

ژئوشیمی و پتروژنز توالی پوسته‌ای مجموعه افیولیتی خبر - مروست، شمال باختری شهر بابک

اعظم سلطان محمدی^{۱*}، مرتضی خلعت‌بری جعفری^۲، محمد رهگشای^۱^۱گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران^۲پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

*مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: azamsoltanmohammadi@gmail.com

(دریافت: ۸۸/۱۰/۱۶؛ پذیرش: ۸۹/۵/۱۰)

چکیده

مجموعه افیولیتی تکتونیزه خبر - مروست بخشی از افیولیت‌های درونی ایران است که در حاشیه جنوب باختری خرده قاره ایران مرکزی و در بخش میانی کمربند افیولیتی نائین - بافت رخنمون دارد. توالی گوشته‌ای این مجموعه از سرپانتینیت و هارزبورژیت سرپانتینیتی و توالی پوسته ای درونی، در بردارنده گابرو ایزوتروپ، کمپلکس دایک‌های ورقه ای دیابازی و ترونجمیت است که توسط دایک‌های دیابازی منفرد و پگماتیت گابرو قطع شده اند. توالی آتشفشانی نیز در بردارنده گدازه بالشی، روانه صفحه‌ای بازالتی - آندزیتی و برش هیالوکلاستیک است. نمودارهای عنکبوتی به هنجار شده از آنالیزهای شیمیایی این سنگ ها نسبت به مقادیر گوشته اولیه، بیان گر غنی شدگی آن‌ها از عناصر LILE و تهی شدگی از عناصر با شدت یونی بالا (HFSE) به خصوص عنصر Nb است که مشابه الگوی ژئوشیمیایی ارائه شده در مناطق فرورانش است. بررسی نمودارهای عنکبوتی به هنجار شده نسبت به کندریت، غنی شدگی های متفاوت از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) را نشان می‌دهد که بیان گر منشاء ناهمگن ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها بوده و با الگوی فرورانش صفحه عربی به زیر خرده قاره ایران مرکزی در دوره کرتاسه فوقانی قابل توجیه است.

واژه های کلیدی: افیولیت، غنی شدگی، تهی شدگی، ناهمگن، فرورانش، ماگماتیسیم

مقدمه

گزارش زمین‌شناسی ناحیه کرمان (Dimijtrivic 1972)، پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت شهر بابک (Ghazi & Hassanipak 2000)، مجموعه‌های افیولیتی ده‌شیر - شهر بابک (امینی و کریمی ۱۳۸۴)، زمین‌شناسی و ارزیابی پتانسیل معدنی کمربند افیولیتی خمروند - شهر بابک (آفتابی و فتحی ۱۳۸۴)، ژئوشیمی و پترولوژی توده‌های نفوذی بخش دهج - خمروند (ابراهیمی شاه آبادی ۱۳۸۴)، ساختار و منشاء کمربند افیولیتی نائین - بافت (شفائی مقدم ۱۳۸۷)، از جمله دیگر مطالعات انجام شده در این ناحیه اند.

نظر به این که در محدوده مورد مطالعه، واحدهای مختلف توالی‌های افیولیتی با همبری تکتونیک رخنمون دارند و برونزد کنونی آن‌ها در روی زمین، از نظم خاصی تبعیت نکرده است لذا از واژه "مجموعه افیولیتی تکتونیزه" استفاده شده است (Juteau & Muary 1999).

در رابطه با روش‌های مطالعاتی، پس از تهیه نقشه های زمین شناسی، عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره ای، برداشت صحرائی صورت گرفت. به دنبال آن، از حدود ۶۴ نمونه سنگی مقطع نازک تهیه و در آزمایشگاه‌های دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی و سازمان

اکثر افیولیت‌های ایران، بقایایی از پوسته اقیانوسی نئوتتیس محسوب می‌شوند که افیولیت‌های خاور مدیترانه را به افیولیت‌های شمال هندوستان و هیمالیا متصل می‌کنند. بر اساس مطالعات انجام شده در اطراف و خاور مدیترانه، تشکیل بخش قابل توجهی از افیولیت‌های این ناحیه، مرتبط با فرورانش (Supra-subduction) تشخیص داده شده‌اند (Dilek & Furnes 2009). مطالعه کمپلکس‌ها و مجموعه‌های افیولیتی نه تنها در تشخیص جایگاه تکتونوماگماتیک آن‌ها مفید است، بلکه در شناخت تاریخ تحولات ژئودینامیکی پوسته ای ناحیه مورد مطالعه نیز راه گشا است. در این راستا، ژئوشیمی و پتروژنز توالی پوسته ای افیولیت تکتونیزه خبر - مروست که در حاشیه باختری خرده قاره ایران مرکزی و در بخش میانی کمربند افیولیتی نائین - بافت رخنمون دارد، مورد بررسی قرار گرفت.

در رابطه با مطالعات پیشین انجام شده در محدوده مورد مطالعه و کمربند افیولیتی نائین - بافت، می‌توان به ورقه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰.۰۰۰ انار و ۱:۱۰۰.۰۰۰ کمروند و دهج اشاره نمود.

زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مورد مطالعه و بازنگری قرار گرفت و تعداد ۱۴ نمونه جهت انجام آنالیزهای شیمیائی انتخاب شدند. نمونه‌های انتخابی، با استفاده از هاون دستی خرد و با استفاده از هاون آگات به پودر ۲۰۰ مش تبدیل شدند. پودرهای حاصل به آزمایشگاه AIS Chemex در کانادا ارسال و به روش‌های ICP-Mass و ICP- AES، جهت اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و نادر آنالیز شدند که نتایج آن در جدول ۱ ارائه شده است. این مقاله حاصل یک کار تحقیقی در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد است که در گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی در شهر یور ۱۳۸۸ به اتمام رسیده است.

جدول ۱: نتایج آنالیز نمونه‌های مجموعه افیولیتی خبر - مروست به روش ICP-MS, ICP-AES به منظور تعیین اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و کمیاب

SAMPLE	K08-34	K08-39	K08-40	K08-42	K08-46	K08-48	K08-49	K08-51	K08-52	K08-54	K08-55	K08-58	K08-60	K08-61
ROCK	And	Iso.di	Iso.di	Pgb	Tronj	Hyb	Pgb	Sh.d	Sh.d	Sh.d	P.Bas	Qz.d	P.Bas	P.Bas
NAME														
%														
SiO ₂	55.5	54.9	48.6	46.9	71.1	72.4	50.8	49.9	54.2	48.8	56.1	55.7	54.7	48.8
Al ₂ O ₃	14.65	14.00	13.90	19.15	12.45	11.20	15.25	13.65	14.95	16.00	11.10	14.80	14.15	14.70
Fe ₂ O ₃	8.58	10.70	7.47	5.25	2.17	4.91	6.46	6.94	8.28	9.64	14.30	11.65	11.75	11.10
CaO	3.70	5.47	12.15	14.40	3.51	1.72	10.45	9.34	6.40	11.70	6.10	7.30	8.20	11.30
MgO	1.48	4.23	3.32	9.10	1.88	1.56	7.21	7.73	6.87	7.66	3.62	3.40	3.52	7.96
Na ₂ O	7.50	4.25	4.25	1.03	5.37	4.29	3.45	4.43	4.45	1.98	4.30	3.74	3.88	2.05
K ₂ O	0.07	1.45	1.39	0.12	0.21	0.10	0.42	0.42	0.39	0.06	0.07	0.18	0.07	0.09
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.01	0.009	0.009	0.02	0.04	0.01	0.02	0.01	0.0098	0.0098	0.05
TiO ₂	1.03	0.67	0.64	0.18	0.65	0.30	0.27	0.32	0.48	0.55	2.37	1.73	1.42	1.20
MnO	0.12	0.18	0.21	0.11	0.05	0.07	0.13	0.14	0.15	0.23	0.24	0.20	0.20	0.19
P ₂ O ₅	0.30	0.20	0.09	0.06	0.16	0.03	0.01	0.02	0.02	0.09	0.15	0.24	0.16	0.06
SrO	0.01	0.03	0.05	0.05	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02
LOI	4.00	2.80	8.48	3.48	2.69	2.36	4.95	6.85	4.51	1.66	1.28	0.97	1.77	2.41
ppm														
Sr	51.2	299	447	420	166.0	71.7	81.5	89.1	60.5	203	59.9	278	83.9	154.5
Ba	70.6	384	134.5	33.7	28.7	29.4	117.5	49.5	25.1	199.5	95.2	142.5	61.3	87.1
Y	24.6	18.1	20.5	6.5	24.4	36.3	8.7	9.0	12.7	12.8	40.2	30.5	28.1	23.5
Zr	82	56	42	10	93	69	14	13	17	29	128	104	66	59
Co	19.1	34.1	25.3	27.5	9.5	3.0	30.8	31.6	33.7	44.7	36.5	31.3	28.1	49.1
V	303	300	291	127	92	5	185	218	246	253	527	459	387	352
Ni	10	39	27	83	5	5	93	91	52	38	20	10	12	104
Cr	20	50	40	40	20	10	130	240	60	80	100	50	50	340
Zn	92	214	86	46	17	69	322	70	63	147	292	199	190	182
Cu	30	60	21	62	10	7	34	24	21	107	45	101	86	61

And. Andesite; Iso.di, Isolated diabase dike; Pgb, Pegmatite gabbro dike; Tronj; Trondhjemite, Hyb; Hyaloclastic breccia Sh.d, sheeted dike; P. bas, Pillow basalt; Qz.d, Quartz diorite.

SAMPLE	K08-34	K08-39	K08-40	K08-42	K08-46	K08-48	K08-49	K08-51	K08-52	K08-54	K08-55	K08-58	K08-60	K08-61
ROCK	And	Iso.di	Iso.di	Ppgb	Tronj	Hyb	Pgb	Sh.d	Sh.d	Sh.d	P.bas	Qz.d	P.bas	P.bas
NAME														
ppm														
Rb	1.3	14	31.3	1.3	2.7	0.8	5.2	5.4	5.6	1.5	1.3	2.6	1.2	1.3
Nb	2.1	1.5	1.2	0.2	2.4	1.0	0.3	0.2	0.3	0.4	3.4	1.3	1.1	1.3
Mo	2	1.97	1.95	1.99	1.91	1.97	1.96	1.92	1.98	2	4	3	3	2
Sn	1	0.98	1	0.97	1	0.96	0.95	0.97	0.94	0.99	1	1	1	1
Cs	0.05	0.12	0.69	0.17	0.05	0.04	0.064	1.08	0.67	0.08	0.05	0.06	0.09	0.04
La	8.0	5.7	4.5	0.5	6.6	1.3	0.5	0.48	0.49	1.4	6.3	5.2	3.1	2.6
Ce	19.3	12.2	10.4	1.6	15.8	5.6	1.5	1.3	1.5	4.7	17.1	13.19	9.2	7.8
Pr	2.73	1.65	1.42	0.27	2.20	1.05	0.26	0.24	.27	0.67	2.72	2.14	1.53	1.28
Nd	12.5	7.7	6.7	1.5	9.9	6.1	1.4	1.4	1.7	3.6	13.8	10.8	8.3	6.6
Sm	3.42	1.12	1.92	0.59	2.76	2.68	0.63	0.62	0.74	1.29	4.43	3.35	2.85	2.32
Eu	1.16	0.78	0.70	0.31	0.92	0.96	0.29	0.26	0.33	0.53	1.46	1.35	1.23	0.92
Gd	3.82	2.66	2.45	0.84	3.31	3.82	0.92	0.94	1.26	1.71	5.49	4.17	3.76	3.05
Tb	0.69	0.46	0.44	0.16	0.62	0.80	0.19	0.19	0.27	0.32	1.02	0.81	0.74	0.60
Dy	4.41	3.06	3.14	1.23	4.10	6.00	1.41	1.53	2.06	2.28	6.96	5.39	4.98	4.11
Ho	0.98	0.67	0.74	0.27	0.94	1.38	0.33	0.34	0.49	0.50	1.53	1.20	1.04	0.91
Er	2.77	2.02	2.16	0.77	2.88	4.24	1.01	1.09	1.47	1.44	4.53	3.50	3.18	2.60
Tm	0.41	0.30	0.32	0.10	0.43	0.65	0.15	0.15	0.23	0.20	0.67	0.52	0.47	0.38
Ti	6173.81	4015.973	3836.154	1078.918	3896.094	1798.197	1618.377	1918.077	2877.115	3296.695	14205.76	10369.6	5811.466	7192.788
Yb	2.68	1.98	2.03	0.71	2.86	4.39	0.99	1.09	1.5	1.43	4.37	3.45	3.13	2.51
Lu	0.42	0.32	0.32	0.10	0.44	0.70	0.16	0.17	0.24	0.20	0.65	0.52	0.48	0.38
Hf	2.4	1.7	1.2	0.3	2.8	2.5	0.5	0.5	0.6	0.9	3.4	2.9	2.0	1.7
Ta	0.1	0.098	0.099	0.097	0.1	0.098	0.097	0.099	0.1	0.099	0.2	0.1	0.098	0.099
W	1	2	1	2	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1
Pb	114	84	11	16	5	5	122	15	7	47	246	94	42	201
Th	1.61	1.11	0.79	0.05	1.39	0.17	0.08	0.05	0.12	0.17	0.44	0.69	0.30	0.19
U	0.53	0.41	0.40	0.05	0.45	0.13	0.08	0.06	0.07	0.10	0.51	0.24	0.26	0.12
La/Yb _(n)	2.141	2.064	1.590	0.505	1.655	0.212	0.362	0.315	0.234	0.702	1.034	1.081	0.710	0.743
La/Sm _(n)	1.510	1.735	1.513	0.547	1.543	0.313	0.512	0.499	0.427	0.7006	0.918	1.002	0.702	0.723
Sm/Yb _(n)	1.417	1.189	1.050	0.9233	1.0722	0.678	0.707	0.632	0.5481	1.002	1.126	1.078	1.001	1.027
Ce/Sm _(n)	1.410	1.438	1.354	0.677	1.431	0.522	0.595	0.524	0.506	0.910	0.960	1.0373	0.807	0.840

And. Andesite; Iso.di, Isolated diabase dike; Pgb, Pegmatite gabbro dike; Tronj; Trondhjemite, Hyb; Hyaloclastic breccia Sh.d, sheeted dike; P. bas, Pillow basalt; Qz.d, Quartz diorite

درونی نیز دربردارنده گابروی ایزوتروپ است که به طور عمده در اطراف کوه سبز رخنمون دارند. این سنگ‌ها ترکیب غالب البوین گابرو داشته و توسط نفوذی‌هایی از پگماتیت گابرو (شکل ۴-ب) قطع شده اند.

در حوالی چاه‌بنه و تل چهل‌ملک، کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی رخنمونی گسترده دارد و همبری آن‌ها با پریدوتیت‌های سرپانتینیتی و سنگ آهک پلاژیک به‌طور کامل تکتونیکی است. ترکیب عمومی دایک‌ها به طور عمده دیاباز و دیاباز کوارتزدار است که توسط نفوذی‌های کوچک با ترکیب کوارتز دیوریت-کوارتز مونوزدیوریت و نفوذی‌های پگماتیت گابروی قطع شده اند. سنگ‌های آتشفشانی نیز از گدازه بالشی، روانه صفحه‌ای و برش هیالوکلاستیک تشکیل شده‌است که ترکیب عمومی بازالتی تا آندزیتی دارند. در مناطقی مانند تل چهل‌ملک (شکل ۴-ج)، گدازه‌ها دارای همبری عادی با کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی اند، اما رخنمون اصلی گدازه‌های بالشی را می‌توان در ارتفاعات تل‌سرخ پیدا نمود (شکل ۴-د). در اطراف چاه‌بنه، برش‌های هیالوکلاستیک به صورت بلوک‌هایی نابرجا و تکتونیزه مابین کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی دیده می‌شوند. در این مناطق توده‌های نفوذی کوچک و روشن رنگ ترونجمیت، دایک‌های ورقه‌ای دیابازی را قطع کرده اند.

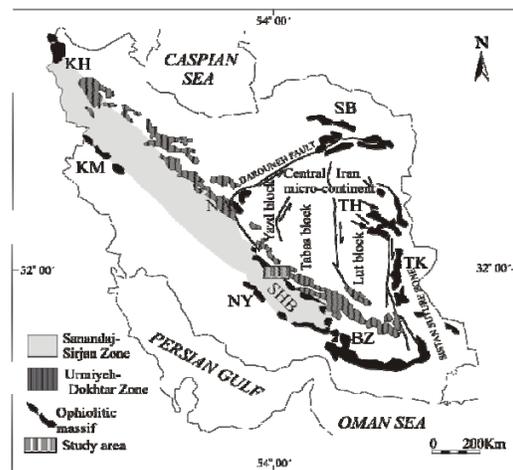
روانه‌های ورقه‌ای به صورتی گسترده در حوالی تل‌سرخ همراه با میان لایه‌هایی از رادیولاریت و سنگ آهک پلاژیک برونزد دارند. بر پایه بررسی‌های دیرینه‌شناسی سنگ آهک‌های پلاژیک، میکروفوناهای زیر با سن کرتاسه‌پسین (ماستریشین) شناسایی شده اند:

Gansserina gansseri, *Globotruncana ventricosa*,
Globotruncana arca, *Glonita sabspinosa*, *Glonita stuarti*,
Rosita contusa, *Globotruncanella citae*.

لازم به ذکر است که گدازه‌های بازالتی جوان‌تر با سن احتمالی ائوسن، در بخش‌های فوقانی بر روی مجموعه افیولیتی جای گیر شده و یا دایک‌های منتج از آن‌ها این مجموعه را قطع نموده اند. مطالعات انجام شده بیان‌گر خصوصیات ژئوشیمیایی متفاوت این دسته از سنگ‌ها با واحدهای آتشفشانی مرتبط با مجموعه افیولیتی خبر- مروست است (Soltanmohammadi et al. 2009). در مجموع تمامی واحدهای مرتبط با مجموعه افیولیتی تکتونیزه خبر- مروست توسط فلیش‌های کرتاسه پسین- ائوسن در باختر دره چاه‌بنه پوشیده شده اند (نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰ دهج).

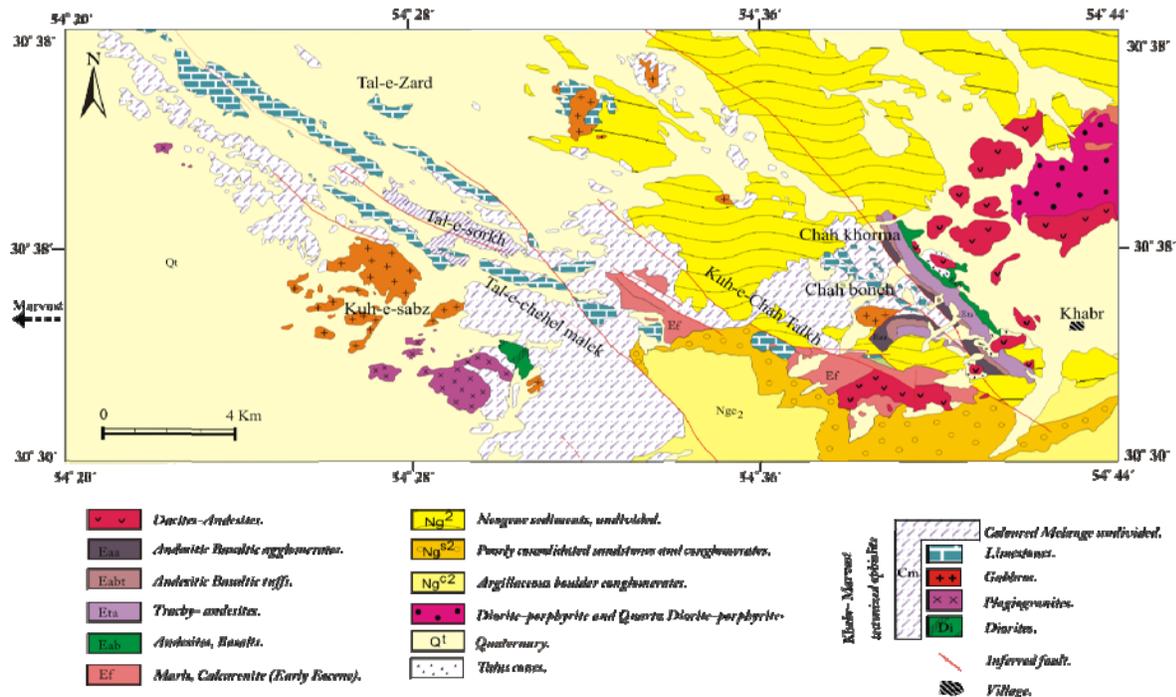
زمین‌شناسی عمومی محدوده مورد مطالعه

مجموعه افیولیتی تکتونیزه خبر- مروست بین طول‌های جغرافیایی ۵۴ درجه و ۲۰ دقیقه تا ۵۴ درجه و ۴۴ دقیقه خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۳۰ درجه و ۳۰ دقیقه تا ۳۰ درجه و ۳۸ دقیقه شمالی، در فاصله ۷۰ کیلومتری شمال باختری شهر بابک رخنمون دارد (شکل ۱). همان‌گونه که ذکر شد، این مجموعه افیولیتی بخشی از افیولیت‌های درونی ایران است که در حاشیه جنوب باختری خرده قاره ایران مرکزی و در میانه کمربند افیولیتی نائین-بافت رخنمون دارد. نوار ماگمایی دهج- ساردوئیه در حاشیه شمال خاوری این مجموعه واقع شده و کمپلکس‌های دگرگونی مروست و هرات به ترتیب در باختر و جنوب باختری آن و به واسطه گسل‌های راست‌الغز که از شاخه‌های فرعی گسل دهشیر- بافت محسوب می‌شوند، برونزد دارند (Dimitrijevic, 1972).



شکل ۱- پراکنندگی مجموعه‌های افیولیتی در ایران (Emami et al. 1993) و موقعیت مجموعه افیولیتی خبر- مروست نسبت به واحدهای اصلی تکتونیکی در ایران (Ghasemi & Talbot 2006). مجموعه‌های افیولیتی معرفی شده عبارت‌اند از KH افیولیت خوی، KM افیولیت کرمانشاه، NA افیولیت نائین، SHB افیولیت شهرابک، NY افیولیت نیریز، BZ افیولیت بزمان، SB افیولیت سبزوار، TK افیولیت تچهل کوره، TH افیولیت تربت حیدریه.

در شکل ۲، نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه و برگرفته از برگه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ دهج و کمروند نشان داده شده‌است. ارتباط واحدهای سنگی در روی زمین تکتونیزه است (شکل ۳). بقایای تکتونیزه توالی گوشته ای مجموعه افیولیتی از سرپانتینیت و هارزبورژیت سرپانتینیتی تشکیل شده که توسط دایک‌های دیابازی منفرد (شکل ۴-الف) و پگماتیت گابرو قطع شده اند. توالی پوسته‌ای



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی شماتیک از محدوده مورد مطالعه، بر گرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ دهج و کم‌رود با تغییر.



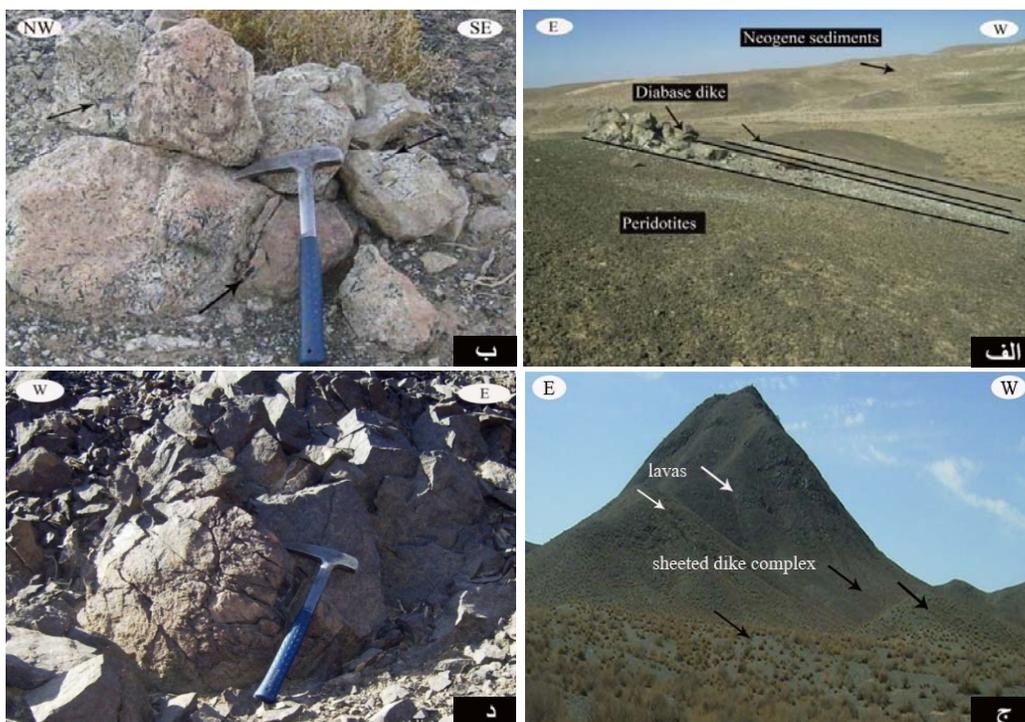
شکل ۳: نمایی عمومی از واحدهای عمومی افیولیت تکتونیزه خبر- مروست در دره چاه‌بنه.

پتروگرافی

محصولات دگرسانی است که به صورت ثانویه و بر اثر دگرسانی دیوپسید تشکیل شده‌است. کانی‌های فلزی کمتر از ۱٪ حجم این دسته از سنگ‌ها را تشکیل داده‌اند. همان‌گونه که ذکر شد، کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای، دارای ترکیب دیاباز تا دیاباز کوارتز دار، بافت اینترگرانولار، افیتیک تا ساب افیتیک اند (شکل ۵- ب). پلاژیوکلاز ساب هدرال ۶۰ - ۵۰٪ از مقطع میکروسکوپی را تشکیل می‌دهد. کلینوپیروکسن (دیوپسید) نیز در بیشتر موارد به ترمولیت-اکتینولیت، کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌است. اسفن و کانی‌های اپک نیز از کانی‌های همراه محسوب می‌شوند. در مواردی نیز پلاژیوکلاز به مجموعه‌ای از کانی‌های رسی و اپیدوت جانشین شده‌است. دایک دیابازی کوارتزار نیز مجموعه کانیای

برپایه بررسی‌های میکروسکوپی، تنوع سنگ‌شناختی در بخش پوسته‌ای مجموعه افیولیتی تکتونیزه خبر- مروست دیده می‌شود. گابرو ایزوتروپ به طور غالب ترکیب الیوین گابرو را دارد. بافت این دسته از سنگ‌ها هترادکومولا است و از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز (لابرادوریت-بیتونیت ۴۵٪)، کلینوپیروکسن (دیوپسید ۳۰-۴۰٪) و الیوین (۱۵٪) تشکیل شده‌اند. در این سنگ‌ها الیوین ابتدا و سپس دیوپسید تشکیل شده‌است به طوری که می‌توان انکلوزیون‌های دیوپسید را در پلاژیوکلاز ملاحظه نمود (شکل ۵- الف)، که نشان‌دهنده محیط پرفشار برای تشکیل این دسته از سنگ‌ها است (Parlak et al. 1996). به علاوه آمفیبول‌های ماگمایی در مراحل آخر فرایند تفریق، کانی‌های مذکور را در بر گرفته و ایجاد بافت هترادکومولا را نموده‌اند. کلریت نیز از

مشابهی با دیباز دارد با این تفاوت که بلورهای بی‌شکل کوارتز نیز در آنها تشکیل شده‌اند.



شکل ۴- الف) رخنمون دایک‌های دیبازی منفرد در پریدوتیت‌های سرپانتینیته‌ی چاه خرما. ب) رخنمون پگماتیت گابرو، دامنه خاوری تل سرخ ج) همبری عادی گدازه‌های بازالتی بر روی دایک‌های ورقه‌ای دیبازی در ارتفاعات تل چهل‌ملک د) نمائی نزدیک از گدازه‌بالی، تل سرخ.

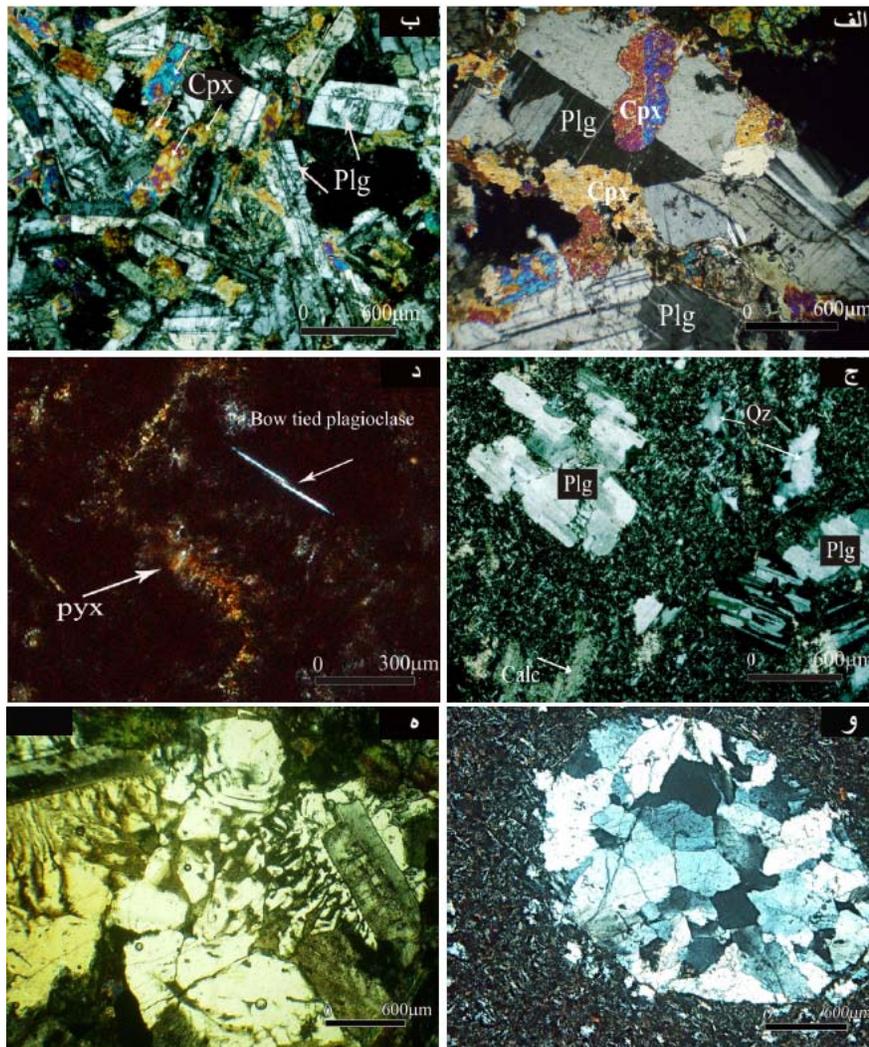
در برخی از مقاطع میکروسکوپی، پلاژیوکلازها به صورت گلومروکریست دیده می‌شوند. در مقاطع میکروسکوپی مربوط به حاشیه گدازه‌های بالشی، علاوه بر فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، میکروولیت‌های پلاژیوکلاز نیز با شکل‌های گره‌کراواتی (شکل ۵-د) و کلینوپیروکسن به صورت دم‌خروسی، شکل گرفته‌اند. این شکل‌ها بیان‌گر نرخ سریع تبلور این کانی‌ها است که نشان‌دهنده تبلور در محیط کف دریا است (Juteau & Muary 1999, Shelley 1993). در مقاطع میکروسکوپی بازالت‌های حفره‌دار، خمیره از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده‌است. کوارتز به صورت ثانویه در حفره‌ها و به صورتی پراکنده در خمیره به چشم می‌خورد (شکل ۵-و). برش آندزیتی دارای بافت میکروسکوپی لیتوکلاستیک-کریستالوکلاستیک است و پلاژیوکلاز در شکل‌های فنوکلاست، متوسط بلور ولی زاویه دار و ریزبلور دیده می‌شود. خرده‌های بلورین کوارتز به صورتی فرعی دیده شده و کلریت، اپیدوت و اسمکتیت نیز در اثر دگرسانی شیشه تشکیل شده‌اند.

ژئوشیمی

نتایج آنالیز ۱۴ نمونه، شامل اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و نادر مربوط به گروه‌های مختلف سنگ شناختی از مجموعه افیولیتی خبر-

در مقاطع میکروسکوپی کوارتز دیوریت-کوارتز مونوزودیوریت، کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و کوارتز (<20٪) است. آلکالی فلدسپار در اثر هم‌رشدی با کوارتز، بافت میکروپگماتیت گرافیک تشکیل داده‌است (شکل ۵-ه). کلینوپیروکسن (<10٪) کانی فرعی است که در اثر اورالیتی شدن به آمفیبول‌های دمای پایین مانند ترمولیت-اکتینولیت دگرسان شده‌است. ترکیب پتروگرافی روانه‌های صفحه‌ای، گدازه‌های بالشی و قطعه‌های برش‌های هیالوکلاستیک، از بازالت تا آندزیت متغیر است و تحت تاثیر درجاتی از دگرسانی‌های هیدروترمال کف دریا قرار گرفته‌اند. تبدیل کلینوپیروکسن به سوزن‌های ترمولیت-اکتینولیت و یا کلریت و دگرسانی پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی، پرهنیت و اپیدوت را می‌توان در این راستا در نظر گرفت. مقاطع میکروسکوپی روانه‌های صفحه‌ای با ترکیب آندزیتی، بافت پورفیریک-گلومروپورفیریک نشان داده و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در خمیره‌های شیشه‌ای-میکروولیتی پراکنده‌اند (شکل ۵-ج). ریزبلورهای کوارتز و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز به صورتی پراکنده در خمیره دیده می‌شوند. بخش شیشه‌ای خمیره به کلریت، اسمکتیت و اپاک دگرسان شده‌است. گدازه‌های بالشی دارای بافت‌های حفره‌ای تا شیشه‌ای در حاشیه و بافت و اینترسرتال در بخش‌های داخلی هستند.

مروست در جدول ۱ ارائه شده است.



شکل ۵: تصویرهای میکروسکوپی (الف) کلینوپروکسن به صورت پوئی کیلیتیک در بلورهای خودشکل پلاژیوکلاز از الیوین گابروی ایزوتروپ (ب) بافت سابافیتیک- افیتیک در دیباز (ج) فنوکریستهای پلاژیوکلاز در خمیره میکرولیتی روانه صفحه‌ای (د) بلورهای گره کراواتی پلاژیوکلاز و تاج خروسی کلینوپروکسن از حاشیه گدازه‌بالی. (و) حفره پر شده توسط کوارتز ثانویه نمونه‌ای در گدازه‌بالی حفره‌دار. (ه) تشکیل بافت گرافیکی در اثر درهم‌رشدی بلورهای کوارتز و آلکالی فلدسپار در دایک کوارتز دیوریتی- کوارتز موزودوریتی.

مقادیر گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) نشان داده شده‌اند. همان‌طور که در این نمودار ملاحظه می‌شود، نمونه‌های مجموعه افیولیتی تکتونیزه خبر- مروست از عناصر با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند Cs, Rb, Ba, U, Pb غنی شده‌اند، در حالی که عناصر با شدت یونی بالا (HFSE) مانند Nb در تمامی نمونه‌ها و عناصر Ta, Ti در برخی از نمونه‌ها تهی شدگی دارند. با وجود این که شباهت‌هایی در الگوی تمرکز عناصر کمیاب دیده می‌شود، اما تمرکز عناصر نادر خاکی آن‌ها متفاوت است. الگوهای به‌هنجار شده با مقادیر کندریت (Sun & McDonough, 1989)، روندهای متفاوتی را نشان می‌دهند (شکل ۸).

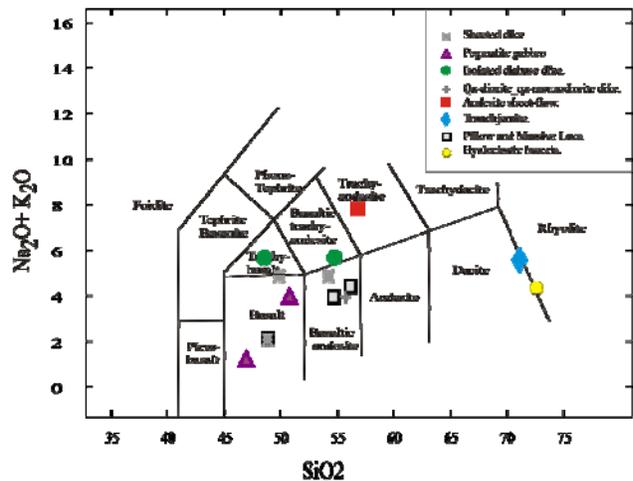
از آن‌جا که کمپلکس‌های افیولیتی به‌طور معمول دگرسانی کف دریا متحمل می‌شوند، معادالک بایستی در استفاده از نمودارهای نام‌گذاری که بر پایه اکسیدهای اصلی به خصوص الکان‌ها قرار دارند، احتیاط کرد. جهت مقایسه و در شکل ۶، موقعیت نمونه‌های مختلف بر روی نمودار نام‌گذاری (Le Bas *et al.*, 1986) نشان داده شده است اما به دلیل دگرسانی مذکور، هم‌چنان مبنای دسته بندی واحدهای مختلف سنگی در این مقاله بر پایه برداشت روی زمین و مطالعه سنگ‌نگاری میکروسکوپی است. در شکل ۷، نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده آنالیزها، نسبت به

تمرکز عناصر نادر خاکی در پگماتیت گابرو و کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی مشابه یکدیگر است. میزان تمرکز عناصر نادر خاکی سبک (LREE) در این دسته از سنگ‌ها نشان از تهی‌شدگی آن‌ها نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) را دارد. پگماتیت گابرو با مقادیر $La_{(n)}/Yb_{(n)} = 0.3-0.5$ و دایک‌های ورقه‌ای دیابازی با مقادیر $La_{(n)}/Yb_{(n)} = 0.23-0.70$ الگویی مشابه با تمرکز عناصر نادر خاکی در N-MORB دارند، ولی میزان تمرکز عناصر نادر خاکی سبک به مراتب کمتر از آن‌هاست. در مقابل میزان تمرکز عناصر نادر خاکی سبک در دایک‌های دیابازی منفرد نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین ($La_{(n)}/Yb_{(n)} = 1.59-2.06$) بیشتر بوده و مشابه E-MORB است.

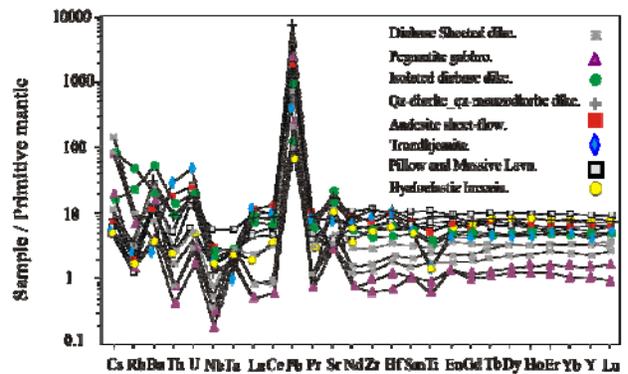
هیالوکلاستیک، تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک نشان می‌دهد ($La_{(n)}/Yb_{(n)} \sim 0.2$) و روند آن مشابه N-MORB است (LREE < MREE < HREE). روانه‌صفحه‌ای و گدازه‌بالشی دارای غنی‌شدگی مشابه از عناصر نادر بوده و روند خطی دارند ($1.3-0.7$). اما نمودار عنکبوتی روانه‌صفحه‌ای در ترازوی بالاتر از سایر نمونه‌ها واقع شده و غنی‌شدگی آن متمایل به E-MORB است.

اختلاف در تمرکز الگوهای به‌هنجار شده از عناصر نادر خاکی در سنگ‌های نام‌برده می‌تواند به دلیل نقش فازهای کانیائی برجا (residual phase) در منبع گوشته‌ای سازنده ماگما/ماگماهای این دسته از سنگ‌ها نیز باشد. به طور کلی ضریب مشارکت عناصر (partition coefficient) در ترکیب کانی‌ها متفاوت است (Wilson, 1989). عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سبک (LREE) تمایل بیشتری برای مشارکت و تمرکز در ترکیب کانی‌گارت را دارند. بنابراین در منبع گوشته‌ای که دارای گارت است (residual phase) عناصر نادر خاکی سنگین در فاز کانیائی گارت باقی می‌مانند و در جریان ذوب بخشی گوشته، این عناصر در ترکیب ماگما مشارکت نمی‌کنند. بنابراین می‌توان انتظار داشت که در الگوهای به‌هنجار شده از سنگ‌های ماگماتیک حاصل، نسبت LREE/HREE بالا باشد. از طرفی تمایل عناصر نادر خاکی سبک (LREE) برای مشارکت در ترکیب کانی‌های اصلی منبع گوشته‌ای مانند الیوین، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن بالا است که در این میان ضریب مشارکت عناصر نادر خاکی سبک در کلینوپیروکسن بالاتر است (Wilson, 1989). کاهش نسبت LREE/HREE در نمونه پگماتیت گابرو و کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی در منطقه مورد مطالعه می‌تواند معرف نقش کلینوپیروکسن به عنوان فاز مانده (residual phase) در جریان ذوب بخشی منبع گوشته‌ای باشد. اما همان‌طور که در الگوی عناصر نادر خاکی در نمونه‌های مختلف مجموعه افیولیتی خبر- مروست می‌توان مشاهده نمود الگوهای غنی‌شده و یا الگوهای تهی‌شده به تنهایی مشاهده نمی‌شوند و در اکثر موارد با حفظ روند خطی حاکم در عناصر HREE غنی‌شدگی‌های مختلف در حضور گوشته اسپینل دار است (Lagabriele 1987). (Lin 1989) با استفاده از تجربیات آزمایشگاهی و با در نظر گرفتن ترکیب پریدوتیت اسپینل‌دار و دفعات مختلف ذوب نشان داد که یک منبع اسپینل‌دار علی‌رغم غنی‌شدگی‌های مختلف در LREE دارای روند خطی در HREE است.

شکل ۶- نمودار نسبت Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 به منظور دسته‌بندی ژئوشیمیایی (Le bas et al 1986) سنگ‌های محدوده.



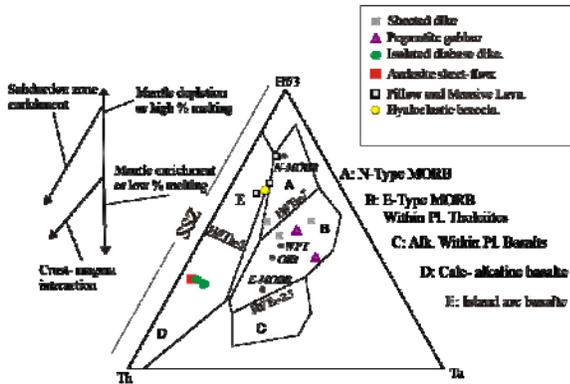
شکل ۶- نمودار نسبت Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 به منظور دسته‌بندی ژئوشیمیایی (Le bas et al 1986) سنگ‌های محدوده.



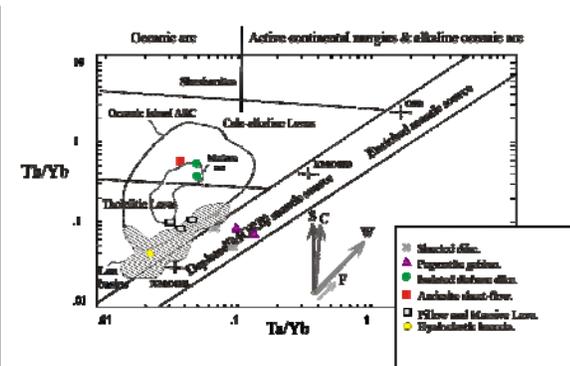
شکل ۷- نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به مقادیر گوشته اولیه (Sun & McDonough 1989).

نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به مقادیر کندریت (Sun & McDonough, 1989) در گدازه بالشی، روانه‌صفحه‌ای و قطعه‌های برش‌های هیالوکلاستیک، روندهای مختلفی دارند که نشان‌گر منشاء متفاوت آن‌هاست (شکل ۹). نمودار عنکبوتی قطعه‌ای از برش

ماگماتیسم مرتبط با فرورانش بسیار کارآمد است نشان می‌دهد که هرچه بخش گوشته‌ای فوقانی بیشتر تحت تاثیر مشتقات ناشی از صفحه فرورونده قرار گیرد، ترکیب ماگما از OIB- N-MORB فاصله می‌گیرد. شکل ۱۱، نشان می‌دهد که آنالیزهای مجموعه افیولیتی تکتونیزه خبر-مروست از ماگماهای محور مورب - جزایر اقیانوسی با نسبت‌های مختلفی فاصله گرفته اند و متمایل به ماگماتیسم محیط‌های فرورانش اند.

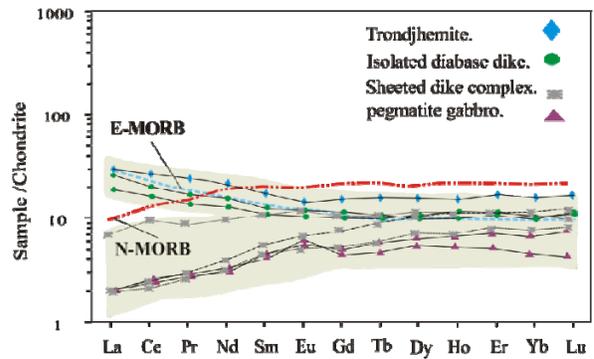


شکل ۱۰- نمودار سه‌تایی Hf-Th-Ta (Wood 1979) جهت تفکیک انواع بازالت‌ها بر اساس محیط تکتونیکی، مقادیر N-MORB, E-MORB, OIB, WPT بر اساس داده‌های Sun & McDonough (1989) و جهت بردارها نیز از Koglin *et al* 2008 اقتباس شده است.

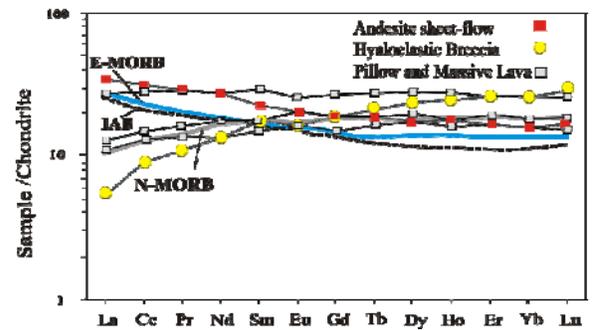


شکل ۱۱- نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce *et al.* 1982)، بیان‌گر رفتار متفاوت آنالیزهای نمونه‌های مجموعه افیولیتی خبر-مروست است. در این نمودار، بردارهای شیمیایی F نقش تبلور بخشی، W نقش منبع، C نقش آلودگی‌های پوسته‌ای، S نقش فرورانش در تنوع ترکیبات ماگما را نشان داده شده است. داده‌های حوزه Mariana از Elliott *et al* (1997) و داده‌های حوزه Lau basin از Pearce *et al* (1994) اقتباس شده است.

رفتارهای عناصر متحرک/ غیر متحرک در فازهای سیال/ مذاب مناطق فرورانش، نقش قابل توجهی در زایش ماگما در این مناطق دارد و در این راستا نسبت‌های Ta/Nb، Ba/Th، و Th-Ta با اهمیت است (Pearce *et al.* 2005). به عنوان مثال عناصری مانند Nb, Ta که در



شکل ۸- نمودارهای عنکبوتی به هنجار شده نسبت به مقادیر کندریت (Sun & McDonough 1989)، از نمونه‌های دایک‌های ورقه‌ای دیابازی، ترونجمیت، پگماتیت گابرو و دایک دیابازی منفرد.



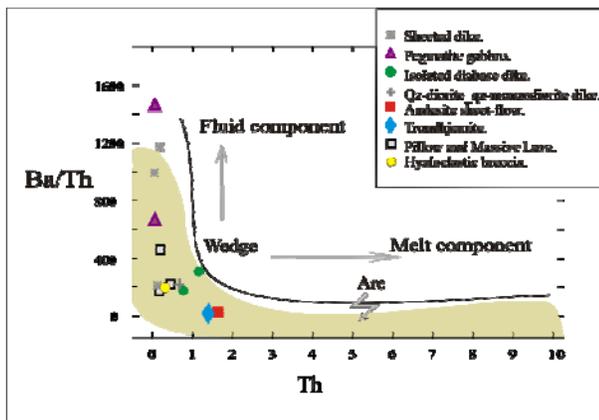
شکل ۹- نمودار عنکبوتی به هنجار شده نسبت به مقادیر کندریت (Sun & McDonough 1989)

پتروژنز

به منظور تعیین سنگ‌زایی و شناخت محیط تکتونوماگمایی، نمودارهای چند عنصری کاملاً مفید اند. بر پایه این تفکر و با استفاده از نمودار (Wood 1979) که بر اساس مقادیر عناصر کم تحرک Hf-Th-Ta پیشنهاد شده است، آنالیزهای مربوط به بخش خروجی مجموعه افیولیتی، در قلمرو N-MORB با تمایلی اندک به کمان‌های تولیتی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). این در حالی است که دایک‌های دیابازی منفرد و شیت‌فلوها که دارای مقادیر بیشتر Th هستند در قلمرو بازالت‌های کالک‌آلکانل محیط‌های کمانی واقع می‌شوند. کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی و پگماتیت گابرو که دارای مقادیر متفاوت از عنصر Th هستند نیز به صورتی پراکنده در این نمودار واقع شده اند. شکل ۱۰، همچنین بردارهای ژئوشیمیایی مربوط به تبلور بخشی، نقش سنگ منشاء، آلودگی‌های پوسته‌ای و نقش فرورانش را در ایجاد تنوع در ترکیب ماگما نشان داده است. بیشتر آنالیزها نزدیک به خط Th-Ta قرار گرفته اند که نشان می‌دهد منشاء ماگمای سنگ‌های توالی پوسته‌ای افیولیت خبر-مروست، در ارتباط با فرورانش بوده است. از طرفی با استفاده از نسبت‌های Th/Yb و Ta/Yb که در تفسیر

بخشی و سایر عوامل تاثیرگذار، ماگماهای مختلفی ایجاد می‌کند (Caulfield *et al.* 2008) و البته سیالات نیز از جمله عوامل موثر در این فرایند هستند (Pearce *et al.* 2005). مورب گوشته‌ای تهی شده که متحمل ذوب بخشی نشده است، دارای نسبت $Nb/Ta=14$ است، در حالی که اکثر نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، دارای نسبت $Nb/Ta < 14$ هستند که می‌توان نتیجه گرفت که منبع گوشته‌ای که ماگمای سنگ‌های توالی پوسته‌ای مجموعه افیولیتی خیر- مروست، از آن به وجود آمده‌اند، درجاتی از ذوب بخشی را سپری کرده است. تنها نمونه‌های مربوط به ترونجمیت‌ها و روانه صفحه‌ای با مقدار $Nb/Ta=21-24$ معرف منبعی کمی غنی شده‌تر نسبت به مورب گوشته‌ای تهی شده‌اند. در دایک‌های ورقه‌ای دیابازی و پگماتیت گابرو، نسبت $Nb/Ta=2.02-2.04$ است که معرف دخالت بیشتر سیالات و درجات بالاتر ذوب بخشی از منبعی (source) با ترکیب مورب گوشته‌ای تهی شده است.

بررسی مقادیر نسبت‌های عناصر ذکر شده در بخش پتروژنز این نوشتار، نشان می‌دهد که منبع (source) گوشته‌ای ماگمای سازنده سنگ‌های پوسته‌ای سکانس افیولیتی خیر- مروست، ناهمگن بوده به طوری که می‌توان منبع گوشته‌ای تهی شده و کمی غنی شده با درجاتی متفاوت از ذوب بخشی و تاثیر متفاوت سیالات را در تشکیل ماگمای سازنده این سنگ‌ها فرض نمود.



شکل ۱۲. نمودار نسبت Ba/Th در مقابل Th (Munker *et al.* 2004) که نشان‌دهنده نقش متفاوت فاز سیال در تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های سکانس پوسته‌ای مجموعه افیولیتی خیر- مروست است. داده‌های مربوط به قوس آتشفشانی از (Hawkesworth *et al.* 1997) اقتباس شده است.

نتیجه گیری

مجموعه افیولیتی تکتونیزه خیر- مروست بخشی از افیولیت‌های درونی ایران محسوب می‌شوند که تشکیل یک "مجموعه افیولیتی تکتونیزه" را داده‌اند. پدیدتیت‌ها در این محدوده به شدت سرپانتینیتی شده و

سیالات تحرک کمی دارند و نسبت بالای این عناصر بیان‌گر نقش کم سیالات در تشکیل ماگما است، در حالی که Ba از جمله عناصری است که در سیالات قابلیت انحلال بالایی داشته و مقدار بالای آن، نشان از نقش بالای سیالات در تکوین ماگما است. بررسی رفتار این عناصر در توالی پوسته‌ای مجموعه افیولیتی خیر- مروست نشان از نقش متنوع و متفاوت سیالات در تشکیل ماگما بوده است، به طوری که نسبت Ba/Th در دایک‌های ورقه‌ای دیابازی و پگماتیت گابرو (شکل ۱۲) بالا است که بیان‌گر تاثیر و نقش بیشتر فاز سیال در تشکیل ماگمای سازنده این سنگ‌ها بوده است. ترونجمیت و شیت‌فلو کمترین مقدار نسبت Ba/Th را دارند و طبیعتاً می‌توان نتیجه گرفت که دخالت سیالات در تکوین ماگمای سازنده این سنگ‌ها کمتر بوده است. اگرچه تمرکز این عناصر ممکن است تحت تاثیر فرایند تبلور بخشی قرار گیرد اما نسبت این عناصر در نمونه‌های منطقه با مقدار MgO تغییر نکرده و می‌توان نتیجه گرفت که تاثیر تبلور بخشی در تمرکز آن‌ها ناچیز بوده است (Munker *et al.* 2004). با توجه به مشاهده غنی‌شدگی‌های مختلف LREE، در مرتبه ۱ الی ۵ کندریت در کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی و پگماتیت گابرو و مرتبه ۲۰ الی ۵۰ کندریت در دایک‌های دیابازی منفرد و روانه‌های صفحه‌ای و همچنین نقش متفاوت مشتقات فرورانش در تکوین ماگمای سازنده این دسته از سنگ‌ها، می‌توان تمرکز مختلف عناصر کمیاب را در ارتباط با میزان تهی‌شدگی آن‌ها در منبع سازنده عنوان نمود که خود تحت تاثیر درجات مختلف ذوب بخشی و مشتقات فرورانش بوده‌اند. کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی و پگماتیت گابرو دارای روندی مشابه سری‌های تولیتی و مورب‌های عادی هستند ولی تمرکز کمتر آن‌ها نسبت به این نوع مورب‌ها نشان می‌دهد که منبع گوشته‌ای سازنده ماگما، متحمل درجات بالاتر ذوب بخشی در مقایسه با مورب‌های عادی شده‌اند. در مقابل دایک‌های دیابازی منفرد، ترونجمیت و روانه‌های صفحه‌ای با الگوی مشابه با روند E-MORB معرف منبع غنی‌تر است و متحمل درجات کمتر تهی‌شدگی و ذوب بخشی شده‌است.

با توجه به تاثیر متفاوت سیالات در تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های توالی پوسته‌ای مجموعه افیولیتی خیر- مروست، می‌توان فرض نمود که منبع گوشته‌ای فوقانی، تحت تاثیر متفاوت سیالات، متحمل درجات مختلفی از ذوب بخشی شده است. با توجه به میل ترکیبی ناچیز عناصری مانند نیوبیم و تانتالیم، نسبت Nb/Ta اندیس مناسبی جهت تفسیر تحولات ماگمایی در مناطق فرورانش است (Caulfield *et al.* 2008) و با استفاده از نسبت این عناصر می‌توان به نقش سیالات و یا رسوبات، در تکوین و تحول ماگما در این مناطق پی برد. در مجموع، منبع ماگما در مناطق فرورانش، با ترکیبی مشابه مورب گوشته‌ای تهی‌شده (DMM) فرض شده است که در اثر درجات متفاوت ذوب

دخالتهای متفاوت سیالات در ذوب بخشی منبع گوشته ای را دارد. نسبت های بالای عناصر متحرکی مانند Ba در کمپلکس دایکهای ورقه‌ای دیابازی و پگماتیت گابرو، بیانگر تاثیر بالای سیالات و درجات بالای ذوب بخشی منبع گوشته‌ای اولیه است. مقادیر بالاتر عناصر کم‌تحرک مانند Nb, Ta, Th در دایکهای دیابازی منفرد و روانه‌های صفحه‌ای، نشان از دخالت کم‌تر سیالات در تشکیل ماگمای مادر این سنگ‌ها را دارد. بررسی‌های روی زمین، سنگ‌نگاری میکروسکوپی و آنالیزهای شیمیایی نمونه‌های مختلف این مجموعه، نشان از ناهمگونی در منشاء و تاثیر متفاوت مشتقات ناشی از فرورانش در تکوین توالی پوسته‌ای مجموعه تکتونیزه خبر-مروست را دارد که با فرورانش صفحه‌عربی به زیر خرده قاره ایران مرکزی در کرتاسه پسین قابل توجیه است.

قدردانی

لازم است در این کار پژوهشی از مساعدت‌ها و همکاری آقای دکتر محمدعلی مکی‌زاده (گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان) و آقای اکبر اسماعیلی (دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه دامغان) تشکر و قدردانی نمائیم، همچنین از راهنمایی‌های آقای دکتر عباس صادقی (استاد چینه‌شناسی دانشگاه شهیدبهشتی) در طول مطالعات فسیل‌شناسی سپاسگزاریم. از اساتید ارجمندی که در مرحله داوری با ذکر نکات ارزشمند این نوشته را پربارتر نموده‌اند صمیمانه تشکر می‌نمائیم.

توسط دایک‌های دیابازی منفرد قطع شده اند. توالی پوسته‌ای درونی نیز از گابروی ایزوتروپ، کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی، پگماتیت گابرو و ترونجمیت تشکیل شده است. بخش آتشفشانی توالی پوسته‌ای نیز در بردارنده روانه‌های صفحه‌ای آندزیتی-بازالتی، گدازه‌های بالشی بازالتی-آندزیتی و برش‌های هیالوکلاستیک است. واحدهای مختلف این مجموعه، به صورتی تکتونیزه در کنار هم واقع شده اند اما به راحتی در روی زمین قابل تعقیب اند و آثاری از دگرگونی ناحیه‌ای که بتوان عنوان "افیولیت ملانژ" را به آن اطلاق کرد را ندارند، هرچند آثار و شواهد مربوط به دگرسانی کف دریا در آن‌ها فراوان است. بر پایه بررسی‌های ژئوشیمیایی، کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی و پگماتیت گابرو، تمایل تولییتی دارند، در حالی که ترونجمیت، دایک‌های دیابازی منفرد و روانه‌های صفحه‌ای آندزیتی-بازالتی، ویژگی ماگمای کالک‌آلکان را نشان می‌دهند. نمودارهای چند عنصری به هنجار شده نسبت به مقادیر گوشته اولیه، حاکی از غنی‌شدگی عناصر با شعاع یونی بالا را دارد اما عناصر HFSE دارای تهی‌شدگی اند و الگوی آن‌ها مشابه الگوی افیولیت‌های نوع سوپرا-سابدکشن است. بررسی الگوهای رفتاری عناصر نادر به هنجار شده با مقادیر کندریت، معرف غنی‌شدگی متفاوت این عناصر است که نشان می‌دهد ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های توالی پوسته‌ای این محدوده، از ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای ناهمگن با درجات متفاوتی از ذوب بخشی به وجود آمده اند. بررسی رفتار عناصر متحرک/ غیر متحرک، نشان از تاثیر و

منابع:

- ابراهیمی شاه آبادی م. ۱۳۸۴: بررسی ژئوشیمی و پترولوژی توده های نفوذی بخش دهج- خمرود واقع در نوار افیولیت- ملانژ خمرود- شهربابک، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان: ۱۸۵ ص.
- آفتابی ع. فتحی غ. ۱۳۷۵: زمین شناسی و ارزیابی پتانسل معدنی کمرند افیولیتی خمرود- شهربابک، کرمان. فصل‌نامه معادن و فلزات، ۵۰: ۶۰-۷۳.
- امینی ص. کریمی ا. ۱۳۸۴: ارائه یک توالی کامل افیولیتی از مجموعه‌های افیولیتی دهشیر-شهربابک، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران: ۴۹۴-۵۰۶.
- شفائی مقدم ه. ۱۳۸۷: کمرند افیولیتی نائین- بافت: سن، ساختار و منشاء. رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی: ۵۹۰ ص.
- مرکز مطالعات زمین‌شناسی و استخراج معدن یوگسلاوی، ۱۹۸۱: چهارگوش به مقیاس ۱:۲۵۰.۰۰۰ انار. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. H-10.
- مرکز مطالعات زمین‌شناسی و استخراج معدن یوگسلاوی، ۱۹۷۳: چهارگوش به مقیاس ۱:۱۰۰.۰۰۰ دهج. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۶۹۵۱.
- مرکز مطالعات زمین‌شناسی و استخراج معدن یوگسلاوی، ۱۹۷۲: چهارگوش به مقیاس ۱:۱۰۰.۰۰۰ کمرود. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۶۸۵۱.
- Caulfield J.T., Turner S.P., Dosseto A., Pearson N.J., Beier C. 2008: Source depletion and extent of melting in the Tongan sub-arc mantle. *Earth and Planetary Science Letters*. 273: 279-288.
- Dimitrijevic M. D. 1972: Geology of Kerman. Geological survey of Iran, 72.

- Dilek Y., Furnes H. 2009: Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. *Lithos*. doi: **10.1016/j.lithos.2009.04.022**.
- Elliott T., Plank T., Zindler A., White W., Bourdon B. 1997: Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *J. Geophys. Res.* **102**: 14991–15019.
- Emami M. H., Sadeghi M. M., Omrani S.J. 1993: Magmatic map of Iran. Scale 1:100,000, Geological Survey of Iran.
- Ghasemi, A., Talbot C.J. 2006: A new tectonic scenario for the Sanandaj- Sirjan zone (Iran). *J. Asian Earth sci.* **26** : 683-693.
- Ghazi A. M., Hassanipak A. A. 2000: Petrology and geochemistry of the Shahr-babak ophiolite, cenral Iran. in Y. Dilek, E.M Moores D. Elton and A. Nicolas, eds., Ophiolites and oceanic crust: New insight from field studies and the ocean drilling program. *Boulder, Colorado, Geo. Soc. Spec.Pap.* **349**: 485-497.
- Hawkesworth C.J., Turner S.P., McDermott F., Peate D.W., Van Calsteren P. 1997: U–Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. *Science.* **276**: 551–555.
- Juteau T, Muary R. 1999: Geologic de la croute oceanique: petrologie et dynamique endogens. *Springer*.
- Koglin N., Dimitrios K., Thomas R. 2008: The Lesvos mafic-ultramafic complex, Greece, Greece:Ophiolite or incipient rift?. *Lithos*,doi:**10.1016/j.lithos.2008.09.006**.
- Lagabrielle Y. 1987: Les ophiolites: marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Thèse Doctorat d'Etat, *University of Bretagne Occidentale, Brest* : 350 p.
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W. Streckeisen A., Zanettin B. 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* **27**: 745–750.
- Lin P.N., Stern, R.J., Bloomer, S.H., 1989: Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc: 2. Large-ion lithophile and rare element abundances: Evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs. *J. Geophys. Res.* **94**: 497- 4514.
- Münker C. Wörner G. Yogodzinski G. Churikova T. 2004: Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka–Aleutian arc lavas. *Earth and Planetary Science Letters.* **224**: 275–293.
- Parlak O., Delaloye M., Bingo I. E. 1996: Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of the arc-related origin of the Mersin ophiolite (southern Turkey). *Geol. Rundsch.* **85**, 647– 661.Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb, variation in volcanic rocks. *Contib. Mineral. Petrol.* **69**: 33-47.
- Pearce J. A. 1982: Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in Andesites, edited by J. S. Thorpe. *John Wiley, New York.* 525-548.
- Pearce J. A. Stern R. J. Bloomer S. H. Fryer P. 2005: Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* **6**: Q07006. doi:10.1029/2004GC000895.
- Pearce J.A., Ernwein M., Bloomer S.H., Parson L.M., Murton B.J., Johnson L.E. 1994: Geochemistry of Lau Basin volcanic rocks: influence of ridge segmentation and arc proximity. In: Smellie, J.L. (Ed.), *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins.* *Geol. Soc. Spec. Pub.* **81**: 53–75.
- Shelley D. 1993: Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope. *Chapman & Hall, London*: 445 p.
- Soltanmohammadi A., Rahgoshay M., Khalatbari-Jafari M. 2009: Petrogenesis of Volcanic Rocks in the Khabr-Marvast Tectonized Ophiolite: Evidence for Subduction Processes in South-Western Margin of Central Iranian Microcontinent. *Acta Geologica sinica (English Edition).* **83(5)**: 84-892.
- Sun S.S., McDonough W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins.* *Geological Society of London Special Publication.* **42**: 313–345.
- Wilson M. 1989: Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. *Chapman and Hall, London.* 466 p.
- Wood D.A., Joron J.L., Treuil M. 1979: A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters.* **45**: 326-336.