



Mineralogy, Geochemistry, and Origin of Nickel-Bearing Laterites in the Northwestern of Noorabad (Lorestan Province)

Peyman Eskandarnia ¹, Ahmad Ahmadi Khalaji ² * , Masoud Kiani ³, Ahmad Valipor ⁴, Zahra Tahmasbi ⁵

¹ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

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

³ Ph.D., Kipa Gem Institute of Kharazmi University, Tehran, Iran

⁴ Ph.D. student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

⁵ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

ARTICLE INFO

ABSTRACT

Article History

Received: 11 June 2023
Revised: 14 October 2023
Accepted: 15 October 2023

Keywords

Smectite
Bauxite
Laterite
Ophiolite
Noorabad

The nickel-bearing laterites of Noorabad area are seen in the high Zagros zone along with Kermanshah ophiolitic complex. The ophiolitic complex in the studied area includes serpentinized peridotites, isotropic gabbros, plagiogranite, sheeted dykes, basaltic lavas, andesite, and radiolarite. The peridotites of this ophiolitic complex include dunite, harzburgite, and lherzolite. The tectonic activities have caused tectonization in these rocks in such a way that it has facilitated their alteration process and created laterite zones. The alterations of peridotite rocks include serpentine, dolomite, hematite, and silicification. The laterite zone is layered and lens-shaped red horizon on peridotite rocks and is covered by Miocene limestones. Based on XRD analysis, mineralogy of the lateritic zone includes dolomite, quartz, smectite, and serpentine. The ratio of La/Y changes indicates that the studied laterites were formed in alkaline pH. According to the discrimination diagrams of the source rock, the studied laterites are karst bauxites with ultrabasic origin.

*Corresponding author

Ahmad Ahmadi Khalaji
✉ ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

How to cite this article

Eskandarnia, P., Ahmadi Khalaji, A., Kiani, M., Valipor, A. and Tahmasbi, Z., 2023. Mineralogy, Geochemistry, and Origin of Nickel-Bearing Laterites in the Northwestern of Noorabad (Lorestan Province). *Journal of Economic Geology*, 15(3): 71–102. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.2023.82772.1079>



©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Laterites are formed in areas with long tectonic stability and low erosion rates (Brand et al., 1998). Usually, the source rock of these laterites is serpentinites. Nickel is washed from the profile upper parts and concentrates in the lower parts, causing the enrichment and formation of nickel-bearing laterites. Most nickel-bearing laterite profiles have two ore types, an oxide component and a hydrous silicate or clay silicate component (Brand et al., 1998). The richest deposits of nickel-bearing laterite are formed where oxide-rich regoliths rise and nickel is washed down to the new silicates in saprolite (absolute accumulation) to be concentrated (Butt & Cluzel, 2013).

This study tried to investigate the field geology, mineralogy, lateritization process, and geochemistry of Noorabad laterites (northwest of Lorestan province, Iran).

Materials and methods

The field operations were carried out in several rounds and led to the collection of 30 samples from serpentines and laterites of the studied area. Then, by preparing 25 thin and polished sections, the geological characteristics of ores, especially their texture and associated minerals, were discussed. Then three soil laterite samples, for mineralogical study by XRD method were sent to the central lab of Lorestan University and 10 rock and soil samples from the laterites of the studied area were sent to the Canadian SGS laboratory for determining the amount of major and minor elements by ICP-MS method.

Results

The peridotite rocks of Noorabad ophiolite complex in the northwest of Lorestan province include dunite, harzburgite, and lherzolite, which have been strongly affected by alteration. The tectonic activities have caused crushing in these rocks in a way that has facilitated their alteration process and created laterite areas. As a result of different alteration processes such as serpentinitization, carbonation, hematitization, and silicification, primary minerals such as olivine, pyroxene, and spinel have been altered and secondary minerals such as serpentine, dolomite, quartz, hematite, and smectite have been formed. The

laterite zone is a layered red horizon and in some areas is lenticular, which is located on peridotite rocks. In some areas it is covered by Miocene limestones. In some areas, the secondary fractures of laterites formed by tectonic and diagenesis activities are filled by dolomite and silica. According to XRD analysis, there are dolomite, quartz, hematite, smectite and serpentine group minerals in the laterite section. The chemical analysis of the studied samples shows the nickel content of 381-2660 ppm for Noorabad laterites. According to the discrimination diagrams of source rock, the studied laterites are derived from ultramafic rocks. Moreover, the investigations carried out on the La/Y ratio showed that the formation environment for the studied laterite samples is alkaline.

Discussion

The peridotite rocks of Kermanshah ophiolite are related to suprasubduction ophiolites (Kiani, 2011). Due to the multi-stage replacement mechanism, these types of peridotites undergo the most serpentine alteration, so that their severe crushing during replacement and their migration on the margins of the continents facilitate the intensity of the altered. The peridotites of northwestern of Lorestan province were altered into serpentine during these alterations in the initial stages, and then underwent carbonate, hematite, and silicification alterations. During these changes, the primary minerals of these peridotites, such as olivine, pyroxene, and spinel, have become secondary minerals.

The serpentine minerals are the first group of secondary minerals that were formed. Then, the secondary minerals of the second stage replaced the serpentines in such a way that the minerals of the smectite group can directly replace the serpentine (Dixon, 1989; Nahon et al., 1989; Gaudin et al., 2005). Other minerals are formed by substitution and saturation of other elements and form minerals with simple chemical formula such as quartz, dolomite, and hematite. During the first stages of alteration of peridotite rocks, the main elements Si, Mg, Ca, Fe, and Al were washed from the rock and caused the formation of secondary minerals in the lateritic zone. A significant amount of silica is included in the structure of silicate minerals such as serpentine and smectite, and the rest is filled in fractures in the form of chert and chalcedony. During the weathering

process, magnesium-bearing minerals are destroyed and Mg^{2+} is removed from them, so that some of the magnesium in the serpentine mineral are replaced by Ni^{2+} (Sagapoa et al., 2011) and nickel-bearing serpentine minerals. The Ca element is removed from the pyroxene group minerals during alteration and enters the structure of smectite minerals or forms

dolomite mineral. The Ni element has a positive correlation with the Co, Mg, Cr, and Fe elements, and this correlation can be due to the substitution of nickel instead of these elements in the crystal network of secondary minerals or due to the surface absorption of the mentioned elements by the hematite mineral.



کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و منشأ لاتریت‌های نیکل‌دار شمال غرب نورآباد (استان لرستان)

پیمان اسکندرنیا^۱، احمد احمدی خلجی^{۲*} ID، مسعود کیانی^۳، احمد ولیپور^۴، زهرا طهماسبی^۵ ID^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران^۳ دکتری، موسسه گوهرشناسی کیا دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران^۴ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران^۵ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

لاتریت‌های نیکل‌دار منطقه نورآباد همراه مجموعه افیولیتی کرمانشاه در زون زاگرس مرتفع دیده می‌شوند. مجموعه افیولیتی در ناحیه مورد مطالعه شامل پریدوتیت‌های سرپانتینی شده، گابروهای ایزوتروپ، کمی پلاژیوگرانیت، مجموعه دایک‌های صفحه‌ای، گدازه‌های بازالتی، آندزیت و رادیولاریت می‌باشد. پریدوتیت‌های این مجموعه افیولیتی شامل هارزبورژیت، لرزولیت و دونیت می‌باشند. فعالیت‌های زمین‌شناختی باعث خردشدگی در این سنگ‌ها شده‌است بگونه‌ای که باعث تسهیل فرآیند دگرسانی آن‌ها شده و زون‌های لاتریتی را بوجود آورده است. دگرسانی سنگ‌های پریدوتیتی شامل دگرسانی‌های سرپانتینی، دولومیتی، هماتی و سیلیسی می‌باشد. زون لاتریتی بصورت یک افق قرمز رنگ لایه‌ای و عدسی‌شکل بر روی سنگ‌های پریدوتیتی قرار دارد و توسط آهک‌های میوسن پوشیده شده‌است. بر اساس آنالیزهای XRD، در بخش لاتریتی کانی‌های دولومیت، کوارتز، گروه اسمکتیت و کانی‌های گروه سرپانتین وجود دارد. تعیین میزان pH محیط تشکیل لاتریت‌ها بر اساس نسبت تغییرات La/Y نشان‌دهنده حاکم بودن محیط تشکیل قلیایی برای این سنگ‌ها می‌باشد. بر طبق نمودارهای تفکیکی تشخیص سنگ‌منشاء، لاتریت‌های مورد مطالعه از نوع بوکسیت‌های کارستی با منشاء فوق‌بازی هستند.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۳/۲۱

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۰۷/۲۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۷/۲۳

واژه‌های کلیدی

اسمکتیت

بوکسیت

لاتریت

افیولیت

نورآباد

نویسنده مسئول

احمد احمدی خلجی

ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

اسکندرنیا، پیمان؛ احمدی خلجی، احمد؛ کیانی، مسعود؛ ولی‌پور، احمد؛ و طهماسبی، زهرا، ۱۴۰۲. کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و منشأ لاتریت‌های نیکل‌دار شمال غرب

نورآباد (استان لرستان). زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۵(۳): ۷۱-۱۰۲. <https://doi.org/10.22067/ECONG.2023.82772.1079>

مقدمه

لاتریت‌ها حاصل هوازدگی شیمیایی شدید و/یا طولانی مدت هستند که بر روی مواد رخنمون‌یافته در سطح زمین اثر می‌گذارند. چنین مقاطع هوازدگی در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب، در مناطقی که دارای پایداری زمین‌ساختی طولانی و نرخ فرسایش پایین هستند، بخوبی توسعه یافته‌اند (Brand et al., 1998). گروهی از لاتریت‌ها میزبان ذخایر عظیم نیکل هستند؛ این نوع از لاتریت‌ها حدود ۶۰ درصد ذخایر نیکل جهان را تشکیل می‌دهند (Gleeson et al., 2003; Sagapoa et al., 2011; Butt and Cluzel, 2013; König, 2021). و تولید این عنصر از لاتریت‌ها در حال افزایش است بطوری که از ذخایر سولفیدی معمولی پیشی گرفته است. در حالت کلی، ذخایر نیکل به دو نوع سولفیدی و لاتریتی تقسیم می‌شوند. کانسارهای سولفید ماگمایی حاوی حدود ۴۰ درصد از منابع جهانی نیکل می‌باشند و در حال حاضر منبع بیش از نیمی از ذخیره نیکل جهان می‌باشند. با وجود اینکه بیش از ۶۰٪ از ذخایر نیکل جهان بصورت لاتریتی هستند، ولی در حال حاضر بیشتر نیکل دنیا از ذخایر سولفیدی بدست می‌آید (Van der Ent et al., 2013) که علت آن راحتی فرآوری نیکل بدلیل داشتن کانی مستقل سولفیدی است. البته با توجه به رو به اتمام بودن این ذخایر، توجه به لاتریت‌ها بیشتر شده است. اما مشکل اصلی لاتریت‌ها، جانشینی نیکل به جای آهن و منیزیم در کانی‌های آهن و منیزیم‌دار است. در واقع، نیکل در لاتریت‌ها پراکنده است که براحتی نمی‌توان از روش‌های فیزیکی بمنظور فرآوری استفاده کرد. محققان، سنگ‌مادر لاتریت‌ها را سرپانتینیت‌ها می‌دانند و سرپانتینیت‌ها خود محصول آبرگیری سنگ‌های فوق‌بازی مانند هارزبورژیت، لرزولیت و دونیت می‌باشند و برای لاتریت‌هایی که روی سنگ‌های فوق‌بازی نیمه‌سرپانتینی یا سرپانتینی نشده قرار دارند، کانی‌های سرپانتین معمولاً از اولین محصولات دگرسانی می‌باشند. براساس مطالعه‌ی

راستی و همکاران (Rasti et al., 2022) قرار گرفتن سنگ‌های فوق‌بازی سرپانتینی شده در معرض هوازدگی، تحت آب و هوای گرمسیری مرطوب همراه با بارندگی‌های شدید منجر به تشکیل لاتریت‌های غنی از نیکل می‌گردد. لاتریت‌های غنی از نیکل نیز محصول حذف تدریجی عناصر محلول‌تر است (Ridley, 2013). رایدللی (Ridley, 2013) تأکید می‌کند که بجز کربنات‌ها، سنگ‌های فوق‌بازی بیشترین نسبت اجزای محلول (SiO₂, CaO, MgO) را در محیط‌های لاتریتی دارند؛ در نتیجه، تا ۹۰ درصد از توده سنگ اصلی مستعد حل شدن آسان است. از سوی دیگر، نیکل در شرایط سطحی تحرک پایینی را نشان می‌دهد و در نتیجه تحت غنی‌شدگی بازمانده قرار می‌گیرد. در این رابطه، فرآیندهای سطحی مانند هوازدگی برای تمرکز مجدد عناصر خاص (بعنوان مثال، Ni, Co, Al, Mn) به عیارهای اقتصادی وارد عمل می‌شوند. طی هوازدگی عناصر Ca, Mg, Si موجود در این سنگ‌ها شسته شده و از عناصر Ni, Co, Mn, Zn و Y غنی می‌شوند (Brand et al., 1998). بعنوان مثال، نیکل ممکن است تا ده برابر غنی شود که این فرآیند می‌تواند عیار این عناصر را از عیارهای موجود در ذخایر سولفیدی فراتر ببرد (Brand et al., 1998; Ridley, 2013). یکی از مواردی را که در این رابطه می‌توان نام برد ذخیره‌ی نیکل - کبالت پالوان در فیلیپین می‌باشد که حاصل هوازدگی شدید پریدوتیت‌هاست (Tupaz et al., 2020). طی هوازدگی، اکسیدهای SiO₂ و MgO از سطح به اعماق پایین شسته می‌شوند ولی اکسید Fe₂O₃ در جای خود باقی می‌ماند که علت قرمز بودن رنگ خاک‌های لاتریتی نیز بعلت حضور اکسید آهن شسته نشده است. در لاتریت‌ها، نیکل تا اندازه‌ای از قسمت‌های فوقانی شسته و در بخش‌های پایین تر متمرکز می‌گردد و باعث غنی‌شدگی و بطور کلی تشکیل لاتریت‌های نیکل‌دار می‌شود. با وجود موارد فوق، رفتار سوپرژن Ni ساده نیست؛ بعنوان مثال، محققین متوجه شدند که الگوی توزیع Ni با عمق را نمی‌توان

خودی خود پراکندگی مناطق فرسایش‌یافته و جابجاشده را کنترل می‌کند. کانی‌های آهن و منیزیم‌دار (الیون و پیروکسن) بعنوان کانی‌های سیلیکاته نیکل‌دار جزء اساسی و اصلی تشکیل‌دهنده سنگ‌های فوق‌بازی (بعنوان سنگ‌مادر لاتریت‌های نیکل‌دار) می‌باشند. در بخش فوق‌بازی افیولیت کرمانشاه در شهرستان نورآباد واقع در غرب ایران نیز سنگ‌های پریدوتیتی دیده می‌شوند که تحت تأثیر فرآیندهای دگرسانی ابتدا به سرپانتین و سپس به لاتریت تبدیل شده‌اند. با توجه به پیشرفت‌های اخیر در زمینه فرآوری متالوژیکی استحصال مواد و اهمیت لاتریت‌ها در استحصال فلزات ارزشمندی مانند نیکل، در این مطالعه سعی شده‌است تا زمین‌شناسی صحرائی، کانی‌شناسی، روند لاتریتی‌شدن و زمین‌شیمی لاتریت‌های نورآباد (شمال غرب لرستان) مورد بررسی قرار گیرد.

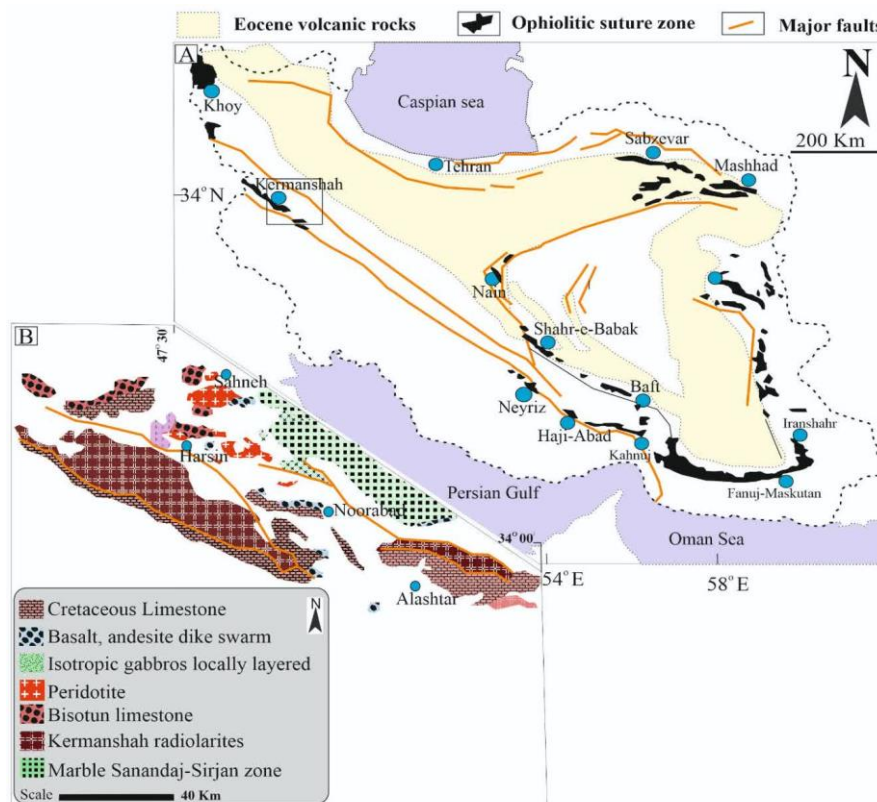
موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

لاتریت‌های نیکل‌دار منطقه نورآباد در ۳۵ کیلومتری شمال‌غرب این شهرستان واقع شده‌است. افیولیت نورآباد بعنوان بخشی از افیولیت کرمانشاه در غرب ایران و شمال‌غربی استان لرستان قرار دارد (شکل ۱). این ناحیه در $41^{\circ} 47'$ تا $50^{\circ} 47'$ طول شرقی و $12^{\circ} 34'$ تا $15^{\circ} 34'$ عرض شمالی با ارتفاع متوسط ۱۸۶۰ متر از سطح دریا قرار گرفته است. مجموعه افیولیتی مورد مطالعه با روندی شمال‌غربی - جنوب‌شرقی در بخش شمالی پهنه زاگرس مرتفع (زاگرس رانده) قرار دارد. پهنه زاگرس مرتفع در بین پهنه‌های زاگرس چین‌خورده و سنندج - سیرجان قرار گرفته است (Allahyari et al., 2010). سنگ‌های این پهنه شامل آهک بیستون، مجموعه افیولیتی و رادیولاریت است که همگی بر روی زاگرس چین‌خورده رانده شده‌اند (Ghazi and Hassanipak, 1999; Agard et al., 2005). این پهنه در اثر برخورد قاره اوراسیا با آفریقا طی فاز کوهزایی لارامید بوجود آمده است. پهنه سنندج - سیرجان در شمال و شمال‌شرق ناحیه مورد مطالعه قرار دارد، که سنگ‌های آن شامل آهک‌های

صرفاً با غنی‌شدگی بازمانده از طریق شستشوی کاتیون‌های محلول توضیح داد (Golightly, 1981). همچنین با توجه به این واقعیت که مهاجرت نیکل از سطوح بالا به سمت پایین از مشخصات درجات بالای هوازگی است و در یک مقطع، حالیت نیکل از پایین به بالا بوضوح با تغییرات در محیط زمین‌شیمیایی دگرسانی ارتباط مستقیم دارد (بعنوان مثال، درجه‌های pH از کمی قلیایی در پایین به سمت اسیدی در بالا تغییر می‌کند)، به این واقعیت پی برده شد که اسیدی‌شدن دلیل اصلی رفتار منحصربه‌فرد Ni است (Golightly, 1981). با توجه به رفتار اسیدی‌شدن نیکل، بات و کلوزل (Butt and Cluzel, 2013) اصطلاح انباشت مطلق را برای تمایز این نوع غنی‌شدگی از غنی‌شدگی بازمانده نسبت دادند. در عوض، حداکثر غلظت نیکل در ساپرولیت (جایی که کانی‌های آبدار منیزیم هنوز پایدار هستند) یافت می‌شود. نیکل در ساپرولیت در شرایط آب و هوای گرم و مرطوب تمرکز می‌یابد. براساس مطالعات برند و همکاران (Brand et al., 1998)، اکثر پروفیل‌های لاتریت نیکل‌دار دارای دو نوع کاننه، یک جزء اکسید و یک سیلیکات آبدار یا یک جزء سیلیکات رسی هستند. با توجه به یافته‌های بات و کلوزل (Butt and Cluzel, 2013)، غنی‌ترین ذخایر لاتریت نیکل‌دار در جایی تشکیل می‌گردند که ریگولیت‌های غنی از اکسید در سطح باقی مانده و نیکل به سمت پایین شسته شده‌است تا در سیلیکات‌های ثنوفرمد شده در ساپرولیت (انباشتگی مطلق) متمرکز شود. سنگ بستر لاتریت‌های نیکل‌دار دارای سیستم درزه‌ی انبوهی هستند، چرا که این درزه‌ها محل‌هایی هستند که حداکثر چرخه آب‌های زیرزمینی و واکنش سیال - سنگ در آنجا انجام می‌شود. همچنین بنظر می‌رسد که محل تجمع لاتریت‌های نیکل‌دار تحت کنترل پستی و بلندی منطقه است و تمایل به تمرکز در زیر تپه‌ها یا در حاشیه زمین‌های مسطح یا تراس آبرفتی دارند (Golightly, 1981). دلیل چنین تمرکزی، حساسیت این نوع کانسنگ به فرسایش سطحی و نوسانات سطح آب‌های زیرزمینی است که به

کرتاسه بالایی و کنگلومرای بختیاری می‌باشد که شدیداً چین‌خورده‌اند (شکل ۱).

ژوراسیک-کرتاسه می‌باشند که بر اثر دگرگونی به مرمر تبدیل شده‌اند. در جنوب و جنوب غرب ناحیه مورد مطالعه، پهنه زاگرس چین‌خورده قرار دارد که واحدهای آن شامل آهک‌های



شکل ۱. A: نقشه پراکنندگی افیولیت‌های ایران با تکیه بر موقعیت افیولیت‌های کمربند خارجی زاگرس و افیولیت کرمانشاه (Stöcklin, 1968)، B: نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده افیولیت نورآباد (Kiani, 2011).

Fig. 1. A: Distribution map of Iranian ophiolites and the position of the Zagros outer belt ophiolites and Kermanshah ophiolite (Stöcklin, 1968), B: Simplified geological map of the Noorabad ophiolite (Kiani, 2011).

توده‌ی کوچک و بزرگ در منطقه‌ی مورد مطالعه پراکنندگی دارند. بزرگترین حجم این سنگ‌ها در اطراف روستای هفت چشمه (۳۵ کیلومتری جاده نورآباد-هرسین) رخنمون داشته و به رنگ سبز تا خاکستری دیده می‌شوند (شکل ۲-A).

فعالیت‌های زمین‌ساختی باعث خردشدگی در این سنگ‌ها

مجموعه افیولیتی در ناحیه مورد مطالعه شامل پریدوتیت‌های سرپانتینی‌شده، گابروهای ایزوتروپ، کمی پلاژیوگرانیت، مجموعه دایک‌های صفحه‌ای، گدازه‌های بازالتی، آندزیت و سنگ‌های رسوبی (شامل رادیولاریت و آهک‌های پلاژیکی میوسن) می‌باشد. پریدوتیت‌های این مجموعه افیولیتی شامل هارزبورژیت، لرزولیت و دونیت می‌باشند که بصورت ده‌ها

شده است که این موضوع سبب تسهیل فرآیند دگرسانی در این سنگ‌ها و شکل‌گیری مناطق لاتریتی‌شده است (شکل ۲-۲B).

روش مطالعه

بررسی نهشته‌های لاتریتی ناحیه مورد مطالعه طی دو مرحله صحرائی و آزمایشگاهی انجام شد. در مرحله صحرائی تعداد ۳۰ نمونه سنگی از سرپانتین‌ها و لاتریت‌های ناحیه مورد مطالعه برداشت و مطالعه گردید. در بخش آزمایشگاهی با تهیه تعداد ۲۵ مقطع نازک و صیقلی به بحث و بررسی ویژگی‌های زمین‌شناختی کانسنگ‌ها بویژه بافت آن‌ها و کانی‌های همراه پرداخته شد. سپس ۳ نمونه خاک از لاتریت‌ها به روش XRD برای بررسی کانی‌شناسی در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان مورد مطالعه قرار گرفت و تعداد ۱۰ نمونه سنگی و خاکی از آن‌ها جهت تعیین میزان عناصر اصلی و فرعی به روش ICP-MS به آزمایشگاه SGS کانادا ارسال شد. در این آزمایشگاه، مقدار لازم از نمونه‌ها بصورت پودر ابتدا در HClO_4 ، HF و HCl حل گردید و سپس با ضریب رقیق‌شدگی ۲۵۰۰ به دستگاه ICP-MS 500 مدل Perkin-Elmer-Sciex Elan تزریق گردید و نتایج حاصل از این آزمایش در جدول ۱ ارائه گردیده است. انحراف استاندارد نسبی برای عنصرهای اصلی ± 2 درصد وزنی و برای عنصرهای کمیاب ± 5 درصد وزنی است. همچنین جهت اندازه‌گیری عناصر اصلی و کمیاب در نمونه‌های سنگ‌مادر احتمالی لاتریتی‌های نیکل‌دار شمال غرب نورآباد، تعداد ۹ نمونه از پریدوتیت‌های منطقه مورد مطالعه (۴ نمونه هارزبورژیت، ۳ نمونه لرزولیت و ۲ نمونه دونیت) از طریق شرکت زرآما به کشور استرالیا ارسال گردید و در آزمایشگاه LABWEST این کشور مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند (Kiani, 2011).

زمین‌شناسی صحرائی منطقه لاتریتی

منطقه لاتریتی بصورت یک افق قرمز رنگ لایه‌ای و عدسی شکل

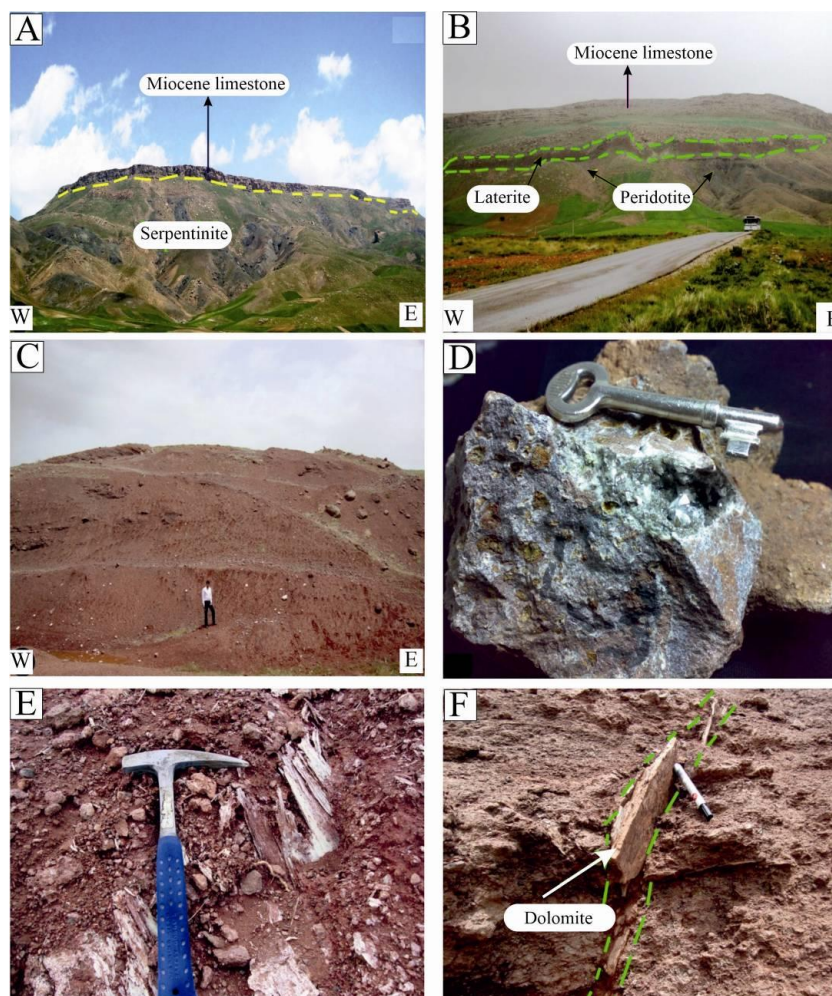
است که بر روی سنگ‌های پریدوتیتی قرار دارد. در بعضی مناطق افق لاتریتی توسط آهک‌های میوسن پوشیده شده است (شکل ۲-۲B). این افق هم بصورت سخت شده و هم بصورت خاک‌های سست و نرم دیده می‌شود. ضخامت این افق از یک متر در مناطق بالای پریدوتیت‌ها و تا ۱۰ متر در مناطق عدسی شکل می‌رسد (شکل ۲-۲C). بیشترین حجم لاتریت‌های عدسی شکل در جنوب روستای قاضی‌خانی (۲۵ کیلومتری جاده نورآباد-هرسین) رخنمون دارد که بصورت گسله در مجاورت گابروهای تراکتولیتی قرار دارند. در بعضی مناطق، قطعات باقی‌مانده از پریدوتیت‌ها بصورت نودول‌های قرمز با هسته سبز در مناطق لاتریتی دیده می‌شود. برخی از نودول‌های سخت لاتریتی دارای بافت اسفنجی بوده و حفرات آن‌ها توسط هماتیت، لیمونیت، کانی‌های رسی و بخصوص سیلیس‌های با شکل هندسی منظم پر شده است (شکل ۲-۲D). در بیشتر مناطق آثار سیلیس‌زایی بصورت رگه‌های سیلیسی، قله‌های چرتی و کلسدونی در این منطقه دیده می‌شود. بیشتر شکستگی‌های اولیه این افق توسط کانی‌های آزبست (شکل ۲-۲E) و دولومیت (شکل ۲-۲F) پر شده و تا چندین متر قابل مشاهده می‌باشند. در بعضی مناطق شکستگی‌های ثانوی که بر اثر گسل‌های کوچک و دیاژنز تشکیل شده‌اند توسط دولومیت و سیلیس پر شده‌اند. از پایین به بالا افق‌های لاتریتی‌های منطقه نورآباد به شرح ذیل است:

افق پروتولیت

افق پروتولیت عمیق‌ترین بخش لاتریت‌ها را تشکیل می‌دهد که معمولاً یک سنگ بشدت هوازده‌ی هارزبورژیتی است. هوازده‌گی افق پروتولیت موجب متلاشی شدن حداقل ۳۰ درصد سنگ‌مادر شده است. با این حال، بافت مش و لانه‌زنبوری در سرپانتینیت نشان‌دهنده به ارث رسیدن این ویژگی از سنگ‌مادر است. رنگ این افق سبز زیتونی تا لجنی است. آثار باقیمانده از کانی‌های الیون و ارتوپیروکسن در قطعات

مقادیر کمی از کانی‌های ثانوی مانند کوارتز، کلینوکلر و هماتیت دیده می‌شوند که بسمت نمونه‌های برداشت شده از بخش بالایی این افق افزایش می‌یابند (شکل ۳).

منفصل سنگی بیانگر آن است که سنگ‌مادر اغلب فوق‌بازی نوع هارزبورژیت است. در مقاطع میکروسکوپی مقادیر بالایی از کانی‌های سرپانتینی نوع لیزاردیت به همراه باقیمانده‌های ارتوپیروکسن و الیون مشاهده می‌شوند. همچنین



شکل ۲. تصاویر صحرایی منطقه نورآباد، A: پریدوتیت‌های بشدت سرپانتینی شده، B: مناطق لاتریتی که بر روی پریدوتیت‌های سرپانتینی شده قرار داشته و توسط آهک‌های میوسن پوشیده شده‌اند، C: لاتریت‌های عدسی‌شکل در جنوب روستای قاضی‌خانی، D: نودول با بافت اسفنجی که حفرات آن توسط سیلیس، هماتیت و لیمونیت پر شده‌است، E: رگه‌های آزبستی که شکستگی‌های مناطق لاتریتی را پر کرده‌است، F: پرشدن شکستگی توسط دولومیت.

Fig. 2. The field images of the Noorabad area, A: The strongly serpentinized peridotites, B: Lateritic zones that are located on serpentinized peridotites and are covered by Miocene limestones, C: Lens laterites in the south Ghazi Khani village, D: Nodules with spongy texture whose cavities are filled by silica, hematite, and limonite, E: Asbestos veins that filled fractures in laterite zones, F: Filling of a fracture by dolomite.

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های برداشت‌شده از افق لاتریتی نیکل‌دار شمال‌غرب نورآباد لرستان به روش ICP-MS

Table 1. The results of chemical analysis of the nickel lateritic unite in the northwest of Noorabad, Lorestan with ICP-MS Method.

Rock type	Latrite	Latrite	Latrite	Latrite	Latrite	Latrite	Latrite	Latrite	Latrite	Latrite
Samples Elements	L.2.1	L.2.2	L.2.3	L.3	L.3.3	L.4	L.4.1	L.4.2	L.4.3	L.6
SiO ₂	57.9	55.3	45.3	31.9	48.3	29.7	36.2	38.1	34.1	59.9
TiO ₂	0.43	0.38	0.18	0.06	0.56	0.24	0.08	0.39	0.92	0.5
Al ₂ O ₃	4.94	4.64	2.42	2.11	5.49	3.7	1.67	3.62	5.68	4.74
Fe ₂ O ₃	4.4	4.67	6.81	8.93	4.77	6.72	7.11	8.2	6.86	5.67
MnO	0.14	0.14	0.11	0.15	0.17	0.12	0.08	0.09	0.13	0.12
MgO	3.88	6.36	20.9	11.7	3.27	4.58	27	21.4	7.22	7.99
CaO	12.7	12.6	7.69	18	18.7	28.4	8.07	9.91	22	7.63
Na ₂ O	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
K ₂ O	1.03	0.87	0.35	0.02	1.13	0.31	0.03	0.22	1	0.77
P ₂ O ₅	0.1	0.09	0.01	0.02	0.1	0.5	0.01	0.1	0.15	0.08
Sum	85.90	85.30	83.90	73.00	82.60	74.40	80.35	82.13	78.16	87.50
LOI	14.4	14.9	15.7	22.6	19.2	27.5	21	19.4	23.1	13.1
V	58	61	73	49	61	61	62	74	59	72
Co	27.3	35	84.1	147	29.1	69.4	75.7	74	40.9	44.5
Ni	398	561	1610	2660	381	1230	1810	1670	530	688
Cu	39	37	20	5	35	18	18	23	44	103
Zn	44	44	30	49	49	37	36	50	59	46
Ga	8	7	4	2	8	5	2	5	8	7
Rb	31.5	26.4	11.9	1.1	35.1	11.2	1.1	7	25.8	23.5
Sr	150	140	80	60	110	180	80	70	70	110
Y	11.7	10.1	4.5	1.7	12.7	7.5	2	5.8	12.8	10.9
Zr	70.3	73.7	29.6	6	79	60.1	11.6	43.9	96.8	67.5
Nb	9	8	4	1	12	7	1	8	19	11
Cs	2	1.7	0.7	0.1	2.4	0.9	0.1	0.6	2.4	1.8
Ba	120	110	60	60	170	60	20	40	100	100
Th	3.1	2.7	1.2	0.2	3.3	1.7	0.4	1.3	2.8	2.4
Cr	975	957	1915	3352	615	1710	2470	2461	1168	1160
La	16	13.8	6.2	0.8	17.3	9.6	2.9	8.7	21.2	15.5
Ce	28.9	25.2	11.2	1.2	31.8	19.8	4.9	16	36.7	28.4
Pr	3.44	3.1	1.35	0.11	3.85	2.29	0.54	2.05	4.75	3.57
Nd	13.1	11.4	4.9	0.5	14.2	8.7	2.2	8	18.1	13.6
Sm	2.5	2.3	1.1	0.1	2.8	1.9	0.5	1.6	3.3	2.5
Eu	0.65	0.56	0.24	0.05	0.74	0.39	0.1	0.47	1.02	0.7
Gd	2.36	2.06	0.9	0.13	2.57	1.64	0.32	1.38	3.13	2.41
Tb	0.37	0.33	0.14	0.05	0.42	0.28	0.06	0.21	0.44	0.4
Dy	2.19	1.96	0.87	0.24	2.35	1.66	0.38	1.23	2.54	2.26
Ho	0.44	0.39	0.16	0.05	0.5	0.31	0.08	0.23	0.53	0.44
Er	1.2	1.03	0.48	0.17	1.26	0.91	0.24	0.59	1.34	1.11
Tm	0.15	0.13	0.05	0.05	0.16	0.11	0.05	0.07	0.17	0.14
Yb	1.1	0.9	0.3	2.2	1.2	0.7	0.2	0.5	1.1	1
Lu	0.16	0.12	0.05	0.05	0.15	0.11	0.05	0.07	0.15	0.12
Hf	2	2	1	1	2	1	1	1	2	2
Ta	0.7	0.6	0.5	0.5	0.9	0.7	0.5	0.6	1.4	0.8
W	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Tl	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Mo	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Th	3.1	2.7	1.2	0.2	3.3	1.7	0.4	1.3	2.8	2.4
U	0.4	0.42	0.61	0.05	0.53	0.48	0.73	0.33	0.38	0.4

افق ساپرولیت

افق ساپرولیت بلافاصله در بالای زون پروتولیت قرار دارد. مرز زیرین آن تدریجی است و بر اساس نسبت سنگ به خاک می‌توان آن را به دو بخش تقسیم نمود: ساپرولیت نرم در بالا که کمتر از ۳۰ درصد آن را قطعات سنگی تشکیل می‌دهد و بخش ساپرولیت سخت در زیر که حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد از قطعات بشدت هوازده سنگ‌مادر را دارا است. قطعات سنگی این افق بسیار ترد و شکننده بوده و با مقداری فشار در حد فشار دست به تکه‌های ریز تبدیل می‌شوند. رنگ این افق سبز مایل به خاکستری است (شکل ۳).

افق انتقالی

در زیر افق اکسیدی، یک افق نرم و دانه‌ریز با رنگ سبز روشن تا قرمز با تهرنگ زرد تا نارنجی که دارای ویژگی‌های دو زون ساپرولیت و اکسیدی است و فاقد قطعات باقیمانده از سنگ‌مادر هوازده می‌باشد. نبود بافت و کانی مشخص در مقاطع میکروسکوپی نشان از هوازدگی و فرسایش شدید سنگ‌مادر در این افق و تبدیل کامل سنگ به خاک دارد. با این وجود در برخی از نمونه‌ها، وجود کانی‌های اکسیدی آهن (هماتیت و گوتیت) و رگچه‌های سیلیسی از ویژگی‌های این افق است (شکل ۳).

افق اکسیدی

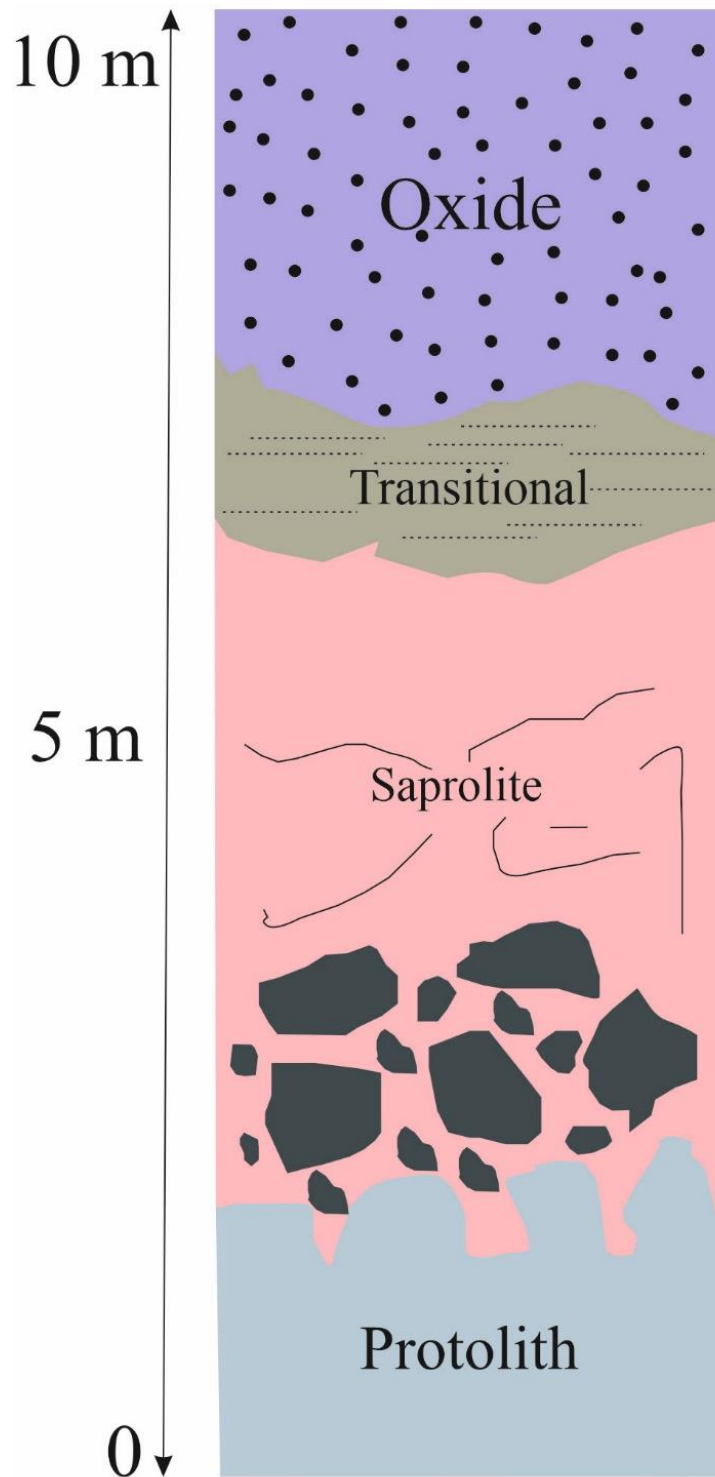
در نهشته‌های لاتریتی برجاء، بالاترین بخش به افق اکسیدی اختصاص می‌یابد. این بخش شامل خاک بسیار نرم به رنگ قرمز تیره تا روشن می‌باشد که در اثر فرسایش در پستی و بلندی‌های با شیب ملایم به داخل مناطق میان کوه و حتی دشت‌های مجاور گسترش یافته است. کانی‌های ثانوی اکسیدی-هیدروکسیدی آهن، اصلی‌ترین کانی‌های این افق خاک بوده که به همراه آثار فراوانی از سیلیس و مواد آمورف از اکسیدهای آهن دیده می‌شوند (شکل ۳).

کانی‌شناسی و فرآیندهای دگرسانی

بعلت ریز بودن اجزای بخش لاتریتی در مطالعه کانی‌شناسی از روش پراش اشعه ایکس استفاده شده است. بدین منظور ۳ نمونه از خاک بخش لاتریتی، مورد آنالیز XRD قرار گرفت که در آن کانی‌های دولومیت، کوارتز، گروه اسمکتیت و کانی‌های گروه سرپانتین مشخص گردید (شکل ۴-A, B, C). در بررسی مقاطع گوناگون از نمونه‌های برداشت شده، دگرسانی‌های سنگ‌های پریدوتیتی شامل سرپانتینی، دولومیتی، هماتیتی و سیلیسی می‌باشد که در این بخش مورد بررسی قرار می‌گیرند.

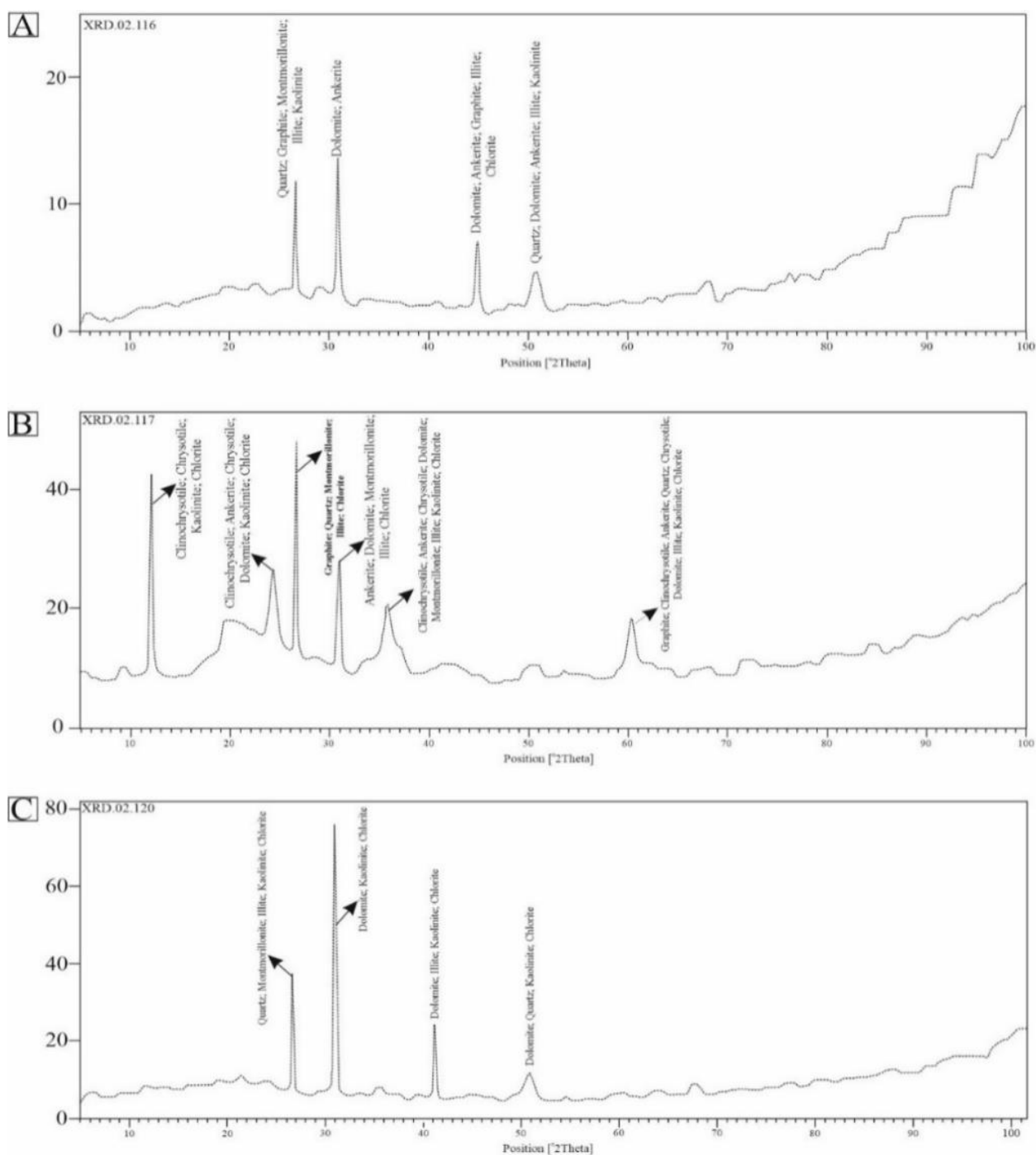
دگرسانی سرپانتینی

اکثر لاتریت‌های نیکل‌دار در سنگ بسترهایی تشکیل می‌شوند که دگرسانی سرپانتینی بطور وسیع روی آنها رخ داده است (Golightly, 1981). سرپانتینی شدن مهم‌ترین و اولین واکنش دگرسانی سنگ‌های پریدوتیتی در ناحیه مورد مطالعه می‌باشد که توسط محلول‌های گرمابی و آب‌های جوی در امتداد درز و شکاف سنگ‌ها رخ داده است. طی این دگرسانی، کانی‌های آهن و منیزیم‌دار (الیوین و پیروکسن) و کروم-اسپینل سنگ‌های پریدوتیتی بر اثر دگرسانی شدید به سرپانتین و ایدنگزیت (اکسیدهای آهن و کانی‌های رسی) تبدیل شده‌اند. اکسیدهای آهن بصورت مگنتیت و به شکل رگچه‌ای ریز در اطراف کانی‌های سرپانتینی و کروم-اسپینل دیده می‌شود. بافت غالب در این سنگ‌ها بصورت مشبک است که در آن آثاری از کانی‌های اولیه مانند الیوین و پیروکسن دیده می‌شود. کانی‌های گروه سرپانتین شامل بروسیت، آنتیگوریت و لیزاردیت هستند که توسط رگچه‌هایی از کانی کریزوتیل قطع شده‌اند. در امتداد شکستگی‌های موجود در سنگ‌های نوع هارزبورژی، کانی کریزوتیل فضای خالی را بصورت عمود بر دیواره شکستگی پر کرده است. در شکل ۵ روند دگرسانی سرپانتینی پریدوتیت‌ها نشان داده شده است که شامل پریدوتیت‌های تازه (شکل ۵-A) و پریدوتیت هوازده می‌باشد (شکل ۵-B تا D).



شکل ۳. افق‌های مختلف لاتریت‌های نیکل‌دار نورآباد لرستان

Fig. 3. Different horizons of laterites in the Noorabad area, Lourestan province



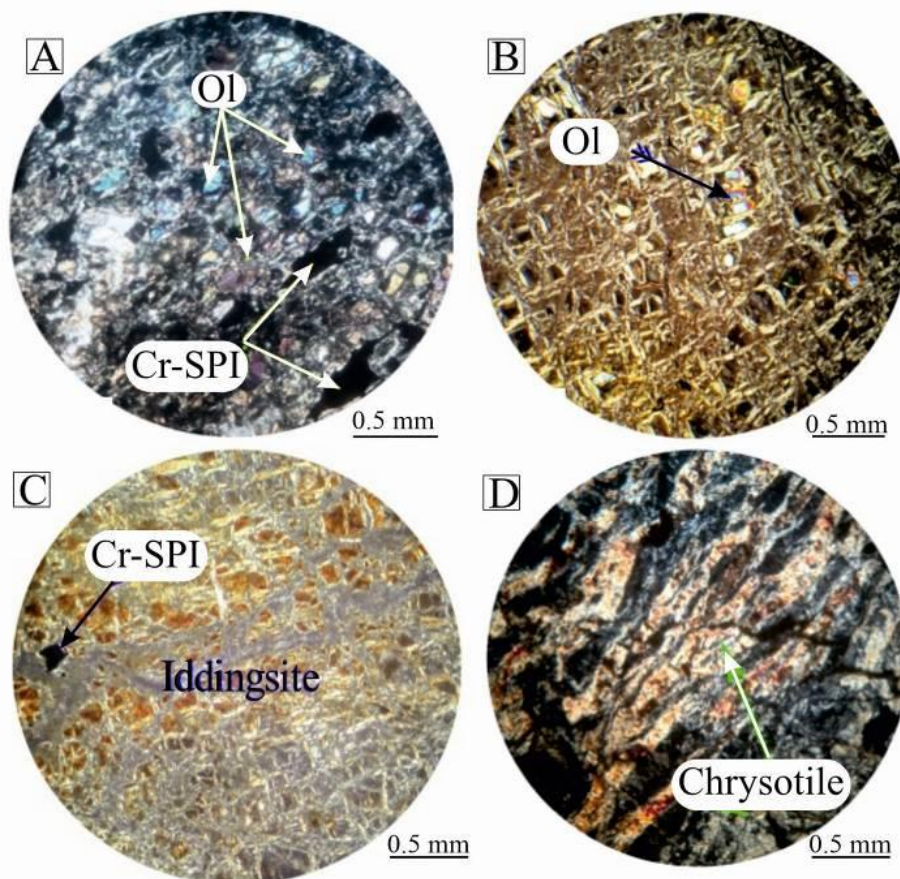
شکل ۴. نمودارهای دیفرکتومتری اشعه‌ی ایکس (XRD) نمونه‌های برداشت‌شده از افق لاتریتی منطقه نورآباد.

Fig. 4. X-ray diffractometry (XRD) diagrams of laterite zones in the Noorabad area.

دگرسانی دولومیتی

یکی از مهم‌ترین دگرسانی‌هایی که در سنگ‌های سرپانتینی رخ می‌دهد دگرسانی کربناتی است که طی آن، رگه‌هایی از کانی‌های کربناته منیزیتی و دولومیتی تشکیل می‌شود (Boschi et al., 2009). در این مرحله، بر اثر دگرسانی کانی‌های آهن، منیزیم و کلسیم‌دار (سری دیوپسید در پیروکسن‌ها)، یون کلسیم آزاد شده و این یون تحت تأثیر سیالات حاوی CO_2 و Mg دولومیت تبدیل شده‌است. دولومیت‌های تشکیل شده فضای

شکستگی‌های سنگ‌های سرپانتینی را بصورت رگه‌ای و برشی پر کرده است، بگونه‌ای که در سنگ‌های سرپانتینی، رگه‌های سفیدرنگ و بلورین دولومیت کاملاً مشهود می‌باشد (شکل ۶-۶). در بیشتر مناطق لاتریتی‌شده، رگه‌هایی از دولومیت با ضخامت کم دیده می‌شود که تا چندین متر در درون شکستگی‌ها ادامه دارند و در بعضی موارد کانی کریزوتیل به‌مراه دولومیت فضای درون شکستگی‌ها را پر کرده‌اند (شکل ۶-۶B).



شکل ۵. روند تجزیه پریدوتیت‌ها به سرپانتین در منطقه نورآباد، XPL، A,B,C: بافت مشبک (غربالی) در دونیت‌ها و تجزیه آن‌ها به سرپانتین و ایدنگزیت، D: رگچه‌های کریزوتیل در نمونه هارزبورژیت سرپانتینی‌شده؛ علائم اختصاری بر اساس کرتز (Kretz, 1983) اقتباس شده‌است (Ol= اولیون، Cr-Spi= کروم اسپینل).

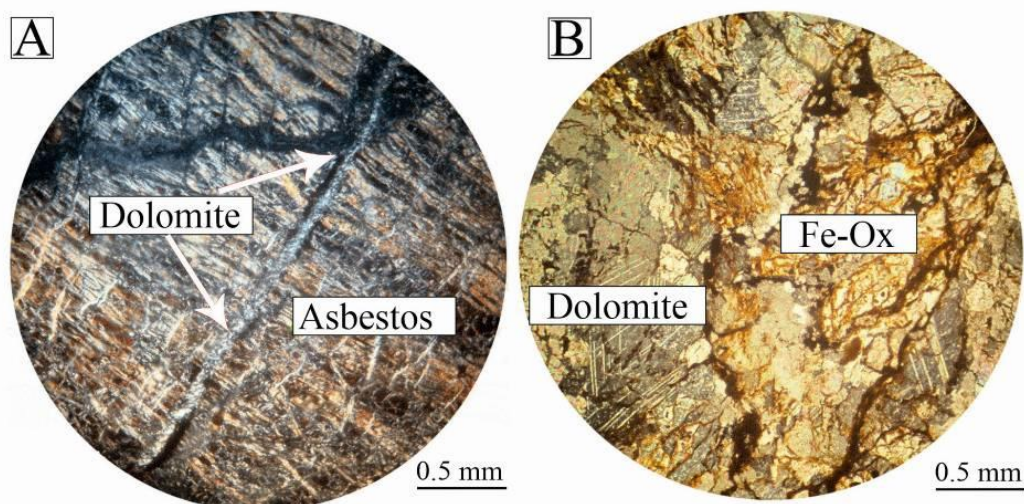
Fig. 5. The alteration process of peridotites to serpentine in the Noorabad area (XPL), A,B,C: Sieved texture in dunites and their alteration into serpentine and Iddingsite, D: Chrysotile veinlets in serpentinized harzburgite; Symbols from Kretz (1983) (Ol= Olivine, Cr-Spi= Chrome – Spinel).

هماتیت‌زایی

با آغاز مرحله سرپانتینی شدن، فرآیند ایدنگزیتی شدن آغاز و در آن اکسیدهای آهن از کانی‌های آهن و منیزیم‌دار آزاد شده‌است (شکل ۵-C و D). در طی پیشرفت دگرسانی سرپانتینی، کانی مگنتیت که فضای بین بلوری کانی‌های اولیه سرپانتینی شده را فرا گرفته است، بر اثر شدت هوازدگی به هماتیت و سپس لیمونیت و گوتیت تبدیل شده‌است. تا مراحل پایانی لاتریت‌زایی، این فرآیند ادامه پیدا می‌کند. در این فرآیند، اکسید آهن از کانی‌های آهن‌دار (الیوین و پیروکسن) آزاد شده و به مرور زمان جایگزین کانی‌های اولیه شده و با توجه به شدت دگرسانی، کانی‌های اکسید آهن (هماتیت و لیمونیت) را بوجود می‌آورد. هماتیت و لیمونیت به همراه سایر کانی‌های ثانوی در منطقه لاتریتی فضاهای شکستگی‌ها را پر کرده‌اند و در اغلب موارد بصورت بافت جانشینی و برشی دروغین قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۷-A و B).

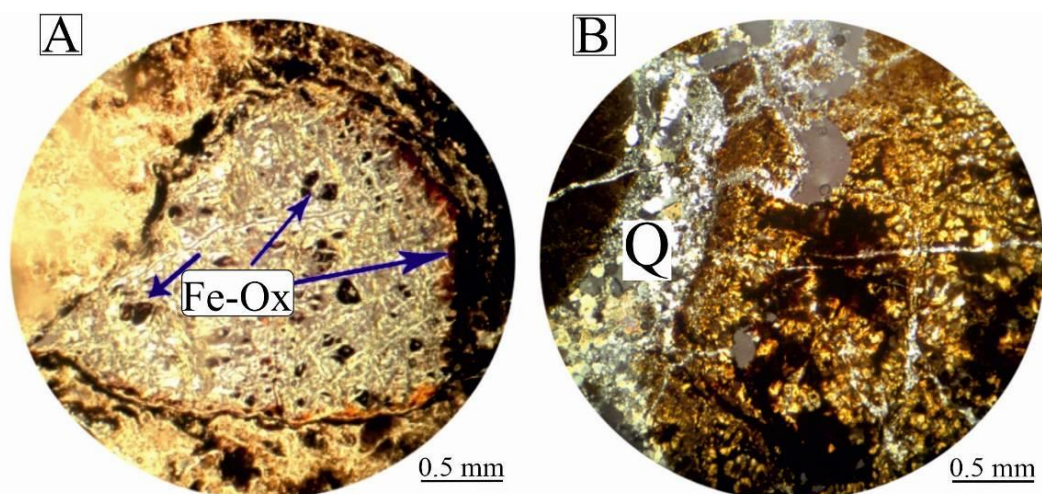
دگرسانی سیلیسی

لاتریت‌ها اغلب سیلیسی شده می‌باشند که این رخداد بعثت آزاد شدن سیلیس از کانی‌های سیلیکاته در طی مراحل مختلف دگرسانی و ته‌نشست مجدد آن‌ها می‌باشد (Kühnel et al., 1975). این سیلیس طی دگرسانی از کانی‌های سیلیکاته خارج شده و بصورت ژلاتینی و پرکننده در شکاف‌های لاتریت‌ها رسوب می‌کند و کانی‌های اوپال، چرت و کلسدونی را تشکیل می‌دهد. در بخش‌های مختلف منطقه لاتریتی دو نسل کوارتز دیده می‌شود بگونه‌ای که کوارتزهای نسل اول بصورت گرانولار فضاهای حفره‌ای و شکستگی‌های قسمت‌های لاتریت سخت را پر کرده‌اند. کوارتزهای نسل اول توسط رگچه‌هایی از کوارتزهای ریزتر قطع شده‌اند. در بیشتر مناطق که سیلیس فضای بین شکستگی‌های سنگ را پر کرده است بافت برشی در منطقه لاتریتی را بوجود آورده است (شکل ۸-A و B).



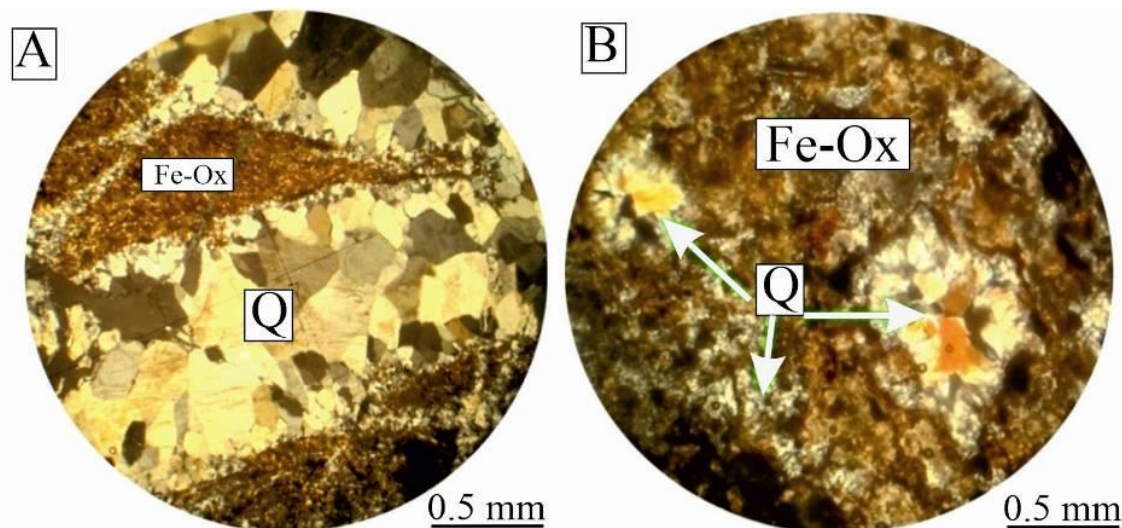
شکل ۶. A: قطع شدگی کانی‌های آزبست (کریزوتیل) توسط رگه‌های دولومیت در سنگ هارزبورژیت دگرسان‌شده در منطقه ساپرولیت نورآباد، XPL؛ B: کانی دولومیت به همراه اکسید آهن در منطقه لاتریت برجای مانده، XPL؛ علائم اختصاری بر اساس کرتز (Kretz, 1983) اقتباس شده‌است (Fe-Ox = Fe-oxide).

Fig.6. A: Cut of asbestos (chrysotile) minerals by dolomite veins in altered harzburgite rock in saprolite zone in the Noorabad area, XPL, B: Dolomite mineral along with Fe- oxide in remain laterite zone(XPL); Symbols from Kretz (1983) (Fe- Ox = Fe- oxide).



شکل ۷. A: جانشینی کانی‌های آهن و منیزیم‌دار توسط اکسیدهای آهن با بافت جانشینی و مشبک در منطقه نورآباد، XPL، B: همراهی کانی کوارتز و اکسیدهای آهن در بافت برشی، XPL؛ علائم اختصاری بر اساس کرتز (Kretz, 1983) اقتباس شده‌است (Fe-Ox = اکسید آهن، Q = کوارتز).

Fig.7. A: The replacement of ferromnesine minerals by iron oxides with replacement texture and mesh, B: Quartz and Fe oxide minerals in breccia texture (XPL); Symbols from Kretz (1983) (Fe- Ox = Fe- oxide, Q= Quartz).



شکل ۸. A: پر شدن شکستگی‌های برشی شده توسط کوارتز و تشکیل بافت‌های شکافه پرکن در منطقه نورآباد، XPL، B: پر شدن حفرات انحلالی توسط کوارتز، XPL؛ علائم اختصاری بر اساس کرتز (Kretz, 1983) اقتباس شده‌است (Fe-Ox = اکسید آهن، Q = کوارتز).

Fig. 8. A: The filling of breccia fractures by quartz and the formation of fissure-filling textures in the Noorabad area (XPL), B: Filling of dissolution cavities by quartz, XPL); Symbols from Kretz (1983) (Fe- Ox = Fe- oxide, Q= Quartz).

سنگ‌نگاری سنگ‌های فوق‌بازی

سنگ‌های فوق‌بازی منطقه نورآباد بعنوان سنگ‌مادر احتمالی لاتریت‌ها شامل هارزبورژیت، لروزولیت و دونیت هستند که در زیر توصیف می‌شوند:

هارزبورژیت: این سنگ‌ها از نظر ترکیب کانیایی دارای الیون (۶۰-۷۰ درصد)، ارتوپروکسن (۱۰-۲۰ درصد) و کروم اسپینل (حدود ۲-۵ درصد) هستند. بررسی مقاطع میکروسکوپی نشان می‌دهد، این سنگ‌ها دارای بافت گرانولار (مشبک) و پورفیرو کلاست هستند (شکل ۹-۱). الیون‌ها بشدت شکسته شده‌اند که در امتداد این شکستگی‌ها به سرپانتین تبدیل شده‌اند. بقایای الیون بصورت کانی‌های به نسبت دانه‌ریز در هسته بافت غربالی نیز مشخص است و در برخی از موارد خاموشی موجی از خود نشان می‌دهند. کلینوپروکسن بی‌شکل بوده و بیشتر به ترمولیت-اکتینولیت تبدیل شده و بقایای آن خیلی کم و بصورت بین‌بلوری در بین الیون و ارتوپروکسن‌ها دیده می‌شود. ارتوپروکسن دارای حواشی سینیوسی و بصورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار، خردشده و در برخی موارد دگرشکل‌شده است (شکل ۹-۲). بلورهای الیون دارای شکستگی هستند و شکنج دارند (شکل ۹-۳). اسپینل‌ها نیز عمدتاً بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و به رنگ قرمز تا قهوه‌ای هستند و مگنتیتی شدن در حواشی آن‌ها دیده می‌شود. جایگزینی الیون توسط لیزاردیت با ساختار ورقه‌ای از شکستگی‌های الیون شروع شده و در آخر با ایجاد بافت شبکه‌ای همراه بوده است. کریزوتیل از نوع سرپانتین‌های رشته‌ای بوده و در مقاطع بصورت الیاف متقاطع خاکستری رنگ دیده می‌شود که سبب ایجاد بافت مشبک شده است (شکل ۹-۴).

لروزولیت: این سنگ‌ها از الیون (۶۰-۷۰ درصد)، ارتوپروکسن (۱۰-۳۰ درصد) و کلینوپروکسن (۱۰-۲۰ درصد) تشکیل شده‌اند و کانی اسپینل (حدود ۲ درصد) نیز در آن‌ها دیده می‌شود. کانی‌های ثانوی بیشتر شامل سرپانتین (بصورت رگچه و گاهی تاج‌مانند)، ترمولیت و اکسیدهای آهن بوده که در زمینه

سنگ دیده می‌شوند. درجه سرپانتینی شدن این سنگ‌ها حدود ۱۰ تا ۶۰ درصد است. در تعدادی از نمونه‌ها، بلورهای الیون و پروکسن خاموشی موجی نشان داده و در بلورهای ارتوپروکسن کینک‌باند دیده می‌شود. در برخی مقاطع، دانه‌های الیون بصورت پورفیرو کلاست‌های تغییرشکل‌یافته و یا به شکل ادخال‌هایی در بلورهای ارتوپروکسن دیده می‌شوند (شکل ۹-۵). E که می‌تواند نشان از تقدم تبلور الیون‌ها نسبت به پروکسن‌های میزبان آن‌ها باشد.

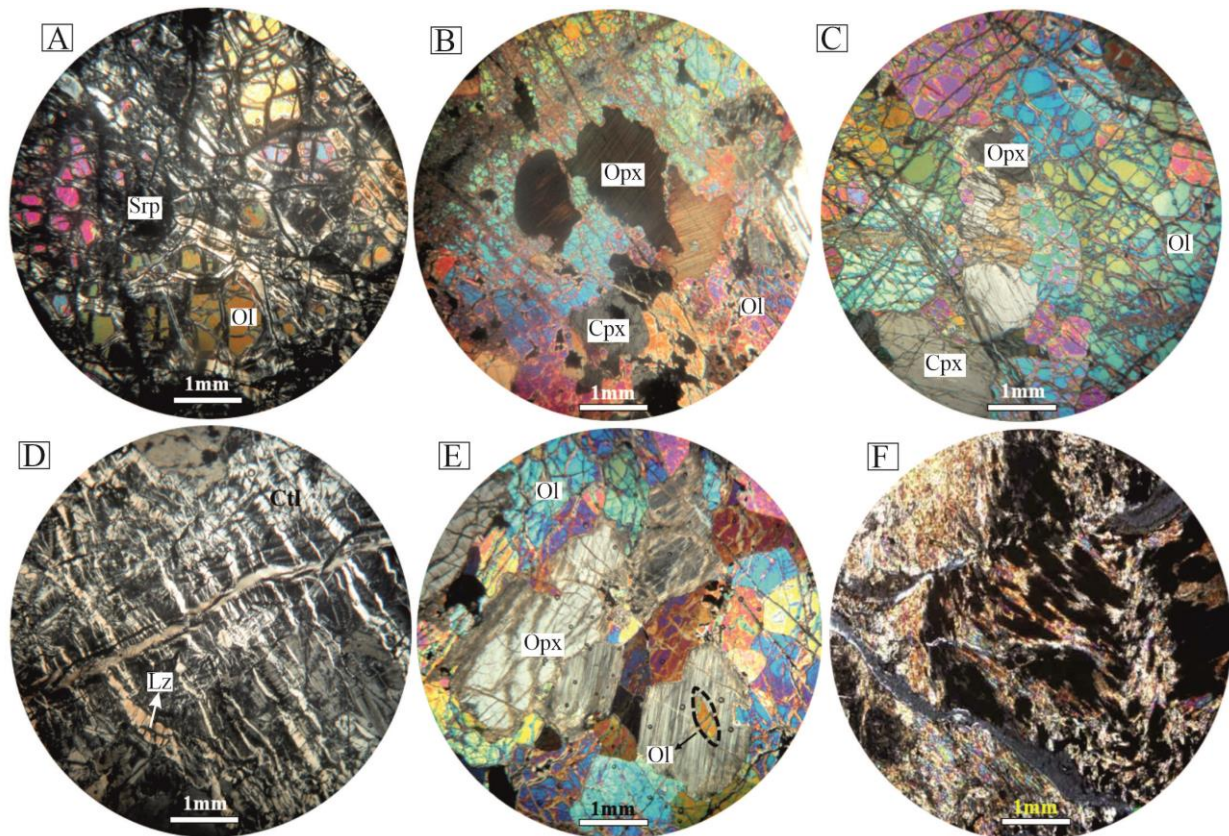
دونیت: این سنگ‌ها متشکل از الیون و یا سرپانتین با اندکی ارتوپروکسن و مقادیر پراکنده‌ای از کروم اسپینل و اکسید آهن (مگنتیت) هستند. دونیت‌ها دارای بافت مشبک هستند. بلورهای الیون دارای شکستگی هستند و شکنج دارند که عملکرد دگرشکلی دما و فشار بالا و وابستگی این سنگ‌ها به گواشته بالایی را نشان می‌دهد. این سنگ‌ها با درجات متغیر، سرپانتینی شده و بر اساس مطالعات میکروسکوپی، لیزاردیت و کریزوتیل پلی‌مورف، عمده سرپانتین را تشکیل می‌دهند (شکل ۹-۶). F در برخی مقاطع نیز کروم اسپینل‌ها با فراوانی بسیار کم و بصورت آمیبی شکل در کنار الیون‌ها دیده می‌شوند.

زمین‌شیمی

لاتریت‌های شمال غرب نورآباد دارای مقادیر ۵/۶۸-۱/۶۷ درصد وزنی Al_2O_3 ، ۲۹/۷-۵۹/۹ درصد وزنی SiO_2 ، ۳/۲۷-۲۷ درصد وزنی MgO ، ۴/۴-۸/۹۳ درصد وزنی Fe_2O_3 ، ۷/۶۳-۲۸/۴ درصد وزنی CaO ، ۶۱۵-۳۳۵۲ پی پی ام Cr ، ۳۸۱-۲۶۶۰ پی پی ام Ni و ۲۷/۳-۱۴۷ پی پی ام Co می‌باشند (جدول ۱) که هیستوگرام فراوانی این عناصر در شکل ۱۰ آمده است. در نمودارهای همبستگی دوتایی، تغییرات فراوانی نیکل در مقابل عناصر اصلی مشاهده می‌شود که این عنصر با Fe_2O_3 و MgO دارای همبستگی مثبت و نسبت به SiO_2 ، Al_2O_3 ، TiO_2 ، Na_2O و K_2O دارای همبستگی منفی می‌باشد (شکل ۱۱). در نمودارهای دوتایی عنصر نیکل با عناصر جزئی

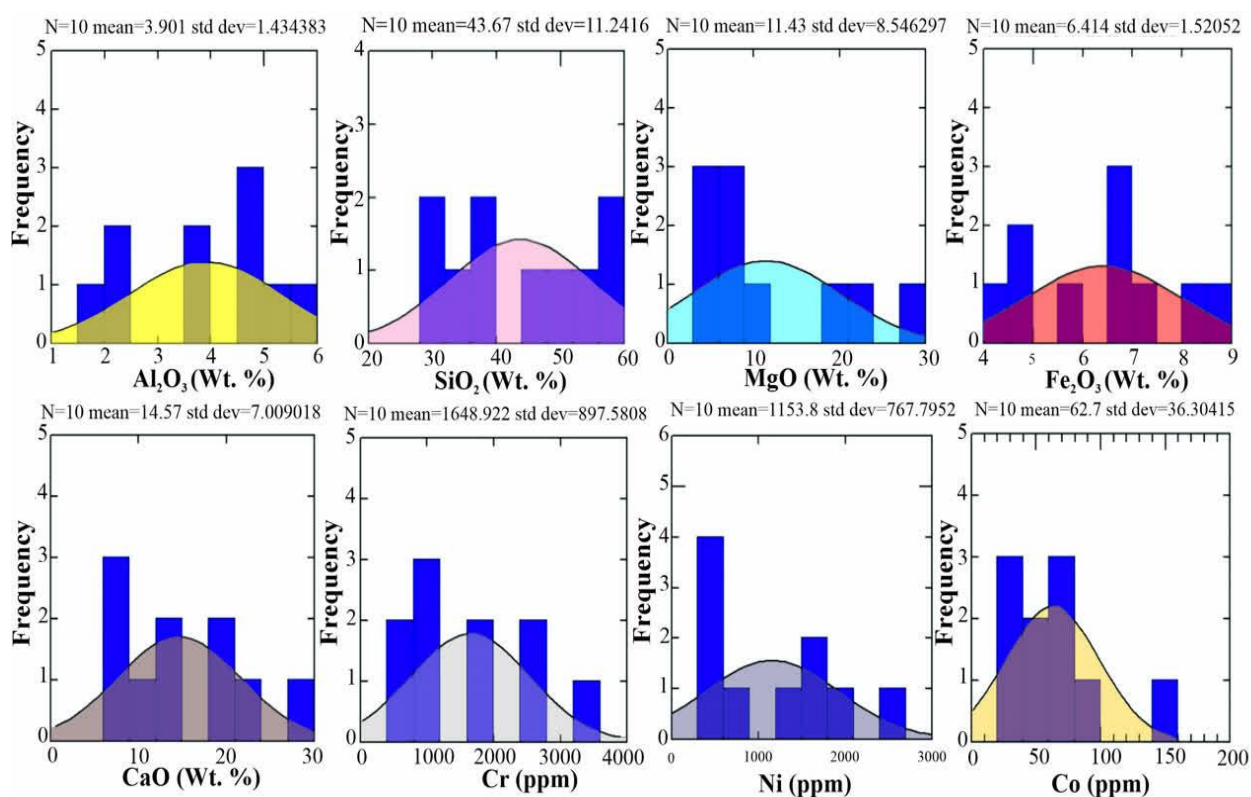
Th, Ta و Y همبستگی منفی دارد (شکل ۱۲).

مشاهده می‌شود که این عنصر با عناصر Co و Cr همبستگی مثبت و با عناصر V, Sr, Rb, Nb, La, Ga, Ba, Zr, Yb



شکل ۹. A: بافت مشبک در هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده و بقایای الیون در میان شبکه‌های سرپانتینی منطقه نورآباد، XPL؛ B: کشیدگی بلور ارتوپیروکسن دارای حاشیه سینوسی در هارزبورژیت، XPL؛ C: طولیل شدگی بلورهای الیون دارای بافت مشبک در هارزبورژیت‌ها، XPL؛ D: سرپانتینی شدن در هارزبورژیت‌ها و رشد کانی‌های لیزاردیت در شکستگی‌های الیون و رشد کریزوتیل بصورت رگه‌ای بر زمینه سرپانتینی، PPL؛ E: حضور بلورهای الیون داخل بلور ارتوپیروکسن در لرزولیت، XPL؛ F: رشد رگه‌های آنتی گوریت در دونیت‌های سرپانتینی شده، XPL. علائم اختصاری بر اساس کرتز (Kretz, 1983) اقتباس شده است (Opx= ارتوپیروکسن، Cpx= کلینوپیروکسن، Srp = سرپانتین، Ol= الیون، Lz= لیزاردیت، Ctl= کریزوتیل).

Fig. 9. A: The mesh texture in serpentinized harzburgites and olivine remnants among serpentine networks in the Noorabad area(XPL); B: The elongation of orthopyroxene crystal with sinusoidal margin in harzburgite (XPL); C: The elongation in olivine crystals with mesh texture in harzburgites (XPL); D: The serpentinization in harzburgites and the growth of lizardite minerals in olivine fractures and the growth of chrysotile in the form of streaks on the serpentine background (PPL); E: The presence of olivine crystals inside the orthopyroxene crystal in lherzolite (XPL); F: The growth of antigorite veins in serpentinized dunites(XPL). Symbols from Kretz (1983) (Opx= Orthopyroxene, Cpx= Clinopyroxene, Srp= Serpentine, Ol= Olivine, Lz= Lizardite, Ctl= Chrysotile).



شکل ۱۰. هیستوگرام فراوانی بعضی از عناصر اصلی و جزئی نمونه‌های برداشت شده از لاتریت‌های نیکل‌دار نورآباد.

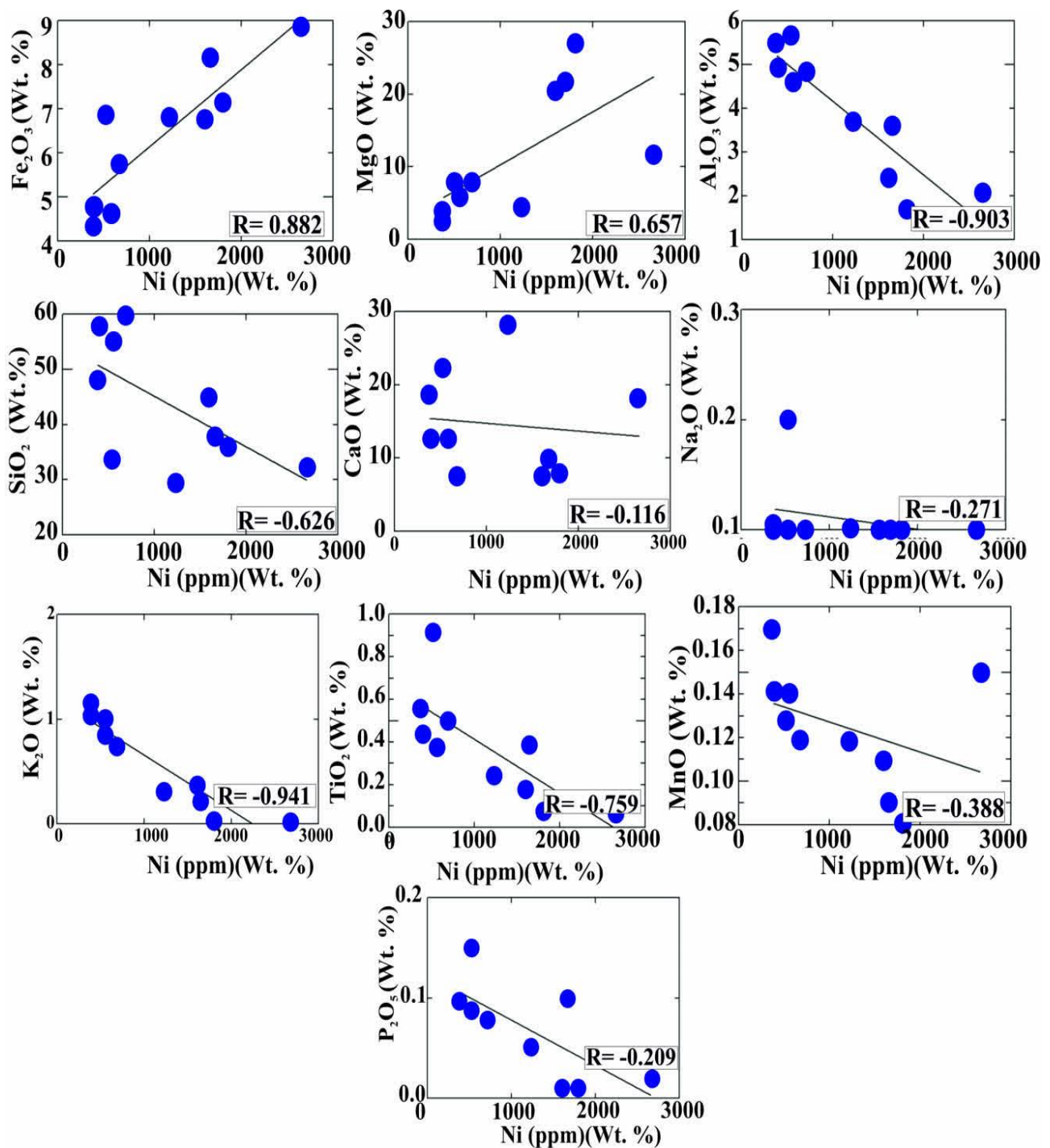
Fig. 10. Abundance histogram of some major and minor elements from nickel-bearing laterites in the Noorabad area.

منشاء و محیط تشکیل

در نمودار F-M-W (Ohta and Arai, 2007) که براساس مجموع عناصر اصلی در سنگ ارائه شده است، نمونه‌های لاتریتی مورد مطالعه در محدوده‌ی سنگ‌های با منشأ مافیک قرار می‌گیرند (شکل ۱۴- A). در نمودار سه گانه Ni-Zr-Ga (Balasubramaniam et al., 1987)، نمونه‌های مورد مطالعه، سنگ منشأ فوق‌بازی را نشان می‌دهند (شکل ۱۴- B). در نمودار دوتایی Cr-Ni (Schroll and sauer, 1968)، نمونه‌های مورد مطالعه در میدان بوکسیت‌های کارستی با منشأ فوق‌بازی قرار می‌گیرند (شکل ۱۴- C).

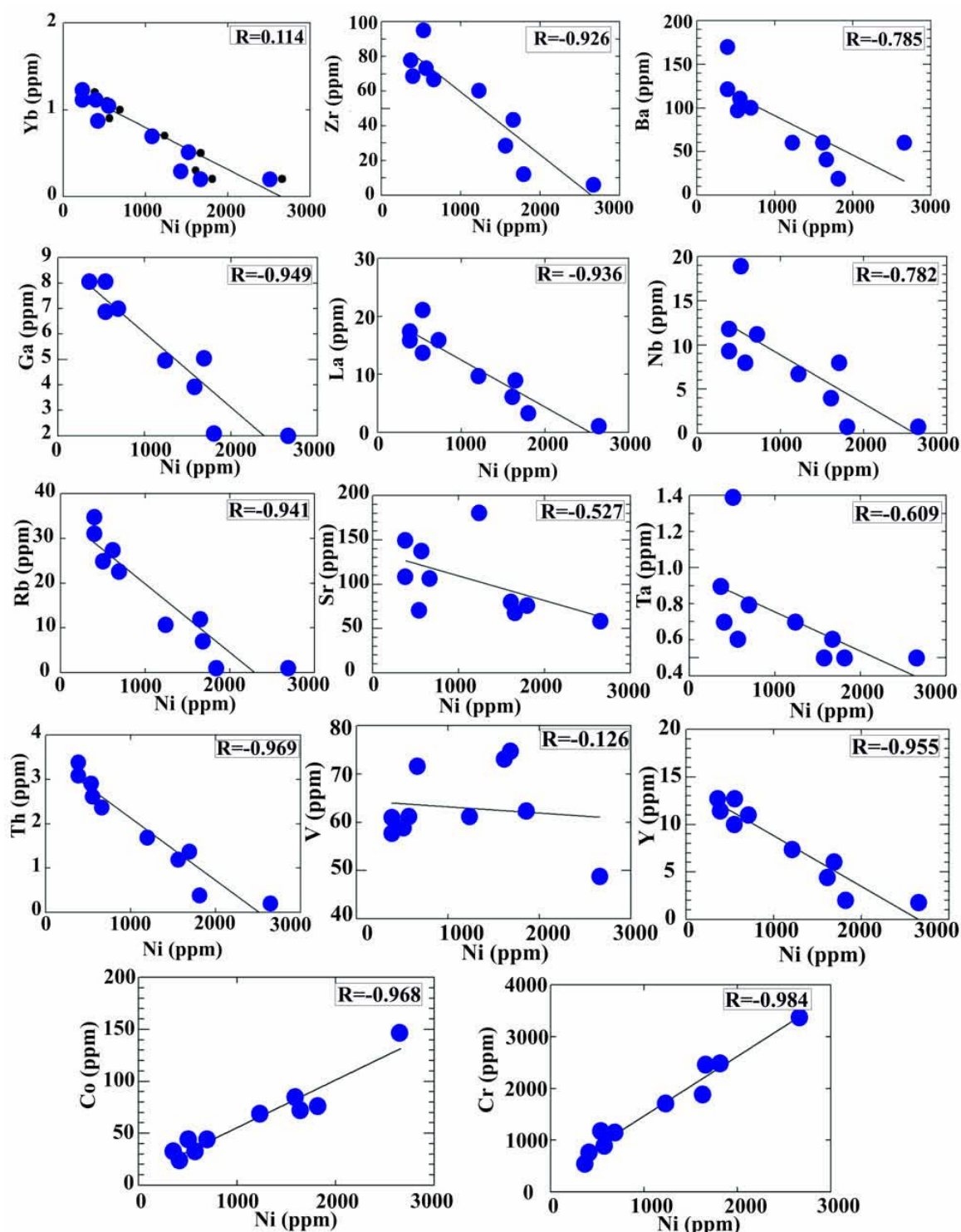
بررسی pH محیط تشکیل

بر اساس مطالعات ماکسیموویچ و پانتو (Maksimovic and Panto, 1991) نسبت تغییرات La/Y شاخص خوبی برای تعیین میزان pH محیط‌های بوکسیتی-لاتریتی می‌باشد، بگونه‌ای که مقادیر بزرگ‌تر از یک این نسبت نشان‌دهنده محیط قلیایی و نسبت‌های کوچک‌تر از یک مشخص‌کننده محیط اسیدی می‌باشد. در نمونه‌های مورد مطالعه مقدار نسبت La/Y بین ۰/۴۶ تا ۱/۶۶ متغیر می‌باشد. در نمودار همبستگی بین نسبت La/Y با Ni یک همبستگی معکوس مشاهده می‌شود بطوری که با افزایش میزان pH محیط، از میزان نیکل کم شده است که نشان‌دهنده حاکم بودن محیط تشکیل قلیایی برای نمونه‌های مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۱۳).



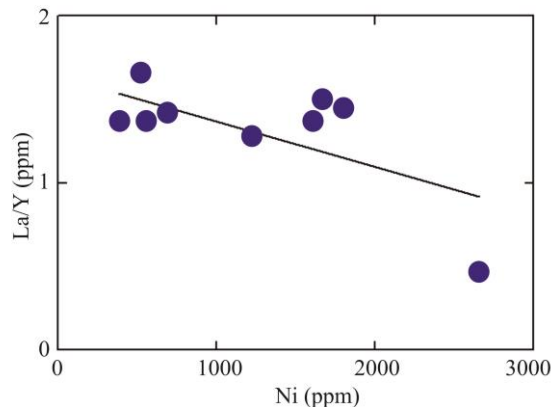
شکل ۱۱. نمودارهای همبستگی Ni با اکسید عناصر اصلی نمونه‌های برداشت شده از لاتریت‌های نیکل‌دار نورآباد.

Fig. 11. Correlation diagrams of Ni versus oxide of major elements from nickel-bearing laterites in the Noorabad area.



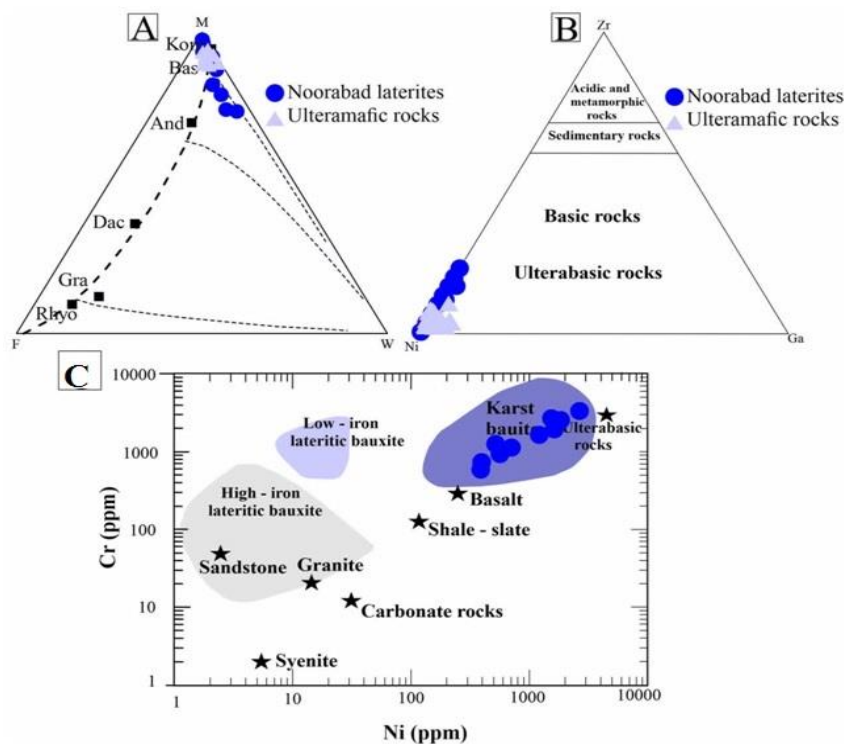
شکل ۱۲. نمودارهای همبستگی Ni با عناصر جزئی نمونه‌های برداشت‌شده از لاتریت‌های نیکل‌دار نورآباد.

Fig. 12. Correlation diagrams of Ni versus trace elements from nickel-bearing laterites in the Noorabad area.



شکل ۱۳. نمودار همبستگی Ni با نسبت عنصری La/Y (Balasubramaniam et al., 1987) نمونه‌های برداشت شده از لاتریت‌های نیکل‌دار نورآباد

Fig. 13. Correlation diagrams of Ni versus La/Y (Balasubramaniam et al., 1987) from nickel-bearing laterites in the Noorabad area.



شکل ۱۴. A: تعیین میزان هوازدگی نمونه‌های برداشت شده از لاتریت‌های نورآباد بر روی نمودار FMW (Ohta and Arai, 2007)، B: نمودار سه گانه Ni-Zr-Ga بمنظور تعیین منشأ بوکسیت‌ها (Balasubramaniam et al., 1987) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن، C: نمودار دوتایی Cr در مقابل Ni (Schroll and Sauer, 1968) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن. داده‌های سنگ‌های فوق‌بازی از کیانی (Kiani, 2011).

Fig. 14. A: Determining the amount of weathering of the study samples in the Noorabad laterites on the FMW diagram (Ohta and Arai, 2007), B: Ni-Zr-Ga diagram to determine the origin of bauxites (Balasubramaniam et al., 1987) and the position of the studied samples on it, C: Cr versus Ni diagram (Schroll and Sauer, 1968) and the position of the studied samples on it. Ultramafic rocks data from Kiani (2011).

تعیین شدت هوازدگی

هوازدگی یکی از عوامل کلیدی در لاتریت‌زایی می‌باشد. برای تعیین میزان هوازدگی در نمونه‌های مورد مطالعه از شاخص‌های CIA^1 ، CIW^2 و RW^3 با استفاده از فرمول‌های ارائه‌شده در زیر و همچنین نمودار Al/Na در مقابل CIA (Selvaraj and Chen, 2006) استفاده گردید که نتایج آن در جدول ۲ و شکل ۱۵ ارائه شده‌است و با لاتریت‌های نیکل‌دار

بوانات (Rajabzadeh and Hedayati, 2019; Rasti et al., 2022) مقایسه گردیده‌اند که نشان می‌دهند نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه از نوع هوازدگی شدت ضعیف و نمونه‌های لاتریت‌های بوانات از نوع ضعیف تا متوسط هستند.

$$CIA = (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)) \times 100$$

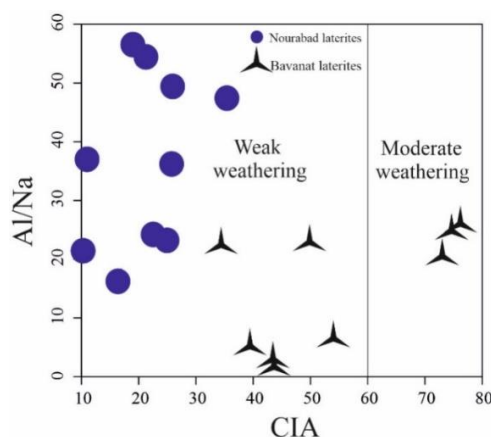
$$CIW = (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)) \times 100$$

$$RW = SiO_2 / (Fe_2O_3 + Al_2O_3)$$

جدول ۲. داده‌های محاسبه‌شده مربوط به شدت هوازدگی لاتریت‌های نیکل‌دار نورآباد در مقایسه با لاتریت‌های نیکل‌دار بوانات (Rajabzadeh and Hedayati, 2019; Rasti et al., 2022)

Table 2. Calculated data related to the intensity of weathering of Noorabad nickel-bearing laterites and comparison with Bavanat nickel-bearing laterites (Rajabzadeh and Hedayati, 2019; Rasti et al., 2022)

Formulas Samples	CIA	CIA	CIW	CIW	RW	RW	Al/Na	Al/Na
	(Noorabad)	(Bavanat)	(Noorabad)	(Bavanat)	(Noorabad)	(Bavanat)	(Noorabad)	(Bavanat)
	26.32	75.32	27.85	77.42	6.20	1.31	49.4	25.33
	25.34	76.33	26.61	78.41	5.94	1.12	23.2	26.13
	22.92	73.72	23.70	73.72	4.91	1.24	24.2	20.66
	10.43	35.19	10.44	35.34	2.89	2.80	21.1	21.86
	21.60	50.55	22.60	52.9	2.89	2.26	54.9	23.06
	11.38	54.47	11.49	58.77	2.85	4.09	37	6.80
	16.92	40.09	16.97	53.46	4.12	4.83	16.7	5.46
	26.14	43.93	26.56	50.87	3.22	4.63	36.2	2.93
	19.74	43.91	20.45	50.07	2.72	4.77	56.8	2.26
	35.80		38.01		5.75		47.4	

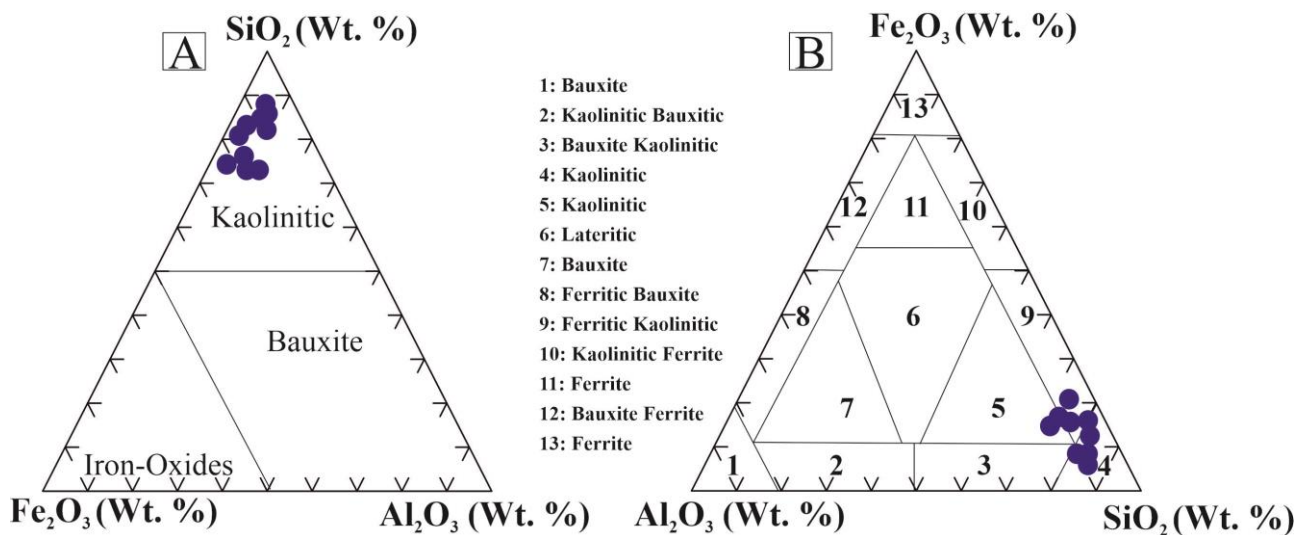


شکل ۱۵. نمودار دوماحوره‌ی Al/Na در برابر CIA (Selvaraj and Chen, 2006) برای تعیین میزان هوازدگی لاتریت‌های نورآباد در مقایسه با لاتریت‌های نیکل‌دار بوانات (Rajabzadeh and Hedayati, 2019; Rasti et al., 2022).

Fig. 15. Al/Na vs. CIA diagram (Selvaraj and Chen, 2006) for Noorabad laterites for determining weathering degree and comparison with Bavanat nickel-bearing laterites (Rajabzadeh and Hedayati, 2019; Rasti et al., 2022)

درحالی که ترکیب‌های غنی از Al_2O_3 نشان‌دهنده‌ی لاتریت‌زایی قوی هستند (Meyer et al., 2002)، نمونه‌های مورد مطالعه در بخش غنی از SiO_2 قرار می‌گیرند و همانطور که گفته شد بیانگر لاتریت‌زایی ضعیف می‌باشند. نمودار Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 (Aleva, 1994)، معمولاً بمنظور نمایش درجه‌ی لاتریتی شدن و طبقه‌بندی بوکسیت‌ها استفاده می‌گردد که در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی کائولینیتی و کائولینیت فریک قرار می‌گیرند (شکل ۱۶-B).

نمودارهای تغییرات Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 برخی از شاخصه‌های مهم در ارتباط با ویژگی‌های شیمیایی کانه‌های لاتریتی همانند کنترل کانی‌شناسی، طبقه‌بندی لاتریت‌ها و درجه لاتریت‌زایی را آشکار می‌سازد. در نمودار سه‌محوره‌ی شکل ۱۶-A که براساس SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 رسم گردیده است، نمونه‌های لاتریتی نورآباد در محدوده‌ی کائولینیت قرار می‌گیرند (Mutakyahwa et al., 2003). در شکل ۱۶-B، نمونه‌های غنی از SiO_2 نشانگر درجات ضعیفی از لاتریت‌زایی هستند،



شکل ۱۶. A: موقعیت لاتریت‌های نیکل‌دار نورآباد بر روی نمودار سه‌محوره‌ی Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 (Mutakyahwa et al., 2003). B: طبقه‌بندی لاتریت‌های نیکل‌دار نورآباد براساس نمودار Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 (Aleva, 1994).

Fig. 16. A: The samples of Noorabad nickel-bearing laterites on the Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 diagram (Mutakyahwa et al., 2003). B: The classification of Noorabad nickel-bearing laterites based on Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 diagram (Aleva, 1994).

با توجه به مطالعات رجب‌زاده و هدایتی (Rajabzadeh and Hedayati, 2019) که بر روی لاتریت‌های نیکل‌دار بوانات (استان فارس) انجام شده‌است، شدت پایین هوازدگی موجب عدم خروج نیکل از الومین‌های موجود در سنگ‌مادر و عدم تشکیل لاتریت‌های با میزان بالایی از تمرکز عنصر نیکل گردیده است لذا این لاتریت‌ها فاقد ارزش اقتصادی از نظر استخراج نیکل هستند.

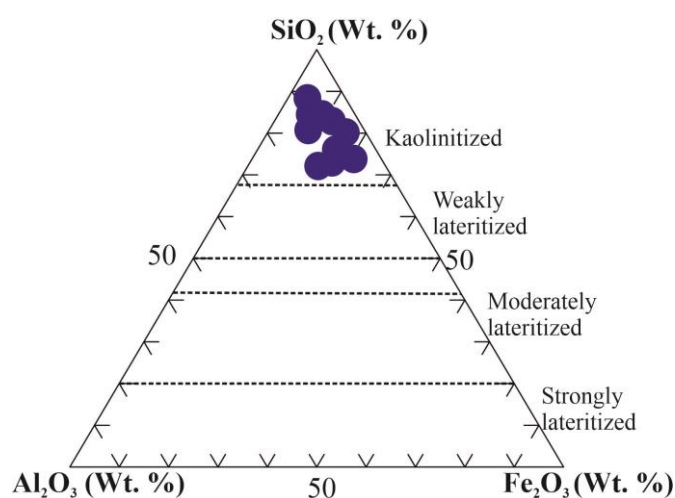
همچنین درجه دگرسانی/لاتریتی شدن در یک مقطع لاتریتی را می‌توان با استفاده از تغییرات داده‌های اکسید عناصر اصلی برای محصولات هوازدگی بدست آورد و آنها را با ترکیب پیش‌سنگی (سنگ‌مادر) از طریق استفاده از نمودار مثلثی Al_2O_3 - SiO_2 - Fe_2O_3 مقایسه کرد که در شکل ۱۷، لاتریت‌های نورآباد با توجه به اینکه در محدوده‌ی کائولینیتی (سیلیس بالا) قرار می‌گیرند تحت درجه‌ی هوازدگی پایین قرار گرفته‌اند.

الگوی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی

لاتریت‌ها در الگوی بهنجارشده عناصر ناسازگار به گوشته اولیه (Sun and Mc Donogh, 1989) دارای شیب منفی از عناصر ناسازگار سبک⁴ (LILE) به عناصر ناسازگار سنگین⁵ (HFSE) می‌باشند بصورتی که در عناصر -Cs-U-Th-K-La- Ce-Nd دارای بی‌هنجاری مثبت و در عناصری مانند -Ba-Nb-Sr-P-Zr-Ti-Yb- (شکل ۱۸-۱) دارای بی‌هنجاری منفی هستند.

(A). در برخی نمونه‌ها نیز بی‌هنجاری مثبت از عناصر Sr، U و Ba دیده می‌شود.

نمونه‌های لاتریتی برداشت‌شده از منطقه نورآباد در نمودار بهنجارشده عناصر نادر خاکی REE به کندریت (Sun and Mc Donogh, 1989) دارای شیب منفی از عناصر نادر خاکی سبک⁶ (LREE) به عناصر نادر خاکی سنگین⁷ (HREE) می‌باشند و بی‌هنجاری منفی از Eu نشان می‌دهند (شکل ۱۸-B).



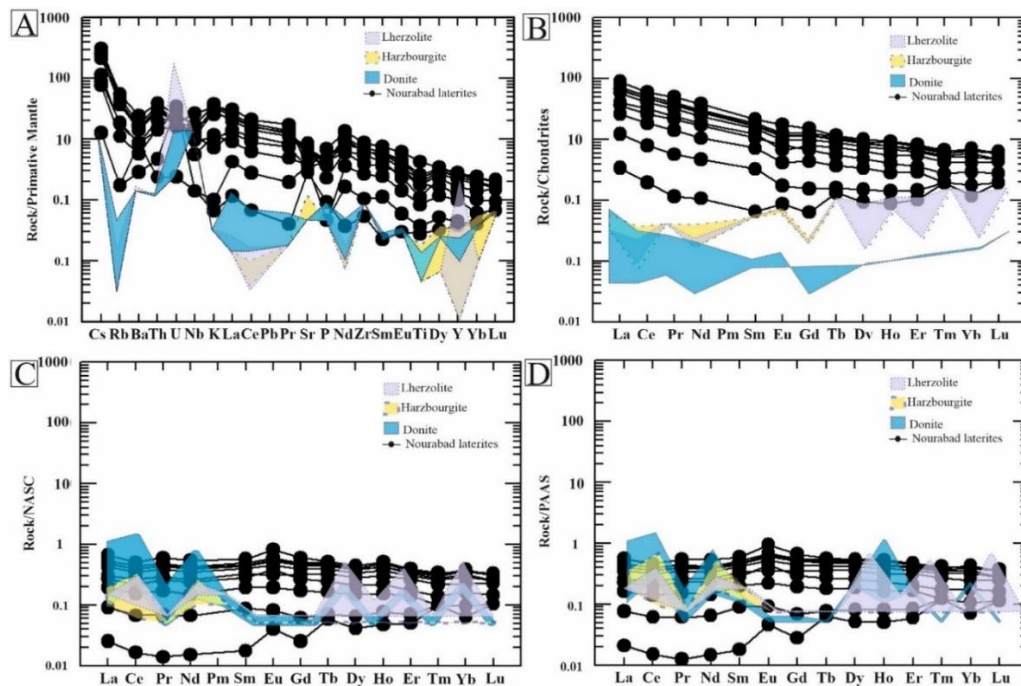
شکل ۱۷. نمودار مثلثی $SiO_2-Fe_2O_3-Al_2O_3$ که درجه لاتریتی شدن در منطقه نورآباد را نشان می‌دهد (Schellmann, 1986).

Fig. 17. $SiO_2-Fe_2O_3-Al_2O_3$ diagram that it show degree of lateritization in of the Noorabad area (Schellmann, 1986).

در نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی بهنجارشده با شیل آمریکای شمالی⁸ (NASC) برای لاتریت‌ها (Gromet et al., 1984)، نمونه‌های مورد مطالعه دارای الگوی مسطح در عناصر نادر خاکی می‌باشند و در عناصر نادر خاکی سبک مانند La، Ce، Pr، Nd، Pm، Sm و عناصر نادر خاکی سنگین مانند Dy، Ho، Er، Tm، Yb، Lu فقط در چهار عنصر نادر خاکی متوسط Eu، Gd، Tb و Sm نسبت به بقیه عناصر دارای مقدار خیلی کمی غنی‌شدگی می‌باشند (شکل ۱۸-C).

در نمودارهای عنکبوتی، نمونه‌های لاتریتی با سنگ‌های فوق‌بازی منطقه‌ی مورد مطالعه (Kiani, 2011) مقایسه شده‌اند. در این نمودارها، نمونه‌های لاتریتی غنی‌شدگی نسبت به سنگ‌های فوق‌بازی دارند که این موضوع نشان‌دهنده‌ی عدم تحرک عناصر کمیاب و کمیاب خاکی و غنی‌شدگی آن‌ها در لاتریت‌هاست.

نمونه‌های مورد مطالعه در الگوی بهنجارشده با شیل استرالیا⁹



شکل ۱۸. A: الگوی پراکندگی عناصر کمیاب لاتریت‌های منطقه نورآباد نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989)، B: الگوی عناصر نادر خاکی لاتریت‌های منطقه نورآباد نسبت به ترکیب کندریت (Sun and Mc Donough, 1989)، C: نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی بهنجار شده لاتریت‌های منطقه نورآباد با شیل آمریکای شمالی (Gromet et al., 1984) (NASC)، D: نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی بهنجار شده لاتریت‌های منطقه نورآباد با شیل استرالیایی (PAAS) (Taylor and Mc Lennan, 1985). داده‌های سنگ‌های فوق‌بازی از کیانی (Kiani, 2011).

Fig.18. A: Primitive Mantle-normalized incompatible elements patterns of the Noorabad laterites (Sun and McDonough, 1989), B: Chondrite-normalized rare earth elements of the Noorabad laterites (Sun & Mc Donough, 1989), C: North American Shale normalized spider diagrams of the Noorabad laterites (Gromet et al., 1984), D: Australian Shale (PAAS) normalized spider diagrams of the Noorabad laterites (Taylor and Mc Lennan, 1985). Ultramafic rocks data from Kiani (2011).

بحث

است (Azami et al., 2018). سنگ‌های پریدوتیتی افیولیت کرمانشاه از نوع پریدوتیت‌های مرتبط با افیولیت‌های نوع سوپراسابداکشن (فرافرورانش) می‌باشد (Kiani, 2011). این نوع پریدوتیت‌ها بعلت سازوکار چند مرحله‌ای جایگزینی خود، دچار بیشترین دگرسانی‌های سرپانتینی می‌باشند بگونه‌ای که خردشدگی شدید آن‌ها در طول جایگزینی و فرارانش در حاشیه قاره‌ها باعث تسهیل در شدت دگرسانی می‌شود. پریدوتیت‌های شمال‌غرب لرستان طی این دگرسانی‌ها در مراحل ابتدایی به

لاتریت‌های نیکل‌دار ایران در دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک، بویژه در زمان پالئوسن-ائوسن تشکیل شده‌اند که شاهد اوج‌گیری گرمایی در این دوران‌ها می‌باشیم. طی این اوج‌گیری گرمایی در زمان پالئوسن-ائوسن، دمای جهانی ۵ تا ۸ درجه از امروز گرم‌تر شده و جنگل‌های بارانی تقریباً تمام زمین را فراگرفتند و شرایط زمین‌شناسی، دیرینه‌جغرافیایی و اقلیمی برای هوازگی سنگ‌های پریدوتیتی در کمربند تیس مساعد بوده

and Gilkes, 1992; Schwertmann and Pfab, 1996; Marques et al., 2004). برخلاف لاتریت‌های نقاط دیگر مانند لاتریت‌های جنوب شرق کامرون که همبستگی بالایی بین عنصر منگنز و نیکل وجود دارد و منگنز بعنوان محصول جانبی از این لاتریت‌ها استخراج می‌شود (LambivDzemua et al., 2009)، در ناحیه مورد مطالعه، این همبستگی بصورت منفی می‌باشد. با توجه به این که عناصر Sr و Ba عناصری به شدت متحرک هستند می‌توان بی‌هنجاری‌های پراکنده این عناصر در نمودار بهنجارشده به گوشته اولیه را با شسته شدن این عناصر از منطقه لاتریتی مرتبط دانست (Cann, 1970; Humphris and Thompson, 1978; Mottl, 1983; Seyfried, 1987; Harper, 1995). بی‌هنجاری منفی اورانیوم در نمونه‌های مورد مطالعه می‌تواند بعلت خروج U^{6+} بصورت یون اورانیل (UO_2^{2+}) باشد. غنی‌شدگی در برخی نمونه‌ها از عنصر U می‌تواند بعلت حاکم بودن شرایط اسیدی و جذب سطحی بیشتر اورانیوم باشد که دارای درصد بیشتری از کانی‌های رسی هستند (Hudson et al., 1999; Barnett et al., 2000; Taboada et al., 2006). اسیدی‌تر حرکت بیشتری دارد (Kataba-Pendias, 2010) بطوری که تهی‌شدگی از این عنصر را می‌توان به اسیدی بودن محیط تشکیل مرتبط دانست. از طرف دیگر، مهم‌ترین عامل برای غنی‌شدگی Th می‌تواند جذب سطحی این عنصر توسط کانی‌های هماتیت باشد (Barnett et al., 2000). با توجه به اینکه Ti و Zr در طی دگرسانی نامتحرک می‌باشند (Valeton et al., 1987) می‌توان بی‌هنجاری منفی این عناصر را در نمودارهای بهنجارشده به گوشته اولیه به بی‌تحرک بودن این عناصر در طی فرآیند دگرسانی سنگ‌مادر لاتریت نسبت داد که از مناطق لاتریتی، شسته شده‌است. در نمودارهای بهنجارشده نسبت به کندریت برای نمونه‌های مورد مطالعه، شیب مثبت عناصر LREE به عناصر HREE برعکس الگوی پیشنهادشده برای پریدوتیت‌های سرپانتینی شده افیولیت نورآباد می‌باشد (Kiani, 2011) که می‌تواند بیانگر تحرک

سرپانتین تبدیل شده‌اند و پس از آن دچار دگرسانی‌های کربناتی، هماتی و سیلیسی شده‌اند. طی این دگرسانی‌ها، کانی‌های اولیه این پریدوتیت‌ها مانند الیون، پیروکسن و کروم اسپینل به کانی‌های ثانوی تبدیل شده‌اند. کانی‌های سرپانتینی، اولین گروه کانی‌های ثانوی می‌باشند که تشکیل گردیده‌اند. سپس کانی‌های ثانوی مرحله دوم، جانشین سرپانتین‌ها گردیده‌اند بگونه‌ای که کانی‌های گروه اسمکتیت می‌توانند مستقیماً جانشین سرپانتین شوند (Dixon, 1989; Nahon et al., 1989; Gaudin et al., 2005) و سایر کانی‌ها از جانشینی و اشباع دیگر عناصر تشکیل شده و کانی‌های با فرمول شیمیایی ساده مانند کوارتز، دولومیت و هماتیت را تشکیل داده‌اند. طی اولین مراحل دگرسانی سنگ‌های پریدوتیتی، عناصر اصلی Si، Mg، Ca، Fe و Al از سنگ شسته شده و در بخش لاتریتی باعث تشکیل کانی‌های ثانوی شده‌اند. حجم قابل توجهی از سیلیس در ساختمان کانی‌های سیلیکاته مانند گروه سرپانتین و اسمکتیت وارد می‌شود و مابقی بصورت چرت و کلسدونی شکستگی‌ها را پر کرده‌اند. طی فرآیند هوازدگی، کانی‌های منیزیم‌دار تخریب و Mg^{2+} از آن‌ها خارج شده‌است بگونه‌ای که مقداری از منیزیم موجود در کانی سرپانتین توسط Ni^{2+} جایگزین شده‌است (Sagapoa et al., 2011) و کانی‌های سرپانتینی نیکل‌دار را تشکیل می‌دهد. مقداری از آن نیز در ساختمان کانی‌های گروه اسمکتیت، دولومیت و مگنیزیت وارد می‌شود و مابقی آن توسط آب‌های جوی از سنگ‌ها خارج شده‌است. عنصر کلسیم در طی دگرسانی از کانی‌های گروه پیروکسن خارج شده و وارد ساختمان کانی‌های اسمکتیتی گردیده و یا کانی دولومیت را تشکیل داده است. همچنان که در نمودارهای همبستگی مشاهده می‌شود (شکل ۱۱ و شکل ۱۲) عنصر Ni با عناصر Co، Mg، Cr و Fe دارای همبستگی مثبت می‌باشد که این همبستگی می‌تواند بعلت جایگزینی نیکل به جای این عناصر در شبکه بلوری کانی‌های ثانوی یا بعلت جذب سطحی عناصر ذکر شده توسط کانی هماتیت باشد (Singh

در بعضی مناطق عدسی‌شکل بوده که بر روی سنگ‌های پریدوتیتی قرار دارد و در بعضی مناطق توسط آهک‌های میوسن پوشیده شده‌است. در بعضی نواحی، شکستگی‌های ثانوی لاتریت‌ها که بر اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی و دیاژنزی تشکیل شده‌اند توسط دولومیت و سیلیس پر شده‌اند. تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه، مقدار نیکل ۳۸۱-۲۶۶۰ گرم در تن را برای لاتریت‌های نورآباد نشان می‌دهد اما شدت پایین هوازدگی موجب عدم خروج نیکل از الیون‌ها و عدم تمرکز این عنصر شده‌است بطوری که از نظر استخراج فاقد ارزش اقتصادی می‌باشد. در نمودارهای همبستگی دوتایی تغییرات فراوانی نیکل در مقابل اکسید عناصر اصلی، مشاهده می‌شود که این عنصر با Fe_2O_3 و MgO دارای همبستگی مثبت و نسبت به Al_2O_3 ، SiO_2 ، TiO_2 ، Na_2O ، K_2O و MnO دارای همبستگی منفی می‌باشد. بر طبق نمودارهای تمایزی تشخیص سنگ منشاء، لاتریت‌های مورد مطالعه از سنگ‌های فوق‌بازی منشاء گرفته‌اند. نمودارهای بهنجار شده به گوشته اولیه، غنی‌شدگی عناصر ناسازگار سبک نسبت به عناصر ناسازگار سنگین و نمودارهای بهنجار شده به کندریت، غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به عناصر HREE را برای لاتریت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهند. همچنین بررسی‌های بعمل آمده بر روی نسبت عنصری La/Y نشان‌دهنده حاکم بودن محیط تشکیل قلیایی نمونه‌های مورد مطالعه می‌باشد.

تعارض منافع:

هیچگونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده‌است.

بالتر عناصر LREE نسبت به عناصر HREE باشد که طی فرآیندهای مختلف دگرسانی از سنگ‌مادر پریدوتیتی جدا و وارد منطقه دگرسانی شده و در آنجا تمرکز یافته‌اند. این تفریق و غنی‌شدگی می‌تواند بعلت جذب سطحی این عناصر توسط کانی‌های رسی (Rollinson, 1993) و یا جذب توسط هماتیت در شرایط قلیایی باشد (Koeppenkastrop and De Carlo, 1993; Coppin et al., 2002). محققین معتقدند که ۲۰-۹۰ درصد عناصر نادر خاکی در مناطق لاتریتی-بوکسیتی توسط کانی‌های رسی جذب می‌شوند. در نمودار بهنجار شده به کندریت، بی‌هنجاری منفی Eu می‌تواند بعلت دوظرفیتی بودن این عنصر دانست زیرا Eu^{2+} نسبت به Eu^{3+} کمترین مقدار پتانسیل یونی را داشته و متحرک‌تر می‌باشد در نتیجه میل آن برای تمرکز کمتر است (Puchelt and Emmerman, 1976).

نتیجه‌گیری

سنگ‌های پریدوتیتی مجموعه افیولیتی نورآباد در شمال‌غرب لرستان شامل هارزبورژیت، لزلولیت و دونیت می‌باشند که بشدت تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند. فعالیت‌های زمین‌ساختی باعث خردشدگی در این سنگ‌ها شده‌است بگونه‌ای که موجب تسهیل فرآیند دگرسانی آن‌ها شده و مناطق لاتریتی را بوجود آورده است. در اثر فرآیندهای مختلف دگرسانی همچون سرپانتینی شدن، کربناتی شدن، هماتیتی شدن و سیلیسی شدن، کانی‌های اولیه مانند الیون، پیروکسن و کروم اسپینل دستخوش دگرسانی شده‌اند و کانی‌های ثانوی همانند سرپانتین، دولومیت، کوارتز، هماتیت و اسمکتیت را به وجود آورده‌اند. منطقه لاتریتی بصورت یک افق قرمز رنگ لایه‌ای و

¹ Chemical Index of Alteration

² Chemical Index of Weathering

³ Rate Weathering

⁴ Large-Ion Lithophile Elements (LILE)

⁵ High Field-Strength Elements (HFSE)

⁶ Light Rare Earth Elements (LREE)

⁷ Heavy Rare Earth Elements (HREE)

⁸ North American shale composite (NASC)

⁹ Post-Archean Australian Shale (PAAS)

References

- Agard, P., Omrani, L., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94: 401-419.
<https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>
- Aleva, G.J.J., 1994. Laterites: concepts, geology, morphology and chemistry. International Soil Reference and Information Centre (ISRIC), Wageningen, Netherlands, 169pp.
- Allahyari, K., Saccan, E., Pourmoafi, M., Beccaluva, L. and Masoudi, F., 2010. Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah Ophiolitic Complex (Zagros Belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran. *Ofioliti*, 35 (2): 71-90. Retrieved October 11, 2023 from
https://www.researchgate.net/publication/283838710_Petrology_of_mantle_peridotites_and_intrusive_mafic_rocks
- Azami, S.H., Wolfgring, E., Wagneich, M. and Gharaie, M.H.M., 2018. In: Paleocene-Eocene Calcareous Nannofossil Biostratigraphy and Cyclostratigraphy from the Neo-Tethys, Pabdeh Formation of the Zagros Basin (Iran). *Stratigraphy and Timescales*, 3, Academic Press, pp. 357-383.
<https://doi.org/10.1016/bs.sats.2018.08.006>
- Balasubramaniam, K.S., Surendra, M. and Ravi Kumar, T.V., 1987. Genesis of certain bauxite profiles from India. *Chemical Geology*, 60(1-4): 227-235.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(87\)90128-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(87)90128-8)
- Barnett, M., Jardine, P. M., Brooks, S. C. and Selim, H. M., 2000. Adsorption and transport of U (VI) in subsurface media. *Soil Science Society of America Journal*, 64(3), 908-914.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2000.643908x>
- Boschi, C., Dini, A., Dallai, L., Gianelli, G. and Ruggieri, G., 2009. Enhanced CO₂-mineral sequestration by cyclic hydraulic fracturing and Si-rich fluids infiltration into serpentinites at Malenrata (Tuscany, Italy). *Chemical Geology*, 265 (1-2), 209-226.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.03.016>
- Brand, N.W., Butt, C.R.M. and Elias, M. 1998. Nickel Laterites: Classification and features. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17 (4): 81- 88. Retrieved October 11, 2023 from
https://d28rz98at9flks.cloudfront.net/81525/Jo_u1998_v17_n4_p081.pdf
- Butt, C. R. M. and Cluzel, D., 2013. Nickel laterite ore deposits: weathered serpentinites. *Elements*, 9(2): 123-128.
<https://doi.org/10.2113/gselements.9.2.123>
- Cann, J.R. 1970. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 10(1): 7-11.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(70\)90058-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(70)90058-0)
- Coppin, F., Berger, G., Castet, S. and Loubet, M., 2002. Sorption of lanthanides on smectite and kaolinite. *Chemical Geology*, 182(1): 57-68.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00283-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00283-2)
- Dixon, J.B., 1989. Kaolin and serpentine group minerals. In: Dixon, J.B., Weed, S.B. (Eds.), *Minerals in Soil Environments*. Soil Science Society of America, Madison, 467-525.
<https://doi.org/10.2136/sssabookser1.2ed.c10>
- Gaudin, A., Decarreau, A., Noack, Y. and Grauby, O., 2005. Clay mineralogy of the nickel laterite ore developed from serpentinised peridotites at Murrin Murrin, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 52(2): 231-241.
<https://doi.org/10.1080/08120090500139406>
- Ghazi, A.M. and Hassanipak, A.A., 1999. Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, western Iran: implications on Tethyan plate tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 17(3): 319-332.
[https://doi.org/10.1016/S0743-9547\(98\)00070-1](https://doi.org/10.1016/S0743-9547(98)00070-1)
- Gleeson, S.A., Butt, C.R. and Wlias, M., 2003. Nickel laterites: a review. *SEG Newsletter, Society of Economic Geology*, 54: 1-18.
<https://doi.org/10.5382/SEGnews.2003-54.fea>
- Golightly, J.P., 1981. Nickeliferous laterite deposits. In B.J. Skinner (editor), *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, Society of Economic Geologists, pp 710-735.
<https://doi.org/10.5382/AV75>
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A. and Korotev, R.L., 1984. The North American shale composite: Its composition, major and trace

- element characteristics. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 48(12): 2469-2482.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90298-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90298-9)
- Harper, G.D. 1995. Pumpellyosite and prehnite associated with epidosite in the Josephine ophiolite-Ca metasomatism during upwelling of hydrothermal fluids at a spreading axis. In: Schiffman, P. & Day, H. (eds) *Low Grade Metamorphism of Mafic Rocks*. Geological Society of America, Special Papers, 296: 101-122.
<https://doi.org/10.1130/SPE296-p101>
- Hudson, E. A., Terminello, L. J., Viani, B. E., Denecke, M., Reich, T. and Allen, P. G., 1999. The structure of U⁶⁺ sorption complexes on vermiculite and hydrobiotite. *Clays and Clay Minerals*, 47: 439-457.
<https://doi.org/10.1346/CCMN.1999.0470406>
- Humphris, S.E. and Thompson, G., 1978. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(1): 127-136.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90222-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90222-3)
- Kataba-Pendias, A., 2010. *Trace elements in soils and plants*. Boca Raton, Florida: CRC Press. Boca Raton, Florida, 578pp.
<https://doi.org/10.1201/b10158>
- Kretz, R., 1983. Symbols for Rock Forming Minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
http://www.minsocam.org/ammin/AM68/AM68_277.pdf
- Kiani, M., 2011. *Geochemistry, economic geology and petrogenesis of the ophiolite complex in the Alashtar-Kermanshah axis*. MSc thesis, Islamic Azad University, Khorramabad Branch, Iran, 195p. (in Persian with English abstract)
- Koepfenkastrof, D. and De Carlo, E. H., 1993. Uptake of rare earth elements from solution by metal oxides. *Environmental and Science Technology*, 27: 1796-1802.
<https://doi.org/10.1021/es00046a006>
- König, U., 2021. *Nickel Laterites - Mineralogical Monitoring for Grade Definition and Process Optimization*. *Minerals*, 11 (11): 1-16.
<https://doi.org/10.3390/min11111178>
- Kühnel, R.A., Roorda, H.J. and Steensma, J.J., 1975. The crystallinity of minerals- a new variable in pedogenetic processes: a study of goethite and associated silicates in laterites. *Clays and Clay minerals*, 23: 349-354.
<https://doi.org/10.1346/CCMN.1975.0230503>
- LambivDzemua, G., Gleeson, S.A., Buckovic, W., Ayongaba, B.A., Simo, E., Omgba, C. and Mikolebeh, P.C., 2009. A Preliminary Description of the Nkamouna Cobalt–Manganese–Nickel Laterite Deposit, Southeast Cameroon. In S.R. Titley (Editor), *Supergene Environments, Processes, and Products*. Special Publication of the Society of Economic Geologists, pp 33–44.
<https://doi.org/10.5382/SP.14>
- Maksimovic, Z. and Panto, G.Y., 1991. Contribution to the geochemistry of the rare earth elements in the karst-bauxite deposits of Yugoslavia and Greece. *Geoderma*, 51(1-4): 93-109.
[https://doi.org/10.1016/0016-7061\(91\)90067-4](https://doi.org/10.1016/0016-7061(91)90067-4)
- Marques, J. J., Schulze, D. G., Curi, N. and Mertzman, S. A., 2004. Trace element geochemistry in Brazilian Cerrado soils. *Geoderma*, 121(1-2): 31-43.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2003.10.003>
- Meyer, F.M., Happel, U., Hausberg, J. and Wiechowski, A., 2002. The geometry and anatomy of the Los Pijiguaos bauxite deposit, Venezuela. *Ore Geology Reviews*, 20(1-2): 27-54.
[https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(02\)00037-9](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(02)00037-9)
- Mottl, M.J., 1983. Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. *Geological Society of America Bulletin*, 94(2): 161-180.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<161:MAHSAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<161:MAHSAT>2.0.CO;2)
- Mutakyahwa, M.K.D., Ikingura, J.R. and Mruma, A.H., 2003. Geology and geochemistry of bauxite deposits in Lushoto District, Usambara Mountains, Tanzania. *Journal of African Earth Sciences*, 36(4): 357–369.
[https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(03\)00042-3](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00042-3)
- Nahon, D.B., Herbillon, A.J. and Beauvais, A., 1989. The Epigenetic replacement of kaolinite by lithiophorite in a manganese-laterite profile, Brazil. *Geoderma*, 44(4): 247–259.
[https://doi.org/10.1016/0016-7061\(89\)90034-7](https://doi.org/10.1016/0016-7061(89)90034-7)

- Ohta, T. and Arai, H., 2007. Statistical Empirical Index of Chemical Weathering in Igneous Rocks: A New Tool for Evaluating the Degree of Weathering. *Chemical Geology*, 240(3-4), 280-297.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.017>
- Puchelt, H. and Emmermann, R., 1976. Bearing of rare earth patterns of appetites from igneous and metamorphic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 31(2):279-286.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(76\)90220-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90220-X)
- Rajabzadeh, M.A. and Hedayati, M., 2019. The role of pH, organic matter and weathering intensity on geochemical and mineralogical characteristics of Ni-bearing laterites in the Bavanat region, Fars province. *Journal of Economic Geology*, 12(3): 433-446. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v12i3.79515>
- Rasti, S., Rajabzadeh, M.A., Monvoisin, G. and Quantin, C., 2022. Investigation of the Ni-rich regolith in Bavanat region, Fars province, Iran: Constraints from mineralogy, geochemistry and Ni isotopes. *Journal of Geochemical Exploration*, 242: 1-12.
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2022.107086>
- Ridley, J., 2013. *Ore Deposit Geology*. Cambridge: Cambridge University Press, 398pp.
<https://doi.org/10.1017/CBO9781139135528>
- Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, 352pp.
<https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Sagapoa, C. V., Imai, A., Ogata, T., Yonezu, K. and Watanabe, K., 2011. Laterization process of peridotites in Siruka, Choiseul, Solomon Islands. *Journal of Applied Geology*, 3(2): 76-92.
<https://doi.org/10.22146/jag.7184>
- Schellmann, W., 1986. A new definition of laterite. In: *Lateritisation Processes*, IGCP-127. Geological Survey of India, *Memoirs*, 120: 1-7. Retrieved October 11, 2023 from <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=7382291>
- Schroll, E. and Sauer, D., 1968. Beitrag zur Geochemie von Titan, Chrom, Nickel, Cobalt, Vanadium und Molybdan in bauxitischen Gesteinen und das Problem der stofflichen Herkunft des Aluminiums. *Travaux de l'ICSOBA, Zagreb*, 5: 83-96.
- Schwertmann, U. and Pfab, G., 1996. Structural vanadium and chromium in lateritic iron oxides: genetic implications. *Geochim et Cosmochim Acta*, 60(21): 4279-4283.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00259-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00259-1)
- Selvaraj, K. and Chen, C.T.A., 2006. Moderate chemical weathering of subtropical Taiwan, constraints from solid-phase geochemistry of sediments and sedimentary rocks. *The Journal of Geology*, 114(1): 101-116.
<https://doi.org/10.1086/498102>
- Seyfried, W.E. JR., 1987. Experimental and theoretical constraints on hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15: 317-335.
<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.15.050187.001533>
- Singh, B. and Gilkes, R. J., 1992. Properties and distribution of iron oxides and their associations with minor elements in the soil of southwestern Australia. *European Journal of Soil Sciences*, 43(1): 77-98.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1992.tb00121.x>
- Stöcklin, G., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(7): 1229-1258.
<https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, 42: 313-345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taboada, T., Cortizas, A. M., Garcia, C. and Garcia-Rodeja, E., 2006. U and Th in weathering and pedogenetic profiles developed on granitic rocks from NW Spain. *Science of the Total Environment*, 356(1-3): 192-206.

<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2005.03.030>

Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312pp.

Tupaz, C.A.J., Watanabe, Y., Sanematsu, K. and Echigo, T., 2020. Mineralogy and geochemistry of the Berong Ni-Co laterite deposit, Palawan, Philippines. *Ore Geology Reviews*, 125: 103686.

<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103686>

Valeton, I., Biermann, M., Reche, R. and Rosenberg, F., 1987. Genesis of nickel laterites

and bauxites in Greece during the Jurassic and Cretaceous, and their relation to ultrabasic parent rocks. *Ore Geology Reviews*, 2(4): 359-404.

[https://doi.org/10.1016/0169-1368\(87\)90011-4](https://doi.org/10.1016/0169-1368(87)90011-4)

Van der Ent, A., Baker, A.J.M., van Balgooy, M.M.J. and Tjoa, A., 2013. Ultramafic nickel laterites in Indonesia (Sulawesi, Halmahera): Mining, nickel hyperaccumulators and opportunities for phytomining. *Journal of Geochemical Exploration*, 128: 72–79.

<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2013.01.009>