشان دادند. بر این اساس، اختلاف میان تهی‌شدگی HREEها در مقایسه با غنی‌شدگی LREEها در بخش‌های خارج از پهنه برشی با دگرسانی و دگرشکلی پایین کاهش نشان می‌دهد. بر مبنای نظر گلدفارب و همکاران (Goldfarb et al., 2014) و زو (Zhu, 2011) همراه بودن دگرسانی سولفیدی و سیلیسی، می‌تواند نشان‌دهنده حضور سیال گرمابی غنی از سیلیس باشد. براساس شواهد موجود، در محدوده لخشک بیشترین شدت دگرسانی سولفیدی در بخش‌های مرکزی پهنه برشی همراه با فابریک‌های شکل‌پذیر و در پهنه گسلی (شکنا) که دارای رگه و رگچه‌های کوارتزی فراوان است،



شکل ۹. الف) الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در سنگ‌های میزبان پهنه برشی لخشک با درجات پایین دگرشکلی و دگرسانی. در این نمودار، یورویییم آنومالی مثبت را نشان می‌دهد، ب) الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در سنگ‌های میزبان پهنه برشی لخشک با درجات بالای دگرشکلی و دگرسانی. در این نمودار، یورویییم آنومالی منفی نشان می‌دهد



شکل ۱۰. الگوی مقایسه پراکندگی عناصر نادر خاکی در دو نمونه با شدت کم دگرشکلی و دگرسانی در کمر بالا (نمودار رنگ آبی) و دو نمونه با شدت دگرشکلی و دگرسانی کم در کمر پایین (نمودار رنگ بنفش) پهنه برشی

لخشک، منجر به افزایش درز، شکاف، شکستگی و گردش سیال و همچنین افزایش برهمکنش سیال/سنگ دیواره و در نتیجه پیشرفت دگرسانی و تجزیه پلاژیوکلازها در واحدهای میزبان کانه‌زایی شده است. با توجه به آنکه پلاژیوکلازها حامل اصلی یوروپیم هستند، با پیشرفت دگرسانی، تجزیه شده و منجر به مهاجرت یوروپیم و رخداد آنومالی منفی یوروپیم شده است. نتایج مطالعات ژئوشیمیایی انجام شده بر روی نمونه‌های با درجات بالای دگرشکلی و دگرسانی کانسار لخشک، مؤید نقش و تأثیر عوامل زمین‌شناختی و دگرسانی در توزیع REEها است.

در واحدهای کالک‌شیستی و گرانیتوئیدی با شدت دگرشکلی بالا، LREEها همبستگی مثبت با طلا نشان دادند که علت غنی شدن آنها در بخش‌های با عیار بالا در پهنه کانه‌دار و دگرسان است. لازم به ذکر است که شدت همبستگی مثبت بالا نبوده است که علت آن پایین بودن تحرک عناصر نادر خاکی در پهنه‌های دگرشکل و دگرسان لخشک است. به‌طور کلی، انتقال HREEها توسط کمپلکس‌های فلوریدی انجام می‌شود، بنابراین، همبستگی میان HREEها و طلا متأثر از سیالات حاوی فلونئور است که منجر به آبشویی و حمل این عناصر شده است. در نمونه‌های با شدت دگرشکلی و دگرسانی بالا، یوروپیم همبستگی منفی با طلا نشان داد که علت آن پیشرفت دگرسانی و تجزیه پلاژیوکلازها و در نتیجه تهی‌شدگی یوروپیم در پهنه‌های کانه‌دار با دگرشکلی بالا در کانسار لخشک است. بر اساس نتایج مطالعات همبستگی عناصر نادر خاکی و طلا در واحدهای پهنه برشی کانسار لخشک، به‌استثنای یوروپیم، تمام عناصر نادر خاکی سبک دارای همبستگی مثبت با طلا هستند. بر این اساس، LREEها در مقایسه با HREEها، همبستگی مثبت بیشتری را با طلا نشان دادند که مؤید تحرک و غنی‌شدگی LREEها در نمونه‌های با شدت عیار و دگرسانی بالا (سولفیدی و سیلیسی) است.

نتیجه‌گیری

کانسار طلای لخشک در پهنه برشی و با میزبانی واحد کالک‌شیست همبر با توده گرانیتوئیدی با روند شمال شرق-

دیده می‌شود. مهم‌ترین محصول دگرسانی سولفیدی، کوارتز است که میزبان اصلی ذرات طلا در محدوده لخشک است و در فضاها ناشی از دگرشکلی شکل‌پذیر واحدهای کالک‌شیست و توده گرانیتوئیدی متمرکز شده است. براساس شواهد موجود در محدوده مورد مطالعه، به دنبال افزایش شدت دگرشکلی و ایجاد فابریک‌های شکل‌پذیر و از بخش‌های خارجی به سمت بخش‌های داخلی پهنه برشی، شدت دگرسانی سیلیسی افزایش نشان داد.

آنومالی Eu

بالا بودن ضریب توزیع Eu در فلدسپارها نشان‌دهنده آن است که این گروه، دارای بالاترین مقادیر Eu هستند (Rollinson, 1993; Kikawada, 2001) و کنترل‌کننده آنومالی Eu در ماگمای فلسیک هستند. در نتیجه برخلاف سایر عناصر نادر خاکی که در فلدسپارها ناسازگار هستند، Eu عنصر سازگار است و خروج فلدسپار از مذاب فلسیک، سبب رخداد آنومالی منفی این عنصر در مذاب می‌شود. بر اساس نظر پیراژنو (Pirajno, 2009) و کیکاوادا (Kikawada, 2001)، وجود شرایط احیایی و کاهش فعالیت اکسیژن، سبب بالا رفتن ضریب توزیع و آنومالی مثبت یوروپیم می‌شود. بر این اساس، در واحدهای میزبان کانه‌زایی در کانسار لخشک، آنومالی مثبت Eu در مراحل اولیه دگرسانی و آنومالی منفی Eu در مراحل پیشرفته و پایانی دگرسانی رخ داده است. بین حضور مقادیر بالای پلاژیوکلاز و آنومالی یوروپیم در نمونه‌های کانسار لخشک رابطه مستقیمی وجود دارد. در نمونه‌های با درجات دگرسانی ضعیف که عمدتاً در خارج از پهنه برشی (کمر بالا و کمر پایین پهنه برشی) قرار دارند، شدت تجزیه پلاژیوکلاز به سرسیت نیز ضعیف است، بر این اساس، یوروپیم ناهنجاری مثبت نشان داده و غنی‌شدگی LREEها در برابر تهی‌شدگی HREEها رخ داده است. در مقابل، در نمونه‌های با درجات دگرسانی شدید که بیشتر در داخل پهنه برشی قرار دارند، شدت تجزیه پلاژیوکلاز به سرسیت شدید بوده، در نتیجه یوروپیم ناهنجاری منفی را نشان می‌دهد. علت آن است که تأثیر پهنه برشی و افزایش شدت دگرشکلی در محدوده کانسار

- جنوب‌غرب شکل گرفته است. واحدهای سنگی رخنمون یافته شامل توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی و دایک‌های داسیتی-ریولیتی با سن الیگوسن و کالک‌شیست و کوارتز شیست با سن آئوسن هستند که در حد رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند. این مجموعه تحت تأثیر پهنه برشی با روند شمال‌شرق-جنوب‌غرب دگرریخت شده است. ترکیب توده‌های نفوذی براساس نمودارهای سنگ‌شناسی در محدوده گرانودیوریت قرار می‌گیرد. از عمده‌ترین دگرسانی‌ها می‌توان به دگرسانی سریسیتی، کربناتی، سیلیسی و سولفیدی اشاره کرد. از نظر محیط زمین‌شناختی، سنگ‌های مورد مطالعه در موقعیت قوس آتشفشانی می‌باشند. بررسی رفتار عناصر نادر خاکی در متاولکانیک‌های پهنه برشی نشان‌دهنده غنی‌شدگی این عناصر در پهنه برشی نسبت به واحدهای کمر بالا و پایین است. الگوی پراکندگی این عناصر گویای غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE است که می‌توان آن را به دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیست سبز نسبت داد. علاوه بر آن، می‌توان غنی‌شدگی LREE در پهنه برشی لخشک را به چرخش سیالات حاوی CO₂ و SO₄²⁻ در این پهنه نسبت داد. وجود بی‌هنجاری‌های Eu مثبت در متاولکانیک‌های پهنه برشی را می‌توان ناشی از تجزیه پلاژیوکلازها به سریسیت، تحت تأثیر دگرسانی‌های ضعیف و شرایط احیایی دانست که سبب افزایش ناچیز در بی‌هنجاری Eu شده است. بی‌هنجاری‌های Eu منفی گویای افزایش نسبت سیال/سنگ و تجزیه فلدسپارها به‌عنوان منبع اصلی Eu است. در نمونه‌های واقع در کمر بالا و پایین، الگوی پراکندگی REE گویای تهی‌شدگی این عناصر نسبت به پهنه برشی به‌ویژه در نمونه کمر پایین است و نبود بی‌هنجاری Eu و نبود تفکیک قابل توجه REE، می‌تواند ناشی از نبودن دگرسانی و دگرشکلی قابل توجه در واحدهای مذکور و واکنش ناچیز سیال/سنگ باشد.
- منابع**
- بومری، م.، مجددی‌مقدم، ح. و بیابانگرد، ح.، ۱۳۹۷. سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی سنگ‌های آذرین و کانی‌زایی آنتیموان طلا در منطقه سفیدسنگ و درگیابان.
- فصلنامه پترولوژی، (۹) ۳۵، ۱۹۳-۲۱۶.
- حیدریان دهکردی، ن.، نیرومند، ش.، تاج‌الدین، ح.، ع. و نوزعی‌م، ر.، ۱۳۹۸. بررسی عوامل کنترل‌کننده کانی‌زایی در کانسار طلای لخشک (زون زمین‌درز سیستان)، هفتمین همایش ملی زمین‌ساخت و زمین‌شناسی ساختاری ایران، دانشگاه تهران.
- حیدریان دهکردی، ن.، نیرومند، ش.، تاج‌الدین، ح.، ع.، ادیب، ش. و میرزایی، س.، ۱۴۰۰. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی و پتانسیل‌سنجی کانسار لخشک، زون زمین‌درز سیستان بر مبنای مطالعات ژئوفیزیکی (IP/RS). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۵، ۵۸، ۲۵-۳۹.
- نیرومند، ش.، ۱۳۹۷. گزارش بررسی زمین‌شناسی و شواهد ساختاری کانسار لخشک در زون زمین‌درز سیستان، ۶۸.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivets L., Whitechurch, H., Vrielynck, B. and Spakman, W., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *The geological magazine*, 148, 692-725.
- Behruzi, A., 1993. Geological map of Zahedan 1:250000 survey sheet. Geological survey of Iran
- Camp, V.E., Griffis, R.J., 1982. Character, genesis, and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, Eastern Iran. *Lithos*, 15, 221-239.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin, London.
- Fotoohi Rad, G.R., Droop, G.T.R. and Amini, S., 2005. Eclogites and blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran: a comparison of P-T histories from a subduction mélange. *Lithos* 84, 1-24.
- Goldfarb, R.J., Baker, T. and Dube, B., 2005. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology 100th Anniversary* 407-450.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre, M.M., Hagemann, S.G. and Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification

- in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol Rev* 13, 7-27. Groves, D., Condie, K.C., Goldfarb, R.J., 2005. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. *Economic Geology* 100, 203-224.
- Heydarian Dehkordi, N., Niroomand, S. and Tajeddin, H.A., 2022. Integrated geophysical study of the Lakhshak gold-antimony deposit in the Sistan suture zone, southeastern Iran. *Arabian Journal of Geosciences*. DOI:10.1007/s12517-022-09628-9.
 - Heydarian Dehkordi, N., Niroomand, S., Tajeddin, H.A. and Nozaem, R., 2022. Metamorphic rock-hosted orogenic gold deposit style at Lakhshak deposit: Their key features and significances for gold exploration in Sistan suture zone, GEOPERSIA. 12(2): 317-329 DOI: 10.22059/GEOPE.2022.330120.648632.
 - Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-548.
 - Kikawada, Y., 2001. Experimental studies on the mobility of lanthanides accompanying alteration of andesite by acidic hot spring water. *Chemical Geology* 176, 137-149.
 - Kerrich, R., Goldfarb, R.J., Groves, D.I. and Garwin, S., 2000. The geodynamics of world-class gold deposits: Characteristics, space-time distribution, and origins: Reviews in *Economic Geology*, 13, 501-551.
 - Kerrich, R., Goldfarb, R.J. and Baker, Richards, J.P., 2005. Metallogenic Provinces in an Evolving Geodynamic Framework. *Economic Geology 100th Anniversary* 1097-1136.
 - Middlemost, E.A.K., 1985. Magmas and magmatic rocks. Longman, London.
 - Pearce, J.A., Harris, N.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
 - Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, Berlin, Germany 1250 p.
 - Robert, F., Brommecker, R., Bourne, B.T., Dobak, P.J., McEwan, C.J. and Rowe, R.R., Zhou, X., 2007. Models and exploration methods for major gold deposit types: exploration 07. Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration, Toronto, Proceedings 691-710.
 - Robert, F., Poulsen, K.H. and Dubé, B., 1997. Gold deposits and their geological classification. *Explor* 97, 209-220.
 - Rolland, Y., Cox, S., Boullier, A.M., Pennacchioni, G. and Mancktelow, N., 2003. Rare earth and trace element mobility in mid crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters*, 214, 203-219.
 - Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. London, UK. 652.
 - Tirrul, R., Bell, I.R. and Griffis, R.J., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 9, 134-150.
 - Whitney, D. and Evans, B.D., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95 (1), 185-187.
 - Zhu, Y.F., 2011. Geology and geochemistry of the shear zone related gold deposits in west Tianshan, Xinjiang, NW China. In: *Abstract Volume with Program of CERCAMS 14 and MDSG 34*, Natural History Museum, London 1-66.

ژئوشیمی سرپانتینیت‌های قطعه مرکزی خط درز نئوتتیس (از شمال غرب ایران تا زاگرس عراقی و شرق آناتولی)

منیر مجرد^(۱) و محسن مؤید^(۲)

۱. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۳/۰۱

چکیده

فرورانش و بسته شدن اقیانوس وسیع نئوتتیس مابین ورقه‌های عربی و اوراسیایی آثار افیولیتی متعددی بجای گذاشته که موقعیت کم‌نظیر ایران در بخش مرکزی آن قابل ملاحظه است. کمبود اطلاعات، درست در مرز ایران با عراق و ترکیه به دلیل ملاحظات امنیتی تاکنون مانع بررسی اجمالی این خط درز در منتهی‌الیه شمال غربی ایران شده است. افزودن افیولیت گیسپان در جنوب ارومیه به عنوان حلقه گم شده در این امتداد می‌تواند تا حدودی این نبود اطلاعات را پوشش دهد. مطالعه تطبیقی شیمی سنگ‌کل سرپانتینیت‌های بخش مرکزی افیولیت‌های نئوتتیس با در نظر گرفتن چندین لکه از ایران (کامیاران، مریوان و گیسپان)، عراق (پنجوبین و ماوات) و ترکیه (گولمان و عثمانیه) در این مقاله، بیانگر تعلق آنها به انواع سرپانتینیت فرورانده اعم از تشکیل اولیه در محیط جلوی قوسی یا محیط عمیق اقیانوسی می‌باشد. ترکیب سرپانتینیت‌های قطعه مرکزی خط‌درز، مشابه متوسط سرپانتینیت‌های جهانی است و بیشتر دارای لیزاردیت/کریزوتیل می‌باشند. در همه آنها تهی‌شدگی از منیزیم به سبب دگرسانی کف اقیانوسی طی فرآیندهای سرپانتینی شدن روی داده است. همین امر ممکن است منجر به انحراف داده‌ها از بخش پریدوتیت‌های پهنه‌های عمیق اقیانوسی شده باشد. با در نظر گرفتن این نکته فراوانی فلزات واسطه مختصات چنین پهنه‌ای را تأیید می‌کند. بیشتر سرپانتینیت‌های امتداد نام‌برده از نوع فرورانده ارزیابی می‌شوند. باروری مجدد عناصر با شعاع یونی بزرگ، از طریق تبادل سنگ/سیال حین سرپانتینی شدن در آنها مشهود است.

واژه‌های کلیدی: افیولیت، پریدوتیت، فرورانش، سرپانتینیت، نئوتتیس.

مقدمه

ژئودینامیکی آن گستره بکار برده می‌شود، البته می‌بایست در کنار تعیین سن برای ارزیابی نهایی مورد استفاده قرار گیرد. کم‌وبیش همه افیولیت‌ها تحت تأثیر دگرگونی و دگرشکلی کف دریا و نیز دگرگونی ناشی از جایگیری ثانوی بر روی قاره، واقع می‌شوند. البته باید به این نکته توجه کرد،

افیولیت‌ها اجزاء لیتوسفر اقیانوسی هستند؛ با عملکرد تکتونیک بر روی قاره‌ها رانده شده‌اند و از آنها برای شناسایی مرز ورقه‌های قدیمی استفاده می‌شود. ویژگی‌های ژئوشیمیایی افیولیت‌ها به‌عنوان کلیدی برای درک جایگاه

* نویسنده مرتبط: monir.modjarrad@gmail.com

هر مجموعه مافیک-الترامافیک دگرگون شده‌ای به‌طور حتم یک افیولیت نیست و ممکن است در موقعیت زمین‌شناختی دیگری ایجاد شده باشد.

حوضه اقیانوس نئوتتیس در دوره پرمین تا تریاس زیرین با جدایش کافتی قطعات قاره‌ای از حاشیه شمالی گندوانا تا فاز سیمین شروع به بازگشایی و گسترش کرد (Richards, 2015) و در نهایت با تصادم آفر-عربی و هندوستان با اوراسیا بسته شده و خط درز طویلی را در بخش بزرگی از خشکی‌های کره زمین از اروپا تا خاورمیانه و آسیای شرقی ایجاد کرده است. این قطعات قاره‌ای امروزه به‌صورت کشورهای ترکیه، ایران، تبت و هند و چین در آمده و به سمت شمال و اوراسیا حرکت کرده‌اند. در این امتداد اجزاء فرافورانش¹ به سنین ژوراسیک و کرتاسه پایانی به‌طور متعدد گزارش شده است (مانند سیستان، مکران و هرمزگان: نیکبخت و همکاران، ۱۳۹۹، تاجور و همکاران، ۱۳۹۹، جلال و همکاران، ۱۳۹۸). برای نمونه از آناتولی در دو خط درز (Goncuoglu et al., 2007) که با افیولیت‌های یونان و بالکان در ارتباط است و یا کمربند سیوان-آکرا در ارمنستان (Rolland et al., 2020). در مکران ایران نیز افیولیت‌های ژوراسیک شناسایی شده‌اند (McCall, 2002). در بخش مرکزی ایران افیولیت‌های ژوراسیک غایب هستند (Moghadam et al., 2018). افیولیت‌های نوع فرافورانشی به سن کرتاسه پسین در آناتولی غربی تا غرب ایران (در امتداد کمربند بیتلیس-زاگرس) و عمان مورد اشاره قرار گرفته‌اند (Moghadam et al., 2020). بیشتر افیولیت‌های غرب ایران به‌زعم دانشمندان سنی معادل کرتاسه پایانی دارند (Moghadam et al., 2020). بحث درباره افیولیت خوی پیچیده‌تر است. ولی افیولیت‌های جوان‌تر خوی نیز سن کرتاسه فوقانی را ثبت کرده‌اند (Khalatbari-Jafari et al., 2003).

با وجود اینکه زمین‌شناسی و تقدم و تأخر رویدادها در طول نوار طویل نئوتتیس کم‌وبیش یکی است ولی به‌صورت محلی وقایعی در هر بخش رخ داده که بایستی توسط زمین‌شناسان هر کشور مورد دقت قرار گرفته و توضیحاتی به‌طور خلاصه لازم است.

سپس به‌منظور تطبیق نوار در مرز کشورها مورد استفاده قرار گیرد. البته سطح مستندسازی و مطالعات چاپ شده در کشورهای گوناگون متفاوت است و برای مثال در ترکیه بهتر از همه انجام شده (Yilmaz and Yilmaz, 2013; Gunay and Colakoglu, 2016). در رتبه بعدی در ایران حجم مطالعات بسیار بالاست (به‌عنوان مثال: مؤید، ۱۳۸۱، Moghadam et al., 2020; Ao et al., 2016; Monsef et al., 2018). ولی در بعضی کشورها بسیار ضعیف و دسترسی به داده‌ها محدود و گاهی غیرممکن است، مانند عراق (به‌جز موارد معدودی که در چند سال اخیر به دلیل پی‌جویی‌های معدنی انتشار یافته) یا پاکستان، آذربایجان و ارمنستان. مدل فرورانش اقیانوس نئوتتیس هنوز هم یک موضوع بحث‌برانگیز است. برخی دانشمندان شواهد ماگمایی با تعیین سن دقیق برای فرورانش و بسته شدن آن ارائه کرده‌اند (Wang et al., 2022). تولید ماگما در نتیجه فرورانش ناشی از ذوب پوسته اقیانوسی به همراه رسوبات روی آن و با تأثیرپذیری از سیالات ناحیه گوه گوشته‌ای روی داده است. این ماگمازایی‌ها در موارد متعددی در طول خط درز نئوتتیس مدت‌ها بعد از برخورد قاره-قاره منجر به تولید آداکیت نیز شده است (مجرد، ۱۳۹۶ و ۱۴۰۰). محققین کوتاه‌شدگی پوسته ایران را از آثار بسته شدن نئوتتیس بین دو ورقه عربی-اوراسیایی می‌دانند. یافته‌های نوین نشان می‌دهد نرخ همگرایی این دو ورقه کم‌وبیش ثابت است (دو تا سه سانتیمتر در سال) و این در کنار نرخ‌های متغیر تولید مذاب در قوس ارومیه-دختر، بیانگر این نکته مهم است که علی‌رغم تصور قبلی، نرخ تولید ماگما تابع مستقیمی از نرخ فرورانش نیست (McQuarrie et al., 2003). گستره مورد مطالعه حاضر، درست در محل مرز سه کشور ایران، ترکیه و عراق واقع شده جایی که لکه‌های افیولیتی متعددی در سمت غرب (ترکیه) و جنوب غرب (عراق) و نیز در ایران به‌عنوان حلقه مفقوده این بخش (Modjarrad et al., 2024) مورد بررسی قرار گرفته است. بنابراین درباره زمین‌شناسی این موقعیت جغرافیایی ذکر توضیحاتی به‌طور خلاصه لازم است.

1. Supra Subduction Zone (SSZ)

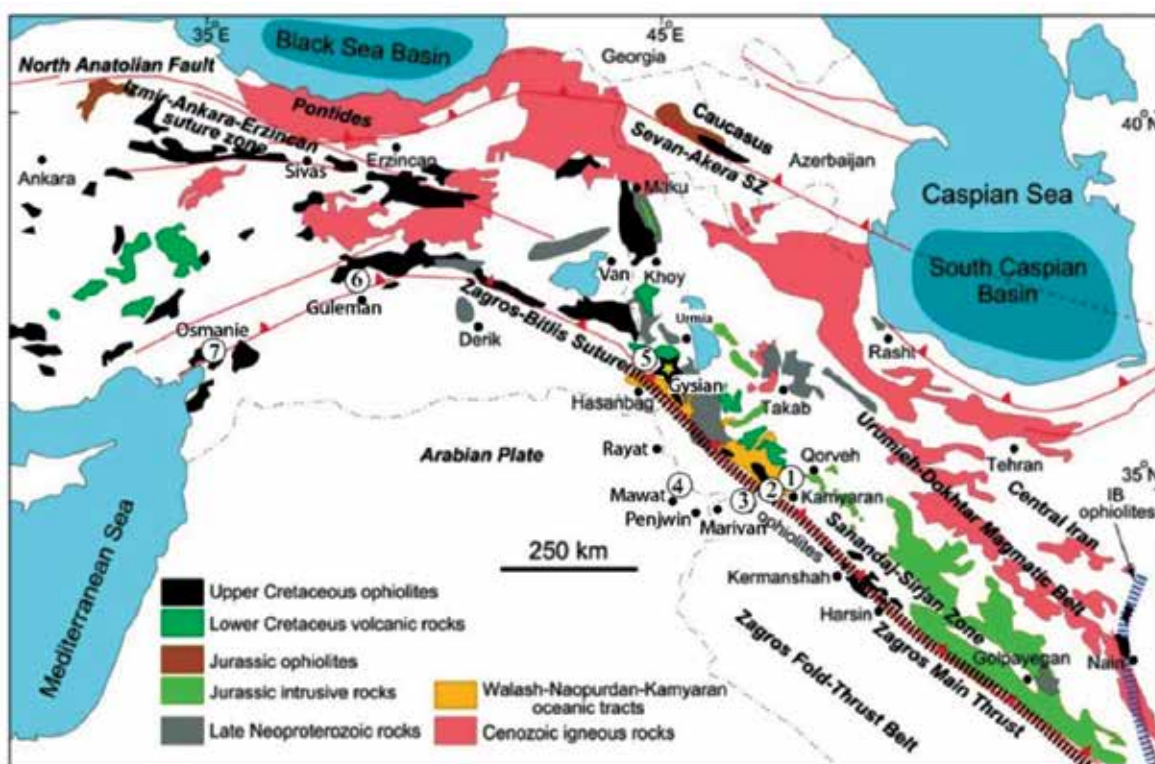
این موقعیت باعث شده ایران از شمال غرب تا جنوب شرق به طول صدها کیلومتر برونزد سنگ‌های افیولیتی به سن اواخر مزوزوئیک را در خود جای دهد. چنین موقعیتی یک آزمایشگاه طبیعی برای درک نحوه تکوین و تکامل خشکی ایران محسوب می‌شود. در بخش شمال غربی ایران پیش‌از این فقط به افیولیت خوی پرداخته شده است. درباره لکه خوانده شده بنام افیولیت خوی باید به نکاتی توجه داشت از جمله فاصله قابل توجه آن پهنه از گسل‌های تراستی و محور اصلی فرورانش نئوتتیس. البته تحقیقات اخیر نیز نشان می‌دهد این پهنه در واقع چیزی غیر از یک افیولیت است (Moghadam et al., 2018). در گذشته تصور بر این بود لکه خوی متشکل از افیولیت‌های دوگانه ژوراسیک و کرتاسه است. در حالی که ارتباط افیولیت‌های اواخر کرتاسه با توده‌های ژوراسیکی آن نامعلوم بود.

نگاهی به افیولیت‌های قطعه مرکزی نئوتتیس

در این نوشتار سعی شده است ویژگی‌های ژئوشیمیایی سرپانتینیت‌های گیسپان در ارتباط با افیولیت‌های مجاور از گرماب کامیاران و مریوان در ایران تا پنجوین، ماوت و رایات در شمال شرق عراق موسوم به زاگرس عراقی و گولمان تا پهنه افیولیت عثمانیه در آناتولی شرقی در ترکیه (شکل ۱) تا حد مقدور با هم قیاس شده و درباره نحوه برونزد یافتن آنها نتیجه‌گیری شود. بدین منظور لازم است ابتدا کلیاتی درباره مشخصات افیولیت نئوتتیس در هر کشور به‌طور خلاصه توضیح داده شود.

نئوتتیس در غرب ایران

ایران درست در مرکز طولانی‌ترین کوهزایی ناشی از برخورد قاره-قاره قرار گرفته و پس از بسته شدن نئوتتیس از آلپ در اروپا تا هیمالیا در آسیای شرقی کشیده شده است.



شکل ۱. نقشه ساده شده نمایشگر خط‌دز نئوتتیس به همراه لکه‌های افیولیتی بزرگ در ایران، ترکیه و عراق که در آن کمر بند خارجی زاگرس OB نیز نشان داده شده است. به علاوه کمر بند سنندج-سیرجان و گروه والاش-نئوپوردان-کامیاران نیز علامت‌گذاری شده است. نقشه اولیه از Dilek et al. (2010) گرفته شده و بر روی آن اعداد یک تا هفت بیانگر لکه‌های افیولیتی مقایسه شده در این مقاله است. پهنه گیسپان توسط ستاره زرد رنگ علامت‌گذاری شده است

پشت قوس هم برای این موقعیت افیولیتی صحبت به میان آمده که نشان از ضعف داده و تفسیر در مطالعات قبلی این ناحیه و پیچیدگی موضوع است. در پهنه گرماب (مابین هرسین صحنه و سروآباد) تنها پریدوتیت‌های هارزبورژیتی-لرزولیتی سرپانتینی شده به همراه گابروهای ملانژ شده، برونزد دارند. در بررسی‌های محققین نرخ ذوب بخشی بالا از منشأ تهی شده برای این سنگ‌های الترامافیک پیشنهاد شده است (میری و همکاران، ۱۳۹۹). همچنین تعلق این واحد به سنگ‌های مناطق عمیق اقیانوسی با نرخ ذوب بخشی زیاد در کنار شکل‌گیری به صورت پسماندی در یک حوضه قوس-پشت قوس از احتمالات ذکر شده دیگر در این باره است (ویسی نیا و همکاران، ۱۴۰۰).

افیولیت مریوان: افیولیت‌های ناحیه مرزی کردستان در ایران از حیث شیمی سنگ کل مورد مطالعه قرار گرفته و به تعلق آنها به هر دو نوع پریدوتیت‌های عمیق^۱ یا نوع فرافروانشی^۲ اشاره شده است (کریمی و همکاران، ۱۳۹۹). تبادل بین مذاب-سنگ و نیز سیال-سنگ در این سنگ‌ها منجر به درجه‌های مختلف تهی‌شدگی در آنها شده است. بدین شرح ماهیت پریدوتیت‌های عمیق اقیانوسی پهنه مریوان طی فرآیند تبادل مذاب-سنگ دستخوش تغییر شده و علامت‌های نوع فرارانشی را ثبت کرده است.

افیولیت گیسیان: این پهنه در شمال غرب ایران در محل مرز سه کشور ایران با ترکیه و عراق (شکل ۱) یک قطعه از این کمر بند تراسستی است. در این بخش، خط درز افیولیتی از برخورد ورقه عربی با لبه قاره اوراسیا با شیب به سمت شمال و شرق حاصل شده است. داده‌های سن سنجی Ar-Ar سنی حدود ۹۸ میلیون سال برای این سنگ‌ها نشان داده است (علی زاده، ۱۳۹۰). متاپلیت‌های ناحیه کچله در غرب گیسیان با کانی‌شناسی ساده میکا+کوارتز+فلسپار و دانه اپک از یک پروتولیت اسیدی (شبه پوسته فوقانی) با سنگ مولد آذرین در حد

سن سنجی اورانیوم-سرب بر روی زیرکن-روتیل-تیتانیات سنگ‌هایی که تصور می‌شد افیولیت ژوراسیک هستند، با دو هدف صورت گرفته یکی اینکه معلوم شود، آیا آنها اجزاء یک افیولیت واقعی هستند یا خیر و دوم اینکه ارتباط آنها با افیولیت‌های کرتاسه پایانی (نظیر افیولیت‌های زاگرس-بیتلیس در غرب ایران-آناتولی جنوبی یا کمر بند سیوان-آکرا در شمال ارمنستان یا از میر-آنکارا در پونتید جنوبی) مشخص شود (Moghadam et al., 2018). داده‌های سن یابی نشان داد افیولیت فرضی در حقیقت مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین دگرگون شده است که سنی مشابه سنگ‌های آذرین کمر بند سنج-سیرجان داشته (کامبرین تا ژوراسیک) و در ریفت قاره‌ای ژوراسیک ایجاد شده‌اند. شاید این ریفت مقدمه پیدایش حوضه پشت قوسی است و افیولیت خوی طی آن شکل گرفته است. برونزدهای متعددی از سنگ‌های مافیک در کمر بند ارومیه-دختر نیز به ثبت رسیده که سن مشابهی دارند (Modjarrad, 2022). این سنگ‌های آذرین واجد مقادیر زیادی زیرکن به ارث رسیده کامبرین، اردویسین، سیلورین و کربونیفر تا پرمین هستند و بیانگر پوسته قاره‌ای قدیمی در این پهنه است (Moghadam et al., 2018). لکه‌های افیولیتی مهم غرب ایران در ارتباط با نئوتتیس شامل هرسین صحنه (فلاح و همکاران، ۱۳۹۸)، کامیاران (رحیم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ میری و همکاران، ۱۳۹۹)، مریوان (کریمی و همکاران، ۱۳۹۹)، سردشت (Ao et al., 2020)، پیرانشهر (Ao et al., 2017) و مورد اخیر معرفی شده گیسیان (Modjarrad et al., 2024) می‌باشند. در این بخش به توضیح برخی افیولیت‌های مهم در غرب ایران می‌پردازیم.

افیولیت کامیاران: سهول‌آوا در نزدیکی کامیاران استان کردستان (شکل ۱) شامل اجزاء مختلف توالی افیولیتی است و در این مجال پریدوتیت‌های سرپانتینی آن مورد نظر می‌باشد. برای این پریدوتیت‌ها جایگاه تشکیل پهنه‌های عمیق اقیانوسی تا پهنه مرتبط با فرافروانش با نرخ ذوب بخشی زیاد پیشنهاد شده است (رحیم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲). در واقع علاوه بر تفکیک نشدن دو محیط عمیق و جلوی قوسی، حتی از محیط حوضه

1. Abyssal

2. Supra-Subduction-Zone (SSZ)

در ناحیه وان (Mehmatalan-Mollatopuz) از نقطه نظر تمام اجزاء افیولیتی نظیر دگرگونه‌ها، فیلیش‌ها و دایک‌های دیابازی به‌دقت مورد مطالعه قرار گرفته است (Gunay et al., 2012) و واجد کرومیت‌های با کروم زیاد است و در یک محیط فرافروانش شکل گرفته است (Gunay and Colakoglu, 2016). ورقه آناتولی نظیر ورقه ایران از اجزاء مهم کمربند آلپ-همالیاست و در آن لکه‌های متعدد افیولیتی با روند شرقی-غربی در میان توالی‌های ضخیم کربناته و توده‌های دگرگونی ناحیه‌ای برونزد یافته‌اند. در بخش آناتولی اعتقاد بر این است که نئوتتیس دارای دو شاخه اقیانوسی شمالی و جنوبی است. شاخه شمالی نئوتتیس شامل اقیانوس از میر-آنکارا-ایرینجان و تورید-پونتید بوده (Sengor and Yilmaz, 1981) و شاخه جنوبی شامل تتیس جنوبی و بریوت در جنوب آناتولی است (Robertson, 2002). هم‌زمان با آغاز بسته شدن نئوتتیس در کرتاسه پسین، افیولیت‌های هر دو شاخه شمالی و جنوبی بر روی حاشیه غیرفعال قاره جایگیری کرده‌اند. البته این نکته انتقادی را باید ذکر کرد، به‌احتمال زیاد شاخه جنوبی همان روند اصلی نئوتتیس است و شاخه شمالی مربوط به حوضه پشت قوس^۱ می‌باشد. این لکه‌ها بیشتر از نوع جلوی قوسی و فرافروانشی با سن کرتاسه پایانی می‌باشند (Parlak et al., 2002). البته در آناتولی مرکزی نظیر سیواس در کوه‌های اولاش نیز پریدوتیت‌های افیولیتی از همین محیط جلوی قوسی برونزد دارند (Bilici and Kolayli, 2018).

پریدوتیت‌های شرق دریاچه وان از ذوب بخشی با نرخ زیاد، علامت‌های پریدوتیت‌های قوسی را ثبت کرده‌اند. فراوانی قابل ملاحظه عناصر نادر حاکی نشانه غنی‌شدگی طی فروانش است. داده‌ها حاکی از این است که پریدوتیت‌های شرق وان در کمربند فرورانشی لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس با درجه بالایی از ذوب‌بخشی که منجر به غنی‌شدگی مجدد پریدوتیت‌های جلوی قوس شده، تشکیل شده‌اند (Uner, 2021). از این لحاظ می‌توان پریدوتیت‌های یاد شده را با افیولیت‌های جنوبی ترکیه و افیولیت‌های ایران قابل

تراکیت با درجه بالای شاخص هوازدگی حاصل شده‌اند (مجرد، ۱۴۰۰). این رسوبات در موقعیت تکتونیکی حاشیه فعال قاره تکامل یافته و سپس طی تصادم قاره-قاره دچار دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین (LT/LP-MP) طی دو مرحله دگرشکلی شده‌اند (مجرد، ۱۴۰۰). در تداوم لکه‌های ترکیه و عراق، در این بخش از کمربند نیز پریدوتیت‌های هارزبورژیتهی سرپانتینی شده برونزد دارند. هیچ آنتی‌گوریتی در این سنگ‌ها دیده نشده و مجموعه کانایی لیزاردیت+کریزوتیل+اسپینل کروم‌دار به همراه بقایایی از کلینوپیروکسن و مقادیر اندکی از ارتوپیروکسن و الیون فازهای غالب می‌باشد (مجرد، ۱۴۰۱). با توجه به نبود آنتی‌گوریت در پریدوتیت‌های سرپانتینی گسیان، عمق تشکیل سرپانتینیت‌ها کمتر از ۵۰ کیلومتر تخمین زده شده است (مجرد، ۱۴۰۱). مینرال‌شیمی نمونه‌های گسیان تعلق این افیولیت‌ها را به محیط جلوی قوس تأیید می‌کند (Modjarrad and Omrani, under review).

نئوتتیس در شرق ترکیه

سنگ‌های افیولیتی و آمیزه‌های رنگی مناطق وسیعی از سطح ترکیه را پوشانده‌اند و در ارتباط با عملکرد اقیانوس پالئوتتیس و نئوتتیس و در امتداد خط درز آناتولی می‌باشد (Sengor and Yilmaz, 1981). در این رابطه آناتولی به واحدهای تکتونیکی متعددی در امتداد شرقی-غربی تقسیم شده است. در سمت شرق ترکیه و اطراف دریاچه وان، واحدهای افیولیتی با نام آناتولید-تورید (Anatolid-Tauride) شناخته می‌شوند (Okan and Tuysuz, 1999). به عقیده برخی این ناحیه از شرق آناتولی، در بخش منشورهای افزایشی (EAAC) واقع شده و حین فروانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر قاره اوراسیا به سمت شمال در بازه کرتاسه تا الیگوسن تشکیل شده است (Sengor et al., 2008). این محل در موقعیت اتصال قطعات مختلف پوسته‌های قاره‌ای و اقیانوسی واقع شده و حالت گنبدی گرفته و در مرحله تصادم از ائوسن تاکنون با افزایش ارتفاع روبروست. مناطقی از شرق ترکیه

1. Back Arc Basin (BAB)

نئوتتیس در شمال شرق عراق

در بخش شمال شرقی عراق در بخشی که امتداد رشته کوه تراستی زاگرس ایران وارد کشور عراق می‌شود و زاگرس عراقی خوانده می‌شود، این کمر بند افیولیتی وجود دارد (شکل ۱). در این خطواره، آمیزه رنگی به سن مزوزوئیک درون واحدهای رسوبی برونزد دارد (Moore et al., 2000). گروه سنگی والاش، شامل پریدوتیت‌های سرپانتینی است و در امتداد محدوده تراستی بر روی رسوبات آهکی چین خورده دگرگونی قرار گرفته است. بر روی این امتداد در شمال شرق عراق لکه‌های مهمی نظیر پنجوین، بولفات، ماوات، رایات، قلندر و حسن بگ به سن حدود ۱۰۰ میلیون سال برونزد دارند (Asward et al., 2011; Ali et al., 2012). این لکه‌ها بیشتر با افیولیت نیریز و کرمانشاه در ایران و سمعیل در عمان هم‌زمان هستند. فرارانش افیولیت‌های زاگرس عراقی در کرتاسه بالایی آغاز و جایگیری آنها طی ماستریشتین رخ داده است (Leturmy and Robin, 2010). سنگ‌های متاپریدوتیتی پنجوین در پهنه کردستان عراق در شمال غرب محدوده تراستی زاگرس، مهمترین افیولیت مطالعه شده در عراق است. این سنگ‌ها دو مرحله دگرگونی متوالی درجه پایین را پشت سر گذاشته‌اند و در حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شده است. سپس در ترشیری، هم‌زمان با صعود مجدد و فرارانش افیولیت پنجوین بر روی توالی سازند قرمز مرگا مجدد به صورت پیشرونده دگرگون شده‌اند (Mohammad, 2011). واحد افیولیتی رایات عراق شامل پریدوتیت‌های سرپانتینی و کرومیتیت است و به شدت سرپانتینی شده ولی اسپینل‌های کروم‌دار مصون مانده، نشانگر هارزبورژیتی بودن پروتولیت مشابه افیولیت عمان برای این واحد است (Ismail et al., 2009). در نزدیکی اربیل عراق پهنه حسن بگ در مرز با ایران در اثر برخورد قوس ماگمایی نئوتتیس با حاشیه قاره‌ای ورقه عربی در عراق ناحیه بسیار مرتفع قندیل در این پهنه شکل گرفته است. مطالعات نشان داده این افیولیت‌ها در کرتاسه پایانی تا پالئوسن (به سن حدود ۱۰۰ میلیون) در این پهنه با درجاتی

قیاس دانست. مسئله دیگر درباره افیولیت‌های وان فاصله قابل توجه از نوار افیولیتی زاگرس-بیتلیس است. به نظر می‌رسد این لکه‌ها نظیر افیولیت خوی در ایران با نوارهای شمالی مانند قفقاز کوچک در ارتباط باشد. نواحی از بلا فصل مرز ایران از پهنه حکاری و یوکسکوا ترکیه، مانند شمدنلی و کورگان لکه‌های افیولیتی به سن ماستریشتین در خود جای داده‌اند (Parlak et al., 2000). متأسفانه داده‌ای از سنگ کل سرپانتینیت‌های پهنه اخیر منتشر نشده، بنابراین در این پژوهش نمی‌توان بیشتر درباره آن بحث کرد.

دو پهنه گولمان و یارپوز از آناتولی با توجه به در دسترس بودن داده سنگ کل پریدوتیت‌های سرپانتینی شده، و نیز تعلق به کمر بند زاگرس-بیتلیس (نوار اصلی افیولیت نئوتتیس) با سنگ‌های مشابه از گیسیان در جنوب ارومیه قیاس شده‌اند، درباره آنها بیشتر توضیح داده می‌شود:

- افیولیت گولمان: این پهنه در جنوب شرق ترکیه واقع شده (شکل ۱) و برونزد هارزبورژیت‌ها با عدسی‌های دنیوتی همراه توده‌های کرومیتی وسیع در آن دیده می‌شود. بر اساس مطالعات کانی‌شناختی و پترولوژیکی این سنگ‌ها از یک گوشته تهی شده حاصل و به یک محیط فرافروانشی متعلق هستند (Eren Rizele et al., 2016). تهی‌شدگی از CaO و TiO_2 , Al_2O_3 برای هارزبورژیت‌های گولمان نشانه پریدیدوتیت‌های تهی شده در محیط جلوی قوس یا پریدوتیت‌های مناطق عمیق تهی شده می‌باشد و در حین فرورانش رو به شمال شاخه جنوبی نئوتتیس حین برخورد ورقه‌های آناتولی-عربی ایجاد شده است.

- افیولیت یارپوز: این افیولیت‌ها موسوم به عثمانیه در شمال ورقه عربی و در محل برخورد نئوتتیس جنوبی با ورقه عربی و برخورد پلتفرم تورید با ورقه عربی در کرتاسه پایانی تا میوسن شکل گرفته و از رشته کوه آمانوس تا آنکارا تداوم دارد (شکل ۱). این افیولیت بیشتر شامل تکتونایت گوشته‌ای هارزبورژیتی و سنگ‌های کومولایی است و در بعضی بخش‌ها به شدت سرپانتینی شده و در طول بسته شدن نئوتتیس در اواخر کرتاسه بر روی حاشیه شمالی ورقه عربی رانده شده است (Rizaoglu et al., 2019).

1. Guleman-Elazig

2. Yarpuz-Kaypak

رخساره‌های دگرگونی دما پایین گسترش می‌یابد. در این میان بافت‌های منحصربه‌فردی هم در سرپانتینیت‌ها ایجاد می‌شوند. هنگامی که بلورهای ارتوپیروکسن باستیتی شده و یا بقایای بلورهای الیوین سالم، به صورت پورفیروکلاست عمل کرده و سرپانتین‌های نواری در اطراف بلور قرار گیرند، بافت چشمی ایجاد می‌شود. تشکیل بافت‌های شبکه‌ای و پرشدگی رگه‌ها با کلسیت نیز در این مرحله و نزدیک سطح صورت می‌گیرد. بافت‌های شبکه‌ای و باستیتی در اولین مراحل سرپانتینی شدن ایجاد می‌شوند (Boudier et al., 2009).

بررسی اکسید عناصر اصلی و نیز مقادیر عناصر جزئی در سنگ‌های الترامافیک و مافیک لیتوسفر اقیانوسی می‌تواند در ارزیابی و تفسیر وقایع ژئودینامیکی دخیل در تشکیل این سنگ‌ها بسیار کمک‌کننده باشد (Pearce and Stern, 2006). گرچه باید به این نکته توجه داشت که فرارانش افیولیت‌ها بر روی قاره‌ها و نیز تکامل طولانی مدت آنها طی فرورانش آنها تا زمانی که افیولیت‌ها در موقعیت کنونی خود جایگیری کنند، ترکیب ژئوشیمیایی این سنگ‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهد (Putnis and Austrheim, 2010). به‌عنوان مثال سرپانتینی شدن کلینوپیروکسن‌های دیوپسیدی می‌تواند با فعالیت سیالات منجر به افزایش اکسید کلسیم در مقابل کاهش سیلیس در این سنگ‌ها شود (Bach and Klein, 2009). بنابراین عمده کارهای ژئوشیمی بر روی چنین سنگ‌هایی می‌بایست بر روی عناصری باشد که کمتر در اثر این فرایندها دستخوش تغییر می‌شوند.

ژئوشیمی سرپانتینیت‌ها

جدول ۱ داده‌های معرف مربوط به پریدوتیت‌های سرپانتینیتی هر یک از افیولیت‌های ۷ گانه مقایسه شده را خلاصه کرده است. هر ستون از بین تعداد زیادی (برای مثال درباره گیسسیان از بین ۱۶ مورد تجزیه) نمونه انتخاب شده و میانگین گرفته نشده است. سعی شده میزان سرپانتینی شدن در همه موارد کم‌وبیش یکسان و نمونه‌ها هارزبورژیتی باشند. در ضمن با عنایت به چاپ مقاله‌ها در مجله‌های معتبر، داده‌ها از اعتبار کافی و قابل قیاس برخوردارند.

از دگرگونی برونزد یافته‌اند (Mohammad, 2011). یکی از لکه‌های افیولیتی بخش شمال شرق زاگرس عراقی به‌عنوان معرف که داده‌های سنگ کل آن در دسترس بود برای قیاس با سرپانتینیت‌های گیسسیان برگزیده شده که بیشتر در رابطه با آن توضیح داده می‌شود:

- افیولیت ماوات: افیولیت ماوات در ناحیه تراستی زاگرس عراقی در سلیمانیه کردستان عراق جایگیری کرده و در آن عدسی‌ها و توده‌های پراکنده کرومیتیتی با دونیت‌ها به همراه سنگ‌های الترامافیک هارزبورژیتی برونزد دارند. مطالعات نشانگر تشکیل این مجموعه از ذوب بخشی گوشته فوقانی است. فراوانی زیاد عناصر گروه پلاتین در این واحد و نیز نسبت بین این عناصر، نشانه درجات بالای ذوب بخشی منع گوشته‌ای است و در یک محیط فرافروانش تشکیل شده است (Ismail et al., 2010). مطالعات ایزوتوپی نشان داده سرپانتینیت‌های پنجوین در اثر یک رخداد تکتونیک جایگیری کرده‌اند درحالی‌که سرپانتینیت‌های ماوات پس از آبیگری در گوه گوشته^۲ توسط فرآیند گنبدی شدن در توالی آتشفشانی-رسوبی والاش استقرار یافته است (Aqrawi et al., 2007).

فرآیند سرپانتینی شدن

سرپانتینی‌شدن در گستره بسیار وسیعی از دما و فشار اتفاق می‌افتد، سرپانتینی‌شدن دما پایین سنگ‌های اولترامافیک تیپ آلیپی در اثر نفوذ آب‌های جوی یا نفوذ آب‌های شور خارج شده از رسوبات اتفاق می‌افتد. این مورد بیشتر سرپانتینی‌شدن پس‌رونده خوانده می‌شود. در مقابل سرپانتینی‌شدن پیش‌رونده در بسیاری از فرآیندهای دگرگونی در طی تدفین و گرم شدن سنگ‌های اولترامافیک اتفاق می‌افتد و شامل فرآیندهای خشک بی‌آب است. طی این فرآیند از واکنش کریزوتیل، آنتی‌گوریت و بروسیت یا از واکنش آنتی‌گوریت با بروسیت، فورستریت+آب تشکیل می‌شود (Klein et al., 2014; Evans et al., 2013). سرپانتینی‌شدن این سنگ‌ها از کف اقیانوس جایی که نفوذ آب در شکستگی‌های پوسته اقیانوسی جوان و در رگه‌های هیدروترمالی صورت گرفته، آغاز و با فرورانش تختال در

1. Mawat

2. Mantle wedge

با یک نگاه اجمالی معلوم می‌شود ترکیب این پریدوتیت‌های سرپانتینی شده مشابه بیشتر پریدوتیت‌های امتداد خط درز نئوتتیس مانند سرپانتینیت‌های ولتری در آلپ ایتالیا (Cannaò, 2016) و یا متوسط سرپانتینیت‌های فرورانشی معرفی شده توسط دشامپا^۱ (۲۰۱۳) می‌باشد. بعضی اکسیدها مانند Na_2O , K_2O , P_2O_5 , MnO بیشتر موارد زیر حد سنجش دستگاه‌های آنالیزی است و در مقابل SiO_2 و MgO تا ۰.۴۵٪ و آهن کل تا ۰.۱۰٪ فراوانی قابل توجهی در آنها دارد. برخی اکسیدهای دیگر مانند CaO , Al_2O_3 و TiO_2 با اینکه فراوانی کمی دارند ولی در تعیین صفات سنگ‌ها نقش آفرینی می‌کنند. بر پایه یک پیش‌فرض کلاسیک، مقادیر مجموع اکسیدهای خشک در برابر سیلیس، طی سرپانتینی شدن ثابت باقی می‌ماند

(Bogolepov, 1970) درحالی‌که CaO به‌طور منظم تهی می‌شود (Palandri and Reed, 2004). میزان LOI بالا در این واحدها بین ۰.۷٪ تا ۰.۱۳٪ بیانگر شدت سرپانتینی شدن در آنها می‌باشد (جدول ۱).

فراوانی فلزات واسطه مانند Cu و Sc , V , Co , Ni , Cr در این سنگ‌ها قابل ملاحظه است. به دلیل حضور بیون و پیروکسن زیاد در سنگ اولیه، به‌جز تیتانیم در مورد بقیه عناصر بسیار مشابه گوشته اولیه است (جدول ۱). کمبود تیتانیم در این سنگ‌ها شاید به خاطر، سنگ مادر دنیستی تا هارزبورژیتی (Zhihong and Huafu, 1998) است. محتوای عنصرهای نادر خاکی در سرپانتینیت‌های مورد بحث به‌جز چند مورد زیر حد تشخیص دستگاه و علامت تهی‌شدگی شدید این سنگ‌هاست^۱.

جدول ۱. ترکیب متوسط سنگ کل پریدوتیت‌های سرپانتینی شده در امتداد بخش مرکزی خط درز نئوتتیس. منابع مربوط به هر پهنه در متن آمده است. لکه ۱: رحیم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲، لکه ۲: میری و همکاران، ۱۳۹۹، لکه ۳: کریمی و همکاران، ۱۳۹۹، لکه ۴: Ismail et al., 2010، لکه ۵: مجرد، ۱۴۰۱، لکه ۶: Eren Rizeli et al., 2016، لکه ۷: Rizaoglu et al., 2019.

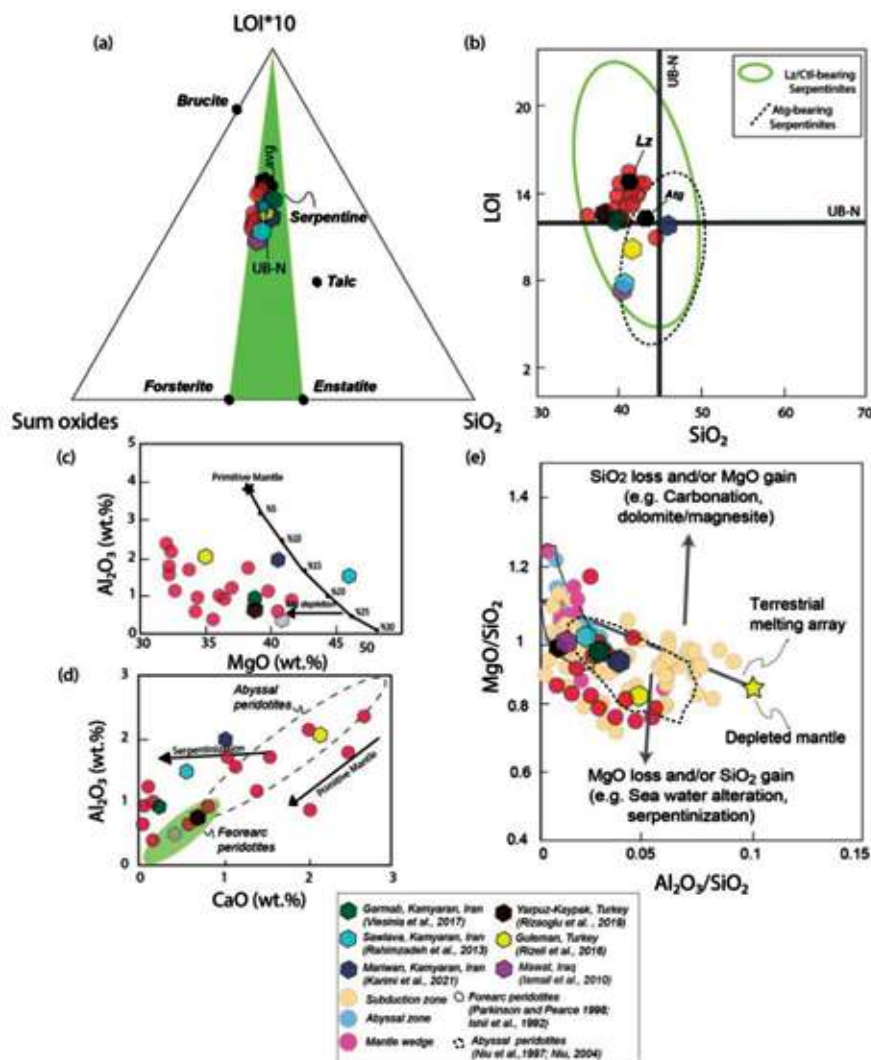
| شماره پهنه بر روی نقشه | سهمول آوا | کامیاران (ایران) | ۱ | ۲ | ۳ | ۴ | ۵ | ۶ | ۷ |
|--------------------------|-----------|------------------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|
| SiO_2 | ۴۰/۵۸ | ۳۹/۲۰ | ۴۵/۹۳ | ۴۰/۶۴ | ۳۹/۸۶ | ۴۲/۲۲ | ۳۹/۱۷ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ |
| TiO_2 | ۰/۰۸ | ۰/۰۱ | ۰/۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۰۴ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ |
| Al_2O_3 | ۱/۵ | ۰/۹۲ | ۲/۱ | ۰/۵۶ | ۱/۲۱ | ۲/۲۳ | ۰/۷۸ | ۰/۴۰ | ۰/۴۰ |
| Cr_2O_3 | ۰/۴۳ | ۰/۴۳ | ۰/۴۳ | ۰/۴۳ | ۰/۴۵ | ۰/۴۵ | ۰/۴۰ | ۰/۴۰ | ۰/۴۰ |
| tFe_2O_3 | ۱۰/۷۶ | ۸/۳۰ | ۸/۹۱ | ۸/۸۳ | ۷/۵۲ | ۷/۹۱ | ۸/۲۵ | ۸/۲۵ | ۸/۲۵ |
| MnO | ۰/۱۷ | ۰/۰۹ | ۰/۱۱ | ۰/۱۳ | ۰/۱۲ | ۰/۱۲ | ۰/۱۱ | ۰/۱۱ | ۰/۱۱ |
| NiO | ۰/۲۵ | ۰/۲۵ | ۰/۲۵ | ۰/۲۵ | ۰/۲۵ | ۰/۲۵ | ۰/۲۵ | ۰/۲۵ | ۰/۲۵ |
| MgO | ۴۶/۳۷ | ۳۷/۷۳ | ۴۱/۱۳ | ۴۱/۳۸ | ۳۷/۰۴ | ۳۴/۷۲ | ۳۸/۴۷ | ۳۸/۴۷ | ۳۸/۴۷ |
| CaO | ۰/۵۶ | ۰/۰۳ | ۱/۰۶ | ۰/۳۴ | ۰/۱۳ | ۲/۳۰ | ۰/۷۱ | ۰/۷۱ | ۰/۷۱ |
| L.O.I | ۷/۶۶ | ۱۳/۱۱ | ۱۲/۱۰ | ۶/۹۹ | ۱۳/۳۱ | ۹/۷۰ | ۱۲/۰۰ | ۱۲/۰۰ | ۱۲/۰۰ |
| Total | ۹۹/۹۳ | ۹۹/۰۶ | ۱۰۰/۰۲ | ۹۹/۰۱ | ۹۹/۹ | ۹۹/۹۵ | ۱۰۰/۱۱ | ۱۰۰/۱۱ | ۱۰۰/۱۱ |
| (ppm) | | | | | | | | | |
| Co | ۹۹/۴ | ۹۳/۶ | ۱۲۹ | ۴۷ | ۱۰۸ | ۹۱ | ۱۲۰ | ۱۲۰ | ۱۲۰ |
| Zn | ۳۰/۸ | ۳۰/۸ | ۳۰/۸ | ۴۷ | ۵۶ | ۲۴ | ۴۳ | ۴۳ | ۴۳ |
| Cr | ۱۹۶۰ | ۱۹۶۰ | ۲۶۰۱ | ۲۸۳۳ | ۲۲۱۲ | ۲۲۱۲ | ۲۹۲۹ | ۲۹۲۹ | ۲۹۲۹ |
| V | ۳۰ | ۴۷ | ۶۰/۰۳ | ۳۸ | ۴۴ | ۵۸ | ۴۵ | ۴۵ | ۴۵ |
| Sc | ۰/۲ | ۱۰ | ۱۶/۵۳ | ۹ | ۱۴/۳ | ۱۳ | ۳۱ | ۳۱ | ۳۱ |
| Cu | ۱۱ | ۰/۲ | ۸ | ۸ | ۵۸ | ۲۴/۲ | ۹ | ۹ | ۹ |
| Sr | ۰/۸ | ۰/۸ | ۶/۹۰ | ۴/۳ | ۴/۳ | ۴/۳ | ۹ | ۹ | ۹ |
| Y | ۰/۲۸ | ۰/۲۸ | ۱/۰۵ | ۳/۴ | ۳/۴ | ۳/۴ | ۲ | ۲ | ۲ |
| Cd | ۰/۱ | ۰/۱ | ۰/۱ | ۰/۱ | ۰/۱ | ۰/۱ | ۷۴ | ۷۴ | ۷۴ |
| Ba | ۳/۱ | ۳/۱ | ۲/۲۶ | ۱۶ | ۱۶ | ۱۶ | ۷۴ | ۷۴ | ۷۴ |
| Yb | ۰/۰۷ | ۰/۰۷ | ۰/۱۴ | ۰/۱ | ۰/۱ | ۰/۱ | ۷۴ | ۷۴ | ۷۴ |
| Ti | ۵۳ | ۵۳ | ۵۳ | ۵۳ | ۵۳ | ۵۳ | ۷۴ | ۷۴ | ۷۴ |
| Pb | ۰/۲ | ۰/۲ | ۴/۵ | ۹ | ۹ | ۹ | ۱۸ | ۱۸ | ۱۸ |

1. Deschamps et al. (2013)

خاستگاه پریدوتیت‌ها

در گیسپان ارومیه، یارپوز ترکیه و گرماب کامیاران در بقیه موارد دارای آنتی‌گوربت تعیین شده است (شکل ۲-ب). نمودارهای وابسته به اکسید آلومینیوم درجه ذوب بخشی از ۱۰ تا ۲۵٪ را برای این سنگ‌ها از غرب ایران تا شمال شرق عراق تا شرق ترکیه، با وجود تأثیرات ناشی از سرپانتینی

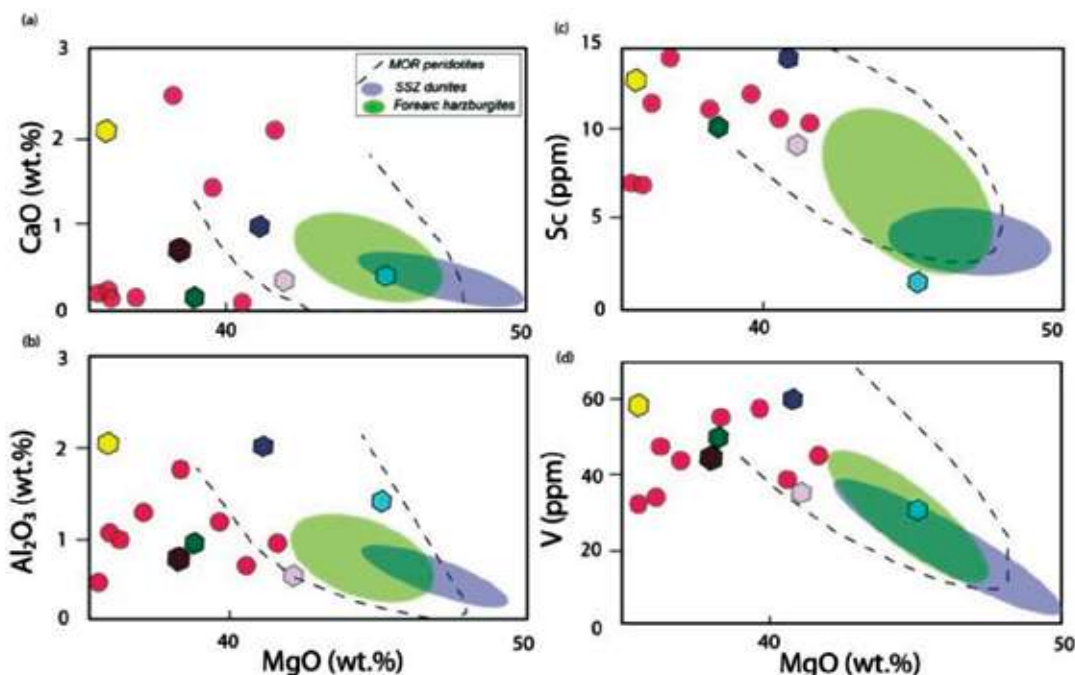
در نمودار مثلثی LOI-سیلیس-مجموع سایر اکسیدها معلوم شد، سرپانتینیت‌های این بخش از نتوتیس ترکیبی مشابه میانگین جهانی (UB-N) و شبیه به هم دارند (شکل ۲-ا). سرپانتینیت‌های پهنه‌های مطالعه شده به جز



شکل ۲. ا) نمودار سه‌تایی از ده برابر LOI-سیلیس-مجموع اکسیدهای دیگر برای نمایش ترکیب سنگ کل پریدوتیت‌های سرپانتینی مطالعه شده. با این پیش‌فرض که سرپانتینی شدن و به تبع آن افزایش LOI نمی‌توانسته فراوانی سایر اکسیدها را تغییر دهد (البته به‌جز سنگ‌های غنی از تالک). استاندارد بین‌المللی با نماد UB-N از Georem (<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de>) اخذ شده است، b) نمودار LOI در مقابل سیلیس که در آن با وجود همپوشانی میدان سرپانتینیت‌های لیزاردیتی با انواع آنتی‌گوربتی، مشخص شد که به‌جز کامیاران و یارپوز ترکیه که مانند گیسپان فاقد آنتی‌گوربت هستند بقیه موارد آنتی‌گوربت دار می‌باشند (Deschamps et al., 2013)، c) نمودار تغییرات فراوانی Al₂O₃ در مقابل آلکال-آهن کل-اکسید منیزیم برای سرپانتینیت‌های گیسپان که در آن محدوده سنگ‌های کومولابی و غیر کومولابی از (Beards, 1986) گرفته شده است، b) الگوی به‌هم‌چسبیده فلزات واسطه نسبت به گوشته اولیه (Jagoutz et al., 1979)، c) نمودار تغییرات فراوانی Al₂O₃ در مقابل MgO که در آن روند ته‌شدگی از منیزیم و نیز نرخ ذوب بخشی گوشته اولیه (Niu, 1997) نیز آورده شده است، d) نمودار تغییرات فراوانی Al₂O₃ در برابر CaO (محدوده‌ها از (Pearce et al., 1992)، نماد دایره قرمز برای گیسپان استفاده شده و بقیه روی شکل درج شده است، e) نمودار MgO/SiO₂ در برابر Al₂O₃/SiO₂ که بیانگر محدوده افیولیت‌های جلوی قوسی و مناطق عمیق است. روند مربوط به فرآیندهای ثانوی نظیر کربناتی شدن (افزایش اکسید منیزیم) و دگرسانی کف دریا (افزایش سیلیس) با فلش علامت‌گذاری شده است. نماد دایره قرمز برای گیسپان استفاده شده و بقیه روی شکل درج شده است. همین نمادها در کل مقاله استفاده شده است

بنابراین بیشتر پریدوتیت‌های پهنه‌های ۷ گانه مطالعه شده از نوع عمیق تا جلوی قوسی ارزیابی می‌شوند (شکل ۲-۲). نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی و فلزات واسطه در برابر اکسید منیزیم نشانگر روندی به موازات پریدوتیت‌های پشته میان اقیانوسی برای همه پهنه‌های مورد بحث است. با وجود این برای جدایش دو محیط جلوی قوسی و عمیق کارایی نداشته است (شکل ۳-۳-۴).

شدن، نشان می‌دهد (شکل ۲-۳). تفکیک محیط پیدایش پریدوتیت‌ها با استفاده از ترکیب سنگ کل، کار دشواری است و در نمودارهای متمایزکننده نیز بیشتر این دو نوع دارای همپوشانی هستند (شکل ۲-۴). نسبت MgO/SiO_2 فاکتور خوبی برای تشخیص نوع جلوی قوسی از انواع عمیق اقیانوسی پریدوتیت‌هاست ولیکن با دگرسانی کف اقیانوسی و سرپانتینیت شدن پریدوتیت‌ها اعتبار خود را از دست می‌دهد.

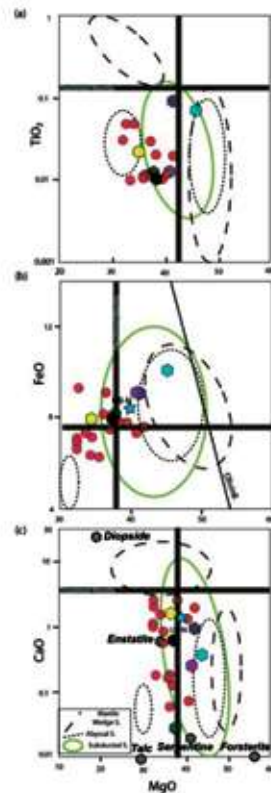


شکل ۳. نمودارهای عناصر اصلی (CaO , Al_2O_3) و فلزات واسطه (Sc , V) در برابر اکسید منیزیم که در آنها میدان پریدوتیت‌های پشته میان اقیانوسی (Niu, 2004) و جایگاه هارزبورژیت‌های جلوی قوسی و دونیت‌های فرافورانشی (Parkinson and Pearce, 1998) مشخص شده است. نماد دایره قرمز برای گیسپان استفاده شده و بقیه روی شکل درج شده است

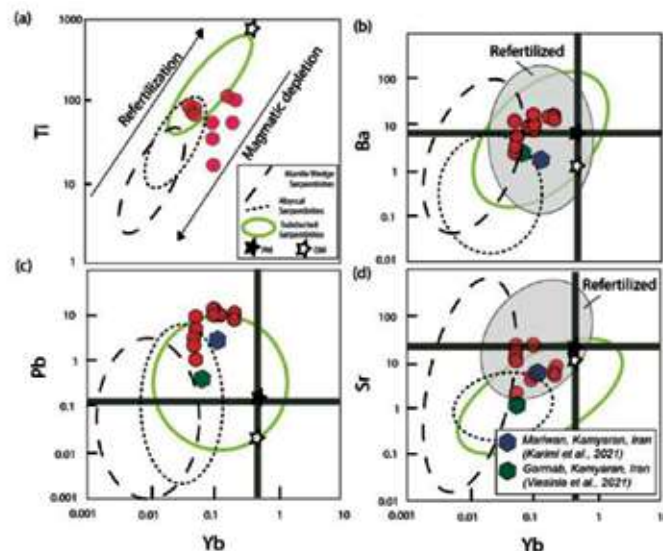
تعیین جایگاه تشکیل سرپانتینیت‌ها

سهول‌آوا کامیاران از نوع عمیق تعیین شده است. همین نتیجه با استفاده از نسبت عناصر جزئی نیز تأیید می‌شود (شکل ۴-۵). گرچه همپوشانی با نوع عمیق در این دست نمودارها هم وجود دارد و درباره پریدوتیت‌های گرماب کامیاران نیز با تردید تعلق به انواع عمیق روبرو هستیم. همچنین پدیده باروری دوباره حین سرپانتینیت شدن توسط تبادلات سنگ/سیال در این سنگ‌ها اتفاق افتاده است (شکل ۴-۵).

به‌تازگی با مطالعه ده‌ها مورد سرپانتینیت از مکان‌های مختلف جهان، اقسام سرپانتینیت به سه دسته مرتبط با پهنه‌های عمیق اقیانوسی، فرورانده و گوه گوشته‌ای تقسیم شده است (Deschamps et al., 2013). بر خلاف تفکیک نشدن موفق انواع پریدوتیت‌های مناطق عمیق و جلوی قوسی برای بخش مرکزی خط درز نئوتتیس در مطالب بالا، با مطالعه گروه‌های یاد شده توسط نمودارهای ویژه سرپانتینیت‌ها (شکل ۴-۳)، بیشتر سرپانتینیت‌های ذکر شده از نوع فرورانده ارزیابی می‌شوند. تنها پریدوتیت‌های



شکل ۴. نمودارهای تغییرات اکسیدهای TiO_2 , FeO و CaO در مقابل MgO برای قیاس ترکیب سریانتینیت‌های مطالعه شده. مقصود از اکسید آهن، آهن کل بوده است. جایگاه مربوط به گوشته تهی شده (Salters and Stracke, 2004) و پریدوتیت‌های مناطق عمیق، گوه‌گوشته و فرورانده (Deschamps et al., 2013; Niu, 2004) نیز در آن معین شده است. همچنین جایگاه ترکیبی کانی‌های مهم در سنگ‌های الترامافیک با شش‌گوش خاکستری و متوسط سریانتینیت‌های استاندارد با ستاره آبی نشان داده شده است. در یک نگاه اجمالی همه انواع پریدوتیت‌های سریانتینی مطالعه شده در بخش مرکزی نتوتیس از نوع فرورانده شده ارزیابی می‌شود. نماد دایره قرمز برای گیسبان استفاده شده و بقیه روی شکل درج شده است



شکل ۵. نمودار تغییرات مقادیر Ti , Ba , Pb و Sr در برابر Yb برای سنگ‌های مورد بحث. ترکیب حدودی گوشته تهی شده از (Salters and Stracke, 2004) و گوشته اولیه از (McDonough and Sun, 1995) گرفته شده است. جایگاه باروری دوباره در حین وقایع فرو/فرارانش با رنگ خاکستری از افزوده شده است (Deschamps et al., 2013). دایره‌های قرمز نمونه‌های افیولیت گیسبان و نمادهای دیگر روی شکل مندرج است، گرچه بیشتر پهنه‌ها فاقد داده برای پیاده‌سازی در این نمودارها بودند ولی درباره نمونه‌های ایران می‌توان آثار باروری مجدد را علاوه بر نوع فرورانده برای سریانتینیت‌ها به‌خوبی رؤیت کرد. گرچه همپوشانی گسترده‌ها با نوع عمیق، مانع تصمیم قطعی می‌شود

بحث

سربانتینیت‌های عمیق با پریدوتیت‌های سالم‌تر تبادل عنصری انجام می‌دهند (Van Keken et al., 2011). دو گونه سنگ مادر اصلی برای سربانتینیت‌های فرورنده معرفی شده است: پریدوتیت‌های اقیانوسی فرورانشی و پریدوتیت‌های قاره‌ای که در طول فاز کششی توسط آب دریا هیدراته شده‌اند. با این حال، چون همه سربانتینیت‌ها از نظر ظاهری شبیه هستند به‌طور معمول شناسایی و جدایش این دو گروه در صحرا غیرممکن است (Skelton and Valley, 2000).

سربانتینیت در یک لیتوسفر اقیانوسی فرورنده بخش تحتانی پوسته اقیانوسی را تشکیل می‌دهد و در حفاصل پوسته و گوشته لیتوسفری است. برای سربانتینیت شدن این بخش لازم است در مدل گردش سیالات داغ فرورونده، نفوذ سیالات تا بخش نکتونیت قاعده در نظر گرفته شود. اما زمانی که یک لیتوسفر اقیانوسی و بخصوص حوضه جلو قوس بر روی حاشیه غیرفعال رانده می‌شود، مدت‌ها در زیر آب اقیانوس حرکت کرده و بر روی مواد آبدار که همراه با اصطکاک است متحمل آبیگری و سربانتینیت شدن می‌شود. در بخش‌های مختلف سیستم نئوتتیس نرخ گسترش یکنواخت نبوده است. همچنین دو فرورانش متوالی یکی فرورانش به زیر پوسته اقیانوسی و دیگری فرورانش به زیر پوسته قاره‌ای روی داده است (مؤید، ۱۳۸۱). پس احتمال وجود سنگ‌های دگرگونی و نوارهای افیولیتی متوالی در این امتداد دور از ذهن نیست. این خود باعث پیچیدگی در تصمیم‌گیری مبنی بر تعلق لکه‌های الترامافیک به فرآیندهای بخصوص می‌باشد. بنابراین تعیین دقیق جایگاه تشکیل سربانتینیت‌ها با دشواری روبروست.

از دیگر فرآیندهای پژوهش حاضر ترسیم دقیق خط درز نئوتتیس در مرز سه کشور ایران، عراق و ترکیه است. به این ترتیب که برخلاف آنچه در مقاله دیلک و همکاران^۱ (۲۰۱۰) ادعا شده و بعدها در مقاله‌های زیادی به آن استناد شده (e.g., Moghadam et al., 2018)، در حقیقت امتداد فرورانش اصلی و گسل‌های تراستی (مسئول برگرداندن سربانتینیت‌ها به سطح)، در طول مرز ایران با

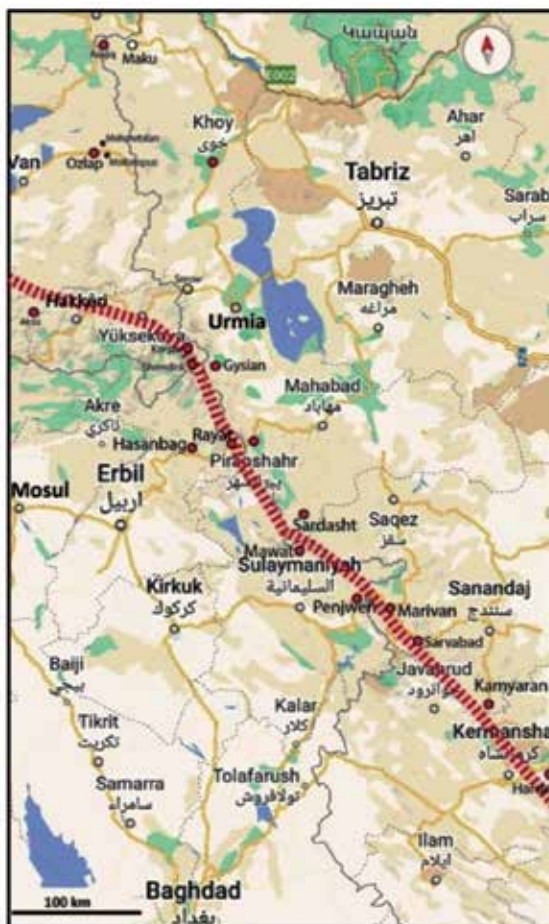
عناصر متحرک در سیال (FME) در سربانتینیت‌ها اطلاعات مفیدی درباره شناخت بهتر نحوه تبادل سنگ/سیال حین دگرسانی و سربانتینیت شدن به دست می‌دهد و در بیشتر انواع سربانتینیت‌ها روی می‌دهد (Sharp and Barnes, 2004). با یک بررسی کلی فراوانی FME مانند Sr, Ba, Pb در این پریدوتیت‌ها زیاد است و نقش چنین سربانتینیت‌هایی در تولید ماگمای قوس پر رنگ است (مانند: Lafay et al., 2013). البته باید دقت داشت این غنی‌شدگی در انواع فرورنده چشمگیر است (Tonarini et al., 2007) و در نتیجه تعاملات ثانوی سنگ/سیال (مشتق شده از رسوبات)، حین باروری مجدد روی داده است.

با فرورانش رو به پایین لیتوسفر اقیانوسی هیدراته و گرم شدن آن به دلیل دگرگونی پیش‌رونده، سیالات از تختال مشتق شده و با افت نقطه ذوب سنگ‌ها منجر به ذوب بخشی در گوه گوشته‌ای و تولید ماگمای قوسی می‌شود (Green, 2007). آزدایی از تختال بیشتر در ۱۰۰ تا ۱۷۰ کیلومتری ابتدای محل فرورانش صورت می‌گیرد (بسته به شیب زمین گرمایی و پایداری کانی‌های کلیدی آبدار مثل آمفیبول و سربانتین) (Pawley and Holloway, 1993). آب رها شده می‌تواند به گوه گوشته‌ای فوقانی ورود کرده و با پریدوتیت‌های گوشته‌ای آمیخته و کانی‌های آبدار بسازد. آب در این محیط به شکل‌های مختلفی حضور دارد: آب مولکولی در ماگماها و یا سیالات سیلیکاته برخاسته از تختال، فاز هیدروکسیل به‌عنوان بخشی از فازهای آبدار، هیدروژن به‌صورت نقص نقطه‌ای در کانی‌های غیر آبدار (مثل الیون، پیروکسن و گارنت) و در نهایت به‌صورت سیالات فوق بحرانی در شرایط فشار و دمای بالا. پترولوژی تجربی به‌خوبی میدان پایداری کانی‌های آبدار و میزان آب موجود در آنها را برآورد کرده است (Hacker, 2003). به‌طور متوسط لیتوسفر اقیانوسی در رخساره ژئولیتی حدود ۷٪ آب دارد که در رخساره اکلوزیتی این میزان به ۰.۹٪ کاهش می‌یابد. بدین معنی که نزدیک به تمام آب پوسته اقیانوسی در دمای ۳۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد در فشار کمتر از ۱۵ کیلوبار به درون گوه گوشته نفوذ می‌کند (Rupke et al., 2004).

1. Dilke et al. (2010)

شده و به آناتولی ترکیه پیوسته است (شکل ۶). البته باید در نظر داشت برخی از این لکه‌ها، مانند پیرانشهر (Ao et al., 2017)، در واقع بقایای دگرگونی قوس ماگمایی ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی است و قبل از هرگونه تصادم قاره-قاره به وجود آمده‌اند.

عراق قرار داشته و پس از عبور از مریوان (پنجوین عراق) و رسیدن به سردشت (ماوات عراق) به پیرانشهر (رایات و حسن بگ عراق) و در شمال به گسیان در جنوب ارومیه (مناطق معادل در ترکیه شمذنی و گورکان در حکاری و یوکسکوا) ختم شده و در این ناحیه از ایران خارج



شکل ۶. روند اصلاح شده امتداد خط درز نئوتتیس در مرز سه کشور ایران، عراق و ترکیه بر اساس مستندات

نتیجه‌گیری

در امتداد کانال فرورانشی سرپانتینیتی شده باشد. بنابراین این نمی‌تواند منجر به تعیین تکلیف قطعی این پریدوتیت‌ها شود. این نکته که برخی سنگ‌های مذکور فاقد آنتی‌گوریت هستند (نظیر گسیان)، نشان از عمق کم تشکیل در گستره خط درز می‌باشد. تأیید نهایی این نتیجه البته مستلزم کار ایزوتوپی و نیز مطالعه روی عناصر گروه پلاتین بر روی پهنه‌های یاد شده می‌باشد.

در این پژوهش سرپانتینیت‌های هفت پهنه از امتداد خط درز نئوتتیس در سه کشور ایران، عراق و ترکیه از نقطه نظر ترکیب سنگ کل مورد بررسی و مقایسه قرار گرفتند. با در نظر گرفتن داده‌های ژئوشیمی سنگ کل و مرور اطلاعات قبلی درباره سرپانتینیت‌های بخش مرکزی خط درز نئوتتیس، به نظر می‌رسد بیشتر این پریدوتیت‌های سرپانتینی از نوع فرورانده باشند. البته باید در نظر داشت انواع پریدوتیت‌های عمیق و جلوی قوسی نیز می‌توانسته

منابع

- تاجور، ع.، خطیب، م. و زرین کوب، م.، ۱۳۹۹. جایگاه نکتونوماگمایی دیابازها و جریان‌های بازالتی افیولیت مکران، جنوب شرقی ایران. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵۵ (۱۴): ۶۷-۷۹.
- جلالت وکیل کندی، ص.، شاه پسندزاده، م.، هنرمند، م. و احمدی پور، ح.، ۱۳۹۸. الگوی ساختاری بخش خاوری توده پریدوتیتی ده شیخ، آمیزه افیولیتی اسفندقه. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۴۹ (۱۳): ۶۱-۴۹.
- فلاح، س.، احمدی خلجی، ا.، ویسی نیا، ا.، طهماسبی، ز. و رحیم‌زاده، ب.، ۱۳۹۹. بررسی شیمی کانی هارزبورژیت‌های مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین: شواهدی بر تحول ذوب‌بخشی گوشته پریدوتیتی از منطقه ژرف اقیانوسی به سوی پهنه فرورانش. پترولوژی، ۱۱(۴۱)، ۲۸-۱.
- رحیم‌زاده، ب.، مسعودی، ف. معین وزیری، ح. و الهیاری، خ.، ۱۳۹۲. سنگ‌شناسی، پتروژنز و ژئودینامیک مجموعه افیولیتی سه ول آوا شمال غرب ایران. پترولوژی، ۴ (۱۴)، ۹۳-۱۱۴.
- علی زاده، ا.، ۱۳۹۰. سن جایگیری آمیزه‌های رنگین در جنوب باختری ارومیه. سی‌امین گردهمایی علوم زمین سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.
- کریمی، آ. احمدی، ع. خیرخواه، م. و پرتابیان، ع.، ۱۳۹۹. سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی پریدوتیت‌های افیولیتی پهنه مریوان-کامیاران، زاگرس (باختر ایران). علوم زمین، ۳۰ (۱۱۸)، ۲۵-۳۶.
- مجرد، م.، ۱۴۰۱. پتروگرافی و ژئوشیمی سرپانتینیت‌های افیولیت گیسیان سیلوانا-جنوب ارومیه؛ ارتباط با فرورانش نئوتتیس در مرز شمال غربی ایران. پژوهش‌های دانش زمین، ۱۳ (۵۲)، ۷۵-۹۸.
- مجرد، م.، ۱۴۰۰. مطالعه زادگاه و دگرگونی درجه پایین میکاشیست‌های حاشیه قاره‌ای مرتبط با آمیزه رنگین گیسیان-جنوب ارومیه. فصلنامه پژوهش‌های دانش زمین، ۱۲ (۴۸)، ۱-۱۹.
- میری، م.، ابراهیمی، م. و ویسی نیا، ا.، ۱۳۹۹. بررسی پتروژنز سرپانتینیت‌های پهنه گرماب در پهنه افیولیت کرمانشاه (غرب ایران) با استفاده از شیمی کانی‌ها و نمودارهای فازی. زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۱۰ (۴)، ۶۳۴-۶۵۱.
- مؤید، م.، ۱۳۸۱. نگرشی نو بر تکوین و تکامل نئوتتیس و ارتباط آن با ماگماتیسیم ترشیری ارومیه-دختر و البرز غربی-آذربایجان. ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. ۰۵۲-SGSI۰۶.
- نیکبخت، س.، بیابانگرد، ح. و باقری، س.، ۱۳۹۹. پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت سیاه جنگل شمال شرق آتشفشان تفتان. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵۶ (۱۴): ۸۷-۹۹.
- ویسی نیا، ا.، ابراهیمی، م. رحیم‌زاده، ب. و اسمعیلی، ر.، ۱۴۰۰. بررسی ژئوشیمی مجموعه افیولیتی گرماب، شمال شرق کامیاران: سیر تحولی مورب به قوس اقیانوسی. علوم زمین، ۳۱(۱)، ۱۴۸-۱۳۵.
- Ali, S. A., Buckman, S., Aswad, K. J., Jones, B. G., Ismail, S. A. and Nutman, A. P., 2012. Recognition of Late Cretaceous Hasanbag ophiolite-arc rocks in the Kurdistan region of the Iraqi Zagros thrust zone: a missing link in the paleogeography of the closing Neo Tethys Ocean. *Lithosphere*, 4, 395-410.
- Ao, S., Xiao, W., Jafari, M. K., Talebian, M., Chen, L., Wan, B., Ji, W. and Zhang, Z., 2016. U-Pb zircon ages, field geology and geochemistry of the Kermanshah ophiolite (Iran): from continental rifting at 79 Ma to oceanic core complex at ca. 36 Ma in the southern NeoTethys. *Gondwana Research*, 31, 305-318.
- Ao, S., Jafari, M. K. and Xiao, W., 2017. U-Pb zircon age of the Piranshahr ophiolite in NW Iran: enigmatic relict of an arc in NeoTethys before the Arabia and Eurasia collision. *GSA Annual Meeting in Seattle, Washington, USA*. DOI:10.1130/abs/2017AM-302778.
- Ao, S., Mao, Q. Jafari, M. K. and et al., 2020. U-Pb age, Hf-O isotopes, and geochemistry of the Sardasht ophiolite in the NW Zagros orogen: Implications for the tectonic evolution of NeoTethys. *Geological Journal*, 1-15. DOI: 10.1002/gj.4011.
- Aqrawi, A. M., Elias, E.M. and Moham-

- med, Y. O., 2007. Oxygen and Hydrogen Isotope Study of Serpentinized Peridotite Rocks, Thrust Zone, North East Iraq. *Iraqi Journal of Earth Sciences*, 7 (1), 13-20.
- Aswad, K. J., Aziz, N. R. H. and Koyi, H. A., 2011. Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonic history of the Zagros suture zone, Kurdistan Region, Iraq *Geological Magazine*, 148, 802-818.
 - Bach, W. and Klein, F., 2009. The petrology of seafloor rodingites: insights from geochemical reaction path modelling. *Lithos* 112, 103-117.
 - Beard, J.S., 1986. Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. *Geology*, 14, 848-851.
 - Bilici, Ö. and Kolayli, H., 2018. Mineral records of the pyroxenites formed within harzburgites (Ulaş, Sivas, Turkey): implications on petrogenesis and tectonic setting. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 27, 384-404.
 - Bogolepov, V.G., 1970. Problem of serpentinization of ultrabasic rocks: *International Geology Review*, 12, 421-32.
 - Boudier, F., Baronnet, A. and Mainprice, D., 2009. Serpentine mineral replacements of natural olivine and their seismic implications: Oceanic lizardite versus subduction-related antigorite: *Journal of Petrology*, 51(1-2), 495-512.
 - Cannò, E., Scambelluri, M., Agostini, S., Tonarini, S. and Godard, M., 2016. Linking serpentinit geochemistry with tectonic evolution at the subduction plate-interface: The Voltri Massif case study (Ligurian Western Alps, Italy): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 116, 115-133.
 - Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S. and Hattori, K., 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, 178, 96-127.
 - Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, S., 2010. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review*, 52, 536-578. <https://doi.org/10.1080/00206810903360422>
 - Eren Rizeli, M., Wang, K.L., Bingol, A.F. and Beyarslan, M., 2016. Mineral chemistry and petrology of mantle peridotites from the Guleman ophiolite (SE Anatolia, Turkey): evidence of a forearc setting: 13th International Conference on Gondwana to Asia, At: Trivandrum, India Volume: 22.
 - Evans, B. W., Hattori, K. and Baronnet, A., 2013. Serpentinite: what, why, where?: *Element*, 9(2), 99-106.
 - Green II, H.W., 2007. Shearing instabilities accompanying high-pressure phase transformations and the mechanics of deep earthquakes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104, 9133-9138.
 - Günay, K. and Çolakoğlu, A., 2016. Spinel compositions of mantle-hosted chromitite from the Eastern Anatolian ophiolite body, Turkey: Implications for deep and shallow magmatic processes. *Ore Geology Reviews*, 73, 29-41.
 - Günay, K., Çolakoğlu, A.R. and Çakır, Ü., 2012. Geochemical properties and rodingitization of diabase dykes cutting peridotites in Yüksekova complex (Özalp, Van-Turkey). *Bulletin of Mineralogy and Exploration*, 144, 1-22.
 - Hacker, B., Abers, G. and Peacock, S., 2003. Subduction factory 1. Theoretical mineralogy densities, seismic wave speeds, and H₂O contents. *Journal of Geophysical Research* 108 (B1). <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB001127>.
 - Ismail, A. A., Mirza, T. M. and Carr, P. F., 2010. Platinum-group elements geochemistry in podiform chromitites and associated peridotites of the Mawat ophiolite, northeastern Iraq. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37, 31-41.
 - Ismail, S. A., Arai, S., Ahmed, A. H.

- and Shimizu, Y., 2009. Chromitite and peridotite from Rayat, northeastern Iraq, as fragments of a Tethyan ophiolite. *Island Arc*, 18, 175-183.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V. and Vanke, H., 1979. The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 11 (2), 2031-2050
 - Klein, F., Bach, W., Humphris, S. E., Kahl, W. A., Jöns, N., Moskowicz, B. and Berquó, T. S., 2014. Magnetite in seafloor serpentinite some like it hot. *Geology*, 42(2), 135-138.
 - Lafay, R., Deschamps, F., Schwartz, S., Guillot, S., Godard, M., Debret, B. and Nicollet, C., 2013. High-pressure serpentinites, a trap-and-release system controlled by metamorphic conditions: Example from the Piedmont zone of the western Alps. *Chemical Geology*, 343, 38-54.
 - Leturmy, P. and Robin, C., 2010. Tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic: introduction. In: Leturmy, P., Robin, C. (eds.) *Tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic*. Geol. Soc. London Sp. Publ. 330. Geological Society of London, London, 1-4.
 - McDonough, W.F. and Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
 - McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C. and Wernicke, B., 2003. Cenozoic evolution of NeoTethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters*, 30(20), 2036.
 - Modjarrad, M., Whitney, D.L. and Omrani, H. (2024) tectonic evolution of the Gysian ophiolitic serpentinites, NW Iran. *Acta Geochimica*, <https://doi.org/10.1007/s11631-024-00682-6>
 - Modjarrad, M., 2022. Geochemistry and crystal shape, size and spatial distribution in arc-related gabbro, Urmia, NW Iran. *Acta Geochim*, DOI: 10.1007/s11631-022-00557-8.
 - Moghadam, H., Corfu, F., Stern, R. J. and Lotfi Bakhsh, A., 2018. The Eastern Khoy metamorphic complex of NW Iran: a Jurassic ophiolite or continuation of the Sanandaj-Sirjan Zone? *Journal of the Geological Society*, DOI: 10.1144/jgs2018-081.
 - Moghadam, H., Li, Q.L., Stern, R. J., Chiaradia, M., Karsli, O. and Rahimzadeh, B., 2020. The Paleogene Ophiolite Conundrum of the Iran-Iraq Border Region. *Journal of the geological society*, DOI: <https://doi.org/10.1144/jgs2020-009>.
 - Mohammad, Y. O., 2011. P-T evolution of meta-peridotite in the Penjwin ophiolite, northeastern Arabian journal of Geosciences, 6(2).
 - Monsef, I., Monsef, R., Mata, J., Zhang, Z., Pirouz, M., Rezaeian, M., Esmaeli, R. and Xiao, W. (2018) Evidence for an early-MORB to fore-arc evolution within the Zagros suture zone: constraints from zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Neyriz ophiolite (South Iran). *Gondwana Res*, 62: 287-305.
 - Moores, E. M., Kellogg, L. H. and Dilek, Y., 2000. Tethyan ophiolites, mantle convection, and tectonic 'historical contingency': A resolution of the 'ophiolite conundrum'. In Dilek Y., Moores E. M., Elthon D. and Nicolas A. (eds.) *Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program*, pp. 3-12. Geological Society of America Special Paper 349.
 - Niu, Y., 2004. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. *Journal of Petrology* 45, 2423-2458.
 - Niu, Y. and Hekinian, R., 1997. Spreading rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges. *Nature* 385, 326-329.

- Okay, A.I. and Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Serane, M. (Eds.). Mediterranean Basins. Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geol. Soc. London Spec. Publ., 156: 475-515.
- Palandri, J. L. and Reed, M. H., 2004. Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68(5), p. 1115-1133.
- Parkinson, I.J. and Pearce, J.A., 1998. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a suprasubduction zone setting. *Journal of Petrology* 39 (9), 1577-1618.
- Parlak, O., Höck, V. and Delaloye, M., 2002. The suprasubduction zone Pozanti-Karsanti ophiolite, southern Turkey: evidence for high-pressure crystal fractionation of the ultramafic cumulates. *Lithos*, 65: 205-224.
- Pawley, A. R. and Holloway, J. R., 1993. Water sources for subduction zone volcanism: New experimental constraints. *Science*, 260(5108): 664-667.
- Pearce, J.A. and Stern, R.J., 2006. Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives. *Geophysical Monograph series* 166, American Geophysical Union, Washington, 63-86.
- Pearce, J.A., van der Laan, S.R., Arculus, R. J., Murton, B. J., Ishii, T., Peate, D.W. and Parkinson, I.J. 1992. Boninite and harzburgite from LEG125 (Bonin-Mariana Forearc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction. In: Fryer P, Pearce JA, Stokking LB (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Ocean Drilling Program, College Station, 125, 623-657.*
- Putnis, A. and Austrheim, H., 2010. Fluid-induced processes: metasomatism and metamorphism. *Geofluids*, 10:254-269.
- Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews*, 70:323-345.
- Rizaoglu, T., Bagci, U. and Parlak, O., 2019. Geochemistry and tectonic significance of the ophiolitic rocks of the Yarpuz-Kaypak (Amanoslar, Osmaniye) area. *Bull. Min. Res. Exp.*, 159: 99-116.
- Robertson, A.H.F., 2002. Overview of the genesis and emplacement of mesozoic ophiolites in the eastern mediterranean tethyan region. *Lithos*, 65: 1-67.
- Rüpke, L.H., Morgan, J.P., Hort, M. and Connolly, J.A.D., 2004. Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth and Planetary Science Letters* 223, 17-34.
- Salters, V.J.M. and Stracke, A., 2004. Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5 (5). <http://dx.doi.org/10.1029/2003GC000597>.
- Şengör, A. C., Özeren, M. S., Keskin, M., Sakiñç, M., Özbakır, A. D. and Kayan, I., 2008. East Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens: *Earth-Science Reviews*, v. 90(1-2), p. 1-48.
- Sengor, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey, a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75: 181-241.
- Sharp, Z.D., Barnes, J.D., 2004. Water-soluble chlorides in massive seafloor serpentinites: a source of chloride in subduction zones: *Earth and Planetary Sciences Letters*, 226:243-254.
- Skelton, A. D. and Valley, J. W., 2000. The relative timing of serpentinisation and mantle exhumation at the ocean-continent transition, Iberia: constraints from oxygen isotopes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 178(3), p. 327-338.

- Tonarini, S., Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F. and Manetti, P., 2007. Evidence for serpentinite fluid in convergent margin systems: the example of El Salvador (Central America) arc lavas: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 8 (9). [http:// dx.doi.org/10.1029/2006GC001508](http://dx.doi.org/10.1029/2006GC001508).
- Uner, T., 2021. Supra-subduction zone mantle peridotites in the Tethyan Ocean (East Anatolian Accretionary Complex-Eastern Turkey): Petrological evidence for melting and melt-rock interaction. *Mineralogy and Petrology* , 115: 663-685.
- Van Keken, P. E., Hacker, B. R., Syracuse, E. M. and Abers, G. A., 2011. Subduction factory: 4. Depth dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide: *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 116(B1).
- Yilmaz, A. and Yilmaz, H., 2013. Ophiolites and Ophiolitic Mélanges of Turkey: A Review. *Geological Bulletin of Turkey*, 56 (2): 61-114.
- Zhihong, W. and Huafu, L., 1998. Geology, petrology and geochemistry of the mafic-ultramafic rocks in Fujian coastal region, southeastern China, and their genesis. *Ophiolite*, 23(1):1-6.
- Wang, X., Lang, X., Klemd, R., Deng, Y. and Tang, J., 2022. Subduction initiation of the Neo-Tethys oceanic lithosphere by collision-induced subduction transference. *Gondwana Research*, 104:54-69.

ژئوشیمی و پتروژنز گندهای ساب‌ولکانیک دامنه شمالی نوار افیولیتی سبزوار، شمال شرق ایران

ابراهیم محمدی گورجی^۱، قاسم قربانی^(۲) و هادی شفایی مقدم^۲

۱. کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

۲. دانشیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۱۱/۱۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۲/۱۲

چکیده

گندهای ساب‌ولکانیک آندزیتی-داسیتی نوده انقلاب و کوه کمرتنگ در دامنه شمالی نوار افیولیتی سبزوار و در بخش شمال شرقی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. از نظر ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه دارای ماهیت متآلومین، کالک-آلکان تا کالک-آلکانل پتاسیم بالا، غنی‌شدگی از عناصر LREE و LILE و تهی‌شدگی در HREE و HFSE و آنومالی منفی در عناصر TNT (Ta-Nb-Ti) نشان می‌دهند و در یک محیط مرتبط با فرورانش تشکیل شده‌اند. با توجه به سایر ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها همچون میزان $Al_2O_3 > 15wt\%$ ، $SiO_2 > 62wt\%$ ، $Na_2O > 3.3wt\%$ ، $MgO < 2.2$ ، $Sr/Y > 24$ ، $La/Yb > 8$ ، می‌توان این سنگ‌ها را به عنوان آداکیت‌های غنی از سیلیس طبقه‌بندی کرد. ویژگی‌های پتروگرافی، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی $Rb-Sr$ و $Sm-Nd$ ($\epsilon_{Nd} = 6.02 - 6.10$)، $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7047 - 0.7045$ آداکیت‌های غنی از سیلیس مورد مطالعه نشان‌دهنده آن است که آنها از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس (زیر شاخه دریا/ اقیانوس سبزوار) به زیر توران در رخساره آمفیبولیت تا گارنت آمفیبولیت تشکیل شده‌اند و طی صعود به سطوح بالا هضم و آغشتگی خیلی کمی با پوسته قاره‌ای نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: آندزیت-داسیت، آداکیت‌های غنی از سیلیس، ایزوتوپ‌های Sr-Nd، فرورانش.

مقدمه

در اثر همگرایی رو به شمال بلوک لوت با البرز شرقی و در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی جایگزین و بر جای مانده‌اند (Shojaat et al., 2003; Jafari and Ghasemi, 2023). گندهای ساب‌ولکانیک زیادی در بخش‌های مختلف کمربند افیولیتی سبزوار وجود دارد که تاکنون توسط محققین مختلف مطالعه شده و ترکیب سنگ‌شناسی آنها متشکل از آندزیت، داسیت و ریولیت است و ویژگی

پهنه مورد مطالعه در حدود ۸۰ کیلومتری شمال غرب سبزوار و در کمربند ساختاری ایران مرکزی (کمربند افیولیتی سبزوار) واقع شده است (Stocklin, 1968) (شکل ۱). بیشترین افیولیت‌های ایران (شکل ۱) از جمله افیولیت‌های کمربند سبزوار بقایایی از پوسته اقیانوسی نئوتتیس در شمال شرق ایران هستند که در کرتاسه بالایی

* نویسنده مرتبط: ghorbani@du.ac.ir

آداکیتی نشان می‌دهند. اسپایس و همکاران (۱۹۸۳) (Spies et al., 1983) پیدایش نوار آتشفشانی بعد از افیولیت بین سبزوار و قوچان را ناشی از فرورانش با شیب به سمت شمال لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس حوضه سبزوار، از زمان ائوسن میانی به بعد می‌دانند. صالحی‌نژاد (۱۳۸۷) گنبد‌های شمال باشتین را به صورت گنبد‌های نیمه عمیق با ترکیب آندزیت، داسیت و ریولیت، با ماهیت متآلومین تا پرآلومین ضعیف و کالک‌آلکان و در گروه آداکیت‌های پرسیلیس می‌داند. قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) نیز گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس جنوب قوچان-اسفراین را ناشی از مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانده و دگرگون شده‌ی نئوتتیس سبزوار در گستره پایداری گارنت و گوه گوشته‌ای روی آن در یک پهنه فرورانش حاشیه‌ی قاره‌ای در پلیو-پلئیتوسن می‌دانند. محمدی‌گورجی و همکاران (۱۳۹۴) ایجاد گنبد‌های ریولیتی جنوب نوار افیولیتی شمال سبزوار را حاصل ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس در رخساره گارنت‌آمفیبولیت می‌دانند که از طریق تبلور تفریقی تحول یافته است. جمشیدی (۱۳۹۴) و جمشیدی و همکاران (۱۳۹۳، ۱۳۹۴) نیز ماگمای اولیه سازنده سنگ‌های آداکیتی کمر بند سبزوار را از ذوب بخشی یک منبع گارنت‌آمفیبولیتی یا اکلوزیتی حاصل از دگرگونی لیتوسفر اقیانوسی فرورانده شده سبزوار در ائوسن آغازین در نظر گرفته است. قاسمی و رضایی کهخایی (۲۰۱۵) (Ghasemi and Rezaei Kahkhaei, 2015) سنگ‌های آتشفشانی ائوسن عباس‌آباد را مورد مطالعه قرار دادند. گردیده و همکاران (۱۳۹۷) سن‌سنجی U-Pb زیرکن، نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd و زمین‌شیمی گنبد‌های آداکیتی نئوزن کمان ماگمایی قوچان-اسفراین را بررسی کردند. رضایی کهخایی و همکاران (۱۳۹۷) زمین‌شیمی و زمین‌شناسی ایزوتوپی گنبد‌های آداکیتی پهنه چکنه در جنوب قوچان (شمال غربی ایران) را مطالعه کردند و بر اساس این مطالعه گنبد‌های آداکیتی چکنه، مقدار نسبت‌های ایزوتوپی

اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برابر با 0.7043 و $\epsilon\text{Nd}_{10\text{Ma}}$ برابر با $2/9$ تا $4/98$ دارند و این مقادارها با ویژگی‌های ایزوتوپی در ترکیب‌های آداکیتی پدید آمده از ذوب سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده سنوزوئیک به طور کامل همخوانی دارند. به نظر شفایی مقدم و همکاران (2016, 2021) (Shafaii Moghadam et al., 2016, 2021) تکتونیک کششی ناشی از نازک شدگی لیتوسفری و شاید همراه با شکستن ورقه فرورونده سبزوار و متعاقب آن ذوب بخشی، منجر به تشکیل سنگ‌های ماگمایی ائوسن سبزوار شده است. موقعیت گنبد‌های مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی (شکل ۲) مشخص شده است. این گنبد‌ها (شامل گنبد نوده انقلاب و کوه کمر تنگ) هستند و در صحرا به رنگ خاکستری روشن تا تیره و دارای ترکیب آندزیتی و داسیتی می‌باشند (شکل ۳). در این مقاله داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و ایزوتوپی جدید از برخی از گنبد‌های موجود (نوده انقلاب و کوه کمر تنگ) در بخش دامنه شمالی مجموعه افیولیتی سبزوار، شاید از ذوب ورقه فرورانده اقیانوس سبزوار به زیر البرز به وجود آمده‌اند و ویژگی‌های آداکیتی نشان می‌دهند ارائه می‌شود.

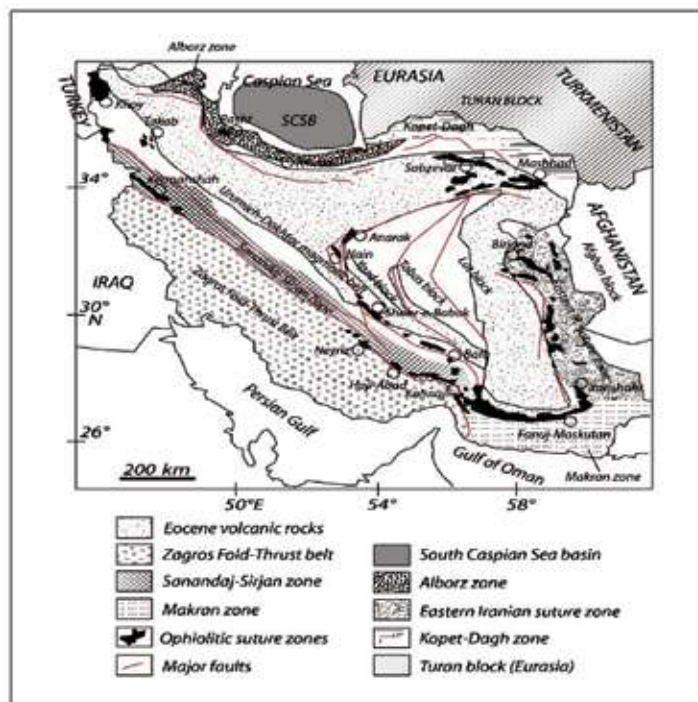
زمین‌شناسی عمومی پهنه مورد مطالعه

سنگ‌های ساب‌ولکانیک مورد مطالعه کمر تنگ و نوده انقلاب بخش کوچکی از مجموعه افیولیتی واقع در شمال سبزوار محسوب می‌شوند (شکل ۲). به‌طور کلی واحدهای سنگی پهنه مورد مطالعه شامل واحدهای دگرگونی، واحدهای سنگی افیولیتی، واحدهای آتشفشانی-رسوبی می‌باشند. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی موجود در پهنه، واحدهای دگرگونی و افیولیتی است و سنی معادل کرتاسه فوقانی-پالئوسن دارند (Shojaat et al., 2003). افیولیت‌های سبزوار در بخش شمالی کمر بند افیولیتی پیرامون خرد قاره ایران مرکزی واقع است. به‌طور کلی توالی افیولیتی سبزوار را می‌توان به صورت مجموعه‌ای متشکل از توالی‌های گوشته‌ای مشتمل بر هارزبورژیت‌ها، لرزولیت‌ها،

روش تجزیه نمونه‌ها

به منظور تعیین خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، تعداد هشت نمونه سنگی به نسبت تازه برای سنجش کل سنگ به روش ICP-AES و ICP-MS برای عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی در آزمایشگاه ALS کانادا انتخاب شدند (جدول ۱). تعداد دو نمونه سنگی نیز برای سنجش ایزوتوپی Sr-Nd سنگ کل به آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه ژنو سوئیس فرستاده شده‌اند. نتیجه‌های سنجش ژئوشیمیایی در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است.

دونیت‌ها و کرومیتیت‌ها به همراه سرپانتینیت‌ها و نیز توالی‌های پوسته‌ای شامل کومولاهای اولترامافیکی به همراه پگماتیت گابروها، گابروها، گابرونوریت‌ها، دیوریت‌ها و کمپلکس دایک‌های صفحه‌ای تا انبوهه‌های دایکی مافیک تا فلسیک، پیلولاواها و گدازه‌های جریان‌ی به همراه رسوبات کرتاسه فوقانی-پالئوسن زیرین معرفی کرد. واحدهای آشفشانی-رسوبی شامل سنگ‌های آشفشانی و آذرآواری ائوسن تا پلیو-کواترنری و سنگ‌های رسوبی میوسن تا پلیو-کواترنری می‌باشند (حیدری و همکاران، ۱۳۹۸).



شکل ۱. نقشه پهنه‌های رسوبی-ساختاری عمده ایران (با تغییرات از Stocklin, 1968) گستره پهنه مورد مطالعه با کادر نشان داده شده است

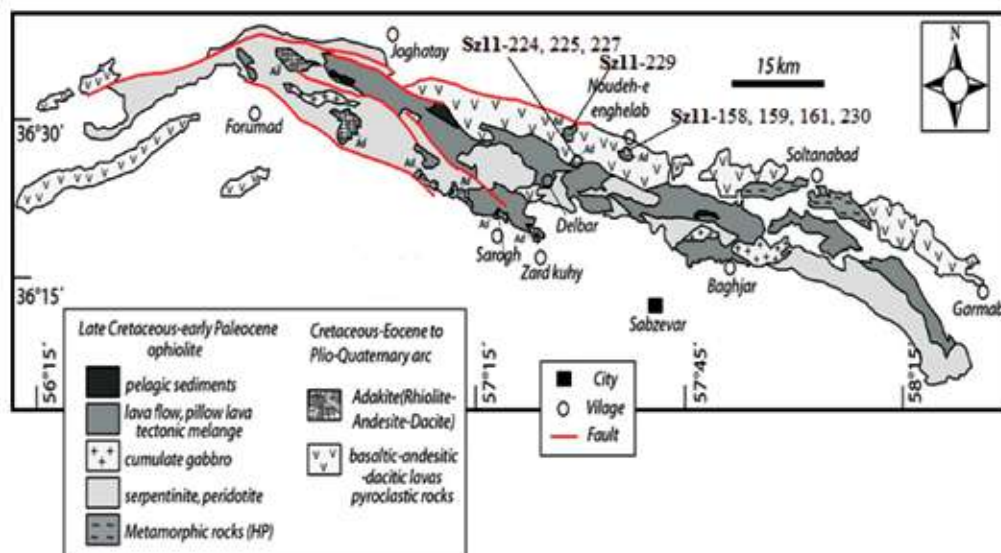
مشخصات صحرایی و پتروگرافی نمونه‌های مورد مطالعه

ترکیب آندزیت و داسیت می‌باشند و نمونه‌های داسیتی در سطح، دگرسانی شدیدی به کانی‌های رسی نشان می‌دهند. بافت‌های پورفیریتیک و گلوپورفیریتیک با خمیره میکرولیتی و میکرولیتی جریان‌ی از مهم‌ترین بافت‌های مشاهده شده در سنگ‌های ساب‌ولکانیک مورد مطالعه می‌باشند. فنوکریست‌ها و میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای پهنه‌بندی و ماکل تکراری در سنگ‌های

رخمون گندهای مورد مطالعه در صحرا برخلاف گندهای مرتفع و مخروطی شکل دامنه جنوبی، به صورت توده‌ها و گندهای به نسبت کم ارتفاع و با توپوگرافی پست دامنه شمالی کمر بند افیولیتی سبزوار را نمایش می‌دهند (شکل ۳) و دارای رنگ خاکستری روشن در نمونه‌های داسیتی، تا خاکستری متمایل به سبز در نمونه‌های آندزیتی هستند. سنگ‌های مورد بررسی از نظر پتروگرافی دارای

این، حضور کوارتزهای ریزدانه و پلی‌کریستالین در خمیره سنگ نشان‌دهنده پدیده شیشه‌زدایی (دیوتریفیکاسیون) خمیره شیشه‌ای این سنگ‌ها می‌باشند. همچنین کانی بیوتیت (E, D, B, ۴) و آمفیبول (شکل ۴-A) به مقدار کم در سنگ‌های داسیتی و آندزیتی یافت شده و بیشتر در اثر دگرسانی به کلریت و کانی‌های کدر، تبدیل‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۴-D). کانی‌های فرعی مانند زیرکن به صورت انکلوژیون در داخل بیوتیت و کانی‌های کدر به‌ویژه در سنگ‌های آندزیتی دیده می‌شوند. (شکل ۴-E-F). از مهم‌ترین کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، کانی‌های اکسیدی، سربسیت و کانی‌های رسی اشاره کرد.

آندزیتی و داسیتی از فراوان‌ترین کانی‌ها هستند (شکل ۴-A) این کانی در سنگ‌های داسیتی به صورت فنوکریست به اندازه‌های حداکثر تا پنج میلی‌متر به صورت خودشکل تا نیمه‌شکل دار دیده می‌شود (شکل ۴-B). فلدسپارهای آلکالن موجود در داسیت‌ها از نوع سانیدین است و به صورت فنوکریست‌های خودشکل تا نیمه‌شکل دار لوح‌های دیده می‌شوند. میزان فنوکریست‌ها به نسبت کم است و بیشتر پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن به همراه کوارتز خمیره سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۴-C). کانی کوارتز در داسیت‌ها به صورت میکروفنوکریست و بلورهای ریز و بیشتر بی‌شکل در خمیره سنگ یافت می‌شود. علاوه بر



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی کمربند افیولیتی شمال سبزوار و موقعیت پهنه مورد مطالعه در دامنه شمالی آن (ساده شده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰/۱ سبزوار و باشتین، بهرودی، ۱۳۷۸؛ اقتباس از محمدی گورچی و همکاران، ۱۳۹۴). موقعیت رخنمون‌ها و نمونه‌های آنالیز شده نیز در نقشه مشخص شده‌اند



شکل ۳. نمایی دور و نزدیک از گنبد‌های آندزیتی، الف) و داسیتی، ب) کم ارتفاع واقع در شمال کمربند افیولیتی شمال سبزوار. دید به سمت شمال، شمال شرق



شکل ۴. تصویر میکروسکوپی از بافت جریان‌ی و حضور فنوکریست پلاژیوکلاز نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با ماکل پلی‌سینتتیک و آمفیبول در سنگ‌های آندزیتی روستای نوده انقلاب، (B) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای ماکل‌های کارلسباد و پلی‌سینتتیک در سنگ‌های داسیتی کوه کمرتنگ، (C) بلور درشت سانیدین در سنگ‌های داسیتی، (D) بافت پورفیریته متشکل از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت در سنگ‌های داسیتی کوه کمرتنگ. خمیره سنگ بافت جریان‌ی نشان می‌دهد، (E) وجود کانی زیرکن به صورت ادخال در داخل کانی بیوتیت در سنگ‌های داسیتی، (F) تصویر میکروسکوپی از بافت دانه ریز و جریان‌ی و حضور کانی اپک در سنگ‌های آندزیتی روستای نوده انقلاب (Amp: آمفیبول، داسیتی، Plg: پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Zrn: زیرکن) (White, 2024)

جدول ۱. نتیجه های سنجش شیمیایی عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی)، عناصر کمیاب و نادر خاکی (ppm) سنگ های مورد مطالعه

| منطقه | نوده انقلاب | نوده انقلاب | نوده انقلاب | نوده انقلاب | کمر تنگ | کمر تنگ | کمر تنگ | کمر تنگ |
|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|----------|----------|----------|----------|
| شماره نمونه | SZ11-158 | SZ11-159 | SZ11-161 | SZ11-230 | SZ11-224 | SZ11-225 | SZ11-227 | SZ11-229 |
| نوع سنگ | آندزیت | آندزیت | آندزیت | آندزیت | داسیت | داسیت | داسیت | داسیت |
| SiO ₂ | ۶۲ | ۶۱/۹۶ | ۶۱/۱ | ۶۳/۱ | ۶۵/۵۲ | ۶۴/۷ | ۶۷/۲ | ۶۳/۲ |
| Al ₂ O ₃ | ۱۷/۲ | ۱۷/۱۱ | ۱۶/۶ | ۱۵/۱۵ | ۱۶/۲۰ | ۱۶/۲۵ | ۱۵/۹۵ | ۱۶/۶۵ |
| MgO | ۰/۹۷ | ۲/۱۵ | ۱/۶۲ | ۲/۸۹ | ۰/۷۸ | ۰/۴۴ | ۰/۶۴ | ۰/۸۵ |
| CaO | ۴/۱۳ | ۵/۰۲ | ۵/۴۴ | ۶/۱۹ | ۲/۳۲ | ۲/۱۸ | ۲/۱۹ | ۲/۲۸ |
| Feo(t) | ۴/۲۴ | ۴/۲۵ | ۴/۱۴ | ۵/۶۲ | ۳/۰۹ | ۳/۳۵ | ۲/۵۶ | ۳/۴۱ |
| MnO | ۰/۱ | ۰/۰۶ | ۰/۰۶ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۴ | ۰/۰۴ | ۰/۰۵ |
| TiO ₂ | ۰/۳۷ | ۰/۴۳ | ۰/۷۱ | ۰/۷۸ | ۰/۲۸ | ۰/۲۸ | ۰/۲۸ | ۰/۲۹ |
| Na ₂ O | ۴/۵۵ | ۴/۳۳ | ۴/۲۴ | ۳/۳۵ | ۵/۰۱ | ۵/۳ | ۵/۲ | ۵/۴ |
| K ₂ O | ۲/۲۳ | ۱/۷۲ | ۲/۰۳ | ۰/۷۶ | ۲/۹۸ | ۳/۳۹ | ۳/۰ | ۳/۰۳ |
| P ₂ O ₅ | ۰/۵۹ | ۲/۷۲ | ۲/۶۹ | ۰/۱ | ۲/۲۲ | ۱/۷ | ۲/۱ | ۲/۵ |
| L.O.I. | ۶۲ | ۶۱/۹۶ | ۶۱/۱ | ۱/۸۰ | ۶۵/۵۲ | ۶۴/۷ | ۶۷/۲ | ۶۳/۲ |
| Total | ۹۸/۷ | ۹۹/۹۲ | ۹۸/۹ | ۹۹/۷۹ | ۹۸/۶۴ | ۹۷/۹ | ۹۹/۴ | ۹۷/۹ |
| Rb | ۳۵/۴ | ۳۴/۲۱ | ۷۴/۱ | ۱۰/۸ | ۵۵/۶۹ | ۷۲/۱ | ۵۳/۱ | ۷۰/۰ |
| Ba | ۲۴۲ | ۱۹۶/۲ | ۲۱۴ | ۱۳۰ | ۲۶۹ | ۳۱۰ | ۳۰۶ | ۳۰۸ |
| Sr | ۳۷۳ | ۴۰۹/۷ | ۵۵۷ | ۵۸۵ | ۳۱۲/۳ | ۳۵۳ | ۳۸۳ | ۳۷۴ |
| Pb | ۵/۰ | ۵/۰۲۳ | ۶/۰ | ۵ | ۹/۷۹ | ۱۲/۰ | ۹/۰ | ۱۰/۰ |
| U | ۰/۶۷ | ۰/۸۴ | ۰/۹۳ | ۰/۳۷ | ۱/۶۹ | ۱/۴۶ | ۲/۰۲ | ۱/۷۳ |
| Th | ۲/۶۶ | ۲/۴۲۶ | ۲/۲ | ۰/۹۴ | ۴/۴۹۷ | ۴/۶۹ | ۴/۷۹ | ۵/۰ |
| Y | ۱۴/۲ | ۱۰/۸۱ | ۱۰/۹ | ۷/۱ | ۱۲/۰۱ | ۱۳/۷ | ۱۴/۴ | ۱۵/۳ |
| Zr | ۱۴۱ | ۱۱۳/۷ | ۱۰۱ | ۵۵ | ۲۲۷/۷ | ۲۴۰ | ۲۶۱ | ۲۶۸ |
| Hf | ۳/۱ | ۲/۷۶۵ | ۲/۴ | ۱/۷ | ۴/۶۷ | ۴/۹ | ۵/۰ | ۵/۳ |
| Nb | ۶/۰ | ۴/۲۵ | ۳/۹ | ۲/۱ | ۱۲/۳۱ | ۱۳/۷ | ۱۴/۳ | ۱۴/۹ |
| Ta | ۰/۴ | ۰/۳۹۹ | ۰/۳ | ۰/۱ | ۱/۰۷۶ | ۱/۰ | ۱/۱ | ۱/۱ |
| La | ۱۳/۷ | ۱۰/۲۹ | ۹/۱ | ۳/۵ | ۲۰/۳ | ۲۲/۹ | ۲۳/۲ | ۲۴/۶ |
| Ce | ۲۷/۸ | ۱۹/۴۹ | ۱۸ | ۷/۳ | ۳۵/۵۸ | ۴۱/۷ | ۴۳/۶ | ۴۵/۲ |
| Pr | ۳/۳۴ | ۳/۳۲۴ | ۲/۲۱ | ۱/۰۳ | ۳/۷۲۱ | ۴/۳۴ | ۴/۴۹ | ۴/۷۵ |
| Nd | ۱۴/۱ | ۱۰/۰۲ | ۹/۴ | ۴/۷ | ۱۴/۲۷ | ۱۵/۷ | ۱۶/۶ | ۱۷/۶ |
| Sm | ۲/۶۹ | ۲/۱ | ۲/۲۶ | ۱/۳۷ | ۲/۴۵۷ | ۱۵/۷ | ۱۶/۶ | ۱۷/۶ |
| Eu | ۰/۹۵ | ۰/۷۲۳ | ۰/۸ | ۰/۵۷ | ۰/۷۱۴ | ۲/۵۳ | ۲/۶۶ | ۲/۸۵ |
| Gd | ۲/۳۱ | ۱/۹۹ | ۲/۰۵ | ۱/۳۱ | ۱/۹۵ | ۰/۸ | ۰/۷۸ | ۰/۸۸ |
| Tb | ۰/۳۷ | ۰/۲۹ | ۰/۳۲ | ۰/۲۲ | ۰/۳۱ | ۲/۱۴ | ۲/۲۴ | ۲/۳۶ |
| Dy | ۲/۲۵ | ۱/۷۹ | ۱/۸ | ۱/۴۵ | ۱/۸۶ | ۰/۳۳ | ۰/۳۶ | ۰/۳۸ |
| Ho | ۰/۴۸ | ۰/۳۵۱ | ۰/۳۹ | ۰/۲۸ | ۰/۳۸۹ | ۲/۰۹ | ۲/۰۸ | ۲/۳۳ |
| Er | ۱/۳۹ | ۱/۰۳۲ | ۱/۰۲ | ۰/۷۸ | ۱/۱۷۸ | ۰/۴۳ | ۰/۴۵ | ۰/۴۹ |
| Tm | ۰/۲۲ | ۰/۱۶ | ۰/۱۶ | ۰/۱ | ۰/۱۹۴ | ۱/۳۶ | ۱/۲۶ | ۱/۵۲ |
| Yb | ۱/۴۷ | ۱/۱۴۷ | ۰/۹۲ | ۰/۶۸ | ۱/۴۸۱ | ۱/۵۷ | ۱/۵۸ | ۱/۷۲ |
| Lu | ۰/۲۴ | ۰/۱۸۸ | ۰/۱۴ | ۰/۱ | ۰/۲۴۹ | ۰/۲۳ | ۰/۲۳ | ۰/۲۵ |

جدول ۲. داده‌های ایزوتوپ Sr و Nd نمونه‌های مورد مطالعه

| Location | نوده انقلاب | کمرتنگ |
|---------------------------------------|-------------|----------|
| Rock type | Andesite | Dacite |
| Samples | SZ11-159 | SZ11-224 |
| $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_s$ | ۰/۷۰۴۰۸ | ۰/۷۰۴۰۷ |
| $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_i$ | ۰/۲۴۱۵۰ | ۰/۵۱۵۴۷ |
| $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ | ۰/۷۰۴۰۷ | ۰/۷۰۴۰۵ |
| $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_s$ | ۰/۵۱۲۹۵ | ۰/۵۱۲۹۴ |
| $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_i$ | ۰/۱۲۶۷۰ | ۰/۱۰۴۰۹ |
| $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ | ۰/۵۱۲۹۵ | ۰/۵۱۲۹۵ |
| ϵ_{Nd_i} | ۶/۱۰ | ۶/۰۲ |
| t_{DM} (Ma) | ۲۵۹ | ۲۱۵ |

تمامی نمونه‌های مورد بررسی، از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) غنی‌شدگی و در عناصر با میدان مقاومت بالا (HFSE) به‌خصوص Nb، Ta و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند که از ویژگی‌های سنگ‌های کمان‌های آتشفشانی می‌باشند (Pearce et al., 1984). در این نمودارها تمامی نمونه‌ها در عناصر Sr، Pb، K و Rb آنومالی مثبت نشان می‌دهند، شاید نشان‌دهنده‌ی منشأ گرفتن ماگمای مادر سنگ‌های مورد مطالعه از یک کمربند مرتبط با فرورانش می‌باشند. همچنین، آنومالی مثبت در عناصر U، Pb، Zr و Hf می‌تواند در اثر آلودگی با مواد پوسته‌ای در ضمن جابجیری ماگمای آنها حاصل شود (Wilson, 1989). رولینسون (۱۹۹۳) (Rollinson, 1993) بیان می‌کند، آنومالی منفی Nb و غنی‌شدگی خیلی زیاد عناصر Sr، K و همچنین غنی‌شدگی عناصر Ba، Rb و CS در ارتباط با اختلاط ماگمایی با پوسته قاره‌ای هستند. نسبت Eu/Eu^* در تمام نمونه‌های مورد مطالعه در حدود یک (۰/۹۵ تا ۱/۲۷) است و این مسئله نشان می‌دهد، تبلور تفریقی عمده پلاژیوکلاز در طی ژنز آنها رخ نداده است (Rollinson, 1993). به‌علاوه، نمونه‌های هر دو پهنه با مقادیر پایین عناصر نادر خاکی سنگین (برای مثال، Yb = 0.68-1.47 ppm و Y = 7.1-14.2 ppm برای نمونه‌های نوده انقلاب و Yb = 1.48-1.72 ppm و Y = 12.01-15.3 ppm برای نمونه‌های کوه کمرتنگ) مشخص می‌شوند

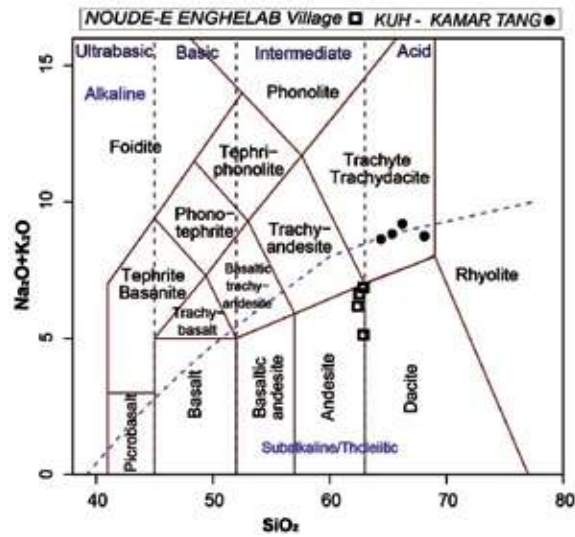
پتروژنز و موقعیت تکتونیکی نمونه‌های مورد مطالعه

مقدار سیلیس سنگ‌های مورد مطالعه بین ۶۱ تا ۶۷ درصد وزنی در تغییر است. الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی و کمیاب آنها نسبت به کندریت و گوشته اولیه دارای غنی‌شدگی در عناصر LILE و LREE نسبت به HFSE و HREE و دارای آنومالی منفی از عناصر TNT (Ta، Nb) و (Ti) می‌باشند (شکل ۸). آنومالی منفی عناصر با میدان مقاومت بالا همچون نیوبوم، تیتانیم و تانتالیم توسط فرآیندهای فرورانش کنترل می‌شوند (Wilson, 2011; Jhon et al., 1989). همان‌طور که در شکل ۹

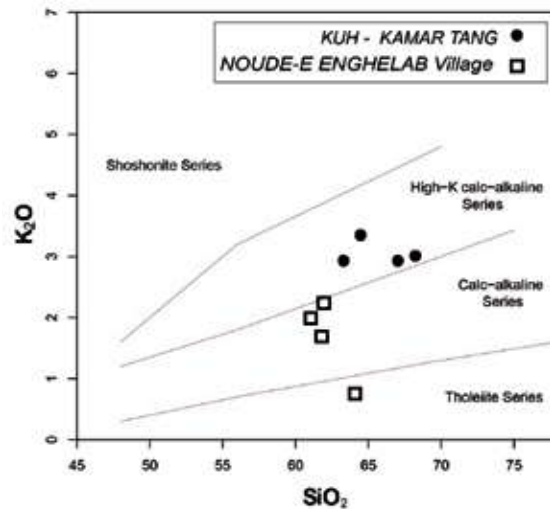
ژئوشیمی

ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های مورد مطالعه از آندزیت تا داسیت تغییر می‌کند (شکل ۴). در تقسیم‌بندی شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی بر اساس $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Le Bas et al., 1986)، نمونه‌های نوده انقلاب در قلمرو آندزیت و نمونه‌های کوه کمرتنگ در قلمرو تراکی داسیت واقع می‌شوند و هر دو گروه، سرشت ماگمایی ساب‌آلکالن نشان می‌دهند (شکل ۵) و با پتروگرافی آنها سازگار هستند. فراوانی‌های عناصر اصلی و کمیاب و داده‌های ایزوتوپی Sr و Nd سنگ‌های مورد مطالعه به ترتیب در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است. برای تعیین سری ماگمایی در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976)، نمونه‌های نوده انقلاب در گستره کالک‌آلکالن (یک نمونه در سری تولیتی قرار می‌گیرد) و نمونه‌های کوه کمرتنگ در گستره کالک‌آلکالن پتاسیم بالا واقع می‌شوند (شکل ۶). ضریب اشباع از آلومینیم نمونه‌های مورد مطالعه بر اساس نمودار مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) (Maniar and Piccoli, 1989)، نمونه‌های نوده انقلاب در گستره متاآلومین و نمونه‌های کوه کمرتنگ در محدوده متاآلومین و متمایل به مرز پراآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۷). الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) در نمونه‌های هر دو پهنه دارای غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) می‌باشد (شکل ۸-الف). در نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه

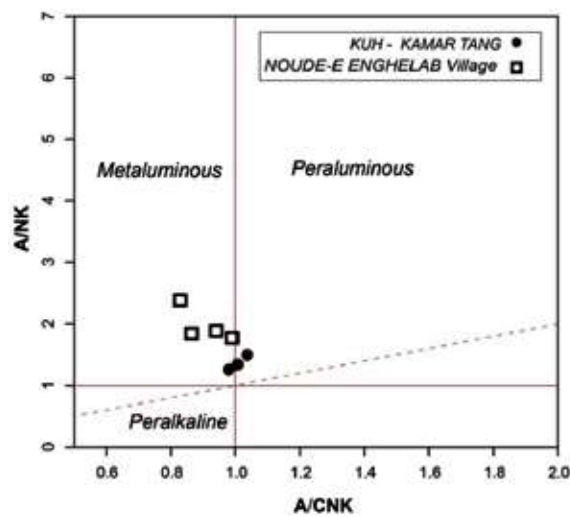
ژئوشیمی و پتروژنز گنبد‌های ساب‌ولکانیک دامنه شمالی نوار افیولیتی سبزوار، شمال شرق ایران



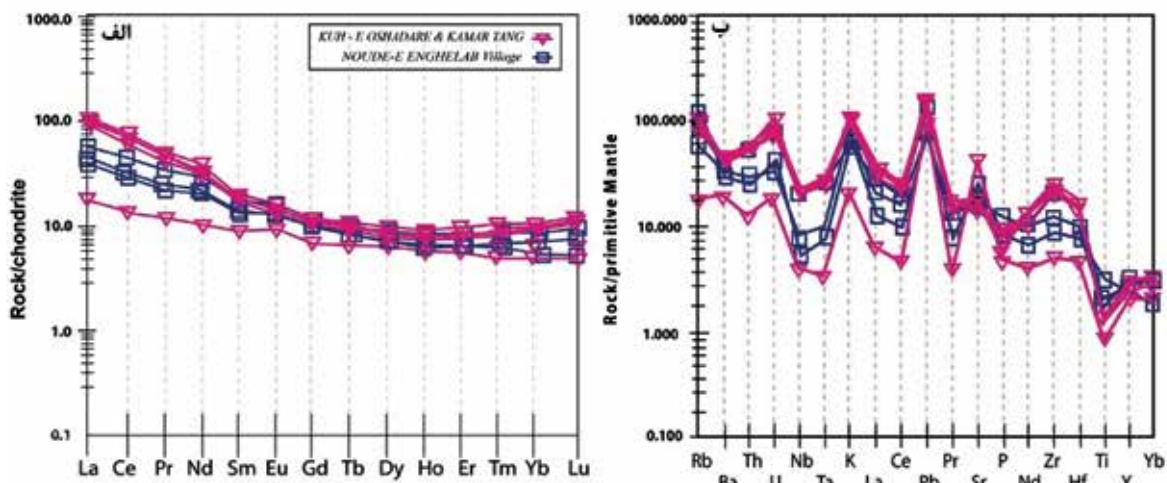
شکل ۵. نام‌گذاری سنگ‌های آذرین مورد بررسی در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Le Bas et al., 1986). نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو آندزیت و تراکی‌داسیت قرار می‌گیرند



شکل ۶. نمودار K_2O در مقابل SiO_2 برای نمونه‌های مورد مطالعه (Peccerillo and Taylor, 1976)



شکل ۷. نمودار A/NK در مقابل A/CNK برای نمونه‌های مورد مطالعه (Maniar and Piccoli, 1989)



شکل ۸. الف و ب) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989)، الف) و عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، ب) برای نمونه‌های مورد مطالعه

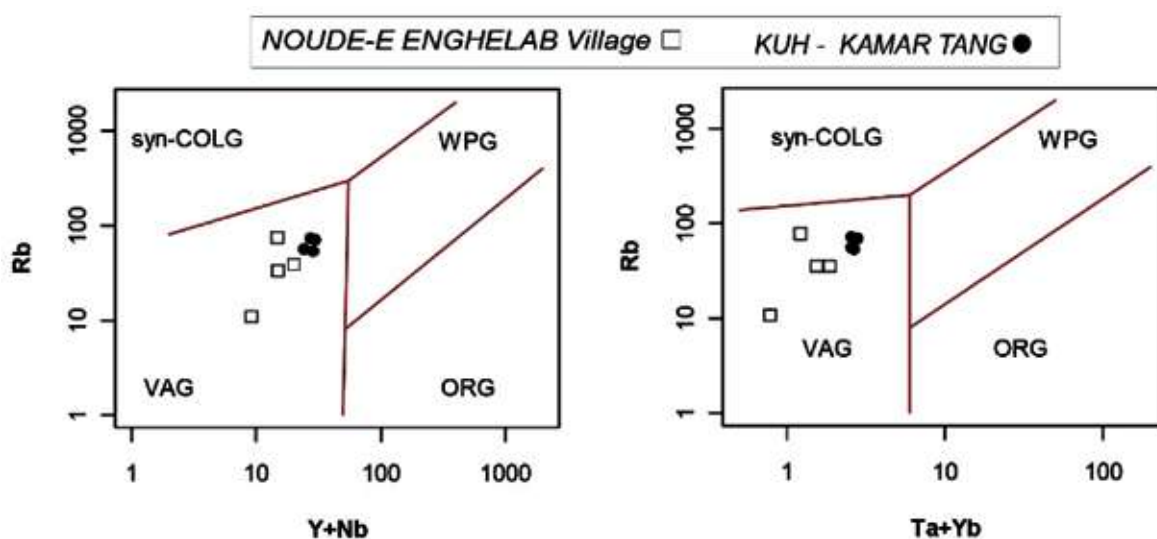
ماگماهای بازالتی، تفریق بلورین فشار بالای ماگمای بازالتی، تفریق بلورین فشار پایین ماگمای بازالتی غنی از آب، به علاوه فرایندهای اختلاط ماگمایی در محیط‌های قوس و غیر قوس به وجود می‌آیند (Castillo, 2012). موین (2009) نیز مدلی برای ژنر آداکیت‌ها ارائه کرده است. بر اساس این مدل ماگمای آداکیتی غنی از سیلیس در اثر ذوب ورقه اقیانوسی در اعماق حدود ۷۰ کیلومتری در رخساره آمفیبولیت تا اکلوتیت به وجود می‌آید. ماگمای به وجود آمده به سطوح بالاتر صعود کرده و با سنگ‌های میزبان پوسته‌ای آغشته شده و سرانجام در پوسته بالایی جامد می‌شود.

نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار $(La/Yb)_N$ در مقابل $(Yb)_N$ (Drummond and Defant, 1990) بیانگر ذوب بخشی از یک منشأ آمفیبولیت تا گارنت آمفیبولیتی هستند (شکل ۱۰). در نمودار Zr/Sm در مقابل Y (Foley et al., 2002) نیز بیانگر منشأ گارنت آمفیبولیتی هستند (شکل ۱۱). نقش آمفیبول در تکامل و تبلور تفریقی بعدی در ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه، همچنین توسط مطالعات محققین قبلی بیان و اثبات شده است (Jamshidi et al., 2015b; Jamshidi et al., 2018). آداکیت‌ها بر اساس میزان سیلیس، به دو دسته سیلیس بالا و سیلیس پایین تقسیم می‌شوند (Moyen, 2009)

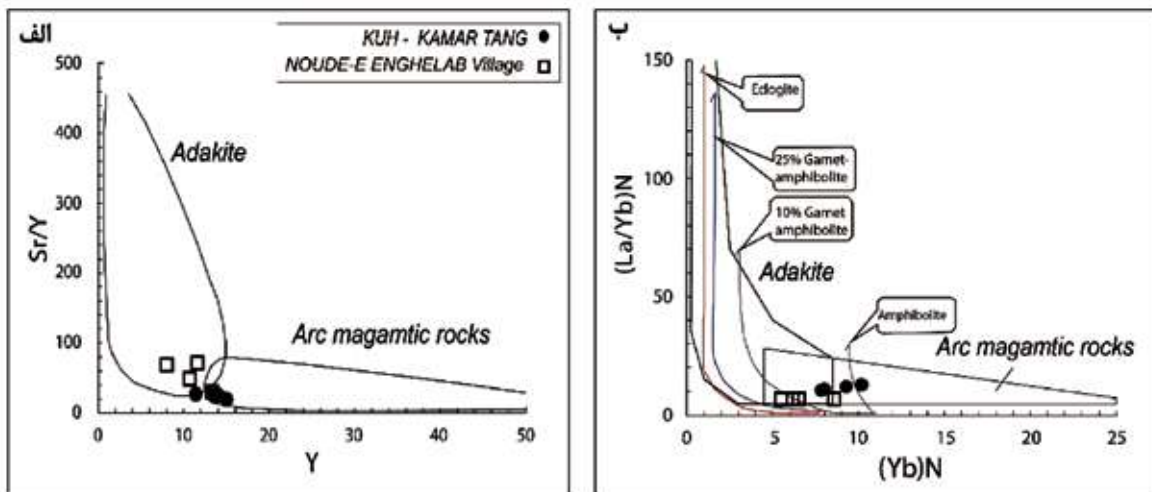
مشاهده می‌شود سنگ‌های مورد مطالعه در نمودارهای Rb در مقابل $Y+Nb$ و $Ta+Yb$ (Pearce et al., 1984). در قلمرو قوس‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند. نمونه‌های مورد مطالعه دارای مقادیر Y و Yb به نسبت پایینی هستند و از این رو برای تمایز بین سنگ‌های معمول در قوس آتشفشانی از سنگ‌های آداکیتی، از نمودارهای Sr/Y در مقابل Y و $(La/Yb)_N$ در مقابل $(Yb)_N$ (Drummond and Defant, 1990) استفاده کرده‌ایم. بر اساس این نمودارها، همگی نمونه‌های پهنه نوده انقلاب در گستره آداکیت و نمونه‌های پهنه کوه کمرتنگ در گستره کمان آتشفشانی و در مرز آداکیت و سنگ‌های قوس ماگمایی واقع شده‌اند (شکل ۱۰). در جدول ۳ سایر ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه با آداکیت‌ها (Defant and Drummond, 1990) مقایسه شده است و همان‌طور که مشاهده می‌شود قرابت خیلی نزدیکی بین آنها مشاهده می‌شود. ترکیب کانی‌شناسی آداکیت‌ها بین سنگ‌های حدواسط تا اسیدی (آندزیت، داسیت، ریولیت و معادل‌های درونی آنها) بوده و به‌طور معمول از آمفیبول غنی هستند (Defant and Drummond, 1990). نمونه‌های مورد مطالعه نیز ترکیب آندزیت و داسیت دارند و آمفیبول یکی از کانی‌های مافیک آنها است. مطالعات نشان داده است که سنگ‌های آداکیتی از طریق ذوب پوسته تحتانی توسط

می باشد و این نسبت بیانگر جایگاه کمربندهای فرورانش است (Pearce, 1983). نمودار Rb/Th در مقابل Th (Pearce, 1983) برای تمایز نقش تبلور تفریقی به علاوه هضم (AFC) در مقایسه با تبلور تفریقی (FC) است. این نمودار بیانگر نقش اصلی تبلور تفریقی به اضافه مقادیر کمی از آغستگی و هضم برای نمونه های مورد مطالعه می باشد (شکل ۱۵). به منظور بررسی دقیق تر و تحول ماگمای آداکیتی پهنه، از نمودار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در مقابل $i(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ (Zindler and Hart, 1986) استفاده شد. همان طور که در نمودار شکل ۱۶ دیده می شود نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نمونه های پهنه مورد مطالعه بین 0.70405 تا 0.70407 و مقدار متوسط $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ مقدار 0.51295 و مقدار $\epsilon_{\text{Nd}} = 6/10 - 6/02$ (جدول ۲) می باشند که در ناحیه آداکیتی های مرتبط با فرورانش قرار گرفته است و بیانگر آن است که از ورقه اقیانوسی فرورانده شده سبزوار نشأت گرفته است. بنابراین، بر اساس مشخصات پتروگرافی و ژئوشیمیایی و ایزوتوپی چنین نتیجه می شود که سنگ های آداکیتی پرسیلیس مورد مطالعه شاید از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده نئوتتیس (زیر شاخه دریا/اقیانوس سبزوار، دور خرد قاره شرق ایران مرکزی) به زیر البرز (توران) در تحت شرایط ترمودینامیکی رخساره آمفیبولیت تا کارنت آمفیبولیت ایجاد شده اند.

(Martin et al., 2005). با توجه به میزان سیلیس، نمونه های مورد مطالعه، متعلق به آداکیت های غنی از سیلیس، $\text{SiO}_2 \geq 69.2 \text{ wt}\%$ ، $\text{MgO} = 0.19-0.31 \text{ wt}\%$ ، $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} < 7.62 \text{ wt}\%$ (Sr = 273-936) است و در نتیجه از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده که با گوه گوشته ای نیز واکنش کرده به وجود آمده اند (Martin et al., 2005; Moyen, 2009). (شکل ۱۲). آداکیت ها نه فقط در جایگاه های تکتونیکی جلوقوس، کمان آتشفشانی اصلی، پشت قوس (Castillo, 2012; Drummond et al., 1996; Defant and Drummond, 1990)، همراه با فرورانش پوسته اقیانوسی به عنوان یک جزء ضروری، یافت می شوند، بلکه همچنین در پهنه های درون صفحه ای، ذوب بخشی پوسته قاره ای لایه لایه و ضخیم شده اتفاق می افتد، نیز یافت می شوند (Castillo, 2012). در نمودارهای $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی Al_2O_3 و Sr در مقابل $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (kamei et al., 2009)، همان طور که دیده می شود نمونه های مورد مطالعه در گستره آداکیت های مشتق شده از پوسته اقیانوسی قرار گرفته اند (شکل ۱۳). استفاده از نمودار Nb/Y در مقابل Rb/Y (Pearce, 1983) برای سنگ های مورد مطالعه، نقش غنی شدگی کمر بند فرورانش و یا آغستگی پوسته ای در ژن آنهارا نشان می دهد (شکل ۱۴). نسبت Rb/Nb در نمونه های مورد مطالعه بالا و بین ۵/۵ تا ۳۷



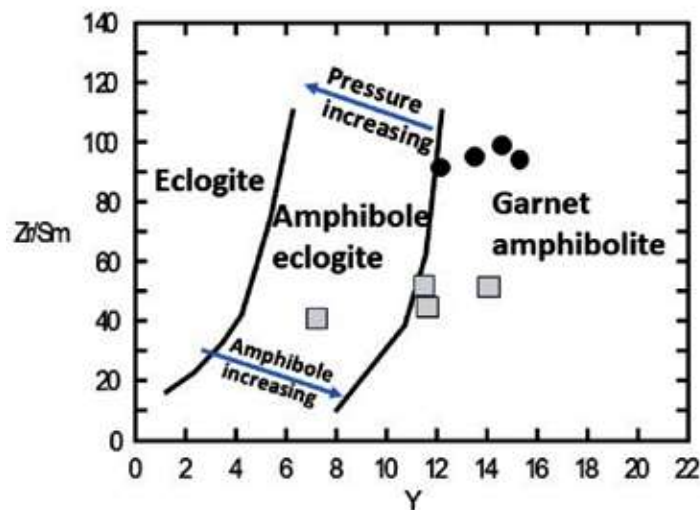
شکل ۹. نمودارهای تکتونوماگمایی برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ های مورد مطالعه (Pearce, 1984)، همان طور که مشاهده می شود نمونه های مورد مطالعه در قلمرو گرانیت های کمان آتشفشانی واقع می شوند



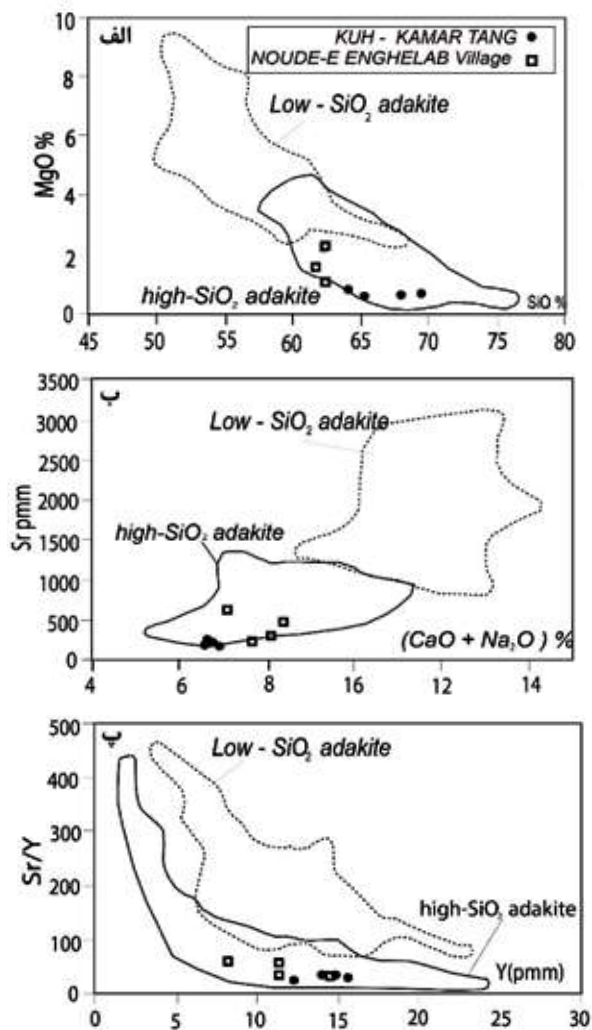
شکل ۱۰. الف) نمودار Sr/Y در مقابل Y، ب) نمودار (La/Yb)_N در مقابل (Yb)_N (Drummond and Defant, 1990) و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو آداکیتی و با منشأ آمفیبولیت تا گارنت آمفیبولیت

جدول ۳. مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها (Defant and Drummond, 1990)

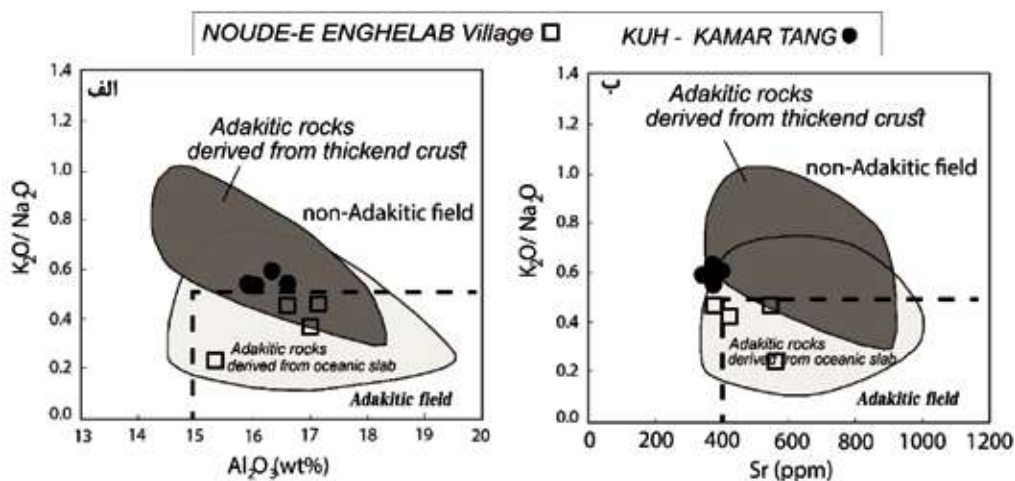
| مقدار محاسبه شده برای نمونه‌های منطقه نوده کمرتنگ (شمال سیزوار) | مقدار محاسبه شده برای نمونه‌های منطقه نوده انقلاب (شمال سیزوار) | معیارهای شناخت آداکیت‌ها |
|---|---|--|
| SiO ₂ = 63.2-65.2 | SiO ₂ = 61.1-63.1 | SiO ₂ ≥ 56 wt% |
| Al ₂ O ₃ = 15.9-16.6 | Al ₂ O ₃ = 15.1-17.2 | Al ₂ O ₃ ≥ 15 |
| MgO = 0.44-0.85 | MgO = 0.973-2.15 | MgO < 3 |
| Sr = 312-383 | Sr = 373-585 | Sr ≥ 400 ppm |
| فقدان آنومالی منفی Eu Y = 12.1-15.3 | فقدان آنومالی منفی Eu Y = 7.1-14.2 | فقدان آنومالی منفی Eu Y ≤ 18 |
| Sr/Y = 24.4-26.0 | Sr/Y = 26.2-82.3 | Sr/Y > 20 |
| Yb = 1.4-1.7 | Yb = 0.68-1.4 | Yb ≤ 1.9 |
| La/Yb = 13.7-14.6 | La/Yb = 5.1-9.8 | La/Yb ≥ 8 |
| Ta: 0.1, Nb: 13.8 (مقدار کم HFSE) | Ta: 0.2, Nb: 4.0 (مقدار کم HFSE) | مقدار کم HFSE (Nb, Ta) |
| (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) = 0.70405 | (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) = 0.70407 | (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ≤ 0.7040 |



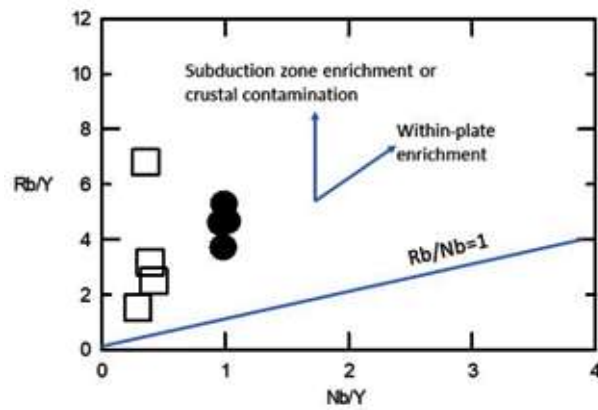
شکل ۱۱. نمودار Zr/Sm در مقابل Y (Foley et al., 2002) برای نمونه‌های مورد مطالعه



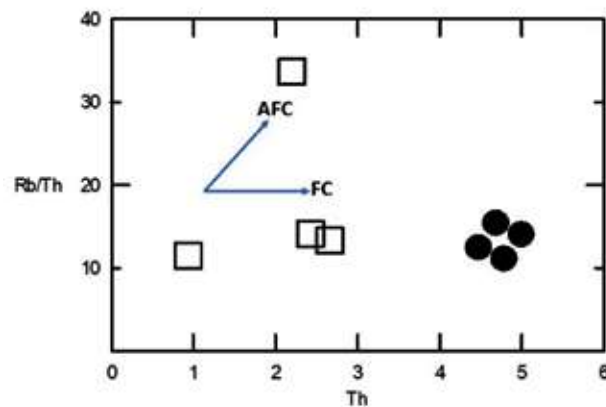
شکل ۱۲. الف) نمودار درصد وزنی MgO در مقابل SiO_2 ، ب) نمودار Sr در مقابل درصد وزنی $K_2O + Na_2O$ ، پ) نمودار Sr/Y در مقابل Y و قرارگیری نمونه های پهنه مورد مطالعه در گستره آداکیت های غنی از سیلیس (Martin et al., 2005; Moyen, 2009)



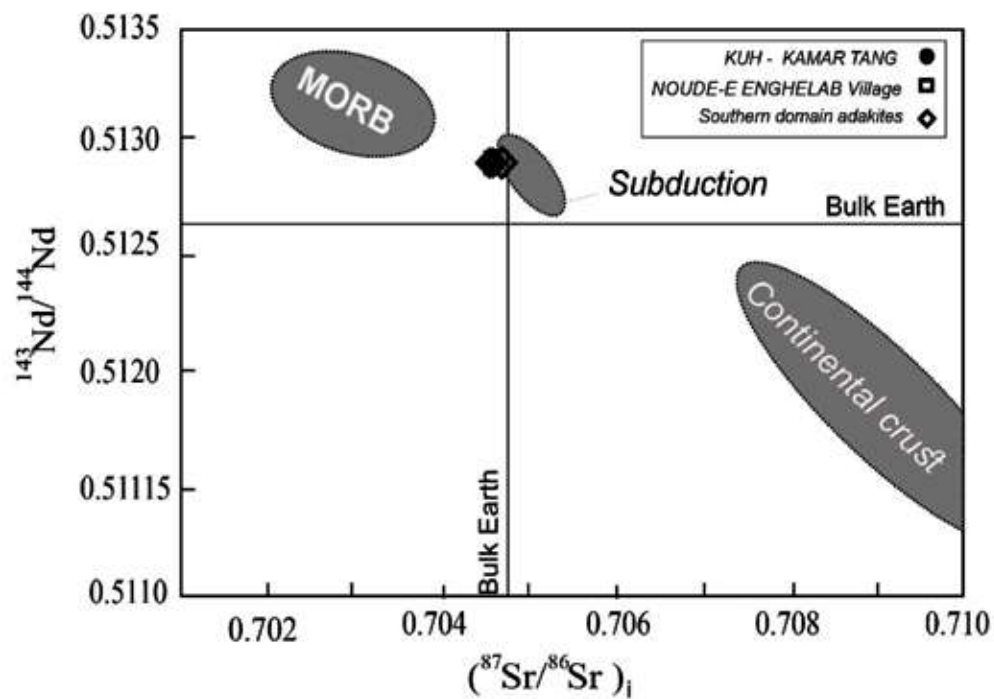
شکل ۱۳. الف) نمودار K_2O/Na_2O در مقابل درصد وزنی Al_2O_3 ، ب) نمودار Sr در مقابل K_2O/Na_2O (با تغییر از Kamei et al., 2009). همان طور که مشاهده می شود نمونه های مورد مطالعه در قلمرو آداکیت های مشتق شده از ورقه اقیانوسی در مرز مشترک با آداکیت های مشتق شده از پوسته ضخیم شده واقع می شوند



شکل ۱۴. نمودار Rb/Y در مقابل Nb/Y (Pearce, 1983). نمونه‌های مورد مطالعه در امتداد روند غنی‌شدگی از کمر بند فرورانش و یا آغستگی پوسته‌ای قرار می‌گیرند



شکل ۱۵. نمودار Rb/Th در مقابل Th (Pearce, 1983). نمونه‌ها از روند تبلور تفریقی تبعیت می‌کنند و اندکی هضم و آغستگی نشان می‌دهند



شکل ۱۶. نمودار همبستگی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در مقابل $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ برای نمونه‌های مورد مطالعه (Zindler and Hart, 1986)

نتیجه‌گیری

ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک په‌نه باشتین (جنوب غربی سبزوار)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۱۰.

- قاسمی، ح.، صادقیان، م.، خانعلیزاده ع. و تنها ع.، ۱۳۸۹. سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سن‌سنجی گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس کمان قاره‌ای نئوژن جنوب قوچان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۳، ۱۸، ۳۴۷-۳۷۰.

- گردیده، س.، قاسمی، ح. و صادقیان، م.، ۱۳۹۷. سن‌سنجی U-Pb بر بلورهای زیرکن، نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd و زمین‌شیمی گنبد‌های آداکیتی نئوژن کمان ماگمایی قوچان-اسفراین، شمال شرق ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۶، ۲، ۴۵۵-۴۷۸.

- محمدی گورجی، ا.، قربانی، ق. و شفایی مقدم، ه.، ۱۳۹۴. ژئوشیمی و پتروژنز آداکیت‌های دامنه جنوبی نوار افیولیتی شمال سبزوار با تکیه بر نتیجه‌های ایزوتوپی‌های Sr-Nd-Pb. فصلنامه علوم زمین، ۹۴، (۹۵)، ۵۱-۶۳.

- Castillo, P. R., 2012. Adakite petrogenesis. *Lithos*, 304-316.

- Drummond, M. S., Defant, M. J., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal Of Geophysical Research*, 95, 21503-21521.

- Defant, M. J. and Drummond, M. S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662-665.

- Foley, S., Tiepolo, M. and vanucci, R., 2002. Growth of the early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature* 417, 837-840.

- Ghasemi, H. and Rezaei Kahkhaei, M., 2015. Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan Abbas Abad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 6, 235-252. <https://doi.org/>

- Jafari, A. and Ghasemi, H., 2023. Geological history of the Sabzevar oceanic Basin, NE Iran:

ترکیب سنگ‌شناسی نمونه‌ها با توجه به بررسی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی، آندزیت و داسیت می‌باشند. طبق نمودارهای عناصر نادر خاکی و کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه، نمونه‌های مورد بررسی، در عناصر نادر خاکی سبک و لیتوفیل بزرگ یون، غنی‌شدگی و در عناصر نادر خاکی سنگین و عناصر با شدت میدان بالا به خصوص Ta، Nb و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بر این اساس متعلق به کمربند‌های فرورانش می‌باشند. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی از جمله نمودار Sr/Y در مقابل Y، سیلیس و سدیم سنگ‌های ساب‌ولکانیک مورد مطالعه متعلق به آداکیت‌های پرسیلیس هستند و از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده سبزوار به زیر البرز (اوراسیا) نشأت گرفته‌اند.

منابع

- بهرودی، ا. و عمرانی ج.، ۱۳۷۸. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- جمشیدی، خ.، ۱۳۹۴. پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبد‌های آداکیتی شمال باشتین، سبزوار. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۸۰.

- جمشیدی، خ.، قاسمی، ح. و صادقیان، م.، ۱۳۹۳. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آداکیتی سیلیس بالای پساافیولیتی سبزوار. پترولوژی، ۵، ۱۷، ۵۱-۶۱.

- جمشیدی، خ.، قاسمی، ح. و میائو، ل.، ۱۳۹۴. سن‌سنجی U-Pb و تعیین ترکیب منشأ گنبد‌های آداکیتی پساافیولیتی سبزوار. پترولوژی، ۶، ۲۳، ۱۲۱-۱۳۸.

- حیدری، م.، قربانی، ق. و شفایی مقدم، ه.، ۱۳۹۸. ترکیب اسپینل به‌عنوان شاخص پتروژنتیکی بخش گوشته‌ای افیولیت فرومد، شمال باختر سبزوار، شمال خاور ایران. فصلنامه علوم زمین، ۱۱۲، ۵۹-۷۰.

- رضایی کهخایی، م.، طاهری، ا.، قاسمی، ح. و گردیده، س.، ۱۳۹۷. زمین‌شیمی و زمین‌شناسی ایزوتوپی گنبد‌های آداکیتی په‌نه چکنه در جنوب قوچان شمال خاوری ایران. پترولوژی، ۴، ۲۵-۴۸.

- صالحی نژاد، ح.، ۱۳۸۷. بررسی پترولوژی و

An overview from continental rifting to obduction in the NeoTethys oceanic system. *Journal of Asian Earth Sciences*, 245, <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2023.105559>

- Jamshidi, K., Ghasemi, H., Miao, L. and Sadeghian, M., 2018. Adakite magmatism within the Sabzevar ophiolite zone, NE Iran: U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopic evidences. *Geopersia* 8 (1), 2018, PP. 111-130. DOI: 10.22059/geope.2017.242944.648352

- Jamshidi, K., Ghasemi, H., Troll, V., Sadeghian, M. and Dahren, B., 2015b. Magma storage and plumbing of adakite-type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, northeast Iran. *Solid Earth* 6: 1-24.

- Jhon, T., Klemm, R., Klemme, S., Hoffmann, E., J. and Gao J., 2011. Nb-Ta fractionation by partial melting at the titanite-rutile transition. *Cont. Mineral. Petrol.*, 161, 35-45.

- Kamei, A., Miyake, Y., Owada, M. and Kimura, J.I., 2009. A pseudoadakite derived from partial melting of tonalitic to granodioritic crust, Kyushu, southwest japan arc. *Lithos* 112, 615-625.

- Le Bas, M. J., Le maitre, R. W., Streckeis, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, Part 3, 745-750.

- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101, 635-643.

- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1-24.

- Moyen J.F., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the "adakitic signature". *Lithos* 112(3-4), 556-574.

- Pearce, J.A., 1983. Trace element charac-

teristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S (ed), *Andesites*. Wiley.

- Pearce J.A., Harris N.B.W. and Tindle A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.

- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contribution to mineralogy and petrology* 58, 63-81.

- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, Singapore, 397.

- Shafaii Moghadam, H., Rossetti, F., Lucci, F., Chiaradia, M., Gerdes, A., Martinez, M.L., Ghorbani, G. and Nasrabad, M., 2016. The calc-alkaline and adakitic volcanism of the Sabzevar structural zone (NE Iran): Implications for the Eocene magmatic flare-up in Central Iran. *Lithos*, 248-251, 517-535.

- Shafaii Moghadam, H., Li, Q. L., Kirchenbauer, M., Garbe-Schönberg, D., Lucci, F., Griffin, W. L. and Ghorbani, G., 2021. Geochemical and isotopic evolution of late Oligocene magmatism in Quchan, NE Iran. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22, 1-40.

- Shojaat, B., Hassanipak, A.A., Mobasher, K. and Ghazi, A.M., 2003. Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 1053-1067.

- Spies, O., Lensch, G. and Mihem, A., 1983. Chemistry of the post ophiolitic Tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan, NE Iran. Geodynamic project (Geotravers) in Iran, final report. *Geo. Sur. Of Iran. Report No. 3*.

- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran; a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52, 1229-1285.

- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic ba-

- salts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D., Norry M. J., (Eds.) *Magmatism in the Oceanic Basins*. Geological Society Special Publication 42, Blackwell Scientific, Cambridge, 313-345.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic*. Oxford University Press, 466.
 - White, S., 2024. Mineral names-abbreviations-GSWA standards/policy for publications and ENS.
 - Zindler, A. and Hart, S. R., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14, 493-571.

استفاده اکوگروه‌های اسپورومورفی (SEGs) و گیاهان والد میوسپورها در بازسازی اقلیم دیرینه عضو قدیر (سازند نایبند)، جنوب طبس

فیروزه هاشمی یزدی^(۱)، فرشته سجادی هزاوه^(۲)، نرگس سادات میرپور شاه‌ابوالقاسمی^(۳)، زهرا محمدی منش^(۳) و محسن علامه^(۴)

۱. استادیار، مؤسسه تحقیقات جنگل‌ها و مراتع کشور، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، تهران، ایران
۲. دانشیار، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، ایران
۳. دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، ایران
۴. دانشیار گروه مهندسی نفت، معدن و زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۳/۰۸

چکیده

برای بازسازی اقلیم دیرینه محیط تشکیل رسوبات عضو قدیر (سازند نایبند) از اطلاعات اکوگروه‌های اسپورومورفی (SEGs) و جوامع گیاهی مربوط به آن و همچنین فراوانی و تنوع میوسپورهای موجود استفاده شد. با توجه به طبقه‌بندی اسپور و پولن‌ها (اسپورومورف‌ها) در اکوگروه‌های اسپورومورفی (SEGs)، در چاه اکتشافی شماره ۹۵۴ (گستره اکتشافی پروده ۴)، جنوب طبس، ایران مرکزی، هر شش اکوگروه گیاهی (شامل گیاهان سازگار با ارتفاعات، دشت‌ها، رودخانه‌ها، پیشگام، ساحلی، و تحت تأثیر جزر و مد) در پالینوفلورای مورد مطالعه شناسایی شدند. نسبت بالای اسپورومورف‌های گرمادوست به سردادوست^۱ و نسبت پایین اسپورومورف‌های خشکی‌دوست به رطوبت‌دوست^۲، حکایت از آب و هوای گرم و مرطوب دارد. با شناسایی گیاهان والد میوسپورها مشخص شد و به ترتیب فراوانی، سرخس‌ها (۴۴٪)، سیکادوفیتا (۳۴٪)، مخروطیان (۹٪)، لیکوفیتا (۸٪)، پتریدواسپرموفیتا (۲٪)، ژینکوفیتا (۲٪) و بریوفیتا (۱٪) پوشش گیاهی اطراف محیط تشکیل نهشته‌های مورد مطالعه را تشکیل می‌دادند. فراوانی چشمگیر اسپورهای منتسب به سرخس‌ها (*Foveogleicheniidites* و *Kyrtomisporis*) و پولن‌های منتسب به سیکادال‌ها (*Ovalipollis*) و *Ricciisporites* در مجموعه پالینوفلورای مورد مطالعه، حکایت از غلبه آب و هوای گرم تا نیمه گرم با رطوبت بالا دارد. موقعیت جغرافیای دیرینه ایران در حاشیه فعال جنوبی اوراسیا (پلیت توران) در زمان تریاس پسین، نیز این نتیجه‌گیری را تایید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: اقلیم دیرینه، اکوگروه‌های اسپورومورفی، تریاس پسین، عضو قدیر (سازند نایبند)، طبس.

1. Warmer/cooler
2. Drier/wetter

* نویسنده مرتبط: ghorbani@du.ac.ir

مقدمه

دولومیت شتری قرار گرفته‌است. در پهنه زغال دار طبس، افقی از کنگلومرا مابین سازندهای نایبند (تریاس پسین) و آب‌حاجی (لیاس) وجود دارد. در عضوهای سازند نایبند سنگواره‌های گوناگونی نظیر آمونیت، مرجان، براکیوپد، اسفنج، دوکفه‌ای، گاستروپد، فسیل‌های گیاهی، اسپور، پولن و سیست داینوفلاژله فراوانند. عضو قدیر نیز حاوی فسیل‌های فراوان گیاهی (در لایه‌های زغالی) و جانوری (در لایه‌های کربناتی) می‌باشد (آقاناتی، ۱۳۸۸، ۱۳۸۳، ۱۳۹۲ و علوی نائینی ۱۳۸۸). اسدی و قاسمی‌نژاد (۱۳۸۹) با مطالعه پالینومورف‌های سازند نایبند (تریاس پسین) در ۴۵ کیلومتری جنوب غربی کاشان، به علت وجود اسپور و پولن‌های متعلق به سرخس‌ها و بازدانگان و همچنین وجود داینوفلاژله‌های شاخص آب‌های گرم، آب و هوای گرم و مرطوب در زمان نهشته‌شدن این سازند را پیشنهاد کردند. جلالی فرد و همکاران (۱۳۹۰) و واعظ‌جوادی (۱۳۹۱) با مطالعه ماکروفسیل‌های گیاهی عضو قدیر (رتین) در گستره معادن پروده طبس، آب و هوای گرم و مرطوب را برای این عضو پیشنهاد کردند. اشتري (۱۳۹۲) با شناسایی اسفنج‌ها و فرامینیفرهای موجود در سازند نایبند (عضو حوض‌خان)، در جنوب غربی یزد (نصرآباد)، محیط رسوبی را یک محیط گرم و کم‌عمق می‌داند. قویدل سیوکی و همکاران (۱۳۹۳)، پالئوآکولوژی سازند نایبند (عضو حوض‌خان) را یک محیط دلتای ساحلی با آب و هوای گرم و مرطوب در زمان نهشته شدن این رسوبات پیشنهاد کردند.

منانی و یزدی (Mannani I and Yazdi 2009) سرخس *Clathropteris* sp. را از عضو قدیر (رتین) در شمال و شمال‌شرق اصفهان گزارش کردند که خود دلیلی بر آب و هوای گرم و مرطوب است. ولی‌پوری‌گودرزی و همکاران (۱۳۹۴) با شناسایی مرجان‌های تریاس پسین سازند نایبند، در پهنه فردوس (شرق ایران) در دو برش چینه‌شناسی حسن‌آباد و آب‌گرم، اجتماع مرجان‌ها را به محیط آب‌های گرم و کم‌عمق در محیط تروپیکال و ساب تروپیکال نسبت دادند.

پس از رویداد سیمیرین بیشین، با پیشروی دوباره دریا روی پیش‌بوم‌های تریاس میانی، ردیفی به نسبت سستبر از سنگ‌های شیلی و ماسه‌سنگی و گاهی کربناته بر جای گذاشته شد، تغییرات سن آن‌ها از تریاس پسین تا ژوراسیک میانی می‌باشد. سازند نایبند (تریاس پسین) قدیمی‌ترین واحد سنگ چینه‌ای گروه شمشک است و به‌صورت ناهمساز و ناگهانی روی سازند شتری (دولومیت‌های تریاس میانی) به‌صورت یک کارست کهن و آغشته به اکسید آهن قرار گرفته است. اولین کوشش در مورد شناخت چینه‌شناسی نهشته‌های تریاس فوقانی ناحیه طبس، توسط داگلاس (Douglas, 1929) صورت گرفت. او با شناسایی نمونه‌های مربوط به هیدروزوا، کورال‌ها، براکیوپودها و دوکفه‌ای‌ها، رسوبات تریاس بالایی را به ترتیب از پایین به بالا به سه سری حوض‌شیخ (لادینین)، نایبند (نورین-رتین) و سری حوض‌خان (رتین) تفکیک کرد. اشتوکلین و ستوده‌نیا (Stöcklin and Setudehnia, 1977) پس از بازنگری سری‌های یاد شده در حوالی ده نایبند نشان دادند، سری نایبند (نورین) در زیر، سری حوض‌شیخ در وسط و سری حوض‌خان (رتین) در بالا قرار دارد و سن پیشنهادی داگلاس برای سری حوض‌شیخ (لادینین) را رد کردند. برونیمن و همکاران (Bronnimann et al., 1971) سازند نایبند را از پایین به بالا، به چهار عضو گلکان (TrN1)، بیدستان (TrN2)، حوض‌شیخ (TrN3) و حوض‌خان (TrN4) تقسیم کردند، سپس کلایور و همکاران (Kluyver et al., 1983) ردیف‌های نهشته‌شده روی عضو رسمی حوض‌خان را به سه عضو غیررسمی و جدید از پایین به بالا شامل شیل زغال‌دار و ماسه‌سنگ (TrN5)، سنگ‌آهک مرجانی (TrN6) و ماسه‌سنگ سرخ (TrN7) تقسیم کردند. بدین ترتیب سازند نایبند به هفت عضو تقسیم شد. کارشناسان شرکت فولاد، ارتباط عضو TrN7 را با عضو زیرین آن، ناپیوسته دانستند و به مجموع دو عضو TrN5 و TrN6، عضو "قدیر" نام دادند. بدین سان، سازند نایبند دارای پنج عضو گلکان، بیدستان، حوض‌شیخ، حوض‌خان و قدیر می‌باشد. سازند نایبند شاید در همه جا به‌صورت ناگهانی و با دگرشیبی خفیف، روی

شباهت دارند. همچنین همراهی عناصر دریایی (سیست داینوفلاژله‌ها، دوکفه‌ای، مرجان‌ها و گاستروپدها) با عناصر خشکی (اسپور و پولن) حکایت از یک محیط رسوبی کم‌عمق در برش چینه‌شناسی مورد مطالعه دارد.

در این مطالعه به‌منظور بازسازی اقلیم دیرینه عضو قدیر (سازند نایبند)، در چاه اکتشافی شماره ۹۵۴ واقع در جنوب طبس، از مدل اکوگروه‌های اسپورومورفی (SEGs) و گیاهان والد میوسپورها استفاده شده‌است.

موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی چاه اکتشافی شماره ۹۵۴

طبس در شرق ایران مرکزی، در استان خراسان جنوبی (۳۰° ۳۳' تا ۳۴° ۰۰' عرض شمالی و ۵۶° ۳۰' تا ۵۷° ۰۰' طول خاوری) قرار گرفته است (Karimi-Bavandpur, 2002). چاه اکتشافی شماره ۹۵۴ در پهنه معادن زغال‌سنگ پروده ۴ در جنوب طبس در عرض جغرافیایی ۲۳° ۵۶' ۳۲" و طول جغرافیایی ۲۰° ۵۳' ۵۶" واقع شده است.

موقعیت چاه اکتشافی مورد مطالعه، با استفاده از جاده اختصاصی مجموعه معدنی و زغال‌شویی پروده، در کیلومتر ۱۸ جاده آسفالت‌ته طبس-یزد میسر می‌باشد. تقریباً در ۴۶ کیلومتری جاده ذکرشده، به یک فرعی خاکی رسیده که پس از طی حدود سه کیلومتر، چاه اکتشافی شماره ۹۵۴ قرار دارد (شکل ۱).

روش مطالعه

تعداد ۷۵ نمونه از مغزه‌های چاه اکتشافی شماره ۹۵۴، برای مطالعات پالینولوژی برداشت شد (شکل ۲). اسلایدهای پالینولوژی به روش معمول (Phipps and Playford, 1984, Traverse, 2007) آماده‌سازی شدند. در این روش از هر نمونه در حدود ۱۰۰ گرم شستشو، خشک و خرد شدند. اسیدشویی نمونه‌ها با اسیدکلریدریک ۵۰٪ به‌منظور انحلال ترکیبات کربناته و اکسیدهای آهن انجام پذیرفت. پس از آبشویی نمونه‌ها، برای از بین بردن ترکیبات سیلیکاته، اسید فلئوئوریدریک^۲ استفاده شد و در ادامه آبشویی و خنثی‌سازی نمونه‌ها

موسوی (Mousavi, 2002) با معرفی نه پالینوزون، سن چهار عضو رسمی سازند نایبند را کارنین پسین تا رتین پیشین تعیین کرد. وی به علت فراوانی و تنوع پالینومورف‌های دریایی (آکریتارک-داینوفلاژله) نسبت به انواع خشکی (پولن و اسپور)، محیط رسوبی را یک دریای کم‌عمق دانست که در ساحل آن گیاهان متنوعی می‌زیستند. موسوی به علت شباهت اجتماع پالینولوژیکی سازند نایبند با افغانستان، آلمان، شمال آمریکا و شمال اروپا، نتیجه می‌گیرد که ایران مرکزی در زمان تریاس پسین، در حاشیه جنوبی خشکی اوراسیا واقع بود. سیریلی و همکاران (Cirilli et al., 2005) با مطالعه پالینومورف‌های سازند نایبند در شمال غرب نایبند، سن چهار عضو رسمی این سازند را نورین-رتین دانستند و گیاهان والد میوسپورها را، از نوع گیاهان نواحی گرمسیر تعیین کردند. صباغیان و همکاران (Sabbaghiyan et al., 2015) براساس داینوسیست‌های موجود در سازند نایبند در بلوک طبس، یک پالینوزون به سن رتین را شناسایی کردند که با سن حاصل از فسیل‌های گیاهی نظیر *Equisetites arenaceus*, *Scytophyllum persicum*, *Pterophyllum bavieri*, *Pterophyllum aequale* and *Nilssoniopteris musafolia* به‌طور کامل مطابقت دارد. همچنین همراهی پالینومورف‌های خشکی (اسپور و پولن) با پالینومورف‌های دریایی (داینوفلاژله) را نشانگر محیط رسوبی نزدیک به ساحل می‌دانند. سجادی و همکاران (Sajjadi et al., 2015) با مطالعه میوسپورهای سازند نایبند (نورین-رتین) در کمرماچه کوه، جنوب شرق طبس، به علت فراوانی میوسپورهای منتسب به مخروطیان و سرخس‌ها، نتیجه گرفتند که آب و هوای گرم و مرطوب همراه با کاهش تدریجی دما در اواخر تریاس حاکم بود. صباغیان و همکاران (Sabbaghiyan et al., 2020) با مطالعه پالینومورف‌های عضوهای بیدستان و حوض شیخ از سازند نایبند در برش چینه‌شناسی چاه تلخ، جنوب شرق شهر طبس، با معرفی دو پالینوزون بر اساس سیست داینوفلاژله‌ها (به سن نورین میانی-رتین) معتقدند، پالینومورف‌های موجود در این دو عضو، ترکیبی از عناصر اوراسیا و گندوانا می‌باشند، اما عناصر نورین میانی تا ابتدای رتین بیشتر به فلورای گندوانا

1. HCL

2. HF



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش چینه شناسی زیرسطحی، عضو قدیر، سازند نایبند چاه اکتشافی شماره ۹۵۴، گستره اکتشافی پرونده، جنوب طبس، ایران مرکزی

رسم شد. در پایان با بررسی داده‌های موجود، بازسازی آب و هوای دیرینه در گستره زمانی تریاس پسین انجام شد.

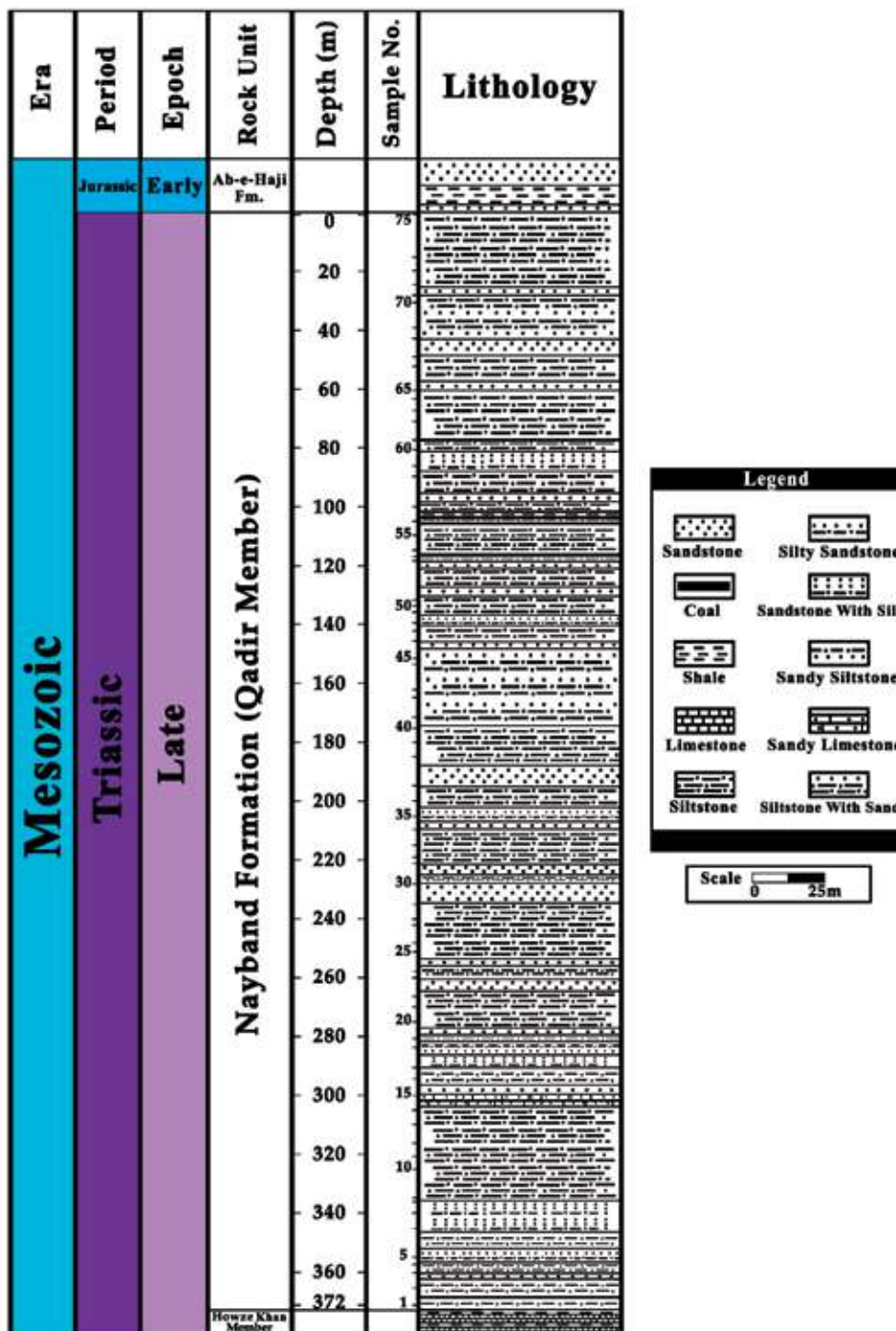
اقلیم دیرینه

اقلیم‌شناسی یا آب و هواشناسی، به مطالعه مشخصات متوسط آب و هوایی در یک دوره بلند مدت در یک ناحیه، گفته می‌شود. از زمان ظهور گیاهان تاکنون تنوع و پراکندگی جغرافیایی آن‌ها تحت کنترل فاکتورهای مختلف از جمله عرض جغرافیایی، شرایط آب و هوایی، ارتفاع، و میزان بارش منطقه بوده است. با توجه به حساسیت گیاهان خشکی نسبت به تغییرات شرایط اقلیمی، میکروفسیل‌های گیاهی (میوسپورها)، که عامل تولید مثل گیاهان می‌باشند، شاخص‌های بسیار خوبی برای بازسازی آب و هوای دیرینه قاره‌ها می‌باشند (Traverse, 2007). میوسپورها به علت قابلیت حفظ‌شدگی، فراوانی قابل ملاحظه و قدرت پراکندگی وسیع جغرافیایی به‌وسیله آب و یا باد، در بازسازی شرایط محیط تشکیل سنگ میزبان دارای اهمیت خاصی می‌باشند (Wikström et al., 2002). با شناسایی گیاهان والد اسپورها و پولن‌ها، می‌توان اقلیم دیرینه را مورد مطالعه قرار داد (Dodd and Stanton, 1990). در مطالعه حاضر از گیاهان مولد اسپورها و پولن‌ها، برای تعیین جغرافیای قدیمی، اکولوژی دیرینه، و آب و هوای گذشته استفاده شده‌است.

انجام شد. نمونه‌ها از الک پارچه‌ای ۲۰ میکرون عبور داده شدند و به‌منظور جداسازی پالینومورف‌ها از عناصر سنگین و سایر مواد زاید، ۲۰ cc از هر نمونه با ۳۰ cc محلول کلرور روی^۲ (با وزن مخصوص ۱/۹ gr/cm^۳) مخلوط شد و در دستگاه سانتریفیوژ قرار گرفت. نتیجه نهایی این فرآیند جداشدن و قرار گرفتن پالینومورف‌ها در بخش میانی محلول می‌باشد. برای تهیه اسلایدها، محلول حاوی پالینومورف‌ها آبشویی و اسلایدهای پالینولوژی تهیه گردید. از هر نمونه، سه اسلاید و در مجموع ۲۲۵ اسلاید مطالعه شد.

اسلایدهای آماده شده دارای پالینومورف‌های بسیار متنوعی شامل اسپورها و پولن‌های گیاهان خشکی، سیست داینوفلاژله‌ها، آستر داخلی فرامینیفرها، اسپور قارچ و اسپور آلگ با حفظ‌شدگی خوب تا متوسط می‌باشند که با استفاده از میکروسکوپ نوری زایس^۳ و با بزرگنمایی ۴۰ و ۱۰۰ مورد مطالعه قرار گرفته و با دوربین موبایل iPhone 6s تصویربرداری انجام شد (Plates 1, 2). برای بازسازی پارامترهای محیطی در زمان تریاس پسین، براساس مدل آبینک (Abbink, 1998) و آبینک و همکاران (Abbink et al., 2004) طبقه‌بندی میوسپورها در اکوگروه‌های اسپورومورفی انجام شد و نمودارهای تغییرات فراوانی و اقلیمی به کمک اکوگروه‌های اسپورومورفی رسم شد. گیاهان والد میوسپورها شناسایی و نمودار فراوانی آن‌ها

1. Sieve
2. ZnCl₂
3. Zeiss



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی عضو قدیر (سازند نایبند) چاه اکتشافی شماره ۹۵۴، گستره اکتشافی پروده، جنوب طبس، ایران مرکزی

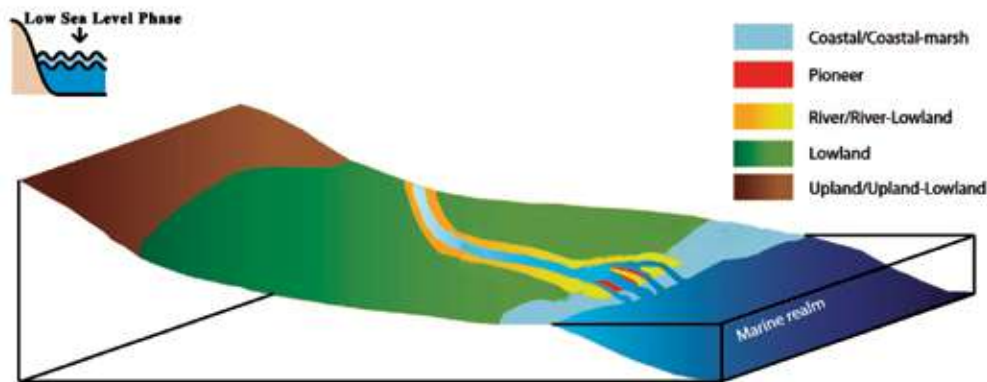
کردند. در مدل اکوگروه‌های اسپورومورفی (Abbink et al., 1998; Abbink, 2004) اسپور و پولن‌ها^۴ در گروه‌هایی به نام اکوگروه‌های اسپورومورفی طبقه‌بندی شدند که هر یک

1. Paleoclimatology
2. Sporomorph EcoGroups: SEGs
3. palaeocommunity
4. Sporomorphs

بازسازی اقلیم دیرینه^۱ عضو قدیر (سازند نایبند) براساس الگوی اکوگروه‌های اسپورومورفی^۲ آبینک و همکاران (Abbink et al., 2004) بر اساس پراکندگی پوشش گیاهان عهد حاضر و تلفیق اطلاعات گیاهی و پالینولوژی، یک مدل اجتماع دیرینه^۳ را معرفی

بر اساس مدل آبینک (Abbink, 1998) شش اکوگروه اسپورومورفی مطابق با جوامع گیاهی وجود دارند (شکل ۳). وی اعتقاد دارد گاهی نسبت دادن یک گروه از گیاهان تنها به یک جامعه گیاهی دشوار است. به همین دلیل بریوفیت‌ها و اسپوره‌های سرخس‌های منتسب به خانواده‌های اسمونداسه‌آ، شیزاسه‌آ، سیاتسه‌آ، دیکسونیاسه‌آ، دیپتیداسه‌آ و پتیداسه‌آ را متعلق به گروه‌های اسپورومورفی سازگار با پهنه‌های رودخانه‌ای و گروه‌های اسپورومورفی سازگار با پهنه‌های پست و دشت‌ها می‌داند.

معرف بوم‌شناسی^۱ خاصی هستند. هر نوع تغییر در تجمعات اسپورومورفی دیرینه، نشان‌دهنده تغییر در ترکیب جوامع گیاهان خشکی والد می‌باشد. گیاهان والد میوسپور توسط دو عامل جغرافیا و آب و هوا کنترل می‌شوند، پس به ترتیب تغییر در فراوانی نسبی اکوگروه‌های اسپورومورفی و تغییر در ترکیب کمی هر یک از اکوگروه‌های اسپورومورفی می‌تواند بیان‌کننده تغییر در شرایط جغرافیایی و یا آب و هوای آن پهنه باشد. بنابراین، از مدل اکوگروه‌های اسپورومورفی می‌توان برای تشخیص تغییرات سطح آب دریا و تغییرات آب و هوا استفاده کرد.



شکل ۳. پراکندگی جغرافیایی شش اکوگروه اسپورومورفی در شرایط بودن سطح آب دریا (برگرفته از Abbink et al, 2004)

در یک محیط رخ دهد نشان‌دهنده تغییرات جغرافیایی یا آب و هوایی آن محیط می‌باشد. برای بازسازی و شناسایی آب و هوای دیرینه می‌توان از تجزیه و تحلیل الگوهای فراوانی نسبی عناصر drier/wetter و warmer/cooler در مدل اکوگروه‌های اسپورومورفی استفاده کرد (Abbink et al., 2001).

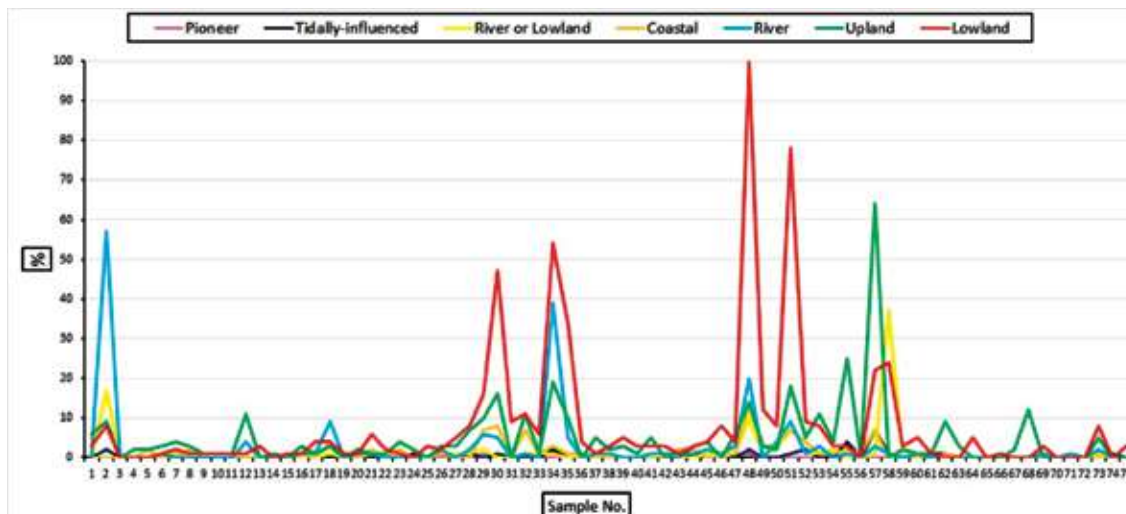
طبق این نظریه گیاهان والد میوسپورها در چهار گروه گیاهان رطوبت‌دوست^۲، گیاهان خشکی دوست^۳، گیاهان گرمادوست^۴ و گیاهان سردادوست^۵ طبقه‌بندی می‌شوند. از میان شش اکوگروه اسپورومورفی یاد شده، تنها از سه گروه گیاهی برای بازسازی آب و هوای گذشته استفاده

با توجه به مدل بالا و طبقه‌بندی اکوگروه‌های اسپورومورفی مشخص شد، میوسپوره‌های متعلق به هر شش اکوگروه گیاهی در عضو قدیر (سازند نایبند) در نمونه‌های مورد مطالعه وجود دارند. نمودار فراوانی انواع اکوگروه‌های اسپورومورفی نشان می‌دهد که حداکثر فراوانی میوسپوره‌های شناسایی شده، مربوط به جامعه گیاهی سازگار با پهنه‌های پست و دشت‌ها^۶، و حداقل فراوانی منتسب به جامعه گیاهی سازگار با پهنه‌های پیشگام^۷ می‌باشد، تنها یک جنس از این جامعه گیاهی مشاهده شده است (شکل ۴).

آب و هوای دیرینه براساس نسبت تجمعات پوشش گیاهی و اسپورومورفی

الگوهای توزیع، فراوانی و پراکندگی پوشش گیاهی در یک محیط توسط دو فاکتور مهم عوامل جغرافیایی و اقلیمی، کنترل می‌شوند پس می‌توان بیان کرد، اگر تغییری در الگوی فراوانی نسبی اکوگروه‌های اسپورومورفی و ترکیب کمی آن‌ها

1. Ecology
2. Lowland
3. Pioneer
4. wetter
5. drier
6. warmer
7. cooler



شکل ۴. فراوانی جوامع گیاهی مختلف در عضو قدیر (سازند نابیند)، چاه اکتشافی شماره ۹۵۴

(Abbink et al., 2001; Barrón et al., 2006, 2010; Galfetti et al., 2007; Hochuli and Vigran, 2010; Galloway et al., 2013)

می شود، زیرا این سه گروه نسبت به تغییرات اقلیمی حساس تر هستند و شامل اکوگروه های گیاهی سازگار با پهنه های پست و دشت ها و اکوگروه های گیاهی سازگار با پهنه های ساحلی و اکوگروه های گیاهی سازگار با پهنه های مرتفع می باشند.

| Spore/pollen genera | Ecological type |
|-----------------------------|-----------------|
| <i>Apiculatisporis</i> | wetter/warmer |
| <i>Converrucosisporites</i> | |
| <i>Dictyophyllidites</i> | |
| <i>Kyrtomispors</i> | |
| <i>Lophotriletes</i> | |
| <i>Podocarpidites</i> | |
| <i>Punctatisporites</i> | |
| <i>Quadraeculina</i> | |
| <i>Classopollis</i> | warmer/drier |
| <i>Cycadopites</i> | |
| <i>Deltoidospora</i> | |
| <i>Gleicheniidites</i> | |
| <i>Striatella</i> | warmer/wetter |
| <i>Cerebropollenites</i> | drier/warmer |
| <i>Ovalipollis</i> | |
| <i>Aratrisporites</i> | drier/cooler |
| <i>Chasmatosporites</i> | cooler/drier |
| <i>Araucariacites</i> | cooler |
| <i>Callialasporites</i> | |
| <i>Guttatisporites</i> | wetter |
| <i>Ricciisporites</i> | warmer |

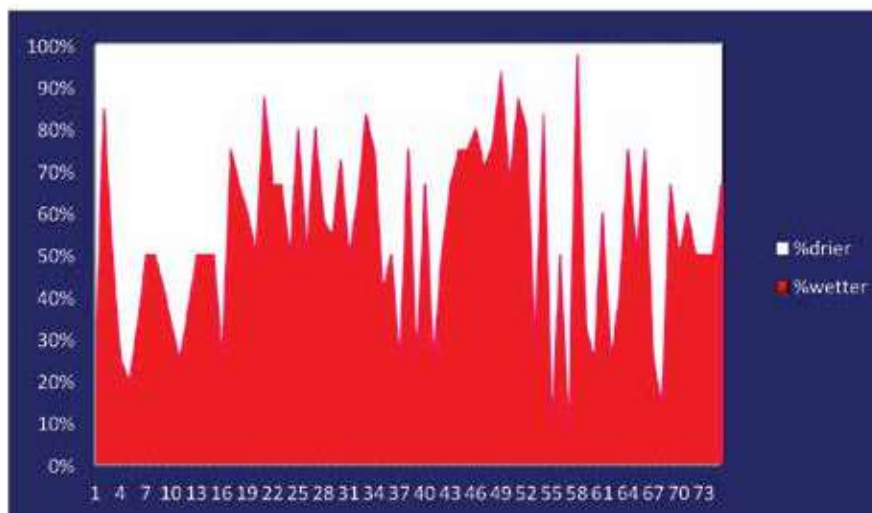
شکل ۵. اسپورومورف های شاخص اکوگروه های گیاهی سازگار با پهنه های پست و دشت ها، پهنه های ساحلی و پهنه های مرتفع و ارتباط آن ها با تغییرات اقلیمی

اکوگروه‌های اسپورومورفی برای بازسازی آب و هوای دیرینه محاسبه شد و نمودارهای اکولوژی مربوط به آن‌ها نیز رسم شد (شکل‌های ۶ و ۷). نسبت بالای اسپورومورف‌های گرمادوست به سرمادوست^۱ و نسبت پایین اسپورومورف‌های خشکی دوست به رطوبت دوست^۲، آب و هوای گرم تا نیمه گرم و مرطوب در زمان نهشته شدن عضو قدیر را نشان می‌دهد.

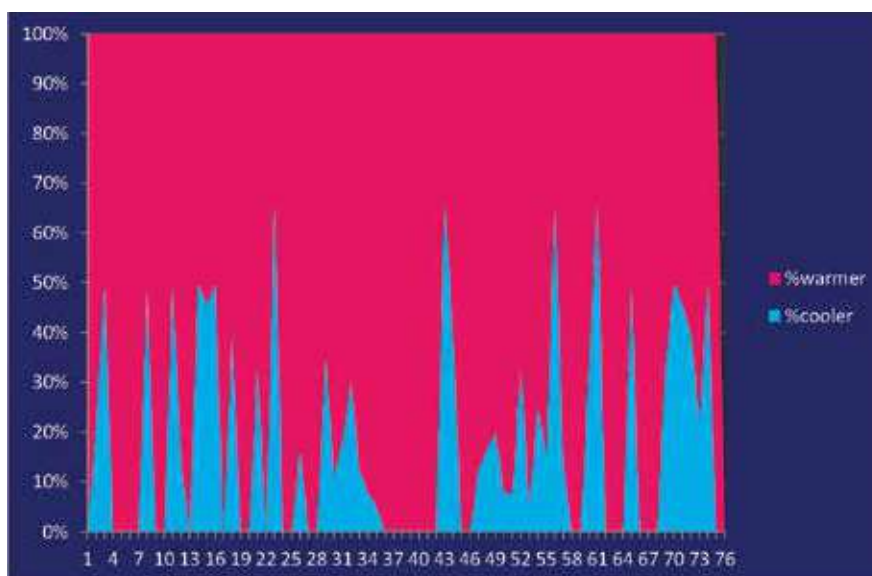
در این مطالعه میوسپورهای شاخص مربوط به این سه جامعه گیاهی در چهار گروه اقلیمی گرم، سرد، مرطوب و خشک طبقه‌بندی شدند (شکل ۵). برای تعیین اکولوژی دیرینه میوسپورها نیز از منابع زیر استفاده شد:

Abbink, 1998; Abbink et al., 2004; Kustatscher et al., 2010; Dixon, 2013; Krupnik et al., 2014; Li et al., 2016

فراوانی نسبی چهار گروه ذکر شده، با توجه به مدل



شکل ۶. چگونگی توزیع فراوانی گروه‌های مختلف گیاهی سازگار با شرایط مختلف آب و هوایی (خشکی دوست، رطوبت دوست) نسبت به هم در عضو قدیر، سازند ناپبند، چاه اکتشافی شماره ۹۵۴



شکل ۷. چگونگی توزیع فراوانی گروه‌های مختلف گیاهی سازگار با شرایط مختلف آب و هوایی (گرما دوست، سرما دوست) نسبت به هم در عضو قدیر، سازند ناپبند، چاه شماره ۹۵۴

1. Warmer/Cooler
2. Drier/Wetter1.

Couper, 1960; Dettmann, 1963, 1986, 1994; Mädlar, 1964; Stanley et al., 1969; Pocock, 1970; Harris, 1974; Filatoff, 1975; Filatoff and Price, 1988; de Jersey and Raine, 1990; Vakhrameev, 1991; Dettmann and Clifford, 1992; Boulter and Windle, 1993; Balme, 1995; Batten and Dutta, 1997; Hubbard and Boulter, 1997; Abbink, 1998; McKellar, 1998; Sajjadi and Playford, 2002.; Roghi, 2004; Barrón et al., 2006; Larsson, 2009; Mander et al., 2012.

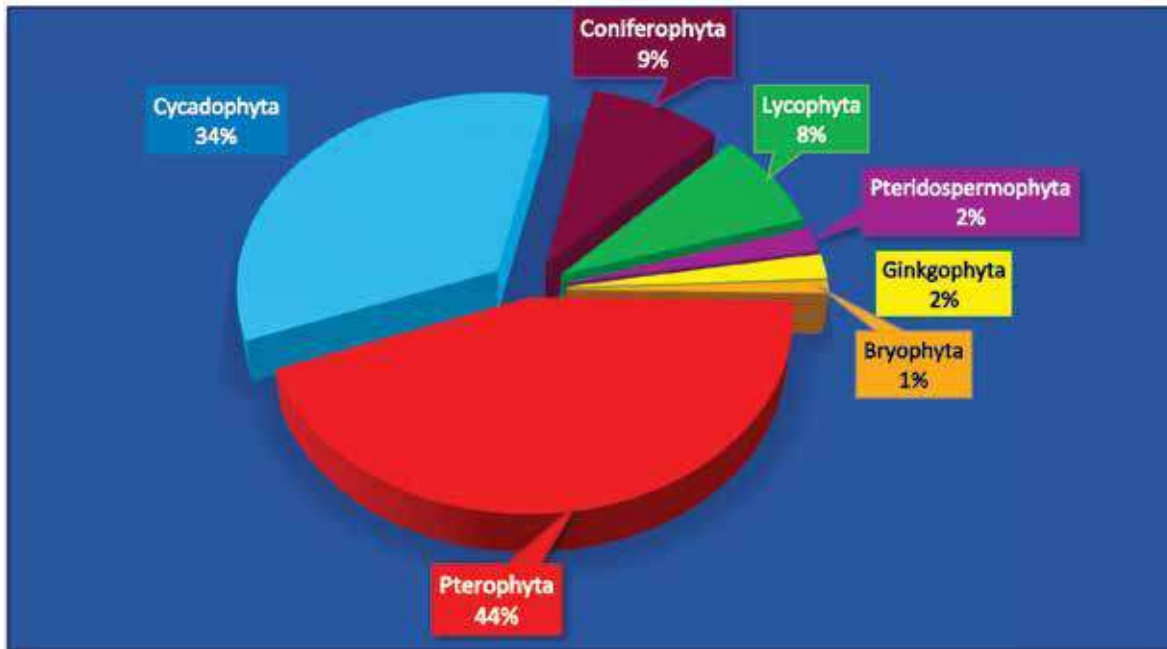
بازسازی اقلیم دیرینه با استفاده از ترکیب گیاهان والد

به‌منظور مطالعه اقلیم دیرینه، گیاهان والد میوسپوره‌های موجود در نهشته‌های مورد مطالعه شناسایی (شکل ۸) و نمودار فراوانی آن‌ها رسم شد (شکل‌های ۹ و ۱۰). سپس با تجزیه و تحلیل داده‌های موجود، آب و هوای گستره زمانی تریاس پسین در عضو قدیر بازسازی گردید.

برای تعیین گیاهان والد میوسپورها نیز از منابع زیر استفاده شد:

| Spores | Botanical affiliation |
|------------------------------|---|
| <i>Annulispora</i> | Bryophyta (Sphagnaceae) |
| <i>Apiculatisporis</i> | Pterophyta (Dipteridaceae) |
| <i>Aratrisporites</i> | Lycophyta |
| <i>Converrucosisporites</i> | Pterophyta (Dicksoniaceae) |
| <i>Deltoidospora</i> | Pterophyta (Cyatheaceae, Dipteridaceae, Dicksoniaceae) |
| <i>Densoisporites</i> | Lycophyta |
| <i>Dictyophyllidites</i> | Pterophyta (Dipteridaceae, Dicksoniaceae, Cyatheaceae, Matoniaceae) |
| <i>Foveogleicheniidites</i> | Pterophyta (Dipteridaceae, Dicksoniaceae, Cyatheaceae, Matoniaceae) |
| <i>Foveosporites</i> | Lycophyta (Lycopodium) |
| <i>Gleicheniidites</i> | Pterophyta (Gleicheniaceae) |
| <i>Guttatisporites</i> | Lycophyta (Lycopodiaceae) |
| <i>Kyrtomispors</i> | Pterophyta (Gleicheniaceae) |
| <i>Limbosporites</i> | Lycophyta |
| <i>Lophotriletes</i> | Pterophyta? |
| <i>Punctatisporites</i> | Pterophyta (Osmundaceae) |
| <i>Retitriletes</i> | Lycophyta |
| <i>Rugulatisporites</i> | Pterophyta (Osmundaceae) |
| <i>Stereisporites</i> | Bryophyta (Sphagnaceae) |
| <i>Striatella</i> | Pterophyta (Pteridaceae) |
| <i>Toripustulatisporites</i> | Pterophyta |
| <i>Verrucosisporites</i> | Pterophyta (Osmundaceae) |
| Pollen grains | Botanical affinity |
| <i>Alisporites</i> | Pteridospermophyta (Corystospermaceae) |
| <i>Araucariacites</i> | Coniferophyta (Araucariaceae) |
| <i>Callialasporites</i> | Coniferophyta (Araucariaceae) |
| <i>Cerebropollenites</i> | Coniferophyta |
| <i>Chasmatosporites</i> | Cycadophyta (Bennettitales) |
| <i>Chordasporites</i> | Coniferophyta |
| <i>Classopollis</i> | Coniferophyta (Cheirolepidiaceae) |
| <i>Cycadopites</i> | Cycadophyta / Pteridospermophyta (Peltaspermaeae)/Ginkgophyta |
| <i>Falcisporites</i> | Ginkgophyta |
| <i>Guthoerlisporites</i> | Lycophyta (Lycopodiaceae) |
| <i>Indusisporites</i> | Coniferophyta (Podocarpaceae, pinaceae?) |
| <i>Ovalipollis</i> | Cycadophyta /Coniferophyta? |
| <i>Podocarpidites</i> | Coniferophyta (Podocarpaceae) |
| <i>Quadraeculina</i> | Coniferophyta (Podocarpaceae) |
| <i>Ricciisporites</i> | Cycadophyta (Bennettitales) |
| <i>Striatissaccus</i> | Coniferophyta |

شکل ۸. قرابت میوسپوره‌های موجود در چاه اکتشافی شماره ۹۵۴، عضو قدیر (سازند نایبند)



شکل ۹. فراوانی نسبی گیاه‌های والد میوسپورهای شناسایی شده در عضو قدیر (سازند نایبند)، چاه اکتشافی شماره ۹۵۴

پشته‌های مرطوب نیز وجود داشته باشند؛ (Fakhr, 1975; Vakhrameev, 1991; Tidwell and Nishida, 1993; Cantrill, 1995; Collinson, 1996; Deng, 2002). نمونه‌های امروزی برخی از این خانواده‌ها مانند سیاتسه‌آز نظر ریخت‌شناسی در مقایسه با نمونه‌های فسیل آن‌ها تغییر قابل ملاحظه‌ای نشان نمی‌دهند (Villar de Seoane, 1999)، امروزه فرم‌های مختلف این خانواده‌ها، بیشتر آب و هوای گرم و مرطوب و پهنه‌های استوایی تا نیمه استوایی را ترجیح می‌دهند و بیشتر در مجاورت جریان‌های آبی گسترش دارند. بر اساس اصل حال کلید گذشته است، می‌توان شرایط فعلی محیط زندگی نمونه‌های امروزی را به انواع فسیل نیز تعمیم داد (Van Konijnenburg-Van Cittert, 2002). حضور اسپور قارچ‌ها در مجموعه پالینومورفی نیز حاکمیت آب و هوای گرم تا نیمه‌گرم و مرطوب را تایید می‌کند.

1. Schizaeaceae
2. Osmundaceae
3. Dipteridaceae
4. Marattiaceae
5. Dicksoniaceae
6. Cyatheaceae
7. Gleicheniaceae
8. Matoniaceae

با توجه به گیاه‌های والد میوسپورها، به ترتیب فراوانی پتروفیت‌ها (۴۴٪)، سیکادوفیتا (۳۴٪)، مخروطیان (۹٪)، لیکوفیتا (۸٪)، پتریدواسپرموفیت‌ها (۲٪)، ژینکوفیت‌ها (۲٪) و بریوفیتا (۱٪) در ترکیب پوشش گیاهی مناطق اطراف محیط رسوب‌گذاری عضو قدیر (سازند نایبند) وجود داشتند.

همان‌طور که ملاحظه می‌شود، از میان گیاهان والد اسپورها و پولن‌ها بیشترین فراوانی و تنوع به سرخس‌ها (۴۴٪ و ۱۳ جنس) تعلق دارد و از اسپورهای منتسب به سرخس‌ها بیشترین فراوانی مربوط به *Kyrptomisporis* و *Foveogleicheniidites* می‌باشد.

به‌طور کلی سرخس‌ها شامل گروه‌های مختلفی مانند شیزاسه‌آ، اسمونداسه‌آ، دیپتیریداسه‌آ، ماراسیاسه‌آ، دیکسونیاسه‌آ، سیاتسه‌آ، گلیکنیاسه‌آ، و ماتونیاسه‌آ می‌باشند. سرخس‌های امروزی در پهنه‌های باز یا بوته‌زارهای کم‌بیش مرطوب و سایه‌دار و پهنه‌هایی مانند باتلاق‌ها، جلگه‌های مرطوب، حاشیه دریاچه‌ها، جنگل‌های کوهستانی مرطوب، محیط‌های ساحلی با رطوبت بالا و نواحی معتدل جنگل‌های بارانی دیده می‌شوند. این گیاهان ممکن است در پهنه‌های کم‌نور، در حاشیه رودخانه‌ها و روی

به سیکادوفیتا (سیکادال‌ها یا بنتیتال‌ها) و یا پیناتا^۱ باشد (Stanley et al., 1969). مطالعه دانه‌های پولن‌های تک شیاره *Cycadopites* و *Chasmatosporites* نیز نشان می‌دهد گیاه والد پولن‌های مذکور منتسب به سیکادوفیتا می‌باشند (Stanley et al., 1969; Larsson, 2009).

بنتیتال‌ها در هر دو نیمکره شمالی و جنوبی در پهنه‌های گرمسیری و نیمه‌گرمسیری گسترش داشته‌اند و محدود به مزوزوئیک بوده‌اند (Vakhrameev, 1987). در میان گیاهان دانه‌دار موجود، اعضای امروزی سیکادال‌ها خصوصیات منحصر به فردی دارند (Brenner et al., 2003). به‌طور کلی این گروه امروزه در پهنه‌های گرمسیری و نیمه‌گرمسیری آمریکای جنوبی و مرکزی، استرالیا، جزایر آرام، ژاپن، چین، هند، ماداگاسکار و آفریقای جنوبی زندگی می‌کنند (Hill, 2004; Ruckwied, 2009). برخی از آنها به زندگی در اقلیم نیمه کویری نیز عادت دارند و در ماسه یا حتی روی سنگ‌ها روئیده و بعضی هم قادر به تحمل شوری می‌باشند. مطالعات فسیل‌شناسی نشان می‌دهد اگرچه امروزه سیکادال‌ها جزء کوچکی از سلسله گیاهی را تشکیل داده‌اند ولی در دوره ژوراسیک بسیار فراوان بودند (Ruckwied, 2009).

اقلیم و جغرافیای دیرینه ایران در زمان تریاس

دوره تریاس (۲۰۱ تا ۲۵۲ میلیون سال پیش)، دوره‌ای مهم در روند تکاملی اکوسیستم‌های غیردریایی بود. انقراض‌های پایان پرمین^۲ و پایان تریاس^۷، دو انقراض مهم در تاریخ کره زمین هستند و در ابتدا و انتهای دوره تریاس به وقوع پیوست. به همین دلیل فلور^۸ تریاس به‌طور قابل توجهی با فلورای زمان‌های قبلی و بعدی خود متفاوت بوده و تغییرات بزرگی در ترکیب فلور جهانی روی داده‌است. پس از انقراض جمعی در مرز پرمین-تریاس، اکوسیستم‌های خشکی

پس از سرخس‌ها، سیکادوفیتا با فراوانی ۳۴٪ در رتبه دوم گیاهان والد پالینوفلورای مورد مطالعه قرار می‌گیرند و از پولن‌های منتسب به سیکادال‌ها حداکثر فراوانی مربوط به *Ovalipollis* و *Ricciisporites* می‌باشد. در یک طبقه‌بندی قدیمی سیکادوفیتا شامل سیکادهای واقعی، سیکادال‌ها و بنتیتال‌ها می‌باشند (Taylor et al., 2009). طبق رده‌بندی جدید، سیکادال‌ها گروهی قدیمی از ژیمنوسپرم‌ها می‌باشند که تاریخ حیات آنها به پالئوزویک (پنسیلوانین) برمی‌گردد. به نظر می‌رسد تنوع در این گیاهان قبل از وقوع انقراض تریاس پسین بیشتر بوده است. تعداد فسیل‌های بازمانده از سیکادها ناچیز و در مورد تأثیر پدیده انقراض بر تنوع اطلاعاتی در دست نمی‌باشد (González-Astorga et al., 2003). در پالینوفلورای مورد مطالعه پولن‌های *Cycadopites*, *Ricciisporites*, *Ovalipollis*, *Chasmatosporites* به این گروه نسبت داده شده است. لازم به ذکر است علی‌رغم فراوانی و گسترده‌گی جغرافیایی وسیع *Ricciisporites* به‌عنوان یک جزء مهم چینه‌شناسی زیستی در رسوبات تریاس بالایی اروپا، گرینلند و کانادا، تاکنون به‌صورت برجای در گیاه والد یافت نشده‌است (Mander et al., 2012). در مطالعه مورفولوژی این پالینومورف، به روش SEM و TEM توسط مندر و همکاران (Mander et al., 2012) مشخص شد، هر دانه از این پولن در سطح دیستال حاوی یک شیار^۲ می‌باشد مشابه آنچه در سیکادال‌ها، ژینکوال‌ها و تعدادی از آنژیوسپرم‌ها دیده می‌شود. مطالعات مندر و همکاران (Mander et al., 2012) از وجود دیواره سکزاین^۳ داخلی گرانولار و نکزاین^۴ لایه‌ای متراکم حکایت دارد. این ویژگی‌های مورفولوژیکی، این پالینومورف را به ژیمنوسپرم‌ها یا بازدانگان و شاید بنتیتال‌ها نسبت می‌دهد. همچنین فرم ذکرشده از نظر مورفولوژیکی به پولن‌های تولید شده توسط *Cycadeoidea dacotensis* از بنتیتال‌ها شباهت دارد. *Ovalipollis* که یک پولن تک شیاره (گاهی دارای دوباله با دو شیار در سطح پروکسیمال) است از نظر مورفولوژی شبیه *Eucommiidites* and *Phyllocladidites* می‌باشد. بر اساس این شباهت، گیاه والد *Ovalipollis* می‌تواند منتسب

1. in situ

2. colpus

3. sexine

4. nexine

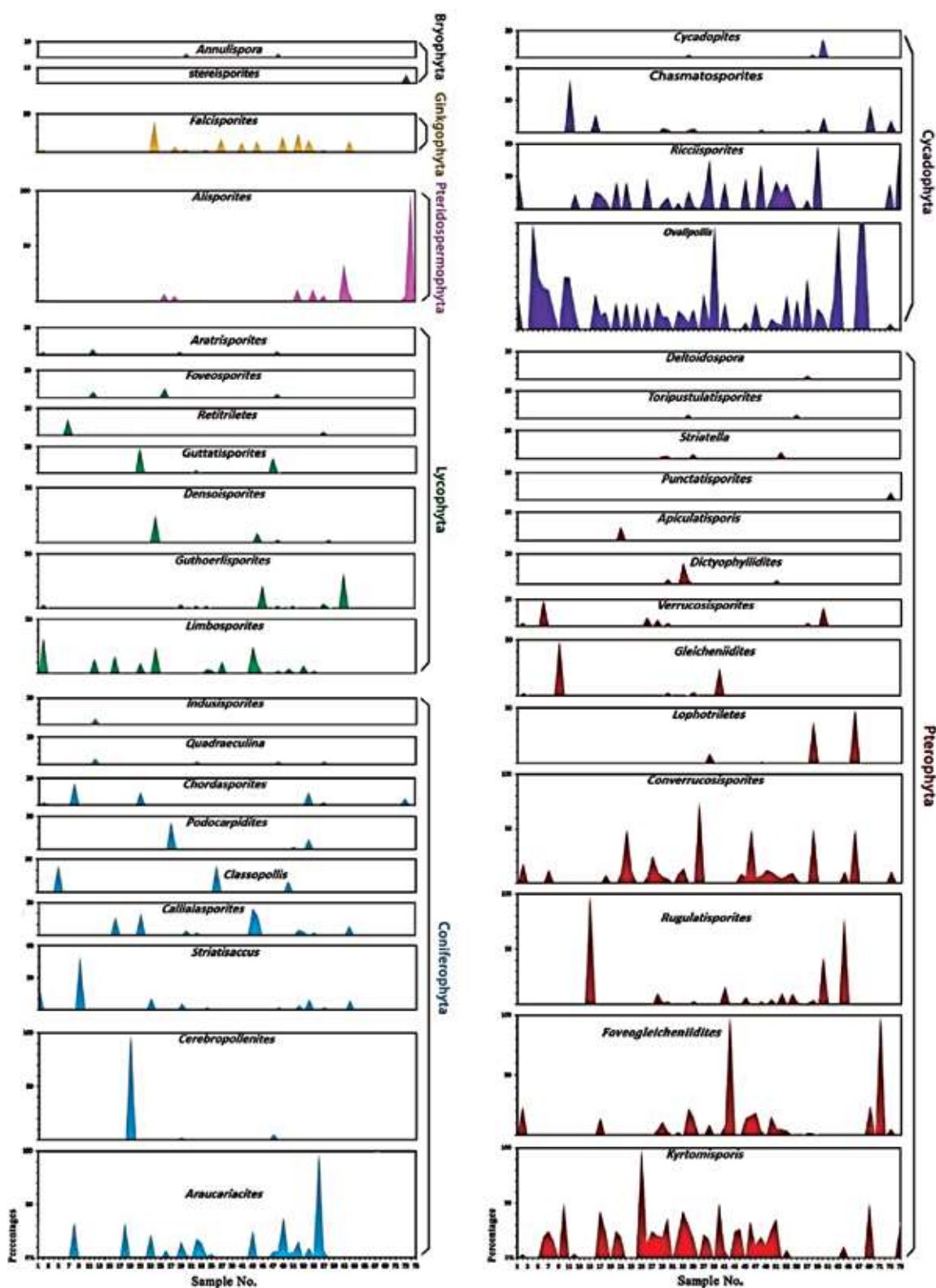
5. Pinatae

6. end-Permian extinction (EPE)

7. end-Triassic extinction (ETE)

8. Flore

استفاده اکوگروه‌های اسپورومورفی (SEGs) و گیاهان والد میوسپورها در بازسازی اقلیم دیرینه عضو قدیر ...



شکل ۱۰. فراوانی نسبی میوسپورها و گیاه‌های والد آن‌ها در عضو قدیر (سازند نابند)، چاه اکتشافی شماره ۹۵۴

(Dobruskina, 1994). همچنین مطالعات پالینولوژی سیریلی و همکاران (Cirilli et al., 2005) حکایت از حضور برخی از اشکال میکروفلوراهاى اوراسیا در تریاس پسین (سازند نایبند) می‌کند که مؤید موقعیت صفحه ایران در حاشیه جنوبی اوراسیا در این زمان می‌باشد. طبق مطالعات ماتسوموتو و همکاران (Matsumoto et al., 1995) نیز ایران در تریاس پسین، در عرض جغرافیایی حدود ۳۵ درجه شمالی قرار داشته است (شکل ۱۱). سیدامامی (Seyed-Emami 2003) نیز معتقد است، در طول تریاس پسین تا اوایل ژوراسیک میانی، بخش‌های شمال ایران و ایران مرکزی (ورق ایران)، در مرز جنوبی اوراسیا قرار داشته‌است. موقعیت جغرافیایی ایران مرکزی در تریاس پسین (جنوب اوراسیا)، حکایت از آب و هوای گرم و مرطوب در این گستره زمانی می‌کند. نتایج به‌دست‌آمده از مطالعه گیاهان والد میوسپورها و گروه‌های اسپورومورفی عضو قدیر (سازند نایبند) نیز مؤید این نظریه می‌باشد.

بهبود یافته و تکثیر در خانواده‌ها و جنس‌های مختلف سرخس‌ها و انواع ژیمنوسپرم‌ها به وقوع پیوسته است. با شروع تریاس پیشین، شاهد تنوع کم و تا حدودی یکنواخت گیاهان می‌باشیم درحالی‌که در تریاس پسین و قبل از بحران زیستی انتهای تریاس، گیاهان به‌طور سریع تکامل یافته و به فرم‌های پیچیده‌ای تبدیل شده‌اند. (Anderson et al., 1999; Willis and McElwain, 2002; Vajda and Bercovici, 2014).

علاوه‌براین، اشتقاق ابرقاره پانگه‌آ در تریاس پیشین، آغاز شده و در طول تریاس میانی به دو قاره شمالی لوراسیا و جنوبی گندوانا تقسیم شده‌است (Fursich et al., 2009). در اثر این اشتقاق، بسیاری از خانواده‌ها و جنس‌های گیاهی، به‌طور گسترده در تریاس پسین، در این دو قاره پراکنده شدند (Kustatscher et al., 2018).

مطالعات دیرینه‌شناسی گیاهی^۲ تریاس پسین نشان می‌دهد، صفحه ایران در بخش آسیای جنوب غربی قرار داشته و دارای آب و هوای گرمسیری بوده است



شکل ۱۱. نقشه اصلاح شده جغرافیای دیرینه، موقعیت صفحه ایران و اقلیم دور تریاس پسین (Benton, 2016 و Mazaheri-Johari et al., 2021)

1. Lorazia
2. Paleofloristic

نتیجه‌گیری

خود اختصاص داده‌اند. فراوانی چشمگیر اسپورهای منتسب به سرخس‌ها (۴۴٪) به‌خصوص *Kyrtomispuris* و *Foveogleicheniidites* و پولن‌های منتسب به سیکادال‌ها (۳۴٪) به‌خصوص *Ovalipollis* و *Ricciisporites* در مجموعه پالینوفلورای مورد مطالعه، حکایت از غلبه آب و هوای گرم تا نیمه گرم با رطوبت بالا دارد.

اطلاعات به‌دست‌آمده با موقعیت ایران در نقشه اقلیم و جغرافیای تریاس پسین (عرض‌های جغرافیایی حدود ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی) آب و هوای ذکرشده را تایید می‌کند.

سپاسگزاری

از مسئولین مجتمع معادن زغال‌سنگ طبس (شرکت تهیه و تولید مواد معدنی) و شرکت زغال‌سنگ پروده طبس به سبب فراهم کردن شرایط برای دسترسی و نمونه‌برداری از مغزه‌های حفاری چاه اکتشافی شماره ۹۵۴ تشکر می‌شود. از جناب آقای مهندس زندمنفرد به‌واسطه مشاوره و راهنمایی‌هایشان در تمامی مراحل نمونه‌برداری صمیمانه قدردانی می‌شود.

اکوگروه‌های اسپورومورفی و جوامع گیاهی مربوط به آن‌ها، در عضو قدیر (سازند نایبند) در چاه اکتشافی شماره ۹۵۴ (پهنه زغال سنگ پروده ۴) مورد مطالعه قرار گرفت. مطالعه نمودارهای تغییرات فراوانی اکوگروه‌های اسپورومورفی نشان می‌دهد میوسپورهای موجود، در تمام گروه‌های شش‌گانه گیاهی براساس طبقه‌بندی آبینک، در زمان نهشته شدن رسوبات عضو قدیر وجود داشتند. با استفاده از اسپورومورف‌های گروه‌های گیاهی شاخص (گروه‌های گیاهی سازگار با پهنه‌های پست و دشت‌ها، سازگار با پهنه‌های ساحلی و سازگار با پهنه‌های مرتفع) و ارتباط آن‌ها با تغییرات اقلیمی، الگوی فراوانی نسبی آن‌ها رسم شد. نسبت بالای اسپورومورف‌های warmer/cooler و نسبت پایین اسپورومورف‌های drier/wetter، حکایت از آب و هوای گرم تا نیمه گرم و مرطوب تریاس پسین در محیط رسوب‌گذاری عضو قدیر می‌کند.

گیاه‌های والد میوسپورها شامل سرخس‌ها، بازدانگان (شامل مخروطیان و ژینکوفیت‌ها)، لیکوفیتا، پتریدواسپرموفیت‌ها و بریوفیتا می‌باشند که از میان آن‌ها سرخس‌ها حداکثر فراوانی و بریوفیتا حداقل فراوانی را به

Plate 1

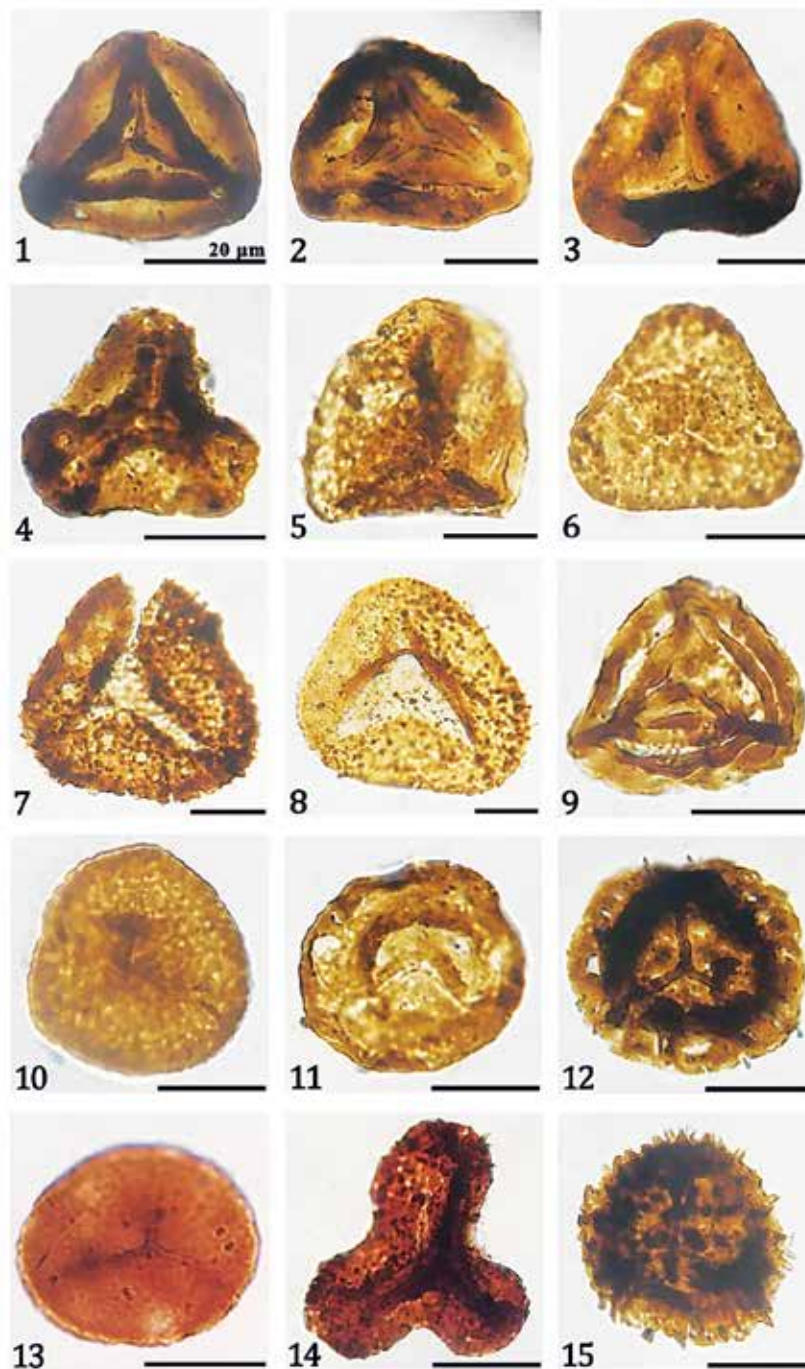


Plate 1: 1-*Kyrtomispors laevigatus* Madler, 1964; proximal focus. 2- *Gleicheniidites senonicus* Ross emend. Skarby, 1964; proximal focus. 3- *Dictyophyllidites mortonii* (de Jersey) Playford & Dettmann, 1965; proximal focus. 4- *Foveogleicheniidites atavus* Raine in de Jersey & Raine 1990; proximal focus. 5- *Foveosporites moretonensis* de Jersey, 1964; proximal focus. 6- *Converrucosporites rewanensis* de Jersey, 1970; median focus. 7- *Converrucosporites cameronii* (de Jersey) Playford & Dettmann, 1965; proximal focus. 8- *Lophotriletes bauhiniae* de Jersey & Hamilton, 1967; proximal focus. 9- *Striatella seebergensis* Madler, 1964; distal focus. 10- *Rugulatisporites permixtus* Playford in Playford, Rigby and Archibald, 1982; proximal focus. 11- *Annulispora* sp. cf. *A. folliculosa* (Rogalska) de Jersey, 1959; proximal focus. 12- *Limboisporites antiquus* (de Jersey) de Jersey and Raine, 1990; proximal focus. 13- *Densoisporites velatus* Weyland & Krieger emend. Krasnova, 1961; proximal focus. 14- *Toripustulatisporites hokonuiensis* de Jersey 1990; proximal focus. 15- *Apiculatisporis* cf. *celematisi* de Jersey, 1998; median focus.

Plate 2

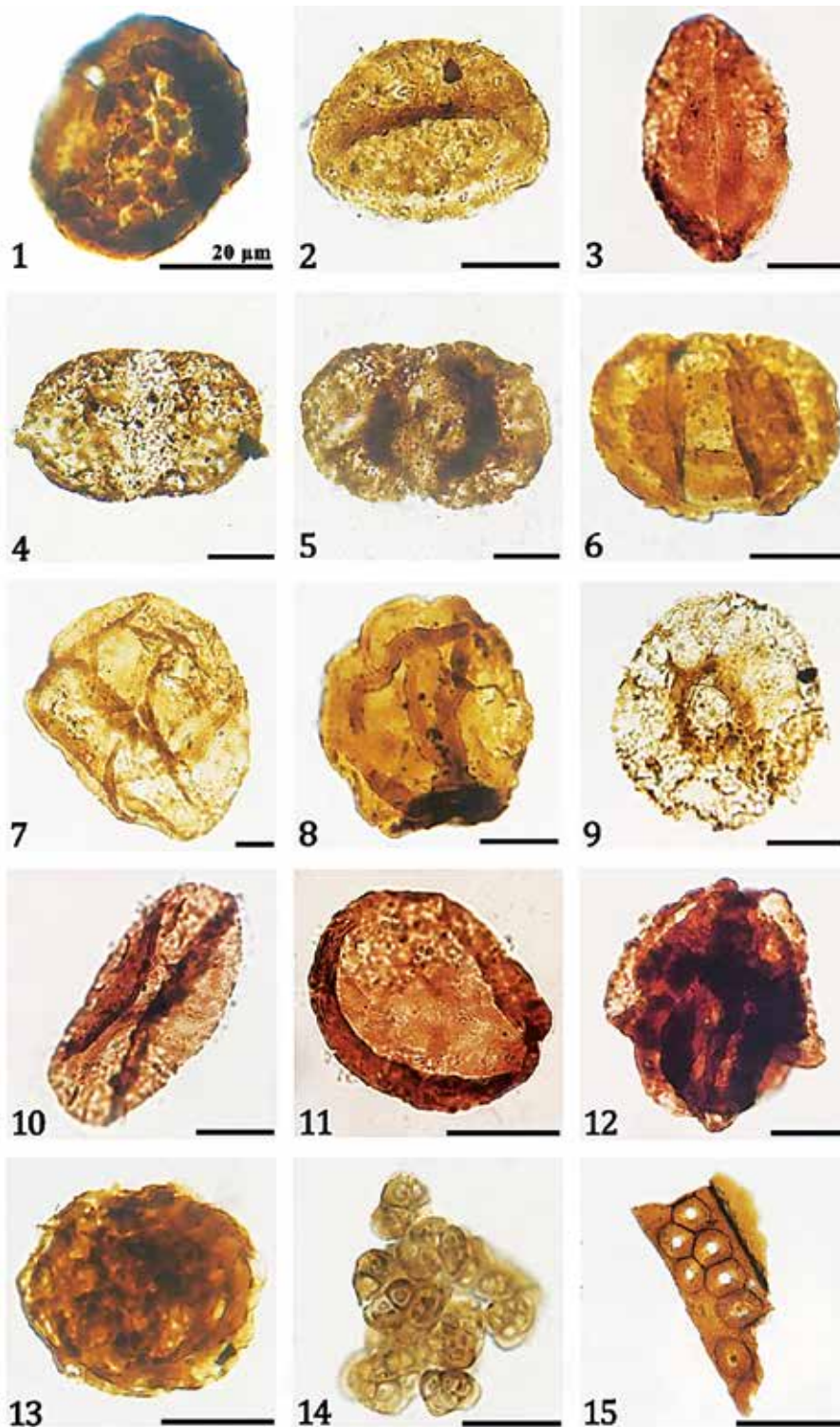


Plate 2: 1- *Verrucosiporites* sp. cf. *V. carnarvonensis* de Jersey & Hamilton, 1967; proximal focus. 2- *Aratrisporites* spp.; proximal focus. 3- *Ovalipollis ovalis* Krutzsch, 1955; distal focus. 4- *Alisporites grandis* (Cookson) Dettmann, 1963; distal focus. 5- *Falcisporites nuthallensis* (Clarke) Balme, 1970; distal focus. 6- *Striatissaccus novimundi* (Jansonius) de Jersey, 1968; distal focus. 7- *Araucariacites australis* Cookson, 1947. 8- *Callialasporites dampieri* (Balme) Sukh Dev 1961. 9- *Guthoerlisporites cancelus* Playford and Dettmann, 1965. 10- *Cycadopites crassimarginis* (de Jersey) de Jersey, 1964; distal focus. 11- *Chasmatosporites apertus* Nilsson, 1958; distal focus. 12- *Ricciisporites tuberculatus* Lundblad, 1954; in tetrad. 13- Algal spores. 14- Fungal spores; 15- Plant tissue.

منابع

- Abbink, O.A., 1998. Palynological investigations in the Jurassic of the North Sea region. Laboratory of Palaeobotany and Palynology, Contribution Series 8, 192.
- Abbink, O.A., Targarona, J., Brinkhuis, H. and Visscher, H., 2001. Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea. *Global and Planetary Change*, 30(3-4), 231-256.
- Abbink, O.A., Van Konijnenburg-Van Cittert, J.H.A., Van der Zwan, C.J. and Visscher, H., 2004. A sporomorph ecogroup model for the Northwest European Jurassic-Lower Cretaceous II: Application to an exploration well from the Dutch North Sea. *Netherlands Journal of Geosciences. Geologie En Mijnbouw*, 83(2), 81-91. <https://doi.org/10.1017/S0016774600020059>.
- Anderson, J. M., Anderson, H. M., Archangelsky, S., Bamford, M., Chandra, S., Dettmann, M., Hill, R., McLoughlin, S. and Rösler, O., 1999. Patterns of Gondwana plant colonization and diversification. *Journal of African Earth Sciences* 28, 145-167. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(98\)00083-9](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(98)00083-9).
- Balme B.E., 1995. Fossil in situ spores and pollen grain: an annotated catalogue. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 87 (2-4), 81-323. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(95\)93235-X](https://doi.org/10.1016/0034-6667(95)93235-X).
- Barrón E., Gomez J.J., Goy, A. and Pieren, A.P., 2006. The Triassic-Jurassic boundary in Asturias (northern Spain): palynological characterisation and facies. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 138, 187-208. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2006.01.002>.
- Barrón E., Ureta, S., Goy, A. and Las-saletta, L., 2010. Palynology of the Toarcian-Aalenian Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) at Fuentelsaz (Lower-Middle Jurassic, Iberian Range, Spain). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 162, 11-28. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2010.01.002>.
- اسدی، م. و قاسمی نژاد، ا.، ۱۳۸۹. پالئوآکولوژی سازند نایبند در برش کوه چال سفید بزرگ کاشان به کمک پالینومورف‌ها، پنجمین همایش ملی زمین‌شناسی و محیط‌زیست، اسلامشهر.
- اشتری، م.ا.، ۱۳۹۲. شناسایی و مطالعه فرامینیفرها و اسفنج‌های سازند نایبند در ناحیه جنوب غربی یزد (نصرآباد)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام نور استان فارس، مرکز پیام نور شیراز، ۱۱۰.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۹.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۸. فرهنگ چینه‌شناسی ایران: جلد سوم (تریاس). سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۴۷.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۹۲. زمین‌شناسی ایران و کشورهای همجوار. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۵۲.
- جلالی فرد، م.، بنی اسد، م.ر. و ناظمی، م.، ۱۳۹۰. بیواستراتیگرافی و تعیین سن سازند نایبند در منطقه پروده، طبس بر مبنای ماکروفسیل‌های گیاهی، پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران، انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت‌معلم.
- علوی نائینی، م.، ۱۳۸۸. چکیده‌ای از چینه‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۰۷.
- قوبدل سیوکی، م.، یوسفی، م. و نویدی ایزد، ن.، ۱۳۹۳. پالئوآکولوژی پاره سازند حوض‌خان (سازند نایبند، تریاس پسین) بر مبنای ماکروفسیل‌های گیاهی در محدوده معادن زغال‌سنگ پروده طبس، هشتمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، زنجان، ۱۶۱-۱۶۷.
- واعظ جوادی، ف.، ۱۳۹۱. بیواستراتیگرافی سازند نایبند در منطقه معادن زغال‌سنگ پروده طبس بر مبنای ماکروفسیل‌های گیاهی، نشریه پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۲۸، ۴۶، ۱۴۳-۱۱۳.
- ولی‌پوری‌گودرزی، ب.، خزاعی، ا.، منانی، م. و ملول، ش.، ۱۳۹۴. معرفی مرجان‌های اسکلرکتینا سازند نایبند در دو برش حسن‌آباد و آبگرم (منطقه فردوس)، کنگره بین‌المللی تخصصی علوم و زمین، دوره برگزاری ۳۴.

- org/10.1016/j.revpalbo.2010.04.003.
- Batten, D.J. and Dutta, R.J., 1997. Ultrastructure of exine of gymnospermous pollen grains from Jurassic and basal Cretaceous deposits in Northwest Europe and implications for botanical relationships. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 99, 25-54. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(97\)00036-5](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(97)00036-5).
 - Benton, M.J., 2016. Primer, the Triassic. *Current Biology Magazine*, 26, R1205-R1225. <https://doi.org/10.1016/j.cub.2016.10.060>.
 - Brenner, E.D., Stevenson, D.W. and Twigg, R.W., 2003. Cycads: Evolutionary innovations and the role of plant-derived neurotoxins. *Trends in Plant Science* 8, 446-45.
 - Boulter, M.C., and Windle, T., 1993. A reconstruction of some Middle Jurassic vegetation in Northern Europe. *Special Papers in Palaeontology* .49, 125-154.
 - Bronnimann, P., Zaninetti, L., Bozorgnia, F., Dashti G.R. and Moshtaghin, A., 1971. Lithostratigraphy and foraminifera of the Upper Triassic Nayband Formation, Iran. *Revue de Micropaleontologie*. 14, 7-16.
 - Cantrill, D.J., 1995. The occurrence of the fern *Hausmannia Dunker* (Dipteridaceae) in the Cretaceous of Alexander Island, Antarctica. *Alcheringa* 19(3), 243-254. <https://doi.org/10.1080/03115519508619508>.
 - Cirilli, S., Buratti, N. and Senowbari-Daryan, B., 2005. Stratigraphy and palynology of the Upper Triassic Nayband Formation of East-Central Iran and paleoclimatological implications. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*. 111, 259-270. <https://doi.org/10.13130/2039-4942/6312>.
 - Collinson, M.E., 1996. What use are fossil ferns? 20 years on: with a review of the fossil history of extant Pteridophyta families and genera. In: Camus, J.M., Johns, R.J. and Gibby, (eds.), *Pteridology in Perspective*. Royal Botanic Gardens, Kew: 349-394.
 - Couper, R.A., 1960. New Zealand Mesozoic and Cainozoic plant microfossils. *New Zealand Geological Survey, Palaeontological Bulletin*, 32, 87.
 - de Jersey, N.J. and Raine, J.I., 1990. Triassic and earliest Jurassic miospores from the Murihiku Supergroup, New Zealand. *New Zealand Geological Survey paleontological Bulletin*, 62, 164.
 - Deng, S., 2002. Ecology of the Early Cretaceous ferns of northeast China. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 119, 93-112. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(01\)00131-2](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(01)00131-2).
 - Dettmann, M.E., 1994. Cretaceous vegetation: the microfossil record. In: Hill, R.S. (Ed.), *History of the Australian vegetation: Cretaceous to Recent*. Cambridge University Press, Cambridge, 143-170.
 - Dettmann, M.E. and Clifford, H.T., 1992. Phylogeny and biogeography of *Ruffordia*, *Mohria* and *Anemia* (Schizaeaceae) and *Ceratopteris* (Pteridaceae): evidence from in situ and dispersed spores. *Alcheringa*, 16, 269-314. <https://doi.org/10.1080/03115519208619111>.
 - Dettmann, M.E., 1986. Early Cretaceous palynofloras of subsurface Strata correlative with the Koonwarra fossil bed, Victoria. In: Jell, P.A., Roberts, J. (Eds.), *Plants and Invertebrates from the Lower Cretaceous Koonwarra Fossil Bed, South Gippsland, Victoria*, vol. 3. *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists*, 79-110.
 - Dettmann, M.E., 1963. Upper Mesozoic microfloras from South-Eastern Australia. *Proceeding of the Royal Society Victoria*, 77(1), 1-148. <https://biostor.org/reference/259209>.
 - Dixon, T., 2013. Palynofacies and Palynological Analysis of Late Triassic Sediments from the Kentish Knock-1 Well (Northern Carnarvon Basin, NW Australia), MSc Thesis in Geosciences, Discipline: Environmental Geology Depart-

- ment of Geosciences Faculty of Mathematics and Natural Sciences, University of Oslo, 70.
- Dobruskina, I.A., 1994. Triassic Floras of Eurasia. Springer, Wien, 422.
 - Dodd, J.R. and Stanton, J.r.R.S., 1990. Paleocology: concepts and applications. 2nd ed., Wiley, New York, 501.
 - Douglas, J.A., 1929. A marine Triassic fauna from eastern Persia. Quarterly Journal of Geological Society of London, 85 (4), 624-650. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1929.085.01-04.20>.
 - Fakhr, M.S., 1975. Contribution a l'etude de la flora rheto-liassique de la Formation Shemshak de L Elbours (Iran). These, University Pierre et Marie Curie Paris VI: Publication du laboratoire de Paleobotanique de l' University Paris, 2. 421.
 - Filatoff, J., 1975. Jurassic palynology of the Perth Basin, Western Australia. Palaeontographica, Abteilung B, 154(1-4), 1-113.
 - Filatoff, J. and Price, P.L., 1988. A pteridacean spore lineage in the Australian Mesozoic. In: Jell, P.A., Playford, G. (Eds.), Palynological and palaeobotanical studies in honour of Basil E. Balme, vol. 5. Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists, 89-124.
 - Fursich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M.R., 2009. Lithostratigraphy of the Upper Triassic-Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran, vol. 312. The Geological Society, London, Special Publications. 129-160. <https://doi.org/10.1144/SP312.6>.
 - Galfetti, T., Pochuli, P.A., Brayard, A., Bucher, H., Weissert, H. and Vigran, J.O., 2007. Smithian/Spathian boundary event: evidence for global climatic change in the wake of the end-Permian biotic crisis. Geology, 35, 291-294. <https://doi.org/10.1130/G23117A.1>.
 - Galloway, J.M., Sweet, A.R., Swindles, G.T., Dewing, K., Hadlari, T., Embry, A. and Sanei, H., 2013. Middle Jurassic to Lower Cretaceous paleoclimate of Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago inferred from the palynostratigraphy. Marine and Petroleum Geology, 44, 240-255. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.01.001>.
 - González-Astorga, J., Vovides, A.P., Ferrer, M.M. and Iglesias, C., 2003. Population genetics of *Dioon edule* Lindl. (Zamiaceae, Cycadales): biogeographical and evolutionary implications. Biological Journal of the Linnean Society, 80, 457-467.
 - Harris, W.K., 1974. Palynology of Paleocene sediments at Site 214, Ninetyeast Ridge. In: Von Der Borch, C.C., Sclater, J.G. (Eds.), Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 22, 503-519. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.22.124.1974>.
 - Hill, K.D., 2004. The world list of cycads. The Botanical Review, 70, 274-298.
 - Hochuli, P.A. and Vigran, J.O., 2010. Climate variations in the Boreal Triassic-inferred from palynological records from the Barents Sea. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 290, 20-42. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.08.013>.
 - Hubbard, R.N.L.B. and Boulter, M.C., 1997. Mid Mesozoic floras and climates. Palaeontology 40 (1), 43-70.
 - Karimi Bavandpur, A., 2002. Geological Map of Tabas, 1: 100000. Geological Survey of Iran.
 - Kluyver, H.M., Tirrul, R., Chance, P.N., Johns, G.W. and Meixner, H.M., 1983. Explanatory text of the Nayband Quadrangle Map 1:250.000. Geological Survey of Iran, Geology Quadrangle j8, 143, Tehran.
 - Krupnik, J., Ziaja, J., Barbacka, M., Feldman-Olszewska, A. and Jarzynka, A., 2014. A palaeoenvironmental reconstruction based on palynological analyses of Upper Triassic and Lower Jurassic sediments from the Holy Cross Mountains

- region, *Acta Palaeobotanica* 54(1), 35-65. <https://doi.org/10.2478/acpa-2014-0006>.
- Kustatscher, E., Ash, S.R., Karasev, E., Pott, C., Vajda, V., Yu, J. and McLoughlin, S., 2018. Flora of the Late Triassic. L.H. Tanner (ed.), *The Late Triassic World, Topics in Geobiology* 46. https://doi.org/10.1007/978-3-319-68009-5_13.
 - Kustatscher, E., van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A. and Roghi G., 2010. Macrofloras and palynomorphs as possible proxies for palaeoclimatic and palaeoecological studies: A case study from the Pelsonian (Middle Triassic) of Kühwiesenkopf/Monte Prà della Vacca (Olang Dolomites, N-Italy), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 290, 71-80. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.07.001>.
 - Larsson, L.M., 2009. Palynostratigraphy of the Triassic-Jurassic transition in southern Sweden, *GFF*, 131:1-2: 147-163, <https://doi.org/10.1080/11035890902924828>.
 - Li, L., Wang Y., Vajda, V. and Liu, Z., 2016. Late Triassic ecosystem variations inferred by palynological records from Hechuan, southern Sichuan Basin, China, *Palaontologische Gesellschaft*, 90 (2), 327-348.
 - Mädler, K., 1964. Bemerkenswetre Sporeformen aus dem Kuper und unteren Lias *Fortschritte Geologie von Rheinland und Westfalen*, 12, 169-200.
 - Mander, L., Collinson, M.E. Chaloner, W.G., Brain A.P.R. and Longs, D.G., 2012. The Ultrastructure and botanical affinity of the problematic Mid-Mesozoic palynomorphs *Ricciisporites Tuberculatus* Lundblad. *International Journal of Plant Sciences*. 173(4), 429-440.
 - Mannani1, M. and Yazdi, M., 2009. Late Triassic and Early Cretaceous sedimentary sequences of the northern Isfahan Province (Central Iran): stratigraphy and paleoenvironments. *Boletin de la Sociedad Geologica Mexicana*, 61(3), 367-374. <https://doi.org/10.18268/BSGM2009v61n3a6>.
 - Mazaheri-Johari, M., Kustatscher, E., Roghi, G., Ghasemi-Nejad, E. and Gianolla, P., 2021. A monotypic stand of *Neocalamites Iranensis* n. sp. from The Carnian Pluvial Episode (Late Triassic) of The Aghdarband area, NE Iran (Turan Plate), *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 127(2), 189-209. <https://doi.org/10.13130/2039-4942/15646>.
 - McKellar, J.L., 1998. Late Early to Late Jurassic palynology, biostratigraphy and palaeogeography of the Roma Shelf area, northwestern Surat Basin, Queensland, Australia (Including phytogeographic-palaeoclimatic implications of the *Callialasporites dampieri* and *Microcachrydites* Microfloras in the Jurassic-Early Cretaceous of Australia: an overview assessed against a background of floral change and true polar wander in the preceding Late Palaeozoic-Early Mesozoic) Ph.D. thesis, Brisbane (Queensland): University of Queensland; 620.
 - Matsumoto, R., Zheng, Z., Kakuwa, Y., Hamdi, B. and Kimura, H., 1995. Preliminary results of paleomagnetic study on the Cambrian to the Triassic rocks of the Alborz. Northeast Iran. *Journal of the Faculty of Science. University of Tokyo*, 22, 233-249.
 - Mousavi, M.G., 2002. Palynostratigraphy, paleoecology, paleogeography and sedimentary environment of the Shemshak Group (Nayband Formation) in the southern and northern slopes of Naybandan Mountain, Ph.D thesis, Islamic Azad University, Department of Science and Research: 197.
 - Phipps, D. and Playford, G., 1984. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments. Department of Geology, University of Queensland, *Papers*. 11(1), 1-23.
 - Pocock, S.A., 1970. Palynology of the Jurassic sediments of western Canada. Part 1. Terrestrial species. *Palaeontographica, Abteilung B*,

130 (1-2), 12-72.

- Roghi, G., 2004. Palynological investigations in the Carnian of the Cavedel Predil area (Julian Alps, NE Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology* 132, 1-35. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2004.03.001>.
- Ruckwied, K., 2009. Palynology of Triassic/Jurassic boundary key sections of the NW Tethyan Realm (Hungary and Slovakia). Ph.D thesis, 190.
- Sabbaghiyan, H., Aria-Nasab, M.R. and Ghasemi-Nejad, E., 2020. The palynology of the Nayband Formation (Upper Triassic) of the Tabas Block, Central Iran. *Review of Palaeobotany and Palynology* 282(1-4), 104308. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2020.104308>
- Sabbaghiyan, H., Ghasemi-Nejad, E. and Aria-Nasab, M.R., 2015. Dinoflagellate cysts from the Upper Triassic (Rhaetian) strata of the Tabas Block, East-Central Iran. *Geopersia*, 5 (1), 19-26.
- Sajjadi, F. and Playford, G., 2002. Systematic and stratigraphic palynology of Late Jurassic-earliest Cretaceous strata of the Eromange Basin, Queensland, Australia. Part 2, *Palaeontographica, Abteilung B*, 261(4-6), 99-165. <https://doi.org/10.1127/palb/261/2002/99>.
- Sajjadi, F., Hashemi, H. and Borzuee, E., 2015. Palynostratigraphy of the Nayband Formation, Tabas, Central Iran Basin: Paleogeographical and Paleoecological implications, *Journal of Asian Earth Sciences*, 111, 553-567. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.05.030>.
- Seyed-Emami, K., 2003. Triassic in Iran. *Facies*, 48: 91-106
- Stanley, A., Pocock, J. and Jansonius, J., 1969. Redescription of some fossil gymnospermous pollen (Chasmatosporites, Marsupipollenites, Ovalipollis). *Canadian Journal of Botany*, 47, 155-165. <https://doi.org/10.1139/b69-019>.
- Stöcklin, J. and Setudehnia, A., 1977. *Stratigraphic Lexicon of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, 376.
- Taylor, T.N., Taylor, E.L. and Krings, M., 2009. *Paleobotany: The Biology and Evolution of Fossil Plants*, 2nd ed. Elsevier, Academic Press, San Diego, USA, 1230.
- Tidwell, W.D. and Nishida, H., 1993. A new fossilized tree fern stem, *Nishidacaulis burgii* gen. et sp. nov. from Nebraska, South Dakota, U.S.A. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 78(1-2), 55-67. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(93\)90017-O](https://doi.org/10.1016/0034-6667(93)90017-O)
- Traverse, A., 2007. *Paleopalynology. Second edition*, Springer, Berlin, 813.
- Vajda, V. and Bercovici, A., 2014. The global vegetation pattern across the Cretaceous-Paleogene mass-extinction interval-an integrated global perspective. *Global Planet Change* 12, 29-49. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.07.014>
- Vakhrameev, V.A., 1991. *Jurassic and Cretaceous Floras and Climates of the Earth*. Cambridge University Press, Cambridge, 318.
- Van Konijnenburg-Van Cittert, J.H.A., 2002. Ecology of some Late Triassic to Early Cretaceous ferns in Eurasia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 119, 113-124. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(01\)00132-4](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(01)00132-4)
- Villar de Seoane, L., 1999. Estudio comparado de *Cyathea cyathifolia* comb. nov. del Cretácico inferior de Patagonia, Argentina. *Spanish Journal of Palaeontology*, 14, 157-163.
- Wikström, N., Kenrick, P. and Vogel, J.C., 2002. Schizaeaceae: A phylogenetic approach. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 119, 35-50.
- Willis, K.J. and McElwain, J.C., 2002. *The evolution of plants*. Oxford University Press, New York, 378.

Geochemistry and mineral chemistry of ultramafic rocks in the Koopan area, south of Bavanat (Fars Province)

Zurmand Sangari, M.¹, Ahmadi Khalaji, A.², Noori Khankahdani, K.³ and Tahmasbi, Z.⁴

1. Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

2. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

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

4. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

Received: 15 May 2023

Accepted: 1 July 2023

Abstract

The studied area is located in the high Zagros zone and it is considered a part of the Neyriz ophiolite. In this area, the ophiolitic complex is small colored melanges including radiolarite cherts and serpentized ultrabasic rocks. The main lithological unit is serpentized ultrabasic rocks, which have a variety of colors from dark to light brown and dark to light green. These ultrabasic rocks are composed of olivine, pyroxene, amphibole, opaque minerals, serpentine and spinel. Olivines are highly altered to serpentine and pyroxenes to bastite. Based on whole rock chemistry, the studied rocks are basic and ultrabasic cumulates type (lherzolite-harzburgite) with a composition close to the average composition of the mid-ocean ridge basalt (MAR). Based on mineral chemistry, pyroxenes are calcic type and in the range of diopside and augite, and amphiboles are calcic and actinolite type. Pyroxenes were crystallized under conditions of low oxygen fugacity, temperatures higher than 910 °C (1100-1200 °C) and pressure more than 2 kbar (2 to 10 kbar). Amphiboles were crystallized at a temperature below 700 °C and a pressure less than 1 kbar. Based on the geochemical characteristics and mineral chemistry, the ultrabasic rocks in the Koopan area were formed in a subduction zone.

Keywords: Ophiolite, Bavanat, High Zagros, Subduction, Ultrabasic rocks.

Estimating the shear sonic log using machine learning methods, and comparing it with the obtained data from the core

Mehrabi, H.¹, Sfidari, E.², Mirrabie, S. S.³, Barati Boldaji, S.¹ and Zamanzadeh, S. M.⁴

1. Master of Sciences, Petroleum Geology Group, Research Institute of Applied Science, Academic Center for Education, Culture and Research, Tehran, Iran

2. Assistant Professor, Petroleum Geology Group, Research Institute of Applied Sciences, Academic Center for Education, Culture and Research, Tehran, Iran

3. Graduated Master of Sciences, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

4. Associated Professor, School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran.

Received: 28 October 2023

Accepted: 30 January 2024

Abstract

Machine learning methods are widely used today to estimate petrophysical data. In this study, an attempt has been made to calculate shear sonic log (DTS) from other petrophysical data using machine learning methods and compare it with the sonic data obtained from the core. For this purpose, computational methods such as Standard Deviation, Isolation Forest, Min. Covariance, and Outlier Factors were used to normalize the data and were compared. Given the amount of missing data and box plots, the Standard Deviation method was selected for normalization. The machine learning methods used include Random Forest, Multiple Regression, Boosted Regression, Support Vector Regression, K-Nearest Neighbor, and MLP Regressor. Multiple regression had the lowest evaluation index ($R^2=0.94$), while Random Forest regression had the highest correlation between the estimated shear sonic log and the original shear sonic log with an evaluation index of 0.98. Therefore, Random Forest regression was used for the final estimation, and to prevent data generalization or overfitting, the GridSearchCV function was used to calculate optimal hyperparameters and final estimation. The estimated sonic log showed a very high similarity with the core data.

Keywords: Python, Estimation, Shear sonic log, Machine learning.

Distribution pattern of gold and Rare Earth Elements in different and mineralized zones of Lakhshak deposit (Sistan Suture zone)

Heydarian Dehkordi, N.¹, Niroomand, Sh.² and Tajeddin, H. A.³

1. Assistan Professor of Academic Center for Education, Culture and Research, Institute of Applied Sciences, ACECR

2. Associated Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

3. Assistant Professor, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Received: 15 February 2024

Accepted: 8 April 2024

Abstract

Lakhshak deposit is located in the southwestern part of the Sistan Suture zone and 28 km northwest of Zahedan. The exposed rock units include granitoid intrusion and dacite-rhyolite dykes with Oligocene age and calc schist and quartz schist with Eocene age, they were all metamorphosed to the green schist facies. This complex was deformed under the influence of a shear zone with a northeast-southwest trend. The composition of intrusive masses are determined in the range of granodiorite based on lithological charts. Based on petrographic studies, the minerals that make up the intrusive masses include quartz, alkali feldspar, plagioclase, biotite, sericite, muscovite, iron oxides and calcite. Among the most important types of alteration, we can mention sericite, sulfide, siliceous and carbonate alterations. Analysis of the distribution patterns of rare earth elements in the shear zone samples shows the enrichment of REE in the central parts of the shear zone (severe degrees of alteration and deformation) compared to the foot wall and hanging wall units (weak degrees of alteration and deformation) of the shear zone. The distribution pattern of these elements includes the enrichment of LREE compared to HREE, which can be attributed to regional metamorphism at the green schist facies and the circulation of CO₂ and SO₄²⁻ bearing fluids in the Lakhshak shear zone. In addition, the presence of positive and negative Eu anomalies in the shear zone indicates two different stages of alteration. Weak to moderate alteration which led to the creation of positive Eu anomaly and advanced alteration which caused severe decomposition of plagioclase as the main source of Eu and negative Eu anomaly.

Keywords: Eu anomaly, Shear zone, Rare earth elements, Lakhshak.

Geochemistry of Central part of the Neo-Tethys Suture zone serpentinites (From NW Iran to Iraqi Zagros and Eastern Anatoly)

Modjarrad, M.¹ and Moayyed, M.²

1. Associated Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

2. Professor, Department of Earth sciences, Faculty of Natural sciences, University of Tabriz

Received: 9 April 2023

Accepted: 22 May 2023

Abstract

The subduction and closure of the vast Neo-Tethys ocean between the Arabian and Eurasian plates has left numerous ophiolitic traces and the unique position of Iran in its central part is noticeable. The lack of information, right on the border of Iran with Iraq and Turkey, due to security considerations, has so far prevented the overview of this suture zone in the northwestern border of Iran. Adding Gysian ophiolite in southern Urmia as a missing link in this stretch can partially cover this lack of information. A comparative study of whole rock chemistry of serpentinites in the central part of the Neo-Tethys ophiolites, considering several sectors from Iran (Kamyaran, Marivan and Gysian), Iraq (Penjwin and Mawat) and Turkey (Guleman and Osmanie) in this article, indicates that they belong to subducted serpentinites, whether they were originally formed in the fore-arc environment or the at abyssal oceanic environment. Composition of the serpentinites of the central part of the suture zone is similar to the average global serpentinites which have mostly lizardite/chrysotile. All of them show depletion of Mg resulted from sea floor alteration during serpentinitization. The mentioned point may be caused to data deviation from abyssal peridotites field. Considering the latter point, the transition metals contents confirmed the above setting. Almost all of the studied serpentinites are from subducted type which indicates refertilization of LILE evidences as a result of rock/fluid interaction through serpentinitization.

Keywords: *Ophiolite, Peridotite, Subduction, Serpentinite, Neo-Tethys.*

Geochemistry and petrogenesis of the subvolcanic domes of the northern domain of the Sabzevar ophiolitic belt, north east of Iran

Mohammadi Gorji, E.¹, Ghorbani, Gh.² and shafaii Moghadam, H.²

1. M.Sc. Petrology, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

2. Associated Professor, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

Received: 1 January 2024

Accepted: 2 March 2024

Abstract

Andesitic-dacitic subvolcanic domes of Nudeh Enghelab and Kuh Kamartang are located in the northern domains of the Sabzevar ophiolitic belt, and in the northeastern part of the Central Iran structural zone. Geochemically, the studied rocks exhibit a metaluminous, calc-alkaline to high k-calc-alkaline nature, and are enriched in LILE and LREE and depleted in HFSE, HREE and negative anomaly in TNT elements, and have formed in an environment related to subduction zone. With attention to their other geochemical characteristics, such as silica content ($\text{SiO}_2 > 61\text{wt}\%$), $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\text{wt}\%$, $\text{MgO} < 2.2\text{wt}\%$, $\text{Na}_2\text{O} > 3.3\text{wt}\%$, $\text{Sr}/\text{Y} > 24$, $\text{La}/\text{Yb} > 8$, we can classify these rocks as high silica adakites. The petrographical, geochemical and isotopic ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7047-0.7045$, $\epsilon\text{Ndi} = 6.02-6.10$) characteristics represent that the studied high silica adakites were originated from partial melting of subducted oceanic slab of Neo-Tethys (Sabzevar sea/ocean sub-branch) under the Turan plate in amphibolite to garnet amphibolite facies. The resulted adakitic magma shows very little assimilation and contamination with continental crust during the ascending to high levels.

Keywords: Andesite, Dacite, High-silica adakites, Sr-Nd isotopes, Subduction.

Application of Sporomorph EcoGroups (SEGs) and parent plants of miospores in palaeoenvironmental reconstruction of the Qadir Member (Nayband Formation), south of Tabas

Hashemi Yazdi, F.¹, Sajjadi Hezaveh, F.², Mirpoor Shah Abolghasemi, N.S.³,
Mohammadi Manesh, Z.³ and Allameh, M.⁴

1. Assistan Professor, Department of Palaeobotany, Research Institute of Forests and Rangelands, Agricultural Research, Education and Extension Organization (AREEO), Tehran, Iran

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

3. M.Sc. Student, School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran.

4. Associate Professor, Department of Petroleum Engineering, Mining and Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

Received: 9 April 2023

Accepted: 29 May 2023

Abstract

To reconstruct paleoclimate and paleoenvironmental condition of Nayband Formation, Sporomorph EcoGroups data and the relevant plant communities are considered as a possible routine to draw palaeoecological inferences for their host strata. Occurrence of highly abundant and diverse miospores in the Qadir Member (Nayband Formation), from the exploratory well no. 954 (Exploratory Area of Parvadeh 4), south of Tabas, central Iran allows for this method to be used to obtain certain palaeoecological implications. By classifying spores and pollens (sporomorphs) in Sporomorph EcoGroups (SEGs), all six plant ecogroups (including plants adapted to highlands, lowlands, rivers, pioneer, coastal areas, and tidally-influenced areas) were identified in examined material. The high ratio of warmer/cooler sporomorphs and the low ratio of drier/wetter sporomorphs suggests deposition under a warm and humid climate during the Late Triassic in the south of Tabas. From the investigation of miospore parent plants, it was approved that, in descending order, pteridophyta (44%), cycadophyta (34%), coniferophyta (9%), lycophyta (8%), pteridospermophytes (2%), ginkgophytes (2%) and bryophyta (1%) comprised the vegetation of the studied formation. Notable abundance of fern spores (*Kyrtomisoris* and *Foveogleicheniidites*) and cycads pollen (*Ovalipollis* and *Ricciisporites*) in the studied palynofloras indicate the predominance of warm to semi-warm climate with high humidity. Paleogeographic position of Iran during the Late Triassic in the southern active margin of Eurasia (Turan Plate) tends to support this palaeoclimate generalization.

Keywords: Palaeoclimate, Sporomorph EcoGroups: SEGs, Late Triassic, Nayband Formation (Qadir Member), Tabas.

Vol. 18, No. 69, Spring 2024

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

Dr. Khodaei, K., Associate Professor - Research Institute of Applied Sciences

Editor in Chief:

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

Assistant Editor:

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

Editorial Board:

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

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

Dr. Rezaei, M.R., Professor - Curtin University of Australia

Dr. Raeisi, E., Professor - Shiraz University

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

Dr. Ghazban, F., Professor - Tehran University

Dr. Fatemi Aghda, S.M., Professor - Kharazmi University

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

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

Dr. Moore, F., Professor - Shiraz University

Dr. Mousavi Harami, R., Professor - Ferdowsi University Mashhad

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

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

Dr. Khodaei, K., Associate Professor - Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Dr. Kohandel, A., Associate Professor - Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Manager: Hatefi, R., Assistant Professor - Research Institute of Applied Sciences

Executive Director: Esmaili, E.

Editors: Dr. Nassery, H.R. and Ofoghi, D.

Designer: Ansari, A.

Published: Spring 2024

Print: Toos

Print address: Eneghlab, at the beginning of Azadi St., in front of Bank Mellat, Tehran, Iran

Office address: Shahid Beheshti University, Evin, Tehran, Iran, P.O.Box. 196151171

Tel: +98(21)29902594-22431933-4

E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com

Website Journal: Journal.rias.ac.ir

Website: www.rias.ac.ir



Research Institute of Applied Sciences
(ACECR)



This Quarterly Review of Science-Research to Number 3/309 and History 16 April 2008 from the Ministry of Science, Research and Technology.

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>