

پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های پریدوتیتی و گابرویی افیولیت تهلاب، جنوب شرق آتشفشان تفتان

حبیب بیابانگرد^{۱*}، محمد بومری^۲ و پریدخت ریگی^۳

۱، ۲ و ۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان

نویسنده مسئول: h.biabangard@science.usb.ac.ir*

نوع مقاله: پژوهشی

دریافت: ۹۸/۱۲/۱۶ پذیرش: ۹۹/۲/۳۱

چکیده

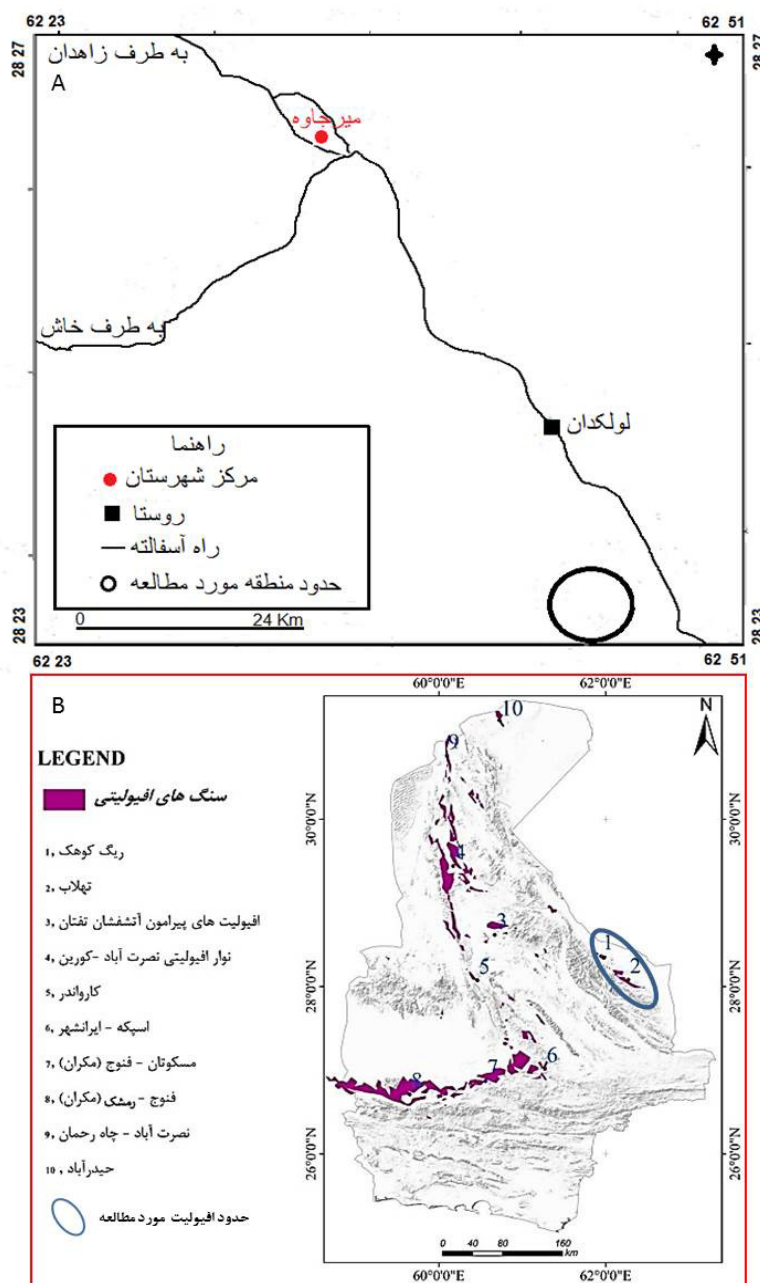
افیولیت تهلاب در جنوب شرق آتشفشان تفتان در زون زمین‌درز سیستان واقع می‌شود. این افیولیت (کرتاسه فوقانی) در داخل مجموعه‌های فلیشی (ائوسن) برونزد دارد. هارزبورژیت‌ها و گابروها به عنوان هدف اصلی این مطالعه، بیش‌ترین برونزد افیولیت اخیر را تشکیل می‌دهند. سنگ‌های اولترامافیک از کانی‌های الیوین و پیروکسن و سنگ‌های گابرویی از کانی‌های پیروکسن، پلاژیوکلاز و الیوین ساخته شده‌اند. سرپانتین و کلریت کانی‌های ثانویه تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها هستند. بافت‌های غالب آن‌ها گرانولار، شبکه‌ای، افیتیک و ساب افیتیک می‌باشند. شیب کلی نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی کم و نسبتاً صاف است که نشانگر تهی‌شدگی از *HREE* و غنی‌شدگی اندک از *LREE* در سنگ‌های اولترامافیکی و مافیکی از عناصر نادر خاکی نسبت به گوشته غنی شده می‌باشد و غالباً روندی مشابه با مورب غنی شده دارند. نمودارهای عناصر انتقالی *Ni, Cr, Co, V* نسبت به *La/Ce* نشان می‌دهند با افزایش عنصر *Co, Ni* میزان *La/Ce* کاهش یافته که نشان‌دهنده تفریق اولیوین می‌باشد. عدد منیزیومی بالای نمونه‌ها (۸۶.۰۲-۴۲.۹۱) نشان می‌دهد که ماگمایی سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی گوشته حاصل شده‌اند. هم‌چنین نسبت $(La/Sm)_N$ در نمونه‌ها در ۱.۳۷ تا ۰.۳۴ می‌باشد که نشان از منشأ گوشته‌ای آن‌ها دارد. نمودارهای تکتونوماگمایی حاکی از تعلق این افیولیت به محیط‌های کششی حوضه‌های درون اقیانوسی است. بنابراین به نظر می‌رسد تشکیل این افیولیت مرتبط با فروانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسه بین بلوک‌های لوت و افغان باشد.

واژه‌های کلیدی: افیولیت تهلاب، تولیتی، فروانش، زمین‌درز سیستان، تفتان

۱- پیشگفتار

افیولیت تهلاب در جنوب شرق آتشفشان تفتان، و در ۱۸۲ کیلومتری جنوب شرق شهرستان زاهدان و در حاشیه‌ی مرزی ایران و پاکستان قرار می‌گیرد. از دیدگاه تقسیمات زمین‌شناسی ایران در زون فلیش شرق ایران (زیر پهنه زمین‌درز سیستان) قرار دارد. آسان‌ترین راه دسترسی به افیولیت تهلاب، جاده آسفالت زاهدان- میرجاوه- لولکدان است که پس از طی ۷۵ کیلومتر از زاهدان به شهرستان میرجاوه و سپس با طی ۸۴ کیلومتر به پاسگاه چاه نادو می‌رسیم که با طی ۲۳ کیلومتر جاده خاکی، به محدوده مورد مطالعه می‌توان دسترسی پیدا کرد (شکل ۱- A). پراکندگی افیولیت‌ها در استان و موقعیت افیولیت تهلاب در شکل ۱- B نشان داده شده است. بر روی افیولیت تهلاب مطالعه چندانی صورت نگرفته است. تنها در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ نره نو (آدینگا و همکاران، ۱۹۷۸) به آن اشاره شده است. برخی از پژوهش‌های

انجام شده در گذشته، بر روی افیولیت‌های استان، مطالعات (سبک روح، ۱۳۹۴؛ رئیسی اردلی، ۱۳۹۴؛ قلعه نوعی، ۱۳۹۰؛ گودرزی، ۱۳۹۴؛ عطایی، ۱۳۹۴) می‌باشد. در این مطالعات اغلب این محققین بر این باورند که افیولیت‌های استان از نوع هارزبورژیتی و خیلی کم لزولیتی و با منشأ گوشته‌ای هستند. افیولیت‌های واقع در پایانه جنوبی زمین‌درز سیستان شواهد تشکیل در محیط‌های سوپراسابداکشن را نشان می‌دهند در حالی که افیولیت‌های ناحیه مکران بیش‌تر وابسته به محیط‌های مورب هستند. افیولیت‌های نصرت‌آباد نیز بیش‌تر ماهیت مورب و کمتر تمایل به محیط‌های سوپراسابداکشن نشان می‌دهند. این مطالعه جزو اولین مطالعات بر روی این افیولیت است که در آن سعی شده تا با بهره‌گیری از داده‌های صحرایی و ژئوشیمیایی منشأ و محیط تکتونوماگمایی آن مشخص شود.



شکل ۱. (A) نمایی از افیولیت تهلاب (دید به سمت جنوب غرب)، (B) پراکندگی و موقعیت افیولیت‌ها بر اساس موقعیت جغرافیایی در استان سیستان و بلوچستان

۲- روش بررسی

طی عملیات صحرایی در چندین نوبت از تمام واحدهای افیولیتی و سنگ‌های میزبان به طور هدفمند تعداد ۲۰۰ نمونه برداشت شد. سپس مقاطع نازک از آن‌ها تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان المپیوس در دو حالت نور قطبیده مسطح (PPL) و متقاطع (XPL) مورد مطالعه قرار گرفتند. پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری از

نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۱۲ نمونه با کمترین میزان دگرسانی انتخاب شدند و به شرکت (MS Analytical) کانادا، ارسال شد. در آنجا عناصر اصلی به روش XRF و عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-MS مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند (جدول ۱). سپس داده‌های به دست آمده با نرم‌افزارهای CorelDraw، Excel، Minpet، GCDKIT پردازش شدند.

جدول ۱. تجزیه نمونه‌های سنگی افیولیت تهلاب، عناصر اصلی با استفاده از روش *XRF* و عناصر فرعی با استفاده از روش *ICP-MS*.

علائم اختصاری نام سنگ‌ها عبارتند از: *Gb*=گابرو، *Ub*=ولترامافیک

Sample	Ub	Ub	Ub	Ub	Gb	Gb	Ub	Gb	Gb	Ub	Gb	Ub
SiO ₂	43.47	46.68	41.97	40.93	47.35	50.26	40.75	41.71	50.41	44.3	49	44.86
Al ₂ O ₃	2.64	14.26	2.74	1.84	14.18	16.62	0.66	1.73	15.47	3.34	16	2.63
CaO	2.64	10.78	2.31	1.84	10.99	11.92	0.92	1.67	8.83	3.23	12	2.96
Fe ₂ O ₃	8.38	9.72	8.31	8.33	9.68	10.26	8.16	8.14	11.58	8.52	10	8.64
K ₂ O	0.01	0.46	0.01	0.01	0.45	0.14	0.01	0.01	0.23	0.01	0.1	0.01
MgO	41.18	11.51	41.46	42.32	11.23	7.75	42.05	40.45	6.34	37.95	7.9	38.31
MnO	0.13	0.17	0.13	0.13	0.17	0.17	0.12	0.12	0.13	0.13	0.2	0.13
Na ₂ O	0.14	2.19	0.05	0.05	2.19	3.01	0.04	0.05	2.76	0.27	2.6	0.05
P ₂ O ₅	0.01	0.11	0.01	0.01	0.1	0.09	0.01	0.01	0.14	0.01	0	0.01
TiO ₂	0.07	0.62	0.07	0.03	0.6	1.42	0.01	0.03	1.68	0.11	1.2	0.05
Cr ₂ O ₃	0.42	0.1	0.36	0.39	0.09	0.04	0.37	0.35	0.01	0.35	0	0.37
LOI	2.7	4.09	4.17	5.41	4.06	0.26	8.89	7.42	2.38	3.07	0	3.56
Total	101.8	100.7	101.6	101.3	101.1	101.95	102	101.7	99.97	101.3	99	101.6
Ba	1	74	1	0.5	79.2	15.9	0.8	1.9	44.2	0.5	11	0.5
Cs	0.01	0.34	0.01	0.01	0.33	0.02	0.01	0.01	0.62	0.01	0	0.03
Co	95.7	39.5	92.6	97.7	38.7	39.3	94.8	95.9	38.2	96.5	43	92.6
Cr	2973	733	2425	2727	807	328	2427	2345	139	2408	339	2572
Gd	0.23	2.14	0.16	0.08	2.31	3.83	0.05	0.07	4.01	0.27	2.5	0.16
Rb	0.2	11.7	0.2	0.2	12.4	0.8	0.3	0.2	4.1	0.2	0.4	0.4
Sr	1.3	283.4	7.1	2.5	298.2	184.7	1.1	0.9	157.6	1.9	175	2.3
Th	0.05	0.28	0.05	0.05	0.38	0.05	1.43	0.52	0.71	0.05	0.1	0.05
Zr	2	21	2	2	25	51	4	2	87	2	29	2
Rb	0.2	11.7	0.2	0.2	12.4	0.8	0.3	0.2	4.1	0.2	0.4	0.4
Ts	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	0.13	0.04	0.1	0.03
Tc	0.11	0.02	0.08	0.13	0.02	0.01	0.11	0.1	0.02	0.08	0	0.08
Ni	2009	110.3	1945	2059	112.6	89.3	2116	2032	44.7	1832	100	1858
V	77	247	78	66	272	296	47	60	333	84	278	100
Hf	0.2	0.9	0.2	0.2	1.1	2	0.2	0.2	2.7	0.2	1.1	0.2
Ga	2.6	12.3	2.8	2	12.9	16	1.2	1.9	18.1	3.1	15	3.1
Ta	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Th	0.05	0.28	0.05	0.05	0.38	0.05	1.43	0.52	0.71	0.05	0.1	0.05
Nb	0.1	1.2	0.1	0.1	1.2	1.6	0.1	0.1	2.6	0.1	0.7	0.1
Y	2.1	15.6	2.2	1	16.5	27.5	0.5	1	31.3	2.8	19	2
Sn	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
W	1	1	1	1	1	1	2	2	2	1	1	1
Sc	11.9	36.8	12	10.6	36.8	37.3	8.3	10.2	36.1	14.8	37	14.8
Tm	0.04	0.26	0.03	0.03	0.28	0.41	0.01	0.02	0.49	0.05	0.3	0.04
U	0.05	0.18	0.05	0.05	0.22	0.05	0.05	0.05	0.13	0.05	0.1	0.05
La	0.2	3.9	0.1	0.1	4.3	3	0.1	0.2	4.4	0.1	1.3	0.1
Ce	0.2	9.8	0.2	0.1	10.3	9.8	0.1	0.1	12.5	0.2	4.2	0.1
Pr	0.04	1.44	0.04	0.03	1.48	1.6	0.03	0.03	2	0.06	0.8	0.03
Nd	0.2	7	0.3	0.1	7.2	8.9	0.1	0.1	10.7	0.4	4.9	0.1
Sm	0.12	2.04	0.1	0.03	2.02	3.04	0.03	0.03	3.45	0.2	2	0.07
Eu	0.04	0.72	0.06	0.03	0.71	1.12	0.03	0.03	1.25	0.08	0.9	0.03
Tb	0.06	0.43	0.05	0.03	0.45	0.78	0.01	0.03	0.86	0.08	0.6	0.05
Dy	0.32	2.77	0.35	0.16	2.94	4.92	0.05	0.17	5.52	0.45	3.5	0.33
Ho	0.07	0.59	0.08	0.03	0.64	1.04	0.01	0.04	1.18	0.11	0.8	0.07
Er	0.23	1.73	0.2	0.14	1.79	2.91	0.03	0.11	3.38	0.31	2.1	0.22
Yb	0.28	1.76	0.25	0.14	1.76	2.77	0.03	0.13	3.26	0.38	1.9	0.27
Lu	0.04	0.24	0.04	0.02	0.27	0.41	0.01	0.01	0.48	0.05	0.3	0.04
Mg#	85.73	60.04	85.9	86.02	59.51	51.34	86.13	85.76	42.91	84.51	52.08	84.28

جایگاه زمین‌شناسی و روابط صحرایی

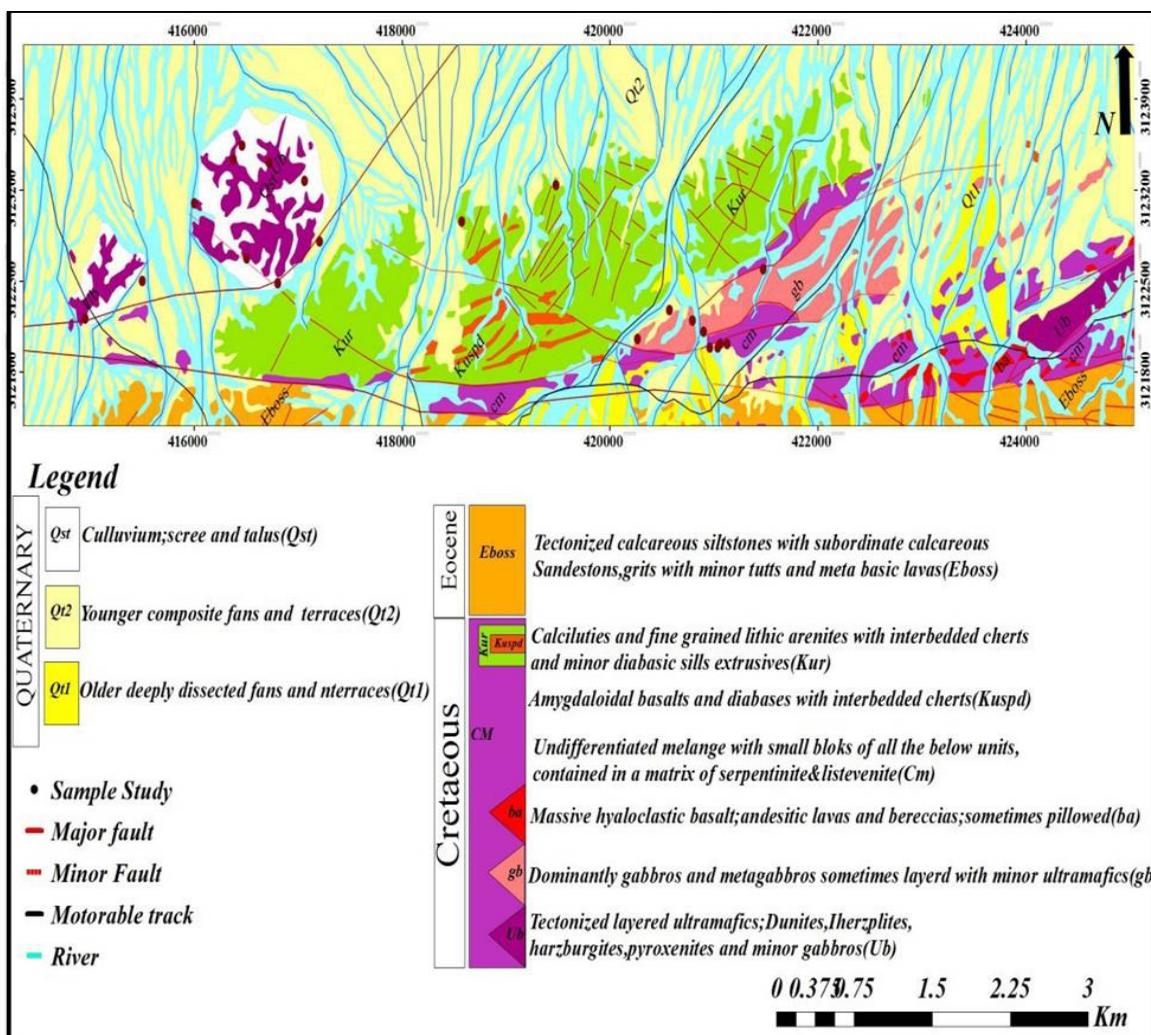
موجود در منطقه بر اساس این نقشه‌ها از قدیم به جدید به شرح زیر است.

واحدهای کرتاسه شامل مجموعه‌های آذرین هارزبورژیته و گابروی و وابسته به مجموعه‌های افیولیتی است. مجموعه‌های رسوبی اتوسن شامل ماسه‌سنگ، شیل

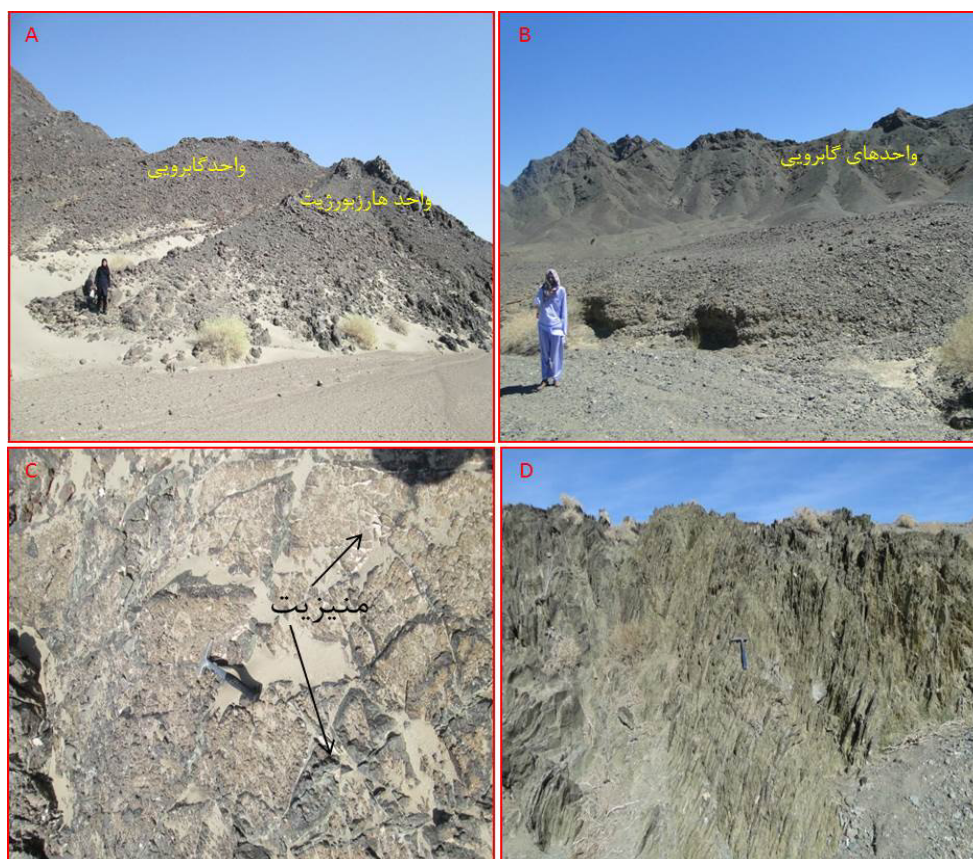
نقشه زمین‌شناسی از منطقه مورد مطالعه براساس مطالعات صحرایی، تصاویر ماهواره‌ای و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ موجود از منطقه در محیط GIS برای افیولیت تهلاب باز ترسیم گردیده است (شکل ۲). مهم‌ترین واحدهای

منطقه مورد مطالعه سالم‌تر هستند و به حالت خرد شده دیده می‌شوند. مجموعه گابرویی به صورت عدسی در مجموعه‌ی فلیشی دیده می‌شوند. سنگ‌های گابرویی در منطقه شامل میکرو گابرو، الیوین گابرو و هورنبلند گابرو هستند. از ویژگی بارز افیولیت تهلاب حضور فراوان رگچه‌های منیزیت در آن می‌باشد (شکل ۳ - C). فلیش‌ها از گسترش فراوانی در منطقه برخوردارند و بخش زیادی از منطقه را پوشش می‌دهند. این واحدها غالباً به رنگ سبز و خاکستری، عمدتاً از شیل، ماسه‌سنگ و سیلتستون با لایه‌بندی نازک هستند. واحدهای فلیشی در اغلب موارد با مجموعه‌های اولترامافیک در هم آمیخته شده‌اند (شکل ۳ - D).

فلیشی و رسوبات سیلیسی کلاستیک وابسته به فلیش‌ها می‌باشند. در افیولیت تهلاب تنها واحدهای هارزبورژیته و گابرویی به خوبی دیده می‌شود و سایر واحدهای افیولیتی در این منطقه حضور ندارند. هارزبورژیته‌ها خرد شده، شکسته و درز و شکاف فراوان دارند، در برخی نقاط سطوح برآق و در قسمت‌های شکسته شده، رنگ خاکستری تیره (سربی) دارند. این واحد حجم زیادی داشته و تفکیک آن‌ها از سایر واحدهای منطقه دشوار است (شکل ۳ - A). سنگ‌های گابرویی منطقه، رنگ قهوه‌ای، خاکستری روشن تا تیره و سبز زیتونی دارند و دانه‌بندی آن‌ها ریز تا متوسط است و دچار هوازدگی شده‌اند (شکل ۳ - B). گابروهای بخش‌های فوقانی در



شکل ۲. نقشه ساده شده زمین‌شناسی از افیولیت تهلاب باز ترسیم شده از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه (ادینگا و همکاران، ۱۹۷۸).



شکل ۳. A) واحدهای هارزبورژیتی و گابرویی افیولیت تهاب، B) واحدهای تیره رنگ و ستیغ مانند گابرویی، C) حضور رگچه‌های منیزیت در واحد گابرویی، D) واحدهای فلیشی.

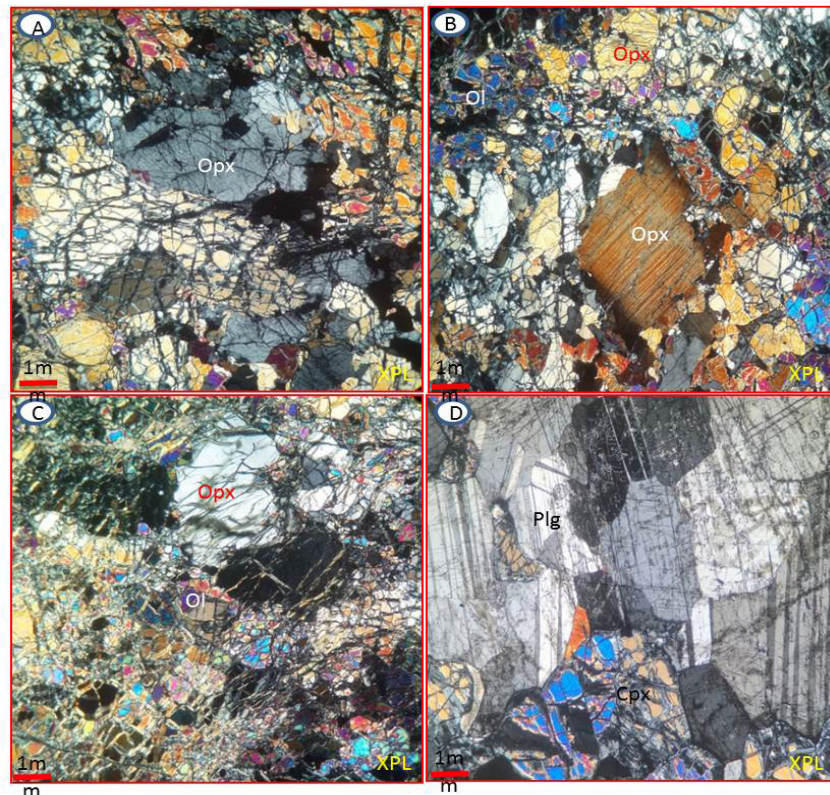
سنگ‌شناسی

ترکیب سنگ‌شناسی واحدهای سازنده افیولیت تهاب هارزبورژیت، لرزولیت، گابرو و پیروکسنیت می‌باشد. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها آلئوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است. هارزبورژیت‌ها در مقاطع میکروسکوپی دارای کانی‌های آلئوین، ارتوپیروکسن و کمی کلینوپیروکسن هستند و عموماً دارای بافت دانه‌ای اند (شکل ۴- A). آلئوین ($30\text{ wt}\%$ تا 40%)، ارتوپیروکسن ($30\text{ wt}\%$ تا 45%) و کلینوپیروکسن ($8\text{ wt}\%$ تا 10%) کانی‌های سازنده این سنگ‌ها هستند. ارتوپیروکسن از نوع برونزیت و معمولاً شکل‌دار است (شکل ۴- B). کانی‌های فرعی و ثانویه موجود در هارزبورژیت‌ها اسپینل، سرپانتین، کوارتز و کلسیت است. لرزولیت‌ها دارای کانی‌های کلینوپیروکسن ($35\text{ wt}\%$ تا 40%)، آلئوین ($55\text{ wt}\%$ تا 60%)، ارتوپیروکسن ($10\text{ wt}\%$ تا 15%) و دارای بافت دانه‌ای می‌باشند. آلئوین به صورت توپی شکل و دارای شکستگی فراوان است

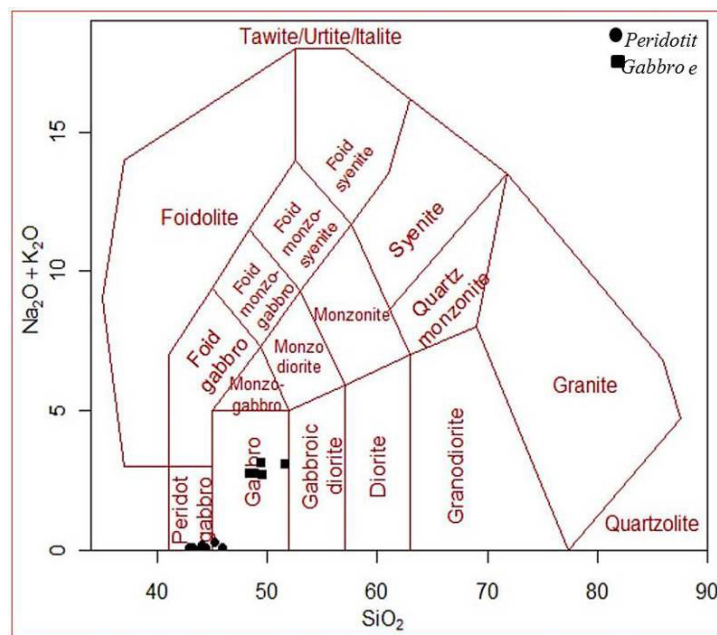
(شکل ۴- C). کانی‌های ثانویه کلریت، اکتینولیت و اکسید آهن می‌باشند. گابروها دارای کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز و بافت دانه‌ای هستند در برخی سنگ‌ها می‌توان بافت‌های آفتیک تا ساب‌آفتیک را نیز مشاهده کرد. کلینوپیروکسن ($40\text{ wt}\%$ تا 55%) معمولاً نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در این سنگ‌ها است (شکل ۴- D). پلاژیوکلاز بیش از 50% درصد حجمی و اغلب به صورت درشت و تیغه‌های شکل‌دار است.

ژئوشیمی

برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناختی افیولیت تهاب از داده‌های عناصر اصلی، فرعی و کمیاب استفاده شده است. میزان اکسید سیلیسیم سنگ‌ها بین 50.41 تا 40.75 درصد در نوسان است (جدول ۱). در نمودار طبقه‌بندی زمین‌شیمیایی (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶؛ میدل ماست، ۱۹۹۴) نمونه‌ها در محدوده پیکروگابرو تا گابرو قرار می‌گیرند (شکل ۵).



شکل ۴. گزیده‌ای از تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های سازنده افیولیت تهاب، (A) هارزبورژیت با بافت گرانولار و حضور کانی‌های ارتوپیروکسن و آلیوین در آن، (B) درشت بلورهای ارتوپیروکسن در هارزبورژیت، (C) آلیوین‌های دگرسان شده به سرپانتین و کلینوپیروکسن در لرزولیت، (D) درشت بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز در گابروها (تمام تصاویر در نور قطبیده متقاطع با بزرگنمایی ۴۰ برابر گرفته شده است و علائم بکار رفته برای کانی‌ها از (ویتنی و وانس، ۲۰۱۰).



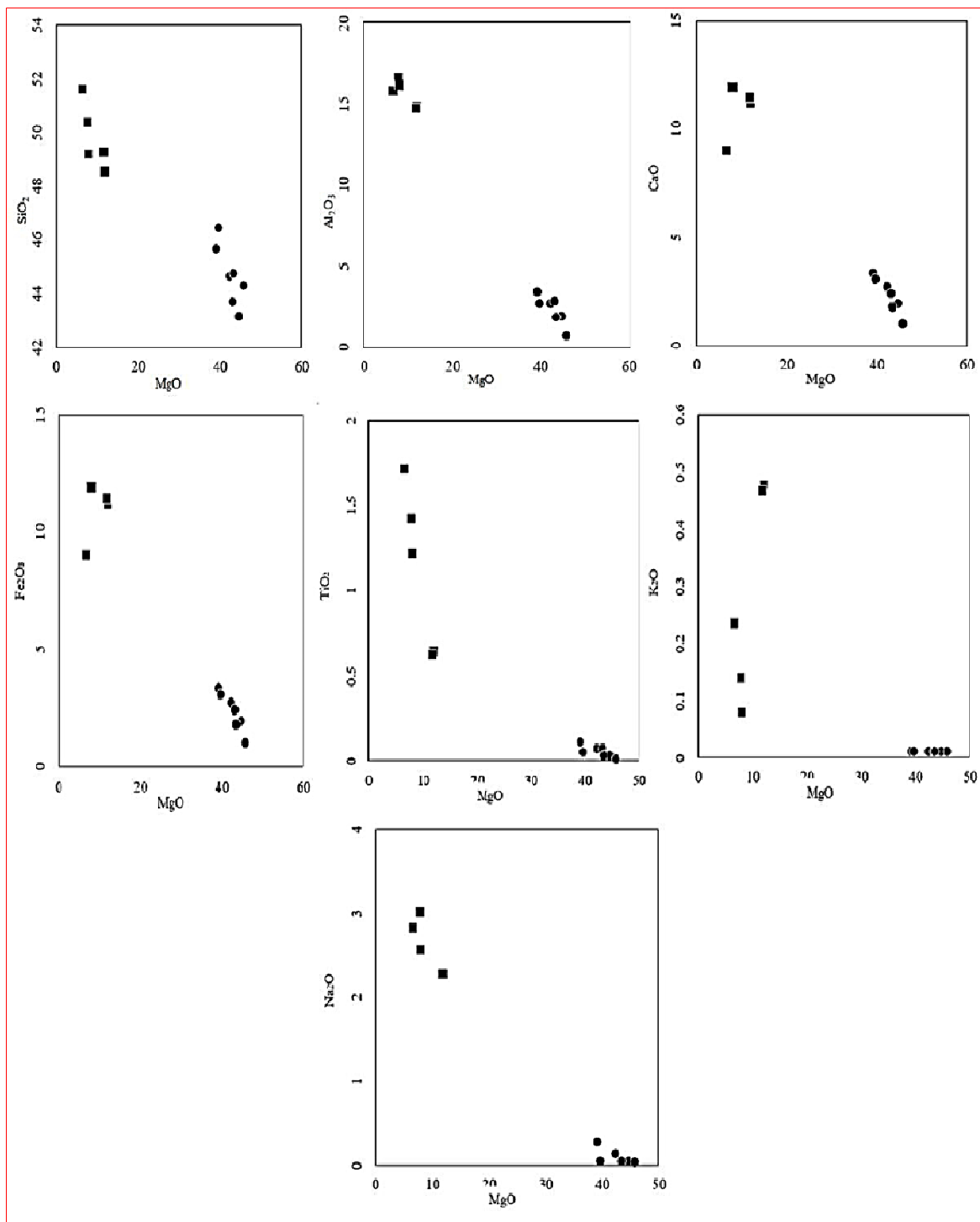
شکل ۵. نمودار TAS (اکسیدهای قلیایی در برابر سیلیس) نمودار پایه از (میدل موس، ۱۹۹۴) و پلات نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی آن، نمونه‌ها در محدوده گابرو و پیکروگابرو قرار می‌گیرند. در تمام نمودارها علائم مورد استفاده برای گابروها به صورت مربع و اولترامافیک‌ها به صورت دایره می‌باشند.

به منظور مقایسه عناصر نادر خاکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با *E-MORB* و *N-MORB* داده‌ها نسبت به مورب غنی شده و تهی شده و کندریت *CI* (سان و مک دوناق، ۱۹۸۹) به هنجار و بررسی شده‌اند (شکل‌های ۷ و ۸). عناصر نادر خاکی دارای شیب بسیار ناچیز هستند. غلظت عناصر نادر خاکی سبک طی تبلور تفریقی و عناصر نادر سنگین با ذوب بخشی کنترل می‌شوند (ویلسون، ۱۹۸۶). بالا بودن درجه ذوب بخشی، امکان ذوب کانی گارنت که دارای ضریب جدایش بالایی از عناصر نادر سنگین است، فراهم و در نتیجه فراوانی این عناصر را در ماگما ایجاد می‌کند. این امر باعث می‌گردد که اختلاف فراوانی بین عناصر نادر سبک و سنگین کمتر شود. چنین وضعیتی در الگوی این عناصر (شکل ۷) نشان از بالا بودن درجه ذوب بخشی در ناحیه منشأ این سنگ‌ها است. آنومالی چندانی در عنصر *Eu* دیده نمی‌شود. به طور کلی شیب نمودار *REE* ها تفاوت چندانی با مورب نداشته و روندی مشابه با *E-MORB* دارند. کانی‌های متداول گوشته الیوین، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، اورتوپیروکسن، گارنت و اسپینل هستند بر همین اساس فازی که بتواند عناصر *LREE* را نسبت به *HREE* متمرکز کند، وجود ندارد. بنابراین یکنواختی *LREE* و *HREE* ها حاصل درجه ذوب بخشی بالای ناحیه منشأ می‌باشد که به احتمال کانی گارنت در ذوب شرکت داشته است. روند موازی و ثابت عناصر *REE* نشان دهنده ویژگی ماگمای اولیه می‌باشد (ویلسون، ۱۹۸۶). در مقایسه الگوی عناصر کمیاب (شکل ۸) نسبت به *NMORB* غنی‌شدگی اندکی در عناصر *LREE* نسبت به *HREE* دیده می‌شود، که می‌توان آن را به نقش ذوب بخشی نسبت داد تا تفریق. *HREE* ها در نمونه‌های اولترامافیکی و گابروها، الگوی مسطح و مشابهی را با *E-MORB* دارند که دلیل بر نقش حضور گارنت در فرایند ذوب بخشی یک منبع گارنت‌دار اشاره دارد (مارتین، ۱۹۹۳). پس می‌توان بیان نمود که در منشأ گارنت وجود داشته است به این دلیل که *HREE* ها در این کانی متمرکز می‌گردند و در صورتی که گارنت وارد مذاب نشود این عناصر نیز وارد مذاب نخواهند شد و سبب تهی‌شدگی *HREE* ها در مذاب تشکیل شده می‌گردند. حال اینکه در سنگ‌های مورد مطالعه اینگونه نیست و گارنت در مذاب شرکت نموده است. در

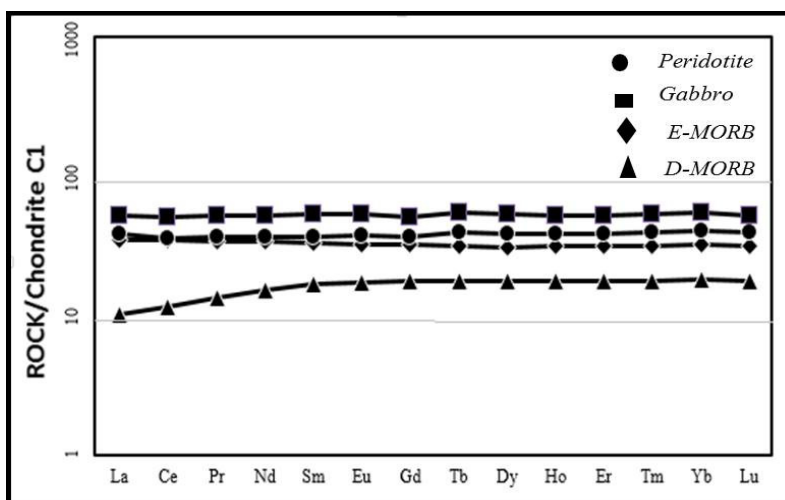
در نمودارهای تغییرات عناصر (شکل ۶) در هر نمونه در مقایسه با مقدار منیزیم، اکسید منیزیم به عنوان یک شاخص در میزان تهی‌شدگی استفاده می‌شود و هر افزایش در مقدار منیزیم نشان می‌دهد که این سنگ بیش‌تر تهی شده است (یوسل و همکاران، ۲۰۱۲). منیزیم، یک عنصر سازگار است یعنی ترجیحاً در کانی‌های الیوین، اورتوپیروکسن، کلینوپیروکسن متمرکز می‌شود نه در مایعاتی که با این کانی‌ها در حال تعادل می‌باشند. در عوض *Al* عنصری هست که تمایل به تمرکز بیش‌تر در مذاب‌های ماگمایی دارد زیرا مقادیر آن از لرزولیت و هارزبورژیت‌ها به گابروها کاسته می‌شود. بنابراین می‌توان به این نتیجه رسید که در مقایسه با اولترامافیک‌ها، گابروها فقیر از عناصر سازگار بوده و نشانه‌ای از جدایش مایعات ماگمایی می‌باشد. میزان اکسید سدیم در اولترامافیک‌ها منطقه پایین است. علت تهی‌شدگی اکسید سدیم را می‌توان به آلتراسیون کف اقیانوس نسبت داد (اسنو و دیک، ۱۹۹۵؛ نیو، ۲۰۰۴؛ پائولیک و همکاران، ۲۰۰۶). در نمودار تغییرات Al_2O_3 در مقابل *MgO* با افزایش مقدار *MgO* کاهش می‌یابد (شکل ۶). با افزایش مقدار *MgO* مقدار *CaO* کاهش می‌یابد. کلسیم از جمله عناصر ناسازگار است که در حین ذوب بخشی وارد فاز مذاب می‌شود در نتیجه در طول فرایند ذوب بخشی کلسیم وارد فازهای ماگمایی می‌شود (شکل ۶) (ویلسون، ۱۹۸۶). همبستگی قابل‌توجهی بین *MgO* و Fe_2O_3 است با افزایش مقدار *MgO* مقدار Fe_2O_3 کاهش می‌یابد. فراوانی این عنصر در بعضی از نمونه‌ها را می‌توان به مقدار بالای مگنتیت و پیروکسن در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه دانست (شکل ۶). مقدار اکسید TiO_2 با افزایش *MgO* کاهش می‌یابد زیرا این عنصر با ذوب بخشی داخل فازهای مایع می‌شود، وارد ساختمان کانی‌ها نمی‌شود مقدار بالای این اکسید در بعضی از نمونه‌ها نشان‌دهنده مقدار بالای پیروکسن در آن‌ها است زیرا تیتانیم به صورت جاننشینی وارد ساختمان کانی‌های آهن‌دار می‌شود (ویلسون، ۱۹۸۶) (شکل ۶). مقدار اکسیدهای K_2O و Na_2O با افزایش مقدار *MgO* کاهش می‌یابد زیرا این عناصر در ذوب بخشی تمایل دارند وارد فازهای مایع شوند (شکل ۶). در منطقه مورد مطالعه دو گروه سنگی وجود دارد که شامل اولترامافیک (هارزبورژیت و لرزولیت) و مافیک (گابروها) می‌باشند.

پس نسبت فراوانی عناصر کمیاب‌شان باید مشابه منشأ آن‌ها باشد (ویلسون، ۱۹۸۶). با مشاهده (شکل ۱۰) در می‌یابیم که تمام عناصر نسبت به *N-MORB* غنی شده‌تر و مشابهت بسیار نزدیک با *E-MORB* دارند.

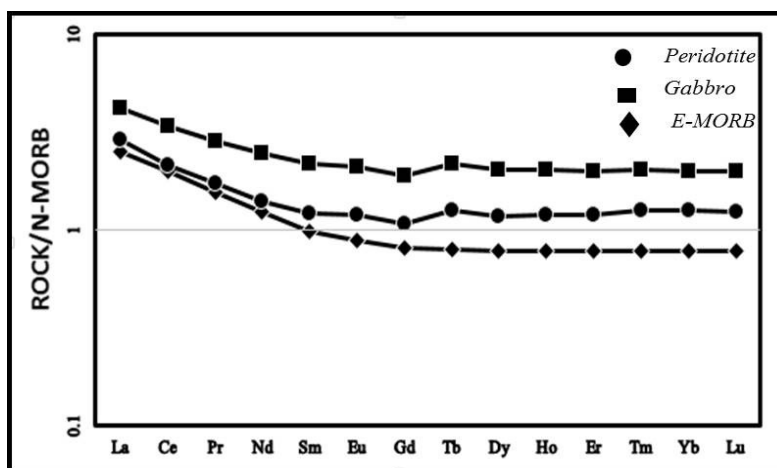
نمودارهای عنکبوتی چند عنصری، عناصر بر اساس کاهش ناسازگاری از چپ به راست روی محور افقی مرتب شده‌اند (شکل ۹). با فرض اینکه مورب‌ها به وسیله درجات نسبتاً بالایی از ذوب بخشی به وجود آمده باشند،



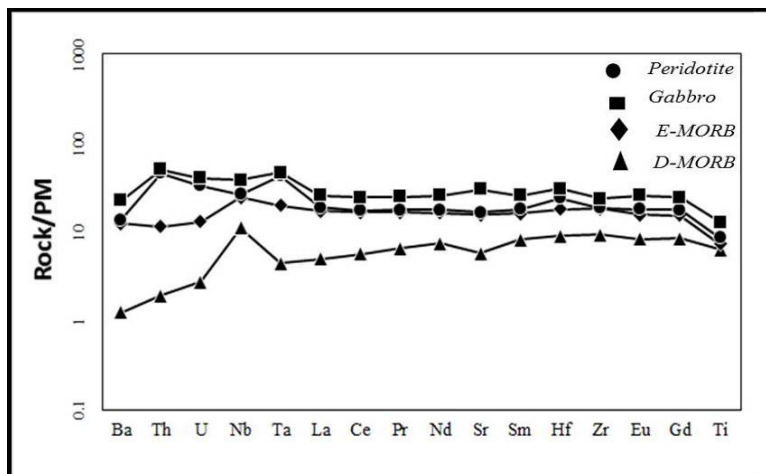
شکل ۶. نمودارهای تغییرات شیمیایی نوع هارکر، تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل *MgO* (بر حسب درصد وزنی) ترسیم شده است.



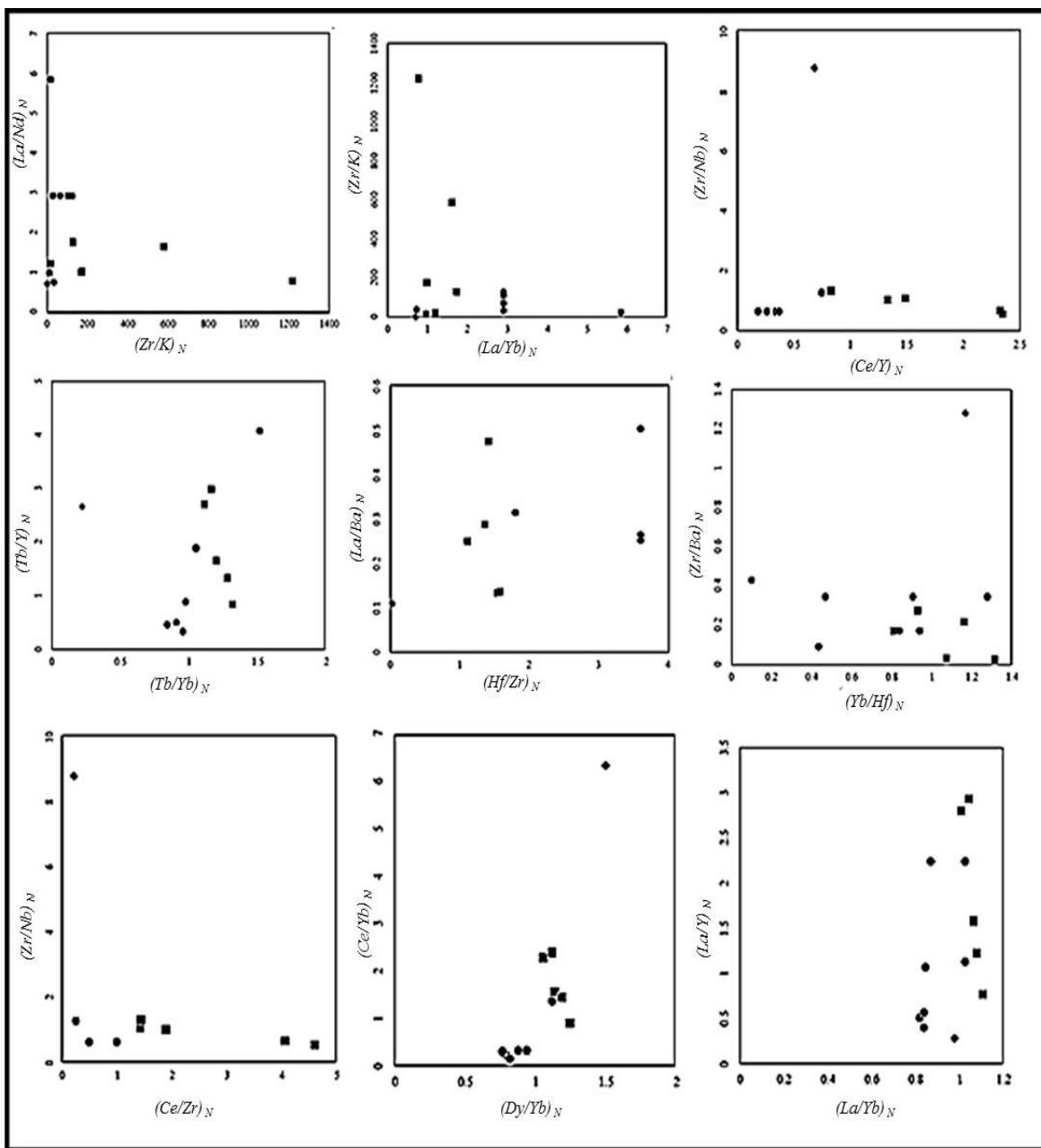
شکل ۷. الگوی عناصر کمیاب نمونه‌های اولترامافیک و گابروهای منطقه، مورب غنی شده و تهی شده، بهنجار شده نسبت به کندریت CI (سان و مک دوناق، ۱۹۸۹).



شکل ۸. الگوی عناصر کمیاب نمونه‌های اولترامافیک و گابروها منطقه و مورب غنی شده، نسبت به $NMORB$ (سان و مک دوناق، ۱۹۸۹).



شکل ۹. نمودار چند عنصری بهنجار شده نمونه‌های اولترامافیکی و گابروهای منطقه، مورب غنی شده و تهی شده، بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دوناق، ۱۹۸۹).



شکل ۱۰. نمودارهای تفکیک شیمیایی جهت مقایسه نسبت‌های عنصری نمونه‌های منطقه با مورب تهی‌شده و غنی‌شده.

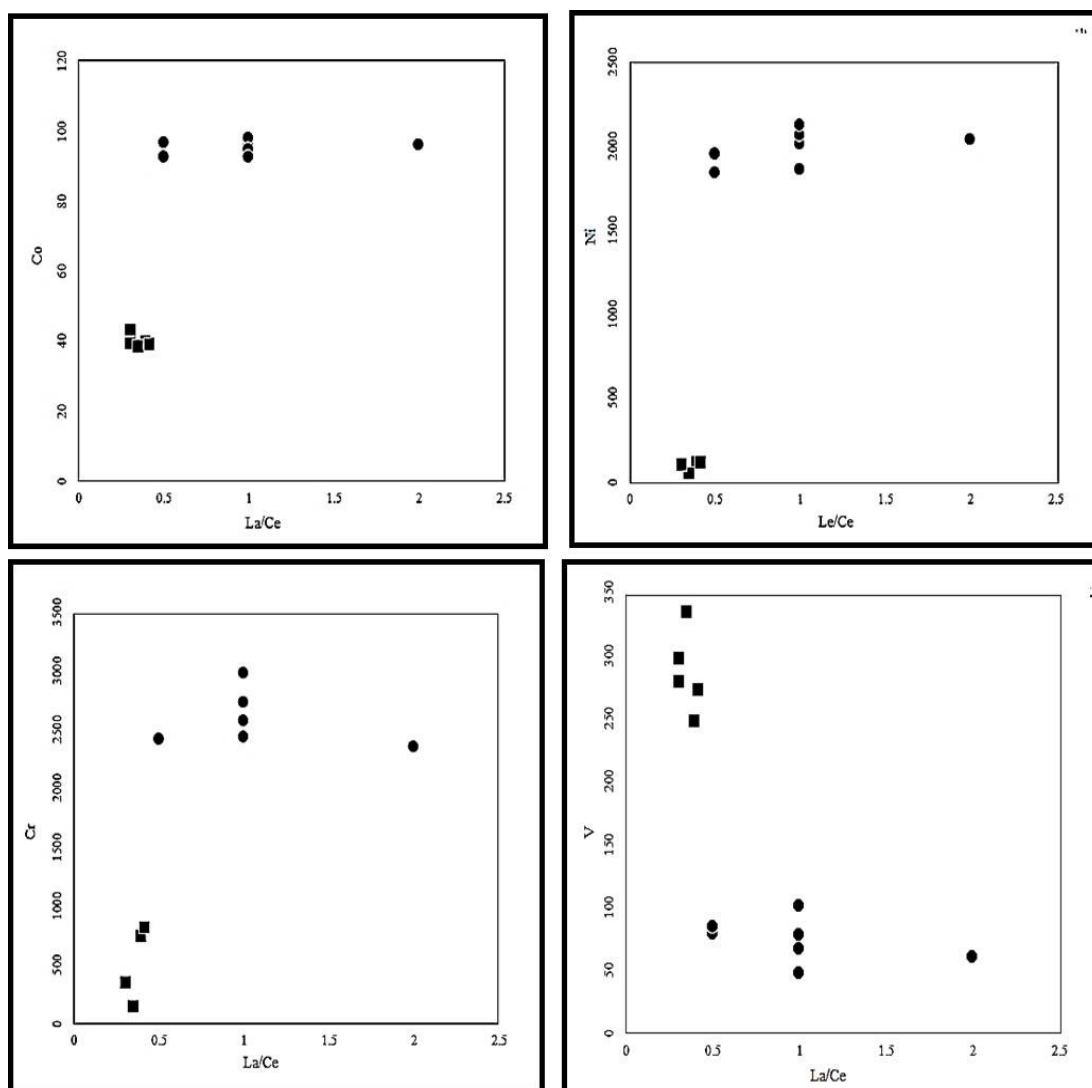
بحث

نسبت La/Ce شاخص مهمی در سنگ‌های اولترامافیک و مافیک می‌باشد و می‌تواند نشان‌دهنده ترکیب منشأ ماگما باشد (هافمن، ۱۹۸۸؛ هافمن، ۲۰۰۳؛ فیتون و همکاران، ۲۰۰۳؛ بارگان و همکاران، ۱۹۹۸). تغییرات پایین La و Ce نشان‌دهنده ناحیه منشأ هستند (ویلسون، ۱۹۸۶). تغییرات عناصر انتقالی V ، Co ، Cr ، Ni در مقابل La/Ce نشان داده شده‌اند، نسبت La/Ce در نمونه‌های تهاب در تمام این نمودارها کمتر از یک است،

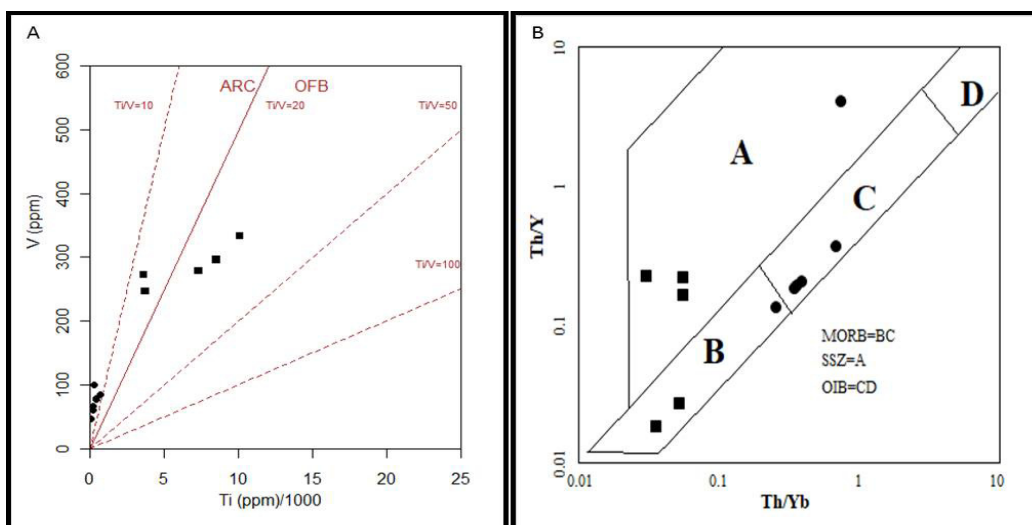
این گواه بر تشکیل سنگ‌های منطقه از یک ماگمای اولیه منشأ گرفته از گوشته می‌باشد. همچنین در ترکیب ماگمای اولیه در حدود ۳۰۰ پی‌پی‌ام عنصر نیکل وجود دارد و ماگما با چنین ویژگی‌هایی می‌تواند مذاب‌های تشکیل یافته در بخش اولیه (مراحل اولیه تفریق) گوشته باشد (وینتر، ۲۰۱۰). در سنگ‌های مورد مطالعه مقدار نیکل بیش‌تر از ۳۰۰ پی‌پی‌ام است (جدول ۱)، این نشانگر اولیه بودن ماگمای سازنده این سنگ‌ها است. نسبت $(La/Sm)_N$ تمایز بین منشأ گوشته‌ای و پوسته‌ای

(شراویس، ۱۹۸۲) استفاده شد. در این نمودار نمونه‌ها در محدوده‌های مورب تا سوپراسابداکشن (SSZ) قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ الف). این وضعیت به خوبی در نمودار (پیرس، ۱۹۸۱) مشهود است که نمونه‌های اولترامافیک در درون صفحه و نمونه‌های گابرویی در زون‌های سوپراسابداکشن قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ ب). بنابراین به نظر می‌رسد تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه مرتبط با تشکیل پوسته اقیانوسی نئوتتیس و فرورانس آن بین بلوک‌های لوت و افغان (امامعلی‌پور و همکاران، ۱۳۹۹؛ ساکانی و همکاران، ۲۰۱۰؛ تیرول و همکاران، ۱۹۸۳؛ دلاوری، ۲۰۱۳) باشد که احتیاج به مطالعات تکمیلی دارد.

را نشان می‌دهد (ویلسون، ۱۹۸۶). مقدار این نسبت در گوشته در حدود یک (سان و مک دوناق، ۱۹۸۹) و در پوسته بیش‌تر از ۴/۲۵ می‌باشد (سریواستاوا و اسنیف، ۲۰۰۴). مقدار نسبت $(La/Sm)_N$ در نمونه‌های افیولیت ته‌لاب در حدود ۰/۳۴ تا ۱/۳۷ است. نسبت‌های عناصر کم مقدار مانند Ce/Pb ، Zr/Hf برای توصیف ویژگی‌های منبع گوشته‌ای در سنگ‌های وابسته به پشته‌های میان اقیانوسی استفاده می‌شود (وینتر، ۲۰۱۰). مقایسه نسبت‌های عنصری نمونه‌های مورد مطالعه با مورب تهی شده و غنی شده قرابت نزدیکی با مورب غنی شده را نشان می‌دهند (شکل ۱۱). به منظور تشخیص جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه احتمالی تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه، از نمودار V در مقابل $Ti/100$



شکل ۱۱. نمودار تغییرات نسبت‌های عناصر انتقالی.



شکل ۱۲. A) نمودار V در مقابل $Ti/100$ (شراویس، ۱۹۸۲)، B) موقعیت سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار Th/Y در مقابل Th/Yb (مارتین، ۱۹۹۳).

تشکر و قدردانی

نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از سردبیر و داوران محترم نشریه یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی که به غنای بیش‌تر مقاله کمک نمودند، سپاسگزاری نماید.

منابع

امامعلی‌پور، ع.، نظری، ح.، اسمعیل‌زاده، م (۱۳۹۹) مروری بر ژئوشیمی و محیط تکتونیکی تشکیل پهنه‌های افیولیتی ایران، نشریه یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، دوره ۱۴، شماره ۲۷، ص ۱۵۸-۱۷۱.

رئیی اردلی، ف (۱۳۹۴) ترکیب شیمیایی سنگ‌های اولترامافیک و مافیک افیولیتی در منطقه چاه بریش، شرق ایران. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، ۱۰۵ ص.

سبک‌روح، م (۱۳۹۴) ترکیب شیمیایی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک از مجموعه افیولیتی غرب فنوج، شمال مکران ایران. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، ۹۷ ص.

عطایی، س (۱۳۹۴) ترکیب شیمیایی سنگ‌های اولترامافیک و مافیک افیولیت در منطقه چشمه رضایی- نصرت‌آباد، شرق ایران. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، ۱۰۱ ص.

قلعه‌نوعی، ر (۱۳۹۰) ژئوشیمی و منشأ کرومیت‌های پودیفرم از شمال‌غرب تا جنوب‌غرب زاهدان، جنوب‌شرق ایران. ۲۵۹ ص.

گودرزی، ر (۱۳۹۴) ژئوشیمی پریدوتیت‌ها و سنگ‌های مافیک منطقه دومک، شرق ایران، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد. ۹۰ ص.

Barragan, R., Geist, D., Hall, M., Larson, P. and Kurz, M (1998) Subduction controls on the composition of lavas from the Ecuadorian

نتیجه‌گیری

افیولیت تهلاب واقع در جنوب‌شرق آتشفشان تفتان از سنگ‌های اولترامافیک به ویژه هارزبورژیت و گابرو تشکیل شده و با مجموعه‌های فلیشی ائوسن درهم آمیخته شده است. این سنگ‌ها دارای بافت‌های غالب گرانولار، واریولیتیک و افیتیک تا ساب‌افیتیک می‌باشند. کانی‌های غالب آن‌ها آلیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است. بررسی تغییرات شیمیایی عناصر اصلی نشان از تبلور تفریقی کانی آلیوین و پیروکسن و عدم تفریق پلاژیوکلاز در آن‌ها می‌باشد. نمودارهای عناصر خاکی به هنجار شده نسبت به کندریت و مورب سنگ‌های مافیک و اولترامافیک نشان می‌دهد که آن‌ها نسبت به $N-MORB$ غنی شده‌تر و مشابهت بسیار نزدیک با $E-MORB$ دارند. نمودارهای تفکیک شیمیایی، نسبت‌های عناصر کم مقدار و تغییرات Zr, Nb, Y, Ta, U در مقابل Ti نشان می‌دهد که آن‌ها از یک ماگمای اولیه منشأ گرفته از گوشته حاصل شده‌اند. مقدار نسبت $(La/Sm)_N$ در نمونه‌های افیولیت تهلاب و نسبت‌های عناصر کم مقدار مانند $Ce/Pb, Zr/Hf$ قرابت نزدیک نمونه‌ها را با مورب غنی‌شده نشان می‌دهد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی هارزبورژیت‌ها و گابروهای افیولیت تهلاب نشان می‌دهد که ماگمای سازنده آن‌ها دارای ماهیت تولییتی است.

- Shervais, J. W (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolite lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 57: 101-108.
- Snow, J. E., and Dick H. J. B (1995) Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite. *Geo Cosmo Acta* 59, 20:4219-4235.
- Srivastava, RK. and Singh, RK (2004) Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dikes from the Indian craton: Evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 373-389.
- Sun, SS. and McDonough, WF (1989) Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition processes. In: Saunders AD, Norry MJ (Eds.), *Magma-tism in the ocean basins: Geological Society Special Publication*, 313-345.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 134-150.
- Uysal, I. E., Yalcin, E., Karsli, O., Delik, Y., Burhan, Sadiklar, M., Ottley, C.J., Tiepolo, M., and Meisel. T (2012) Coexistence of abyssal and ultra- depleted SSZ type mantle peridotites in a Neo- Tethyan Ophiolite in SW Turkey: Constraints from mineral composition, whole-rock geochemistry (major-trace-REE-PGS) and Re-Os isotope systematic. *Lithos*, 132-133: 50-69.
- Whitney JA. and Evance, F (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185-187.
- Wilson, M (1993) *Igneous Petrogenesis, a global tectonic approach*. Chapman and Hall, 466p.
- Winter, J (2010) *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Pearson Prentice Hall, 702p.
- Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 154:153-166.
- Delaloye M. and Desmons, J (1980) Ophiolites and mélange terranes in Iran: A geochronological study and its paleotectonic implications. *Tectonophysics*, 68: 83-11.
- Delavari, M (2013) Different geodynamic settings for Sistan suture zone ophiolitic units: discussion of textural evidences and mineral chemistry of crustal sequence ultramafic-mafic associations. *Petrology*, 4:39-58.
- Fitton, GJ. James, D., and Leeman, WP (1991) Basic magmatism associated with late Cenozoic in the western United State, compositional variations in space and Time. *Journal Geophysical Research*, 4: 96-86.
- Hafman, AW (1988) Chemical differentiation of the earth the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 16: 90-68.
- Hafman, AW (2003) Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. In: RW Carlson, Ed. Elsevier- Pergamon, Oxford, 42: 61-101.
- Le Bas, MJ., Le Maiter, RW., Streckeisen, A. and Zanetti, B (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali- silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Martin, H (1993) The mechanism of petrogenesis of the Archean continental crust comparison with modern processes. *Lithos*, 30: 373-388.
- Middlemost, E. A. K (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science*, 37: 215-224.
- Niu, Y (2004) Bulk- rock major and trace element composition of abyssal peridotites, implications for mantle melting, melt extraction and post- melting processes beneath Mid-Ocean Ridges. *Journal of Petrology*, 45: 2423-2458.
- Odinga, M., Liyod, B., Squire, P., Griffiths, and Cormic, P. M (1978) *Geological Quadrangle map of Naranow 1:250000*. Geological Survey of Iran.
- Paulick, H., Bach, W., Godard, M., Hoog, C. J, Suhr, G., and 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.
- Pearce, JA (1981) Static analysis of major element patterns in basalt. *Journal of Petrology*, 17: 15-43.
- Saccani E., Delavari M., Beccaluva L. and Amini S (2010) Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos*, 117: 209-228.

Petrology and geochemistry of Tahlab ophiolite, northeastern Taftan volcano***H. Biabangard^{*1}, M. Boomeri² and P. rigi³****1, 2, 3- Dept., of Geology, Faculty of sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan*** h.biabangard@science.usb.ac.ir****Recieved: 2020/3/6 Accepted: 2020/5/20******Abstract***

Tahlab ophiolite is located at the Southeastern of Taftan volcano and the Sistan suture zone. This ophiolite (Upper Cretaceous) exposed in the Flysch zone (Eocene). Harzburgites and gabbro's rocks are main part of this ophiolite that studied in this article. Ultramafic rocks have olivine and pyroxene minerals. Mafic rocks have plagioclase, pyroxene and olivine minerals. Serpentine and chlorite have secondary minerals. They are dominant granular, ophitic and sub-ophitic textures. All of REE elements in spider diagrams compared to enrichment mantle have low depletion in HREE and low enrichment to LREE, relatively flat slope, and more similar to E-MORB. Transition elements diagrams (V, Co, Cr, Ni) in against to La / Ce ratio show that differentiation of olivine mineral. High Mg number in the samples (42.91 to 86.02) shows that magma resulted from partial melting from mantle. Also $(La/Sm)_N$ in the samples are between 1.37 to 0.34 that show they are mantle source. Tectonomagmatic diagrams shows Tahlab ophiolite has belonging to extensional oceanic intraplate, so it seems this ophiolite formed by subduction of Neothytan oceanic during Cretaceous between Lut and Afghan blocks.

Keywords: *Tahlab ophiolite, tholeiite, subduction, Sistan suture zone, Taftan*