

زمین‌شیمی، سنگ‌اولیه و موقعیت زمین‌ساختی سرپانتینیت‌های مجموعه افیولیتی نی‌ریز در جنوب بوانات (استان فارس)

مریم زورمند سنگری^۱، احمد احمدی خلجی^{۲*}، کمال نوری خانکهدانی^۳ و زهرا طهماسبی^۴

۱- دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲ و ۴- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

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

نویسنده مسئول: ahmadikhaj.a@lu.ac.ir *

نوع مقاله: پژوهشی

پذیرش: ۱۴۰۲/۲/۵

دریافت: ۱۴۰۱/۱۱/۵

چکیده

منطقه جنوب بولنات در پهنه زاگرس مرتفع قرار دارد و جزئی از افیولیت نیریز محسوب می‌شود. در این منطقه، مجموعه افیولیتی به صورت آمیزه رنگین کوچک شامل چرت‌های رادیولاریتی و سرپانتینیت‌ها می‌باشد. سرپانتینیت‌ها حاوی سرپانتین، اسپینل، کانی‌های تیره (به عنوان کانی‌های باقیمانده از سنگ‌اولیه)، آمفیبول و به ندرت الیوین و پیروکسن هستند. الیوین‌ها به شدت به سرپانتین و پیروکسن‌ها به بستایت تبدیل شده‌اند. مقادیر پایین Al_2O_3 و خیلی پایین TiO_2 در مقابل مقادیر بالای Ni, Cr, MgO و V در این سرپانتینیت‌ها، بیانگر سنگ‌اولیه هارزبورژیت - دونیت گوشته‌ای برای آن‌هاست. مقادیر خیلی پایین CaO در این سنگ‌ها نیز نشان دهنده میزان کم کلینوپیروکسن در سنگ‌اولیه و نوع هارزبورژیتی - دونیتی آن است. براساس شیمی عناصر اصلی، کمیاب و فرعی، پریدوتیت‌های اولیه تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها در یک محیط فرافروانش - جلوکوس از یک گوشته‌ی متأثر از واکنش با مذاب (واکنش مذاب - سنگ) حاصل از صفحه فرورونده، تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: زاگرس مرتفع، بوانات، افیولیت، سرپانتینیت، فرافروانش

۱- پیشگفتار

مجدد سرپانتینیت‌های گروه اول در طی دگرگونی پیشرونده تشکیل می‌شوند (کلمن، ۱۹۷۱؛ ویکس و میتاکر، ۱۹۷۷). شواهد بافتی و کانی‌شناسی نشان می‌دهد که عوامل مختلفی ترکیب این دو گروه را کنترل می‌کنند. فرآیند سرپانتینیتی شدن یک فرآیند مهم موجود در مناطق فرورانش (ایوانز و هاوکینز، ۱۹۷۹) بویژه در جلوی قوس است که در اثر دگرسانی پریدوتیت‌های غنی از الیوین و پیروکسن رخ می‌دهد (فرایر و همکاران، ۱۹۸۵) و کانی‌های گروه سرپانتین و فیلسیلیکات‌های آب‌دار با فرمول $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ حاصل می‌شود که به دو صورت استاتیک و دینامیک اتفاق می‌افتد. سرپانتینیتی شدن استاتیک، مربوط به دگرگونی کف اقیانوس و سرپانتینیتی شدن دینامیک که به صورت چند فازی است مربوط به جایگیری افیولیت‌ها می‌باشد. در فرآیند سرپانتینیتی شدن یک، دو و یا هر سه پلی‌مورف کانی‌های گروه سرپانتین (لیزاردیت، آنتی‌گوریت و کریزوتیل) در سنگ تشکیل می‌شود. لیزاردیت و کریزوتیل فازهای دما

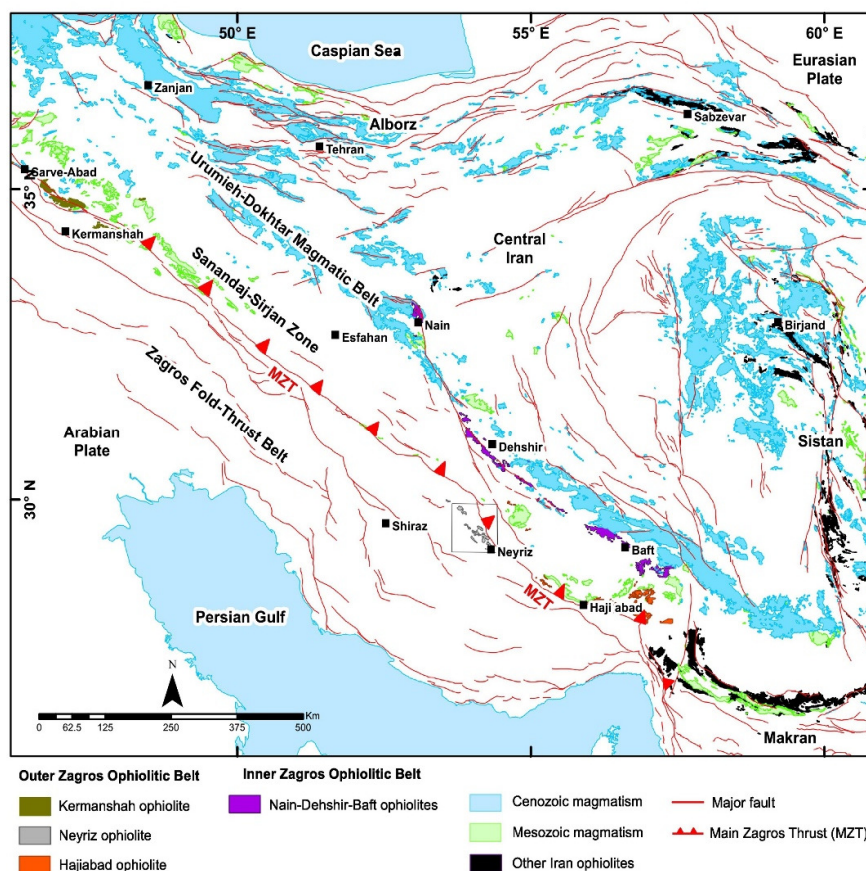
به اعتقاد برخی از پژوهشگران، بررسی چگونگی تشکیل سرپانتینیت‌ها می‌تواند کاربردهای مهمی برای درک ژئودینامیک منطقه داشته باشد (هاتوری و گیوت، ۲۰۰۳؛ هیلرت و همکاران، ۲۰۰۷). سرپانتینیت‌ها در مکان‌های زمین‌ساختی مختلف توسط بافت، کانی‌شناسی و سنگ‌اولیه خاص مشخص می‌شوند (اوهانلی، ۱۹۹۶). دو گروه اصلی سرپانتینیت‌ها از نظر کانی‌شناسی، بافتی و منشأ قابل تشخیص هستند (کلمن، ۱۹۷۱). گروه اول که فراوان‌ترین نوع سرپانتینیت‌ها نیز محسوب می‌شوند تحت عنوان سرپانتینیت‌های پسودومورفی می‌باشند که حاصل دگرسانی گرمابی پریدوتیت‌ها هستند. این سرپانتینیت‌ها حاوی لیزاردیت و مقدار کمی کریزوتیل بوده که در طی دگرگونی پسرونده در اثر دگرسانی اولیوین و پیروکسن به وجود آمده‌اند. در این سنگ‌ها علاوه بر این کانی‌ها، به مقدار کم ترمولیت، تالک و آنتوفیلیت نیز یافت می‌شود. گروه دوم سرپانتینیت‌های آنتی‌گوریتی هستند که از تبلور

افیولیت در حقیقت بخشی از سری افیولیتی زاگرس به سن کرتاسه بالایی می‌باشد. پهنه زمیندرز زاگرس که از مرز ایران - ترکیه تا شمال تنگه هرمز ادامه دارد، بخش مهمی از کمربند کوهزایی آلپ-همیالیاست که برخی از افیولیت‌های مهم ایران از جمله افیولیت نیریز را شامل می‌شود. افیولیت‌های زاگرس بخشی از بقایای نئوتتیس هستند که به صورت نوار باریکی بین ورقه عربی و سندج سیرجان در راستای شمال‌غرب - جنوب‌شرق رخنمون دارند (شکل ۱). این افیولیت‌ها از نظر ترکیب و تاریخ تکامل ساختاری شبیه افیولیت عمان هستند (اشتوکلین، ۱۹۷۴).

پایین گروه سرپانتین هستند که در نتیجه نفوذ آب دریا در طول دگرسانی گرمایی تشکیل می‌شوند، در حالی که آنتی‌گوریت فاز دما بالای گروه سرپانتین است (ایوانز و همکاران، ۱۹۷۶). واحد اصلی سنگ‌شناختی در منطقه جنوب بوانات، سرپانتینیت‌ها هستند که در این نوشتار، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و ماهیت زمین‌شیمیایی آن‌ها مورد بررسی قرار گرفته است.

۲- زمین‌شناسی منطقه

ناحیه مورد مطالعه از نظر ساختاری در پهنه زاگرس مرتفع قرار دارد و بخشی از افیولیت نیریز می‌باشد (شکل ۱). این



شکل ۱. نقشه پراکندگی افیولیت‌های ایران که افیولیت نیریز در کادر مستطیل نشان داده شده است (اقتباس از منصف و همکاران، ۲۰۱۸).

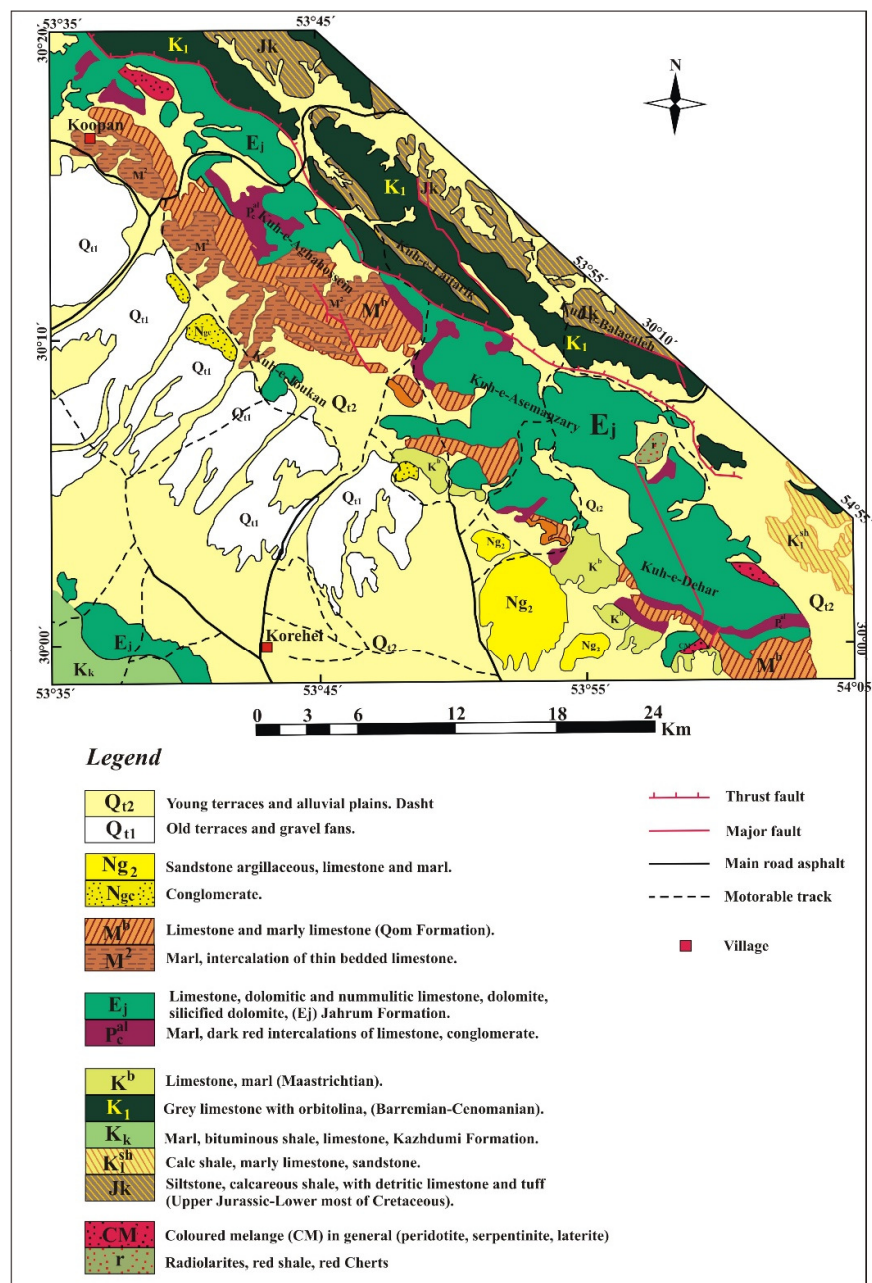
Fig. 1. The map of ophiolites in Iran, Neyriz ophiolite is shown in the box (after Monsef et al., 2018).

لایه‌ای و پلاژیوگرانیت می‌باشند. بعد از پریدوتیت‌ها، گابروها بیش‌ترین حجم سنگ‌های نفوذی در این افیولیت را تشکیل می‌دهند (آروین، ۱۹۸۲؛ ریکو، ۱۹۷۶). تعیین سن انجام گرفته به روش U-Pb بر روی زیرکن پلاژیوگرانیت‌ها و گابروها به ترتیب سن‌های 100 ± 2 و 93.4 ± 1.3 میلیون سال را نشان می‌دهند

افیولیت نیریز از جمله افیولیت‌های کمربند خارجی زاگرس است که از سه واحد اصلی سنگ‌شناسی شامل پریدوتیت‌های گوشته‌ای، سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی تشکیل شده است. هارزبورژیت‌ها، پریدوتیت‌های غالب این افیولیت هستند (سرکاری‌نژاد، ۱۹۹۴) و سنگ‌های نفوذی شامل مجموعه‌ای از پریدوتیت‌ها، گابروهای ایزوتروپ و

واحد کنگلومرای-آهک دولومیتی به سن پالئوسن-اتوسن
زیرین که شامل تناوبی از مارن، شیل، کنگلومرا،
ماسه‌سنگ، آهک‌های چرت‌دار و آهک‌های مارنی است،
اشاره نمود. کنگلومرا حجم اصلی این واحد را تشکیل
می‌دهد و دربرگیرنده قطعات رادیولاریتی و سنگ‌های
فوق‌بازی است (رجب‌زاده و هدایتی، ۱۳۹۹).

(منصف و همکاران، ۲۰۱۸). همچنین تعیین سن به روش
 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ برای پلاژیوگرانیت‌ها سن‌های $92/07 \pm 1/69$ و
 $93/19 \pm 2/48$ را نشان داده است (بابایی و همکاران،
۲۰۰۶). سنگ‌های آتشفشانی اساساً شامل دایک‌های
صفحه‌ای و گدازه‌های بالشی با ترکیب بازالت تا آندزیت
هستند. علاوه بر سنگ‌های مجموعه افیولیتی، می‌توان به



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه مورد مطالعه (بر اساس نقشه ۱/۲۵۰۰۰ زمین‌شناسی اقلید اقباس از هوشمندزاده و سهیلی، ۱۳۶۹ با اندکی تغییرات)

Fig. 2. Simplified geological map of the studied area based on the 1:250,000 Eghlid geological map (modified from Hoshmandzade and Sohili, 1990)

۳- روش مطالعه

در طی مطالعات صحرایی، تعداد ۴۰ نمونه از سرپانتینیت‌ها برداشت شد. در مطالعات آزمایشگاهی در ابتدا از این نمونه‌های سنگی مقاطع نازک تهیه و پس از بررسی مقاطع نازک، برای شناسایی دقیق کانی‌ها، ۹ نمونه توسط پراش پرتو ایکس X (XRD) در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان مورد مطالعه قرار گرفت. همچنین این ۹ نمونه به روش فلورسانس پرتو ایکس X (XRF) برای عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی) و روش طیف‌سنجی جرمی گسیلی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) برای عناصر فرعی و کمیاب (بر حسب ppm) در آزمایشگاه زرا ما تهران مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند (جدول ۱). پردازش و تفسیر داده‌ها نیز به کمک نرم‌افزارهای GCDkit، Excel و Corel Draw صورت گرفته است.

۴- ویژگی‌های صحرایی و پتروگرافی

مجموعه سنگ‌های افیولیتی جنوب بوانات بین طول‌های جغرافیایی $35^{\circ} 53'$ تا $54^{\circ} 5'$ شرقی و عرض‌های

جغرافیایی $15^{\circ} 29'$ تا $30^{\circ} 20'$ شمالی در شمال شرق روستاهای کوپان و کره‌ای واقع شده‌اند و به صورت آمیزه رنگین کوچک شامل چرت‌های رادیولاریتی و سرپانتینیت‌ها هستند (شکل ۲). از نظر سنگ‌شناسی، محدوده مورد مطالعه شامل سرپانتینیت، لاتریت‌های قرمز، لاتریت‌های زرد، آهک‌های اتوسن و رسوبات جوان کواترنری می‌باشد. لاتریت‌ها با آهک‌های نومولیت‌دار معادل سازند جهرم به سن اتوسن پوشیده شده‌اند (شکل ۳- الف). بنابراین زمان رخداد لاتریتی شدن می‌بایست بعد از کرتاسه بالایی و قبل از اتوسن باشد. لاتریت‌ها حاصل هوازدگی شدید سنگ‌های پریدوتیتی می‌باشند (شکل ۳- الف و ب). واحد اصلی سنگ‌شناختی شامل توده‌های سرپانتینیتی با تنوع رنگی از قهوه‌ای تیره تا روشن و سبز تیره تا کم‌رنگ هستند (شکل ۳- ج و د). کانی‌های تشکیل‌دهنده سرپانتینیت‌های منطقه مورد مطالعه عبارتند از: سرپانتین، اسپینل، کانی‌های تیره (به عنوان کانی‌های باقیمانده از سنگ‌اولیه)، آمفیبول و به ندرت الیون و پیروکسن می‌باشند (شکل ۴).



شکل ۳. الف) نمای از سرپانتینیت‌ها در منطقه شمال شرق کره‌ای؛ ب) ارتباط صحرایی لاتریت‌ها با سرپانتینیت‌ها در شمال شرق کوپان؛ ج) نمای نزدیک از سرپانتینیت‌ها در منطقه شمال شرق کره‌ای و د) نمای نزدیک از سرپانتینیت‌ها در منطقه شمال شرق کوپان.

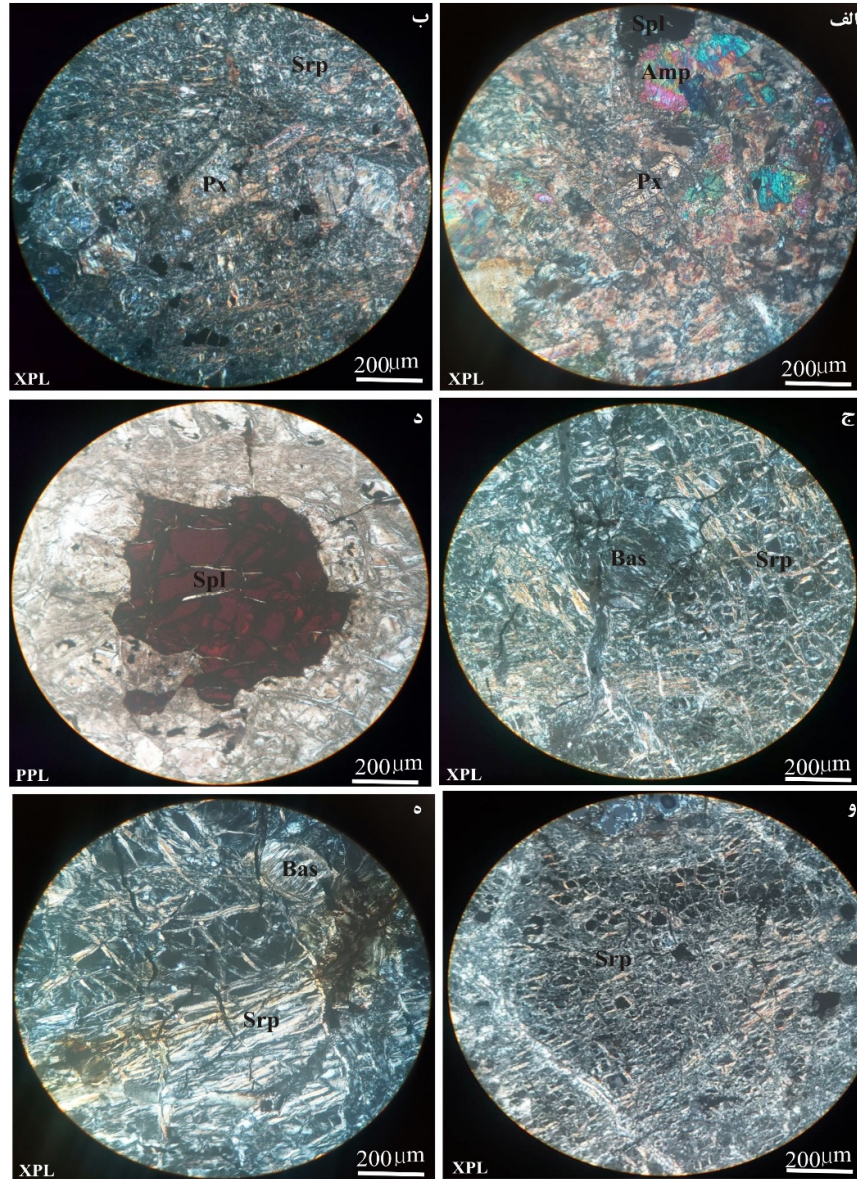
Fig. 3. A) A view of serpentinites in the northeast of Korehei; B) The field relation of laterites with serpentinites in the northeast of Koopan; C) A close-up view of serpentinites in the northeast of Korehei; D) A close-up view of serpentinites in the northeast of Koopan.

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی (به روش XRF) و عناصر فرعی و کمیاب (به روش ICP-MS) سرپانتینیت‌های جنوب بوانات
 Table 1. The results of chemical analysis of major elements (by XRF method) and minor and rare elements (by ICP-MS method) of serpentinites in the south of Bavanat

Sample	Kr-2	Kr-3	Kr-5	Kr-6	Kp-10	Kr-13	Kr-14	Kr-15	KP-21
SiO ₂ (Wt%)	38.14	37.58	38.61	38.66	37.87	38.12	38.47	36.98	38.39
TiO ₂	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Al ₂ O ₃	0.76	0.99	0.66	0.68	0.77	0.57	0.55	1.04	0.95
Fe ₂ O ₃	8.63	8.62	7.82	8	8.66	8.06	8.38	7.86	8.4
MgO	37.13	36.87	38.01	37.26	37.24	38.27	37.49	38.71	35.76
MnO	0.16	0.09	0.09	0.1	0.08	0.07	0.08	0.07	0.13
CaO	0.28	0.52	0.21	0.2	0.18	0.07	0.32	0.13	0.31
Na ₂ O	0.36	0.4	0.3	0.29	0.37	0.29	0.3	0.25	0.17
K ₂ O	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
P ₂ O ₅	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
LOI	13.61	14	13.56	14.11	14.04	13.68	13.59	13.89	14.98
Total	99.07	99.07	99.26	99.3	99.21	99.13	99.18	98.93	99.09
Cs(ppm)	0.5	0.4	0.45	0.3	0.38	0.4	0.3	0.5	0.2
Ba	89	12	11	11	18	6	10	3	14
Rb	0.9	0.7	0.8	0.5	1	0.9	0.6	0.4	0.3
Sr	13.8	12	15.9	21.9	15.7	7.4	13.4	11.6	9.9
Th	0.21	0.18	0.13	0.12	0.09	0.08	0.06	0.05	0.07
U	0.1	0.08	0.1	0.1	0.1	0.1	0.07	0.06	0.1
Pb	0.09	0.06	0.07	0.05	2	0.04	0.03	1	10
V	29	32	28	29	35	33	33	42	55
Cr	1382	1401	1350	1206	1608	1454	1647	2562	2504
Co	87.7	91.1	89.5	86.2	93.7	94.9	91	93.2	97.2
Ni	1846	2042	1977	2011	2048	2129	1995	2081	2065
Hf	1.27	1.3	1.28	1.26	1.24	1.26	1.29	1.26	1.28
Ta	0.24	0.14	0.21	0.15	0.18	0.28	0.17	0.18	0.2
Zr	5	4.5	4	4.3	3	2.5	3.8	2.9	4.8
Nb	0.9	1	0.7	0.8	0.5	0.6	0.4	0.3	0.8
La	1	1	1	1	0.9	0.7	0.6	0.8	1
Ce	0.6	0.8	0.4	0.5	0.7	0.9	1	0.3	0.8
Pr	0.16	0.08	0.04	0.08	0.06	0.03	0.06	0.02	0.06
Nd	0.5	0.4	0.2	0.3	0.1	0.4	0.3	0.5	0.2
Sm	0.01	0.012	0.014	0.016	0.018	0.019	0.015	0.017	0.013
Eu	0.09	0.07	0.05	0.03	0.01	0.08	0.06	0.04	0.02
Gd	0.32	0.31	0.29	0.3	0.28	0.31	0.29	0.3	0.29
Tb	0.07	0.09	0.05	0.03	0.04	0.06	0.08	0.02	0.1
Dy	0.19	0.24	0.19	0.21	0.14	0.15	0.18	0.18	0.16
Y	0.4	0.3	0.45	0.39	0.5	0.28	0.46	0.35	0.43
Er	0.05	0.1	0.04	0.03	0.08	0.02	0.05	0.04	0.03
Tm	0.04	0.05	0.09	0.06	0.07	0.08	0.03	0.02	0.1
Yb	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3
Lu	0.09	0.05	0.06	0.07	0.08	0.04	0.03	0.1	0.08

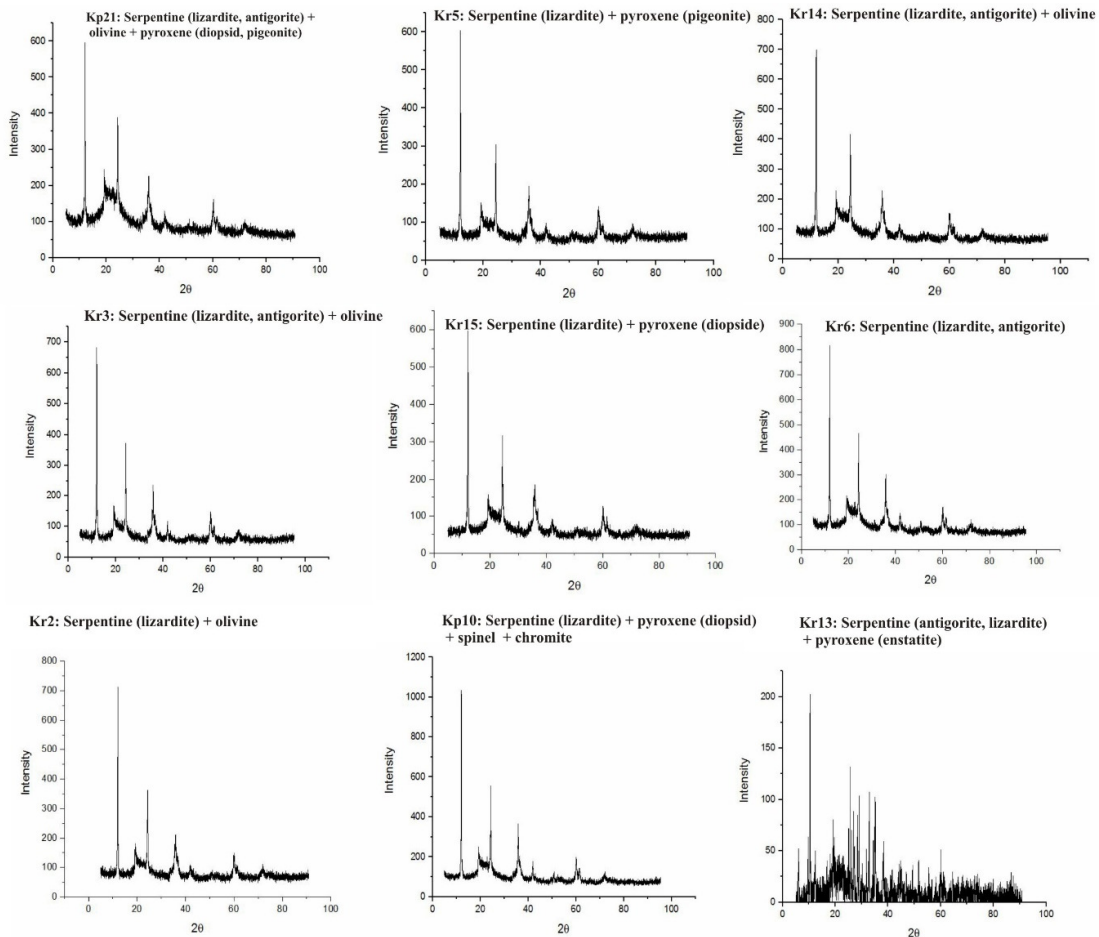
(شکل ۴-د). نتایج آنالیز XRD حاکی از وجود سرپانتین (لیزاردیت و آنتی‌گوریت)، اسپینل، کرومیت، الیون و پیروکسن (انسنتایت، دیوسید و پیژونیت)، در این سرپانتینیت‌ها می‌باشد (شکل ۵).

در این سنگ‌ها، الیون به شدت به سرپانتین و پیروکسن به بستایت تبدیل شده است به طوری که فقط بقایایی از آن‌ها باقی مانده است (شکل ۴-ج و ه). اسپینل نیز به صورت بی‌شکل و آمیبی در این سنگ‌ها دیده می‌شود



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از سرپانتینیت‌های جنوب بوانات؛ الف) کانی پیروکسن، آمفیبول و اسپینل در سرپانتینیت‌های شمال شرق کوپان؛ ب) بقایای کانی پیروکسن تبدیل شده به بستایت در سرپانتینیت‌های شمال شرق کوپان؛ ج) اسپینل بی‌شکل به همراه کانی‌های گروه سرپانتین در سرپانتینیت‌های شمال شرق کره ای؛ د) پیروکسن تبدیل شده به بستایت در سرپانتینیت‌های شمال شرق کره ای؛ و، ه: کانی‌های گروه سرپانتین در سرپانتینیت‌های شمال شرق کره ای. علائم اختصاری از ویتنی و ایوانز (۲۰۱۰). Sep: سرپانتین، Spl: اسپینل، Px: پیروکسن، Bas: بستایت.

Figure 4. Microphotographs of the serpentinites in the south of Bavanat: A) Pyroxene, amphibole and spinel in the serpentinites of the northeast of Koopan; B) Remnants of pyroxene altered to bestite in serpentinites of the northeast of Koopan; C) Anhedral spinel with serpentine group minerals in the serpentinites of the northeast of Korehei; D) Pyroxene altered to bestite in the serpentinites of the northeast of Korehei; E, F) The serpentine group minerals in the serpentinites of the northeast of Korehei. Abbreviations from Whitney and Evans (2010). Sep: serpentine, Spl: Spinel, Px: Pyroxene, Bas: Bastite.



شکل ۵. نمودارهای آنالیز XRD سرپانتینیت‌های جنوب بوانات
 Fig. 5. XRD diagrams of serpentinites in the south of Bavanat

۵- نتایج و بحث

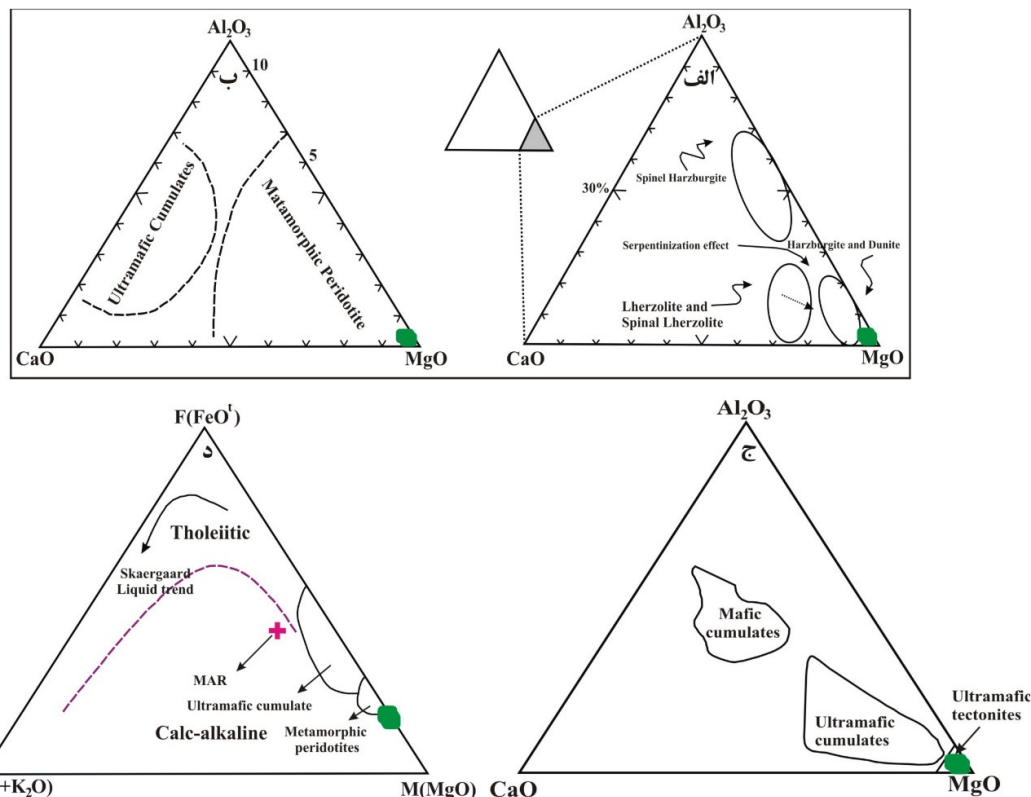
۵-۱- زمین‌شیمی

نتایج حاصل از تجزیه عناصر اصلی، فرعی و کمیاب سرپانتینیت‌های جنوب بوانات در شمال شرق روستاهای کوپان و کره‌ای در جدول ۱ آمده است. مقادیر پایین Al_2O_3 (۰/۵۵ تا ۱ درصد وزنی) و خیلی پایین TiO_2 (کمتر از ۰/۰۵ درصد وزنی) در مقابل مقادیر بالای MgO (۳۵/۷۶ تا ۳۸/۷۱ درصد وزنی)، Cr (۱۲۰۶-۲۵۶۲ ppm)، Ni (۲۱۲۹-۱۸۴۶ ppm) و V (۵۵-۲۸ ppm) در این سرپانتینیت‌ها، بیانگر سنگ‌اولیه گوشته‌ای تهی‌شده برای آن‌ها می‌باشد. میزان CaO در سنگ‌های فوق‌بازی را به میزان کانی کلینوپیروکسن موجود در این سنگ‌ها نسبت می‌دهند (کیسی، ۱۹۹۷). از آنجا که مقادیر CaO (۰/۰۷ تا ۰/۵۲ درصد وزنی) در سرپانتینیت‌های مورد مطالعه خیلی پایین است می‌تواند نشان‌دهنده میزان کم

کلینوپیروکسن در سنگ‌اولیه و نوع هارزبورژیتی - دونیتی آن‌ها باشد. مقادیر خیلی پایین تیتان نیز سنگ‌اولیه هارزبورژیتی - دونیتی را برای این سنگ‌ها تأیید می‌کند (ژی‌هونگ و هوافو، ۱۹۹۸). همچنین این سنگ‌ها در نمودارهای Al_2O_3 - MgO - CaO (شکل ۶ الف و ب) در محدوده پریدوتیت‌های دگرگونی و میدان هارزبورژیت - دونیت قرار می‌گیرند. تغییرات عناصر اصلی در نمودار سه‌تایی CaO - Al_2O_3 - MgO (کلمن، ۱۹۷۷) نشان می‌دهد که سنگ‌اولیه سرپانتینیت‌های مورد مطالعه از نوع پریدوتیت‌های گوشته‌ای است (شکل ۶- ج). در نمودار AFM نیز این نمونه‌ها در محدوده پریدوتیت‌های دگرگونی قرار می‌گیرند (شکل ۶- د). مقدار L.O.I. در سرپانتینیت‌ها بین ۱/۴ تا ۲۲/۸ تغییر می‌کند (اسنو و دیک، ۱۹۹۵؛ اوهانلی، ۱۹۹۶؛ کلمن و کیت، ۱۹۷۱). مقدار L.O.I. در سرپانتینیت‌های مورد مطالعه ۱۳/۵۶ تا ۱۴/۹۸ درصد

وزنی است (جدول ۱). این مقدار بالای L.O.I. نشان می‌دهد این سرپانتینیت‌ها بیش‌تر حاوی لیزاردیت هستند تا آنتی‌گوریت (شکل ۷-الف)، زیرا که آنتی‌گوریت در ساختمان بلوری خود مقدار آب کمتری نسبت به لیزاردیت دارد (وندرو و همکاران، ۲۰۰۱). با این حال، مقدار L.O.I. همیشه با درجه سرپانتینی شدن مرتبط نمی‌باشد، چرا که فازهای دیگری نظیر تالک، بروسیت، کلریت و کانی‌های رسی نیز روی این مقدار تأثیر گذارند. در نمودار

شکل ۶. الف و ب) نمودارهای Al_2O_3 -MgO- CaO برای مشخص کردن سنگ‌اولیه بر پایه ترکیب سنگ کل (لی و بوچر، ۲۰۰۴) که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده با ترکیب هارزبورژیت-دونیت و در میدان پریدوتیت‌های دگرگونی قرار می‌گیرند (کلمن و کیت، ۱۹۷۱)، ج) نمودار سه‌تایی CaO - Al_2O_3 -MgO (کلمن، ۱۹۷۷) برای تفکیک نمونه‌های فوق‌بازی گوشته‌ای از انباشته‌ای که نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده گوشته‌ای قرار می‌گیرند و د) نمودار AFM، که در آن نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده پریدوتیت‌های دگرگونی قرار می‌گیرند. MAR: ترکیب متوسط بازالت‌های رشته میان اقیانوسی از دانا (۱۹۸۵).



شکل ۶. الف و ب) نمودارهای Al_2O_3 -MgO- CaO برای مشخص کردن سنگ‌اولیه بر پایه ترکیب سنگ کل (لی و بوچر، ۲۰۰۴) که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده با ترکیب هارزبورژیت-دونیت و در میدان پریدوتیت‌های دگرگونی قرار می‌گیرند (کلمن و کیت، ۱۹۷۱)، ج) نمودار سه‌تایی CaO - Al_2O_3 -MgO (کلمن، ۱۹۷۷) برای تفکیک نمونه‌های فوق‌بازی گوشته‌ای از انباشته‌ای که نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده گوشته‌ای قرار می‌گیرند و د) نمودار AFM، که در آن نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده پریدوتیت‌های دگرگونی قرار می‌گیرند. MAR: ترکیب متوسط بازالت‌های رشته میان اقیانوسی از دانا (۱۹۸۵).

Fig. 6. A and B) Al_2O_3 -MgO- CaO diagrams to determine the protolith (Li and Bucher, 2004) where the studied samples are in the range of harzburgite-donite and in the field of metamorphic peridotites (Coleman and Keith, 1971). C) CaO - Al_2O_3 -MgO ternary diagram (Coleman, 1977) to separate ultramafic tectonites from ultramafic cumulates where the studied samples are in the ultramafic tectonites range, D) AFM diagram, where the studied samples are in the metamorphic peridotites range. MAR: average composition of mid-ocean ridge basalt from Dana (1985).

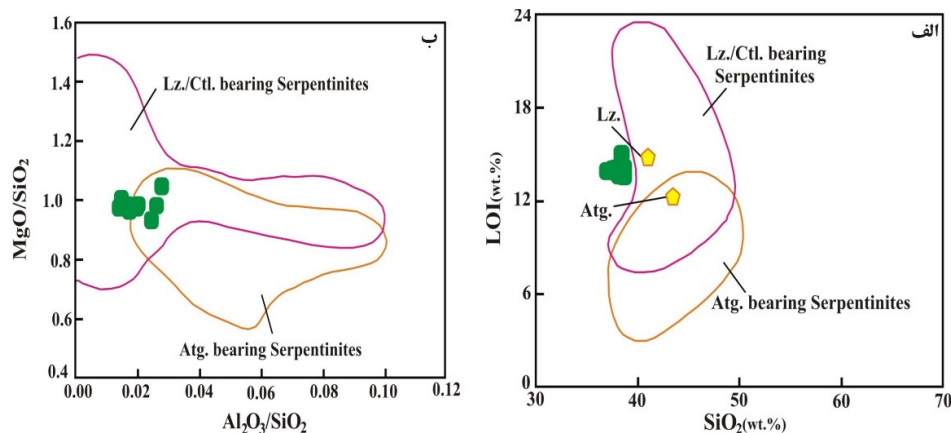
اعتقاد برخی دیگر، طی سرپانتینی شدن به ویژه در پریدوتیت‌های آبیسال، بر میزان CaO افزوده می‌شود (سیفرت و برونوت، ۱۹۹۶). میزان CaO سنگ‌های مورد مطالعه از مقدار CaO گوشته تهی شده کمتر است و در

۵-۲- موقعیت زمین‌شناختی

به نظر برخی پژوهشگران، طی فرآیند سرپانتینی شدن از میزان CaO کاسته می‌شود (ایر و همکاران، ۲۰۰۸؛ پالاندرو و رید، ۲۰۰۴؛ میاشیرو و همکاران، ۱۹۶۹) و به

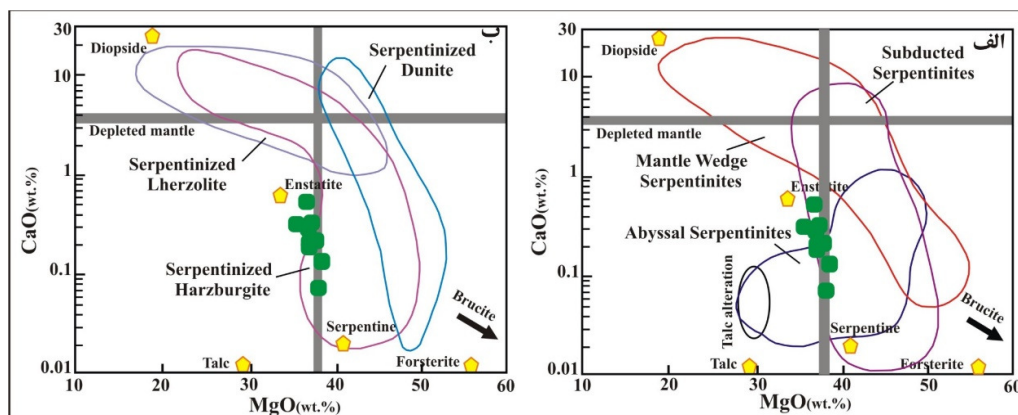
و در شکل ۸ ب نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سرپانتینیت‌های حاصل از هارزبورژیت قرار گرفته‌اند.

نمودار MgO در برابر CaO که توسط دشان و همکاران (۲۰۱۳) ارائه شده است، در محدوده سرپانتینیت‌های متعلق به فرورانش تا آبیسال قرار گرفته‌اند (شکل ۸ الف)



شکل ۷. الف) نمودار تغییرات SiO_2 در مقابل LOI و ب) نمودار MgO/SiO_2 در برابر Al_2O_3/SiO_2 . در این نمودارها سرپانتینیت‌های دارای آنتی‌گوریت از سرپانتینیت‌های دارای لیزاردیت و کریزوتیل از هم تشخیص داده می‌شوند (دشان و همکاران، ۲۰۱۳). Lz: لیزاردیت، Ctl: کریزوتیل، Atg: آنتی‌گوریت.

Fig. 7. A) SiO_2 vs LOI diagram, B) MgO/SiO_2 vs Al_2O_3/SiO_2 diagram. In these diagrams, serpentinites with antigorite are distinguished from serpentinites with lizardite and chrysotile (Deschamps et al., 2013). Lz: lizardite, Ctl: chrysotile, Atg: antigorite.



شکل ۸. نمودارهای تغییرات CaO در برابر MgO (دشان و همکاران، ۲۰۱۳). الف) برای تفکیک محیط‌های مختلف تشکیل سرپانتینیت‌ها و ب) برای تشخیص ماهیت سنگ‌اولیه سرپانتینیت‌ها. ترکیب احتمالی گوشته تهی‌شده از سالترز و استراکه (۲۰۰۴).

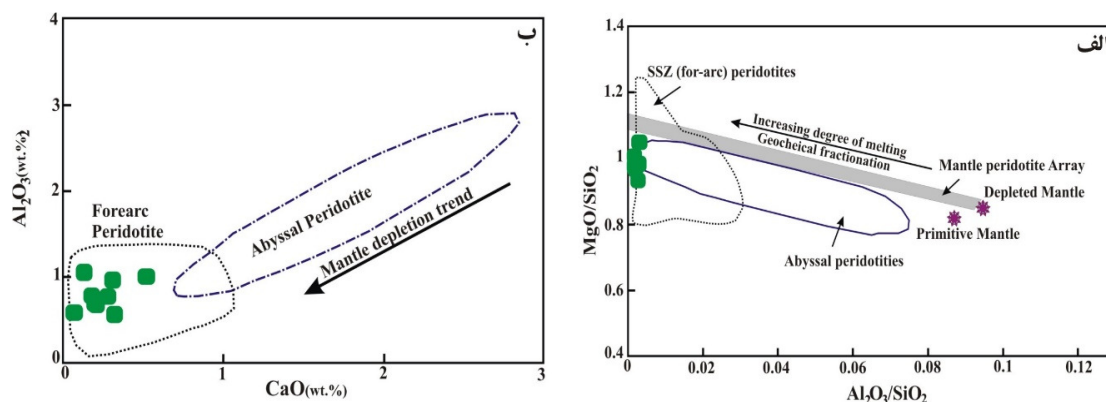
Fig. 8. CaO vs MgO diagram (Deschamps et al., 2013), A) The different environments of formation of serpentinites, B) The protolith of serpentinites. Depleted mantle (Salters and Stracke, 2004).

بر پایه بررسی نسبت‌های وزنی Al_2O_3/SiO_2 - MgO/SiO_2 (شکل ۱۰)، نمونه‌های مورد مطالعه Al_2O_3/SiO_2 کمتری نسبت به گوشته اولیه نشان می‌دهند، لذا سنگ‌اولیه سرپانتینیت‌های مورد مطالعه، پریدوتیت‌های مقاوم بوده‌اند که پس از ذوب بخشی باقی مانده‌اند و Al که یک عنصر به نسبت ناسازگار با کانی‌های گوشته است، در طول ذوب بخشی تهی‌شده است (هاتوروی و گیلان، ۲۰۰۷).

در نمودار MgO/SiO_2 در برابر Al_2O_3/SiO_2 (شکل ۹ الف)، نمونه‌های آنالیز شده در زیر خط آرایه پریدوتیت گوشته‌ای و در محدوده جلوی قوس یا فرافروانش (SSZ) قرار گرفته‌اند. در نمودار Al_2O_3 در مقابل CaO، نمونه‌های مطالعه شده از اکسیدکلسیم و آلومینیم، تهی‌شدگی نشان می‌دهند که همانند پریدوتیت‌هایی هستند که از محیط جلوی قوس منشأ گرفته‌اند (شکل ۹ ب).

مذاب‌هایی از رسوبات فرورونده (پیکاک و همکاران، ۱۹۹۴؛ مانکر، ۲۰۰۰؛ الیوت و همکاران، ۱۹۹۷) و یا مذاب‌های حاصل از قطعات ذوب‌شده بازالت‌های پشته میان اقیانوسی (استرن و کیلیان، ۱۹۹۶) قرار می‌گیرند. لذا فرآیندهای مانند فعل و انفعالات بین مذاب/سنگ در پشته‌های میان اقیانوسی (پاولیک و همکاران، ۲۰۰۶) و یا گوه‌گوشه‌ای (پیرس و همکاران، ۲۰۰۰)، پیش از سرپانتینی شدن ممکن است ترکیب پریدوتیت‌ها را تغییر دهد. به همین دلیل، مطالعه شیمی عناصر فرعی به ویژه عناصری که در طول فرآیندهای مختلف غیرمتحرک هستند، نقش مهمی را در تعیین منشأ و نیز تفاسیر سنگ‌شناختی این سنگ‌ها بازی می‌کنند.

مقایسه نسبت‌های وزنی $Al_2O_3/SiO_2-MgO/SiO_2$ نمونه‌های مورد مطالعه با نمونه‌های آلپ، هیمالیا و کوبا (شکل ۱۰)، مانند نمونه‌های کوبا می‌باشند. از این مقایسه می‌توان نتیجه گرفت که نمونه‌های مورد مطالعه در پهنه فرافروانش - جلوی قوس تشکیل شده‌اند. از طرف دیگر، نمونه‌های مطالعه شده از آکالی‌ها نیز تهی‌شدگی نشان می‌دهند (جدول ۱) که تأییدی بر تشکیل این سنگ‌ها در پهنه فرافروانش - جلوی قوس است (گیل، ۱۹۸۱). ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های گوشته‌ای در مناطق فرورانش تحت تأثیر عوامل مختلفی نظیر: نفوذ سیالات ناشی از آب‌زدایی پوسته اقیانوسی (هاکسورث و همکاران، ۱۹۹۳؛ ترنر و همکاران، ۱۹۹۷) یا آب‌زدایی رسوبات فرورونده (کلس و همکاران، ۲۰۰۰)، اضافه شدن

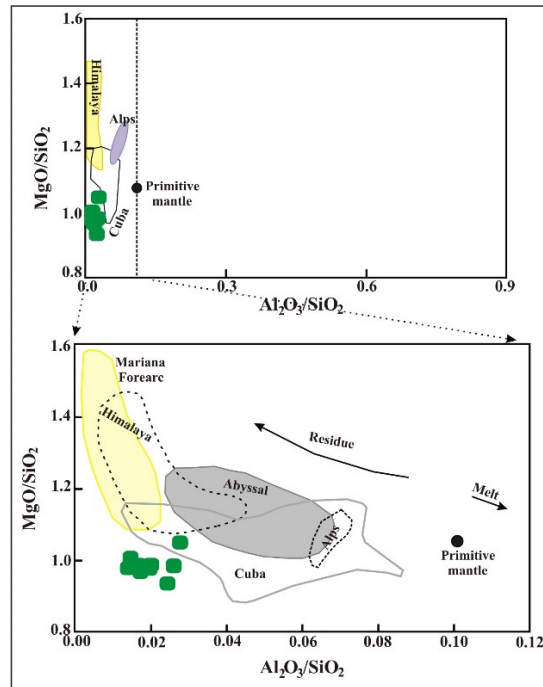


شکل ۹. الف) نمودار تغییرات نسبت MgO/SiO_2 در مقابل Al_2O_3/SiO_2 (جاگوتز و همکاران، ۱۹۷۹؛ هارت و زیندلر، ۱۹۸۶) که نمونه‌های مورد مطالعه در زیر خط آرایه پریدوتیت گوشته‌ای و در محدوده جلوی قوس یا فرافروانش (SSZ) قرار گرفته‌اند. گوشته‌اولیه (پالم و اونیل، ۲۰۰۴)، گوشته تهی‌شده (سالترز و استراکه، ۲۰۰۴)، محدوده پریدوتیت‌های آبیسال (نیو، ۱۹۹۷؛ نیو، ۲۰۰۴) و پریدوتیت‌های فرافروانش (پارکینسون و پیرس، ۱۹۹۸) برای مقایسه آورده شده‌اند و ب) نمودار Al_2O_3-CaO (ایشی و همکاران، ۱۹۹۲) و موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه بر روی آن.

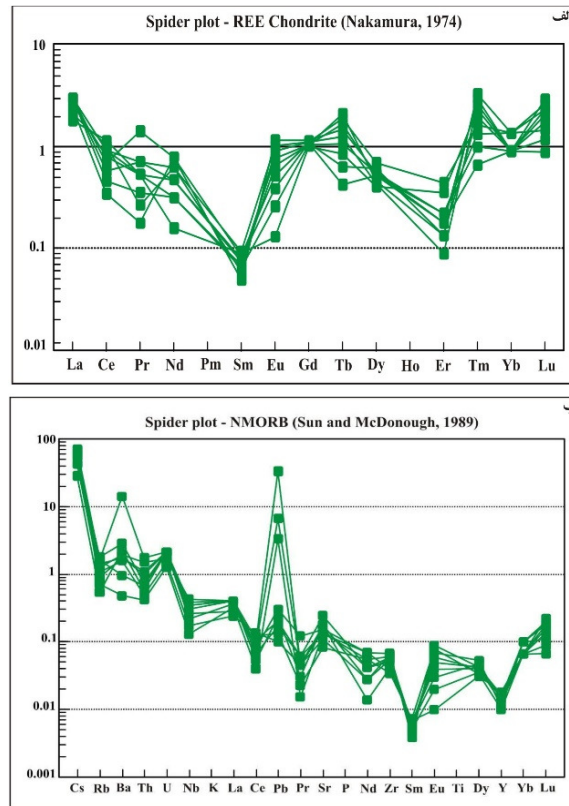
Fig. 9. A) MgO/SiO_2 vs Al_2O_3/SiO_2 diagram (Jagoutz et al., 1979, Hart and Zindler, 1986) where the studied samples are below the mantle peridotite array and in fore arc or suprasubduction (SSZ). Primary mantle (Palme and O'Neill, 2004), Depleted mantle (Salters and Stracke, 2004), Abyssal peridotites (Niu, 1997; Niu, 2004) and fore arc (SSZ) peridotites (Parkinson and Pearce, 1998) are given for comparison.

است (شکل ۱۱ الف). در نمودار بهنجار شده به N-MORB (شکل ۱۱ ب)، سنگ‌های مورد مطالعه از عناصر LILE که در محلول‌های آبدار تحرک بهتر و آسان‌تری دارند مانند Cs، Pb و Ba دارای ناهنجاری مثبت می‌باشند که می‌توان آن را به تأثیر مواد مذاب یا ناشی از سیالات آزاد شده از صفحه فرورونده نسبت داد. همچنین غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی پایین مانند Cs، Ba و Sr در کنار ناهنجاری منفی عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی بالا مانند Nb وابستگی سنگ‌اولیه سرپانتینیت‌های جنوب بوانات به محیط فرورانشی را تأیید می‌کند (رولینسون، ۱۹۹۳).

در نمودار بهنجار شده به کندریت (شکل ۱۱ الف)، سنگ‌های مورد مطالعه از عناصر REE نسبت به کندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند. آلن و سیفرید (۲۰۰۳) و منزیس و همکاران (۱۹۹۳) عقیده دارند که سرپانتینیت‌های حاصل از هارزبورژیت‌ها از نظر محتوای عناصر REE نسبت به کندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همانگونه که قبلاً اشاره شد، سنگ‌اولیه سرپانتینیت‌های مورد مطالعه با توجه به ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی، سنگ‌های هارزبورژیتی بوده است. لذا این نظریه در مورد سرپانتینیت‌های جنوب بوانات نیز صادق



شکل ۱۰. مقایسه نسبت‌های وزنی Al_2O_3/SiO_2 - MgO/SiO_2 نمونه‌های مورد مطالعه با نمونه‌های آلپ، هیمالیا و کوبا
 Fig. 10. Comparison of MgO/SiO_2 - Al_2O_3/SiO_2 ratios of the studied samples with Alps, Himalaya and Cuba samples

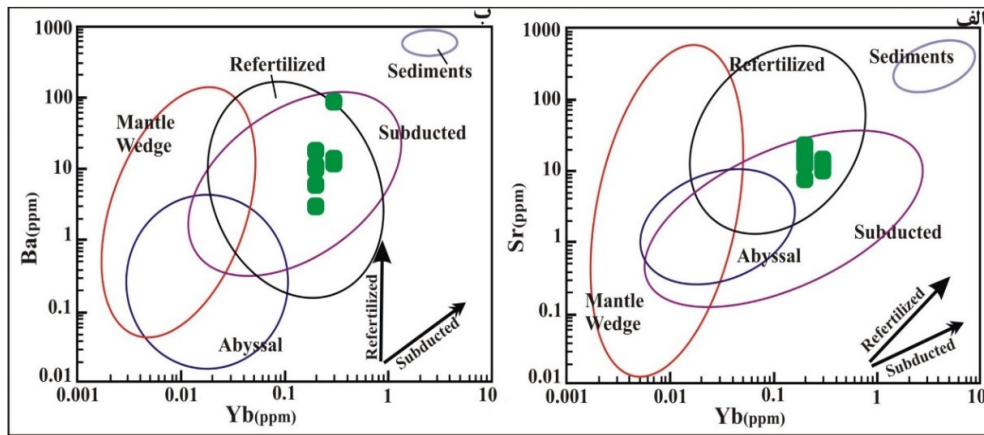


شکل ۱۱. الف) نمودار نمونه‌های مورد مطالعه بهنجار شده به مقادیر کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) و ب) نمودار بهنجار شده به مقادیر N- MORB (سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹).

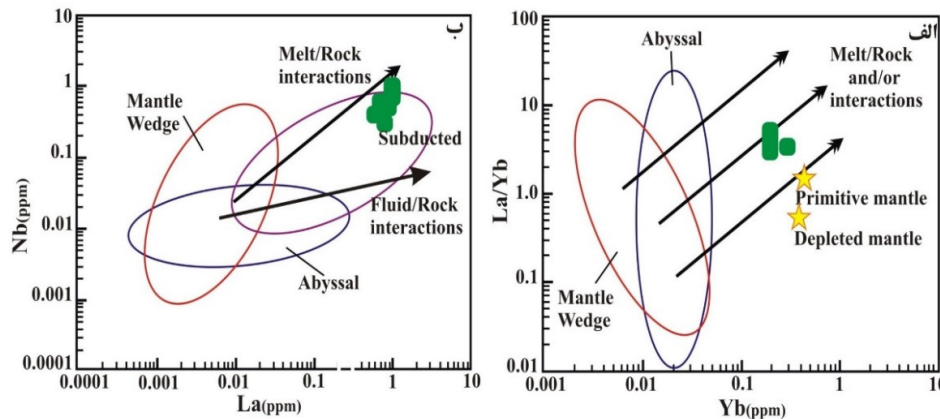
Fig. 11. A) Chondrite-normalised REE pattern (values from Nakamura, 1974), B) NMORB-normalised, trace element abundance diagram (spider diagram) for representative samples of the studied area (normalizing values after Sun and McDonough, 1989).

تشکیل شده در مناطق فرورانش را تحت تأثیر قرار می‌دهد. همچنین نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای Nb در مقابل La و Yb در برابر La/Yb، از نظر مقدار Nb و La به سرپانتینیت‌های تشکیل شده در مناطق فرورانش شباهت دارند که سنگ اولیه گوشته‌ای آن‌ها در اثر واکنش با یک مذاب (واکنش مذاب-سنگ) متاسوماتیزه و بارور شده است (شکل ۱۳ الف و ب).

در نمودارهای Yb در برابر Ba و Sr (شکل ۱۲ الف و ب)، پریدوتیت‌های اولیه تشکیل‌دهنده سرپانتینیت‌های جنوب بوانات مانند سرپانتینیت‌های تشکیل شده در مناطق فرورانش، ویژگی‌های سنگ‌های متاسوماتیزه و بارور شده را نشان می‌دهند. عامل اصلی باروری سرپانتینیت‌های موجود در منشورهای فزاینده، می‌تواند متاسوماتیسم ناشی از سیالات و مذاب‌هایی باشد که سرپانتینیت‌های



شکل ۱۲. نمودار Ba و Sr در برابر Yb در سنگ‌های مورد مطالعه. محدوده ترکیبات رسوبی از لی و شوونماکر (۲۰۰۳)
Fig. 12. Sr and Ba vs Yb diagrams. Sediments (Li and Schoonmaker, 2003)



شکل ۱۳. تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های مورد مطالعه، الف) نمودار La/Yb در برابر Yb، ترکیب گوشته تهی‌شده از سالترز و استراکه (۲۰۰۴) و ب) نمودار Nb در برابر La، محدوده سرپانتینیت‌های آبیسال از نیو (۲۰۰۴)

Fig. 13. Changes of rare elements in the studied rocks: A) La/Yb vs Yb diagram. Depleted mantle (Salters and Stracke, 2004), B) Nb vs La diagram. Abyssal serpentinites (Niu, 2004)

عنوان کانی‌های باقیمانده از سنگ‌اولیه)، آمفیبول و به ندرت الیوین و پیروکسن می‌باشند. زمین‌شیمی این سنگ‌ها، ویژگی‌های سرپانتینیت‌های تشکیل شده در مناطق فرورانش را نشان می‌دهد. مقدار بالای عناصر کمیاب سازگار کروم، نیکل و وانادیم نشان‌دهنده سنگ‌اولیه هارزبورژیت-دونیت گوشته‌ای برای

۶- نتیجه‌گیری

واحدهای سنگی منطقه جنوب بوانات به عنوان بخش کوچکی از افیولیت نی‌ریز شامل سرپانتینیت‌ها و چرت‌های رادیولاریتی هستند. سرپانتینیت‌ها بیش‌ترین سنگ‌های منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند و حاوی کانی‌های گروه سرپانتین، اسپینل، کانی‌های تیره (به

- Dana, J. D (1985) Manual of Mineralogy, 20th edition, John Wiley & Sons, pp.596.
- Deschamps, F., Godard G., Guillot S., Hattori K (2013) Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review, *Lithos*, 178: 96–127. doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.019.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B (1997) Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc, *Journal of Geophysical Research*, 102: 14991-15019. doi.org/10.1029/97JB00788.
- Ewans, J., Hawkins, J (1979) Petrology of "seamounts" on the trench slope break, *EOS* 60, 968 p.
- Evans, B. W., Johannes, W., Otterdoom, H., Tromsdorfs, V (1976) Stability of chrysotile and antigorite in the serpentine multisystem, Schweiz, *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 56: 79-93. cir.nii.ac.jp/crid/1571135650974761984.
- Fryer, P., Ambos, E. L., Hussong, D. M (1985) Origin and emplacement of Mariana fore arc seamounts, *Geology*, 13: 774-777.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V., 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.
- Gill, J (1981) Orogenic andesites and plate tectonics, 390pp, springer, New York.
- Hart, S. R., Zindler, A (1986) In search of a bulk-Earth composition, *Chemical Geology*, 57 (3–4): 247–267. doi.org/10.1016/0009-2541(86)90053-7.
- Hattori, K. H., Guillot, S (2003) Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the fore arc mantle wedge, *Geology*, 31 (6): 525–528.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Herot, J. M., Mc-Dermott, F (1993) Mantle and slab contributions in arc magmas, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21: 175-204. doi:10.1146/annurev.ea.21.050193.001135.
- Hilairt, N., Reynard, B., Wang, Y., Daniel, I., Merkel, S., Nishiyama, N., Petitgirard, S (2007) High-pressure creep of serpentinite, interseismic deformation, and initiation of subduction, *Science*, 318: 1910–1913.
- Hoshmandzade, A., Sohili, M (1990) Description of Geological Map of Eqlid Sheet, Geological map of Iran, 1:250000 Series sheet G10, Geological survey of Iran.
- Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H., Fiske, K (1992) Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara- Mariana fore arc, leg 125. In proceedings of the ocean Drilling program, سرپانتینیت‌های جنوب بوانات است. همچنین بررسی‌های انجام گرفته در طی این مطالعه نشان می‌دهد که سرپانتینیت‌های مورد مطالعه در منطقه فرافورانش-جلوی قوس با سنگ‌اولیه گوشته‌ای متأثر از واکنش با مذاب (واکنش مذاب - سنگ) حاصل از صفحه فرورونده، تشکیل شده‌اند.
- ۷- تقدیر و تشکر**
- نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه لرستان و داوران محترم مجله یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی برای ارائه نظرات ارزنده، کمال تشکر و قدردانی را دارند.
- References**
- Allen, D. E., Seyfried, Jr., E (2003) Compositional controls on vent fluids from ultramafic hosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges: an experimental study at 400 °C, 500 bars, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67 (8): 1531–1542. 10.1016/S0016-7037(02)01173-0.
- 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., Arvin, M (2006) Geochemical, 40Ar/39Ar age, and isotopic data for crustal rocks of the Neyriz ophiolite, Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43: 57–70. 10.1139/e05-111.
- Casey, J (1997) Comparison of major-and trace-element geochemistry of abyssal peridotites and mafic plutonic rocks with basalts from the Mark Region of Mid-Atlantic Ridge, *Proceeding of Ocean Drilling Program Scientific Results*, 153: 181-241.
- Class, C., Miller, D., M., Goldstein, S. L., Langmuir, C. H (2000) Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, G 3.1, United States, American Geophysical Union and The Geochemical Society, 34 p. doi:10.1029/1999GC000010.
- Coleman, R. G (1971) Petrologic and geophysical nature of serpentinites, *Geological Society of America Bulletin*, 82: 897-918.
- Coleman, R. G (1977) Ophiolites: ancient oceanic lithosphere? 1st edition, Springer, Verlag, Berlin, 229p.
- Coleman, R. G., Keith, T. E (1971) A chemical study of serpentinization- Burro Mountain, California, *Journal of petrology*, 12: 173-183. doi:10.1093/petrology/12.2.311.

- ridges, *Journal of Petrology*, 45: 2423–2458. doi.org/10.1093/petrology/egh068.
- O'Hanley, D. S (1996) *Serpentinites: Records of tectonics and petrological history*, Oxford University Press, Oxford, p 269.
- Palandri, J. L., Reed, M. H (2004) Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68: 1115–1133. doi: 10.1016/j.gca.2003.08.006.
- Palme, H., O'Neill, H. S. C (2004) Cosmochemical estimates of mantle composition, In: *Treatise on geochemistry*, (Eds. Holland, H. D. and Turekian, K. K.) 2.1: 1-38. Elsevier Science, Amsterdam. doi: 10.1016/B0-08-043751-6/02177-0.
- Parkinson, I. J., Pearce, J. A (1998) Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana fore arc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting, *Journal of Petrology*, 39: 1577-1618. doi.org/10.1093/ptro/39.9.1577.
- Paulick, H., Bach, W., Godard, M., De Hoog, J.C.M., Suhr, G., Harvey, J (2006) Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15° 20' N, ODP Leg 209): implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments, *Chemical Geology*, 234: 179–210.
- Peacock, S. M., Rushmer, T., Thompson, A. B (1994) Partial melting of subducting oceanic crust, *Earth and Planetary Sciences Letter*, 121: 227-244. doi:10.1016/0012-821X(94)90042-6.
- Pearce, J. A., Barker, P. F., Edwards, S. J., Parkinson, I. J., Leat, P. T (2000) Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139: 36–53. doi.org/10.1007/s004100050572.
- Rajabzadeh, M. A., Hedayati, M (2020) 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: 39-40. (in Persian), DOI:10.22067/econg.v12i3.79515.
- 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 p.
- Rollinson, H. R (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, Longman Scientific and Technical, Wiley, New York, 352.
- Salter, V. J. M., Stracke, A (2004) Composition of the depleted mantle, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5 (5): 1-27.
- Scientific results 125, College station, Tx, Ocean Drilling program, P. 445-485.
- Li XP. R. M., Bucher, K (2004) Serpentinization of the Zermatt- Sas ophiolite complex and their texture evolution, *Journal of Metamorphic Geology*, 22: 159-177.
- Li, Y. H., Schoonmaker, J (2003) Chemical composition and mineralogy of marine sediments, *Treatise on Geochemistry*, Vol. 7: Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks, In: Mackenzie, F.T. (Ed.), *Treatise on Geochemistry*, Elsevier Science Ltd., pp. 1–35. https://www.soest.hawaii.edu/oceanography/faculty/yhli/2003.pdf.
- Iyer, K., Austrheim, H., John, T., Jamtveit, B (2008) Serpentinization of the oceanic lithosphere and some geochemical consequences: constraints from the Leka Ophiolite Complex, Norway, *Chemical Geology*, 249: 66–90. doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.12.005.
- Menzies, M., Long, A., Ingram, G., Tatnell, M., Janecky, D. R (1993) MORB peridotite-seawater interaction: experimental constraints on the behaviour of trace elements, 87Sr/86Sr and 143Nd/144Nd ratios, In: Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C. R. (Eds.), *Magmatic processes and plate tectonics*, Geological Society Special Publications, 76: 309–322.
- Miyashiro, A., Shido, F., Ewing, M (1969) Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge near 24 and 30°N, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 23: 117–127. doi.org/10.1007/BF00375173.
- Monsef, I., Monsef, R., Mata, J., Zhang, Z., Pirouz, M., Rezaeian, M., Esmaeili, R., 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. doi.org/10.1016/j.gr.2018.03.002.
- Munker, C (2000) The isotope and trace element budget of the Cambrian Devil River System, New Zealand: identification of four source components, *Journal of Petrology*, 41: 759-788. doi.org/10.1093/petrology/41.6.759.
- Nakamura, N (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757–775. doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5.
- Niu, Y (1997) Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites, *Journal of Petrology*, 38: 1047-1074. doi.org/10.1093/ptro/38.8.1047.
- 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

- 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.
- Seifert, K., Brunotte, D (1996) Geochemistry of serpentinized mantle peridotite from site 897 in the Iberia Abyssal Plain. In: Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., Masson, D.G. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 149. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 413–424.
- Snow, J. E., Dick, H. J. B (1995) Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59: 4219–4235. doi.org/10.1016/0016-7037(95)00239-V.
- Stern, C. R., Kilian, R (1996) Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123: 263-281. doi.org/10.1007/s004100050155.
- 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. doi.org/10.1007/978-3-662-01141-6_64.
- Sun, S. S., McDonough, W. F (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in Saunders, A.D., Norry, M.J., eds., *Magmatism in the ocean basins*, Geological Society, London, Special Publication, 42: 313–345. doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Turner, S., Hawkesworth, C., Rogers, N., Bartlett, J., Worthington, T., Hergt, J., Pearce, J., Smith, I (1997) U-Th disequilibrium, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 4855-4884. doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00281-0.
- Wicks, F. J., Whittaker, E. J. W (1977) Serpentine textures and serpentization, *The Canadian Mineralogist*, 15: 459-488.
- Whitney, D. L., Evans, B. W (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, 95: 185-187. doi.org/10.2138/am.2010.3371.
- Wunder, B., Wirth, R., Gottschalk, M (2001) Antigorite: pressure and temperature dependence of polysomatism and water content, *European Journal of Mineralogy*, 13: 485–495. DOI: 10.1127/0935-1221/2001/0013-0485.
- Zhihong, W., Huaifu, 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. doi.org/10.4454/ofioliti.v23i2.

Geochemistry, protolith and tectonic setting of serpentinites from the Neyriz ophiolitic complex in the south of Bavanat (Fars Province)

M. Zurmand Sangari¹, A. Ahmadi Khalaji^{2*}, K. Noori Khankahdani³ and Z. Tahmasbi⁴

1- Ph. D. student, Dept. of Geology, Faculty of sciences, Lorestan University, Khoramabad, Iran

2, 4- Assoc. Prof., Dept. of Geology, Faculty of sciences, Lorestan University, Khoramabad, Iran

3- Assist. Prof., Dept. of Geology, Shiraz Branch, Islamic Azad University, Shiraz, Iran

* ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

Received: 2023.1.25 Accepted: 2023.5.25

Abstract

The south of Bavanat 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 coloured melanges include radiolarite cherts and serpentinites. The serpentinites composed of serpentine, spinel, opaque (as residual minerals from protholith), amphibole, rarely olivine and pyroxene. Olivines have been highly altered to serpentine and pyroxenes to bastite. Low values of Al_2O_3 and very low TiO_2 against high values MgO, Cr, Ni and V in these serpentinites indicate the protholith of harzburgite- dunite tectonites. Also, very low values of CaO in these serpentinites indicate the low amount of clinopyroxene in the protholith and its harzburgite-dunite type. Based on the chemistry of the major, minor and rare elements, the primary peridotites that make up these rocks are formed in the suprasubduction-fore arc zone from a mantle affected by the reaction with the melt (melt-rock reaction) resulting from the subducted plate.

Keywords: High Zagros, Bavanat, Ophiolite, Serpentinite, Suprasubduction (SSZ)

Introduction

The south of Bavanat area is located in the high Zagros zone and it is considered a part of the Neyriz ophiolite. Late Cretaceous Neyriz ophiolite represents a remnant of the southern Neo-Tethyan oceanic lithosphere exposed in the south of Iran. Intrusive rocks contain peridotite, layered gabbros, isotropic gabbros and plagiogranites. Peridotites are volumetrically predominant and Harzburgite tectonites are the dominant peridotites. Volcanic rocks consist mainly of basaltic to andesitic pillow and sheet lava flows. Volcanic lavas and dyke intrusions are dominated by basalt, andesite, and diabase. In the south of Bavanat, the ophiolitic complex is small coloured melanges include radiolarite cherts and serpentinites. The main lithological unit of this area consists of serpentinites that in this article, the lithology, mineralogy and geochemical nature of these rocks are investigated to identify the protolith and their tectonic setting

Materials and methods

During the field studies, 40 samples were taken from serpentinites. In the laboratory studies,

first, thin sections were prepared from these rock samples and after studding the thin sections, nine samples were studied by XRD method in the central laboratory of Lorestan University. Also, these 9 samples were analyzed by XRF and ICP-MS methods in Zarazma laboratory in Tehran.

Discussion and results

The main lithological unit of this area consists of serpentinites. The results of XRD analysis indicate the presence of serpentine (lizardite and antigorite), spinel, chromite, olivine and pyroxene (enstatite, diopside and pigeonite) in these rocks. Low values of Al_2O_3 and very low TiO_2 against high values MgO, Cr, Ni and V in these rocks indicate the protholith of harzburgite- dunite tectonites. Also, very low values of CaO (0.07 to 0.52wt %) in these rocks indicate the low amount of clinopyroxene in the protholith and its harzburgite-dunite type. The changes of the major elements show that these rocks are metamorphic peridotites with the protholith of harzburgite-dunite tectonites. The studied samples show depletion of Al_2O_3 and CaO, which are similar to peridotites that originated

from the fore arc zone. Based on the MgO/SiO_2 - Al_2O_3/SiO_2 ratios, the studied samples show Al_2O_3/SiO_2 lower than the primary mantle and were formed in the suprasubduction- fore arc zone. On the other hand, the studied samples show depletion of alkalis, which confirm the formation of these rocks in the suprasubduction- fore arc zone. The studied rocks show enrichment of REE elements compared to chondrite, which indicates these rocks are serpentinites derived from harzburgites. Also, the studied rocks are depleted in incompatible elements compared to the N-MORB and have a negative slope from LILE to HFSE and have a positive anomaly of LILE elements such as Cs, Pb, and Ba which can be attributed to the effect of molten materials or fluids released from the subducted plate.

Conclusion

The rock units of south of Bavanat include serpentinites and radiolarite cherts. The serpentinites constitute the most rocks of this area. These rocks composed of serpentine, spinel, opaque (as residual minerals from protholith), amphibole, rarely olivine and pyroxene. The geochemistry of these rocks shows the characteristics of subducted serpentinites. The high values of compatible rare elements such as Cr, Ni and V indicate the protholith of harzburgite-dunite for these serpentinites. Also, the investigations carried out during this study show that the primary peridotites that make up these serpentinites are formed in the suprasubduction-fore arc zone from a mantle affected by the reaction with the melt (melt-rock reaction) resulting from the subducted plate.