

## پترولوژی و ژئوشیمی مخروط‌های آتشفشانی پلیو-کواترنری بوبک و سیخ‌کوه، باختر نهبندان، خاور پهنه لوت

حبیب بیابانگرد\*، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان  
ام‌البنین شهرکی، دانشجوی کارشناسی‌ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان  
محمد بومری، دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۸/۲۵

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۴/۵

### چکیده

مخروط‌های آتشفشانی کوه بوبک و سیخ‌کوه در جنوب خاوری استان خراسان جنوبی و در شمال و جنوب باختری شهرستان نهبندان واقع شده است. از دیدگاه تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ساختاری ایران، متعلق به پهنه لوت است. این مخروط‌ها عمدتاً از سنگ‌های آذرین خروجی تراکی بازالت، و تراکی آندزیت تشکیل شده و دارای بافت غالب پورفیریستی است. کانی‌های اصلی سازنده آن پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین، هورنبلند و بیوتیت و کانی‌های فرعی و ثانویه آن کوارتز، سربیسیت، اپیدوت، ژئولیت و کلسیت است. دوازده نمونه از سنگ‌های سالم منطقه برای انجام تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی و فرعی به ترتیب با روش‌های XRF و ICP انتخاب و به آزمایشگاه زرآزمای ماهان ارسال و تجزیه شد. مشخصات ژئوشیمیایی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که ماگمای اولیه این سنگ‌ها تحول از کلسیمی-قلیایی تا قلیایی دارد. در نمودارهای عنکبوتی، غنی‌شدگی از عناصر LREE و تهی‌شدگی از HREE با الگوی موازی و مشابه دیده می‌شود که حاکی از منشأ یکسان آن‌هاست. علاوه بر این، غنی‌شدگی در LILE و Pb نشان‌دهنده نسبت‌های عناصری Ce/Pb و Nb/U و نیز آلودگی پوسته‌ای ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه است. از طرفی، نمودارهای ژئوشیمیایی، نسبت‌های La/Yb در مقابل La و TiO<sub>2</sub> در مقابل Zr نشان‌دهنده روند تبلور تفریقی در نمونه‌هاست. همچنین، این نمودارها نشان می‌دهد که ماگمای اولیه این سنگ‌ها، با منشأ گوشته‌ای، دچار فرایند تفریق و آلودگی پوسته‌ای شده است. نمودارهای تکنومگمایی، آنومالی منفی Nb و Ti و مشخصات ژئوشیمیایی در این سنگ‌ها حاکی از شکل‌گیری این آتشفشان‌ها در محیط فرورانشی است.

**کلیدواژه‌ها:** آلودگی پوسته‌ای، تکنومگمایی، فرورانش، کلسیمی-قلیایی، نهبندان.

### مقدمه

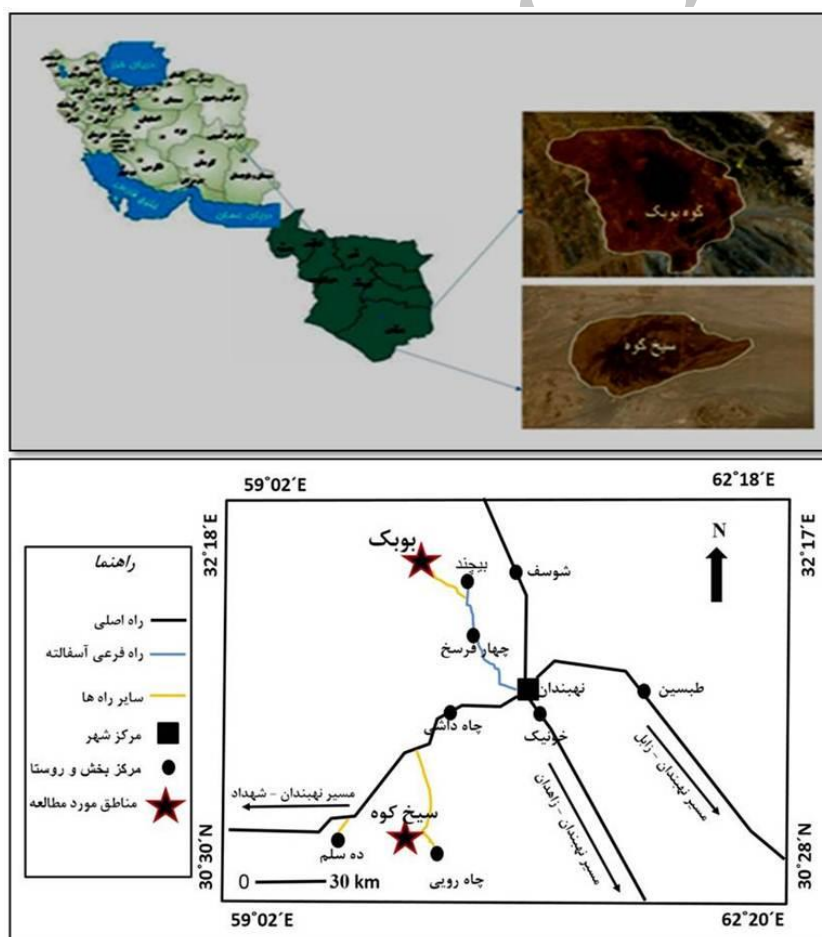
مطالعه پتروژنز و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی کواترنری در حاشیه خاوری لوت و خاور ایران از دیدگاه رویدادهای زمین‌شناسی اهمیت دارد. ولکانسیم گسترده‌ای در زمان‌های مختلف در ایران با شدت و ضعف صورت گرفته است که یکی از گسترده‌ترین آن‌ها فعالیت‌های نفوذی و خروجی بلوک لوت است (آقنابتی، ۱۳۸۳: ۸۹). فعالیت ماگمایی لوت از کرتاسه پسین، یعنی بیش از ۷۷ میلیون سال پیش، آغاز شده و بر اساس جدیدترین داده‌های سن‌یابی تا حدود ۱ میلیون سال پیش این فعالیت‌ها ادامه داشته است. سنگ‌های ماگمایی لوت عمدتاً از نوع گدازه‌های بازالتی، آندزیتی، داسیتی، ریولیتی و نفوذی‌های نیمه‌عمیق است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها می‌رساند که همه آن‌ها از نوع کلسیمی-قلیایی و متعلق به صفحه‌های همگراست (امامی، ۱۳۷۹: ۵۲).

استان خراسان جنوبی و در محدوده خاور و جنوب خاوری شهرستان نهبندان یکی از مناطقی است که بازالتهای پلیوکواترنری و سنگ‌های آتشفشانی وابسته به آن‌ها را می‌توان به فراوانی و با گسترش زیاد مشاهده کرد. فوران‌های

آشفشانی با سن پلیوکواترنری در جنوب خاوری نهبندان دربردارنده سنگ‌های بازی است که روی نهشته‌های فلیشی کرتاسهٔ پسین و تهنشست‌های آبرفتی جوان قرار گرفته است (قاسم‌پور، ۱۳۸۹: ۴۵).

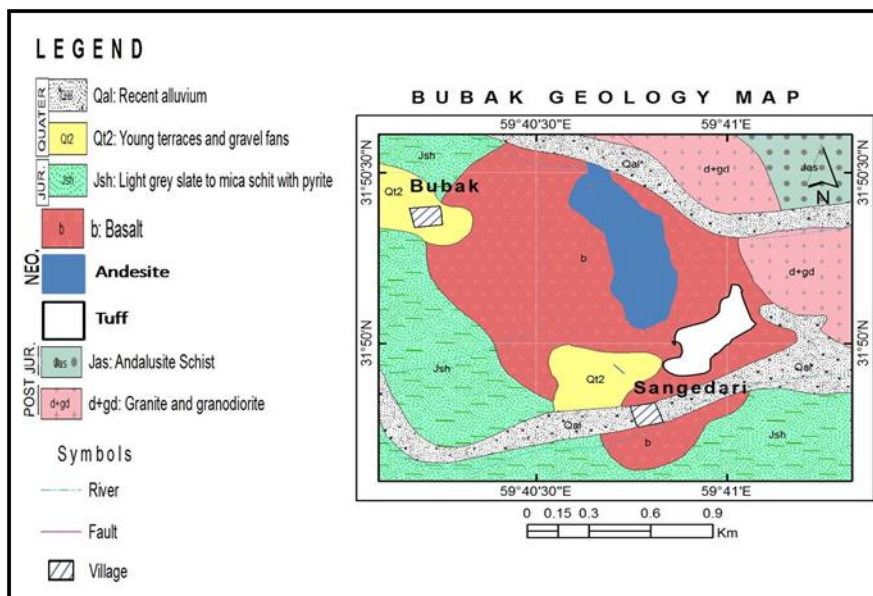
## مواد و روش‌ها

موضوع مورد مطالعه در این نوشتار مرتبط با مخروط‌های کوچک و منفرد آشفشانی و فوران‌های محدود با ترکیب غالب تراکی بازالت و تراکی آندزیت به نام‌های بوبک و سیخ کوه در خاور پهنهٔ لوت است. مطالعات صحرایی در این مناطق نشان می‌دهد که این مخروط‌ها ارتفاع نسبتاً کم، و مونوژنتیک و تنوع ترکیبی گدازه‌ای محدودی دارد. این مخروط‌های کوچک تراکی بازالت و تراکی آندزیت از نظر جغرافیایی به ترتیب در ۵۵ کیلومتری شمال باختری و ۴۵ کیلومتری جنوب باختری شهرستان نهبندان قرار دارد. مخروط بازالتی بوبک در طول جغرافیایی  $31^{\circ}50'$  و عرض جغرافیایی  $59^{\circ}41'$  قرار دارد. دسترسی به آن از نهبندان و عبور از روستاهای چهارفرسخ و بیچند و گذر از جادهٔ خاکی به طول تقریبی ۲۵ کیلومتر امکان‌پذیر است (شکل ۱). مخروط تراکی بازالتی سیخ کوه در طول جغرافیایی  $31^{\circ}11'$  و عرض جغرافیایی  $39^{\circ}$  قرار گرفته است و برای رسیدن به آن بعد از طی مسافت مسیر اصلی زاهدان - نهبندان، سپس با عبور از جادهٔ آسفالتی نهبندان - شههاد به طول ۴۵ کیلومتر و عبور از مسیر روستای چاه‌داشی، سپس با گذر از جادهٔ خاکی به مسافت ۲۸ کیلومتر امکان دسترسی وجود دارد (شکل ۱).



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی، تصاویر ماهواره‌ای و راه‌های دسترسی به مخروط‌های آشفشانی بوبک و سیخ کوه

مخروط آتشفشانی بوبک در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهار فرسخ (حمزه‌پور، ۱۳۸۷)، به صورت ترکیب واحد بازالتی نشان داده شده است. با این حال، مطالعات صحرایی و نقشه ۱/۲۰۰۰۰ تهیه‌شده از این توده (شکل ۲) نشان می‌دهد که این مخروط آتشفشانی ترکیبی از تراکی آندزیت تا تراکی بازالت دارد. این مخروط آتشفشانی با ارتفاع کم در ابعاد ۱×۲ کیلومتر به صورت عارضه‌ای منحصر در منطقه، درون مجموعه فیلیسی برونزد دارد. روانه‌های این آتشفشان در بخش خاوری روی گرانیتهای چهار فرسخ به سن ژوراسیک و در سایر نقاط روی مجموعه‌های فیلیسی منتسب به ژوراسیک فوران کرده است (شکل ۳).

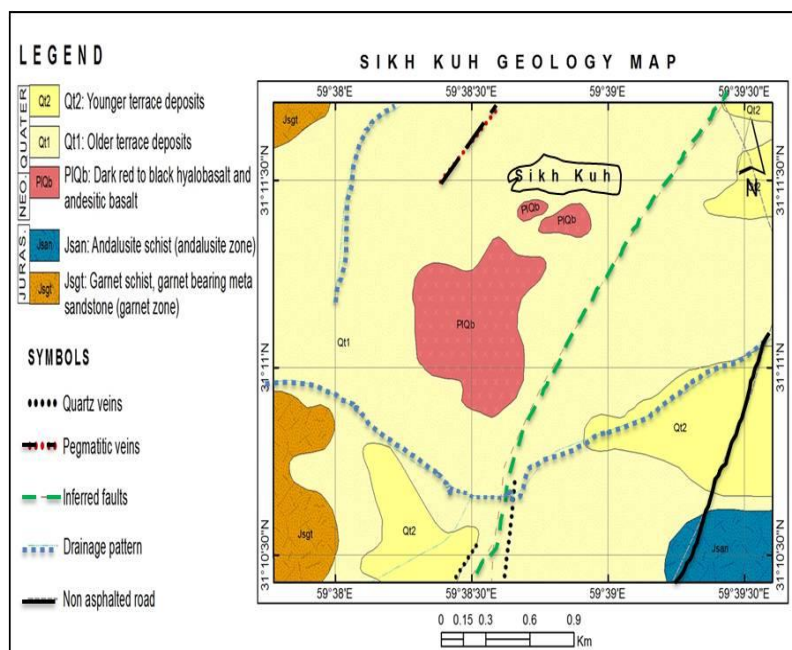


شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی در مقیاس ۱/۲۰۰۰۰ از کوه آتشفشانی بوبک بر اساس مطالعات صحرایی و تصاویر ماهواره‌ای (نقشه پایه از حمزه‌پور، ۱۳۸۷ با تغییرات)



شکل ۳. نمایی از مخروط آتشفشانی کوه بوبک، واحدهای سازنده و سنگ‌های میزبان آن (دید به سمت شمال)

مخروط تراکی بازالتی سیخ کوه در نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ دهسلم (گریفیس و همکاران، ۱۹۹۲)، با ترکیب بازالتی مشخص شده است، ولی در نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۰۰۰۰۰ (مطالعات صحرایی و تصاویر ماهواره‌ای؛ شکل ۴)، بخش اعظم این توده ترکیب تراکی بازالتی و در برخی نقاط به‌ویژه قسمت‌های پایینی ترکیب تراکی آندزیت دارد. فوران‌های این توده روی مجموعه‌های دگرگونی دهسلم ریخته است (شکل ۵).



شکل ۴. نقشه زمین‌شناسی در مقیاس ۱/۲۰۰۰۰۰ از توده تراکی بازالتی سیخ کوه بر اساس مطالعات صحرایی و تصاویر ماهواره‌ای (نقشه پایه از گریفیس و همکاران، ۱۹۹۲ با تغییرات)



شکل ۵. نمایی از مخروط آتشفشانی سیخ کوه، واحدهای سازنده و سنگ‌های دربرگیرنده آن (دید به سمت جنوب)

جریان‌های گدازه‌ای در مخروط آتشفشانی بوبک در ضخامت‌های متغیر تکرار می‌شود و ساختار آتشفشان مرکب را به نمایش گذاشته است. در بسیاری از جریان‌های گدازه به راحتی می‌توان وفور حفره‌های خروج گاز (شکل ۶الف) و پرشدن آن‌ها با کانی‌های ثانویه از جمله کلسیت و زئولیت را به صورت ساختار بادامکی مشاهده کرد. بالاترین واحد سازنده این آتشفشان روانه‌های تراکی بازالتی سخت، متراکم و تیره‌رنگی است که به صورت کلاهی در بالای قله

آتشفشان دیده می‌شود (شکل ۳). بخش اصلی آتشفشان سیخ‌کوه را روانه‌های تراکی بازالتی به صورت توده‌ای و منشوری (شکل ۴ج) تشکیل می‌دهد. بازالت توده‌ای به صورت نقاط برجسته، منفرد و گاه سر تخت‌های کشیده به رنگ خاکستری تیره تا سیاه است، در حالی که بازالت‌های منشوری در مقاطع عرضی به صورت چندوجهی‌های منظم (شکل ۴ب) و به صورت کشیده (شکل ۴د) دیده می‌شود.

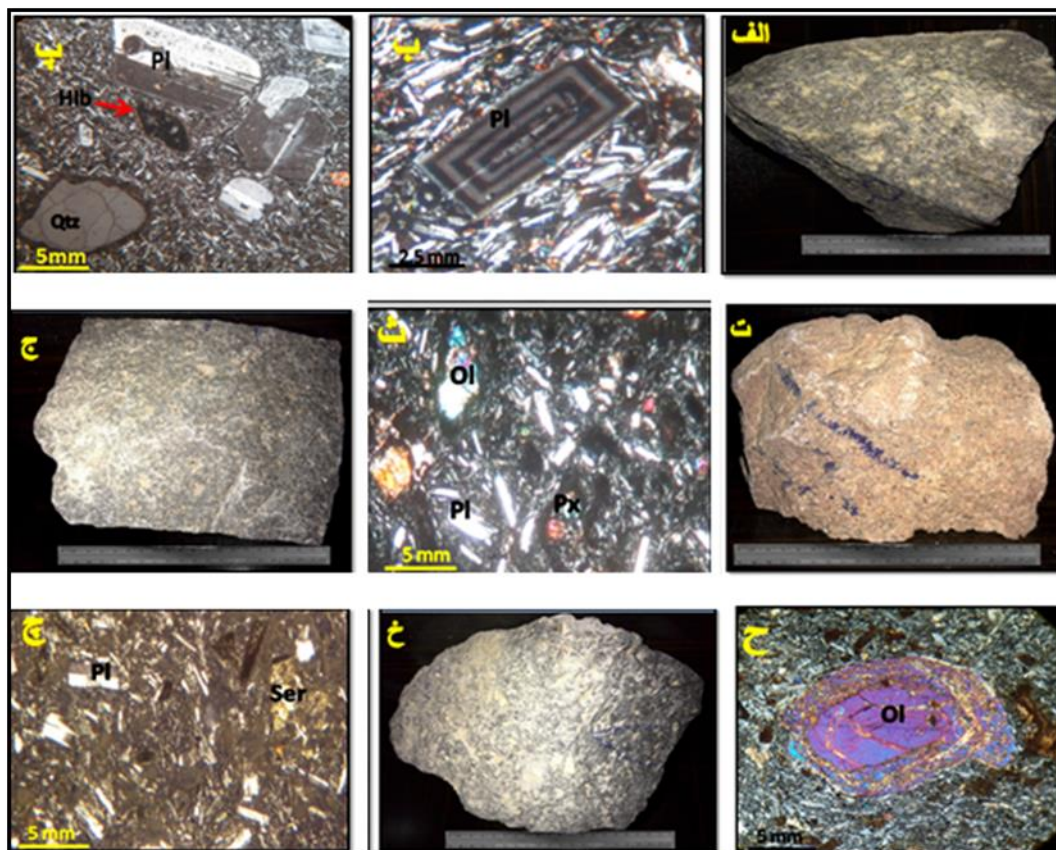


شکل ۶. الف) وفور حفرات ناشی از خروج گاز در تراکی بازالت‌های کوه آتشفشانی بوبک، ب) مقطع عرضی از منشورهای بازالتی سیخ‌کوه، ج) ستون‌های بازالتی (منشورهای بازالتی) سیخ‌کوه، د) مقطع عرضی و طولی ستون‌های منشوری سیخ‌کوه

### یافته‌های پژوهشی

در بررسی‌های میکروسکوپی، سنگ‌های سازنده آتشفشان‌های بوبک و سیخ‌کوه بیشتر تراکی بازالت و تراکی آندزیت است. گدازه‌های تراکی آندزیت بوبک در نمونه دستی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در خمیره شیشه‌ای (شکل ۷الف) و بافت پورفیریتیک دارد. این سنگ‌ها حاوی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (۴۵ درصد حجمی) عمدتاً دارای منطقه‌بندی (شکل ۷ب)، کوآرتز (۱۰ درصد حجمی) و بیوتیت (۵ درصد حجمی) هورنبلند اغلب سوخته‌شده (شکل ۷پ) است. گدازه‌های تراکی آندزیت سیخ‌کوه در نمونه دستی به رنگ روشن و آفانتیک (شکل ۷ت) است. در مقاطع میکروسکوپی حاوی فنوکریستال‌های پلاژیوکلاز (۵۵ درصد حجمی)، هورنبلند (۱۰ درصد حجمی) و پیروکسن (۵ درصد حجمی) است (شکل ۷ث). تراکی بازالت‌های آتشفشان کوه بوبک در نمونه دستی به رنگ خاکستری است و بافتی متراکم دارد (شکل ۷ج). در مقاطع میکروسکوپی حاوی پلاژیوکلاز (۳۵ تا ۵۵ درصد حجمی)، پیروکسن و الیوین (شکل ۷ح) و دارای بافت‌های گلوپروپرفیری، میکروولیتی و غالب پرفیریتیک است. سنگ‌های تراکی بازالتی سیخ‌کوه در نمونه دستی بافت متراکمی به رنگ خاکستری تیره دارد (شکل ۷خ). در مقاطع میکروسکوپی کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند از کانی‌های اولیه تشخیص‌پذیر در آن‌هاست. از کانی‌های فرعی و ثانویه نیز می‌توان به کانی‌های کدر، کلسیت و سریسیت در آن‌ها اشاره کرد (شکل ۷ز). پلاژیوکلاز در تمام سنگ‌ها به صورت درشت‌بلور (۲-۵ میلی‌متر) و ریزبلور وجود دارد. بر اساس زاویه خاموشی (۲۵-۲۷ درجه) از نوع آندزین-الیگوکلاز و دارای ماکل کارلسباد و پلی‌سنتیتیک و منطقه‌بندی است. برای منطقه‌بندی پلاژیوکلازها دلایل زیادی ذکر شده است، اما براساس شواهد موجود منطقه‌بندی پلاژیوکلازها، پدیده‌ای سوختگی در کانی‌های آبدار تیره به نظر می‌رسد و در سنگ‌های این منطقه تغییرات فشار بخار آب وجود دارد. از

دیگر شواهد ناشی از افت فشار می‌توان به ناپایداری کانی‌های هورنبلند و بیوتیت و تشکیل حاشیه‌های واجذبی یا رنگ سیاه و ایاستیتی شدن اشاره کرد. از فراوان‌ترین کانی آبدار فرومنیزین در نمونه‌ها آمفیبول و کانی غیرآبدار پیروکسن و الیون است. درشت‌بلورهای هورنبلند (زاویه خاموشی ۱۲ درجه) با ابعاد ۱-۱/۵ میلی‌متر در سنگ‌ها پراکنده‌اند و در بعضی موارد (به‌خصوص در آندزیت‌ها) به علت شرایط بالای فوگاسیته اکسیژن و افزایش درجه حرارت ماگما و افزایش تغییرات فشار دچار اکسایش شده است.



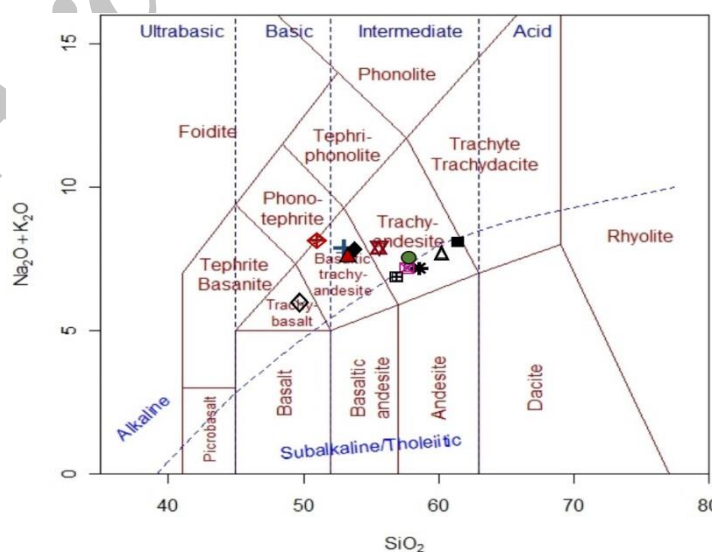
شکل ۷. الف) گدازه‌های تراکی آندزیت بوبک در نمونه دستی با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در خمیره شیشه‌ای و بافت پرفیریتیکی، ب) منطقه‌بندی در درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در مرکز و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در زمینه، پ) سوختگی کانی هورنبلند در تراکی آندزیت‌های بوبک، ت) گدازه‌های تراکی آندزیت سیخ‌کوه در نمونه دستی به رنگ روشن و آفانتیک، ث) بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن (به مقدار کم) در تراکی آندزیت‌های سیخ‌کوه، ج) تراکی بازالت‌های کوه بوبک در نمونه دستی به رنگ خاکستری با بافت توده‌ای، ح) درشت بلور الیون در تراکی بازالت‌ها، خ) نمونه دستی از تراکی بازالت‌های سیخ‌کوه، و چ) تجزیه‌شدگی بلورهای پلاژیوکلاز (تمامی تصاویر میکروسکوپی به جز شکل چ در نور پلاریزه متقاطع با بزرگ‌نمایی ۴۰ تهیه شده است).

به کمک بررسی‌های میکروسکوپی، دوازده نمونه از سنگ‌های سالم و کمتر دگرسان منطقه جهت انجام تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی و فرعی به ترتیب با روش‌های XRF و ICP به آزمایشگاه زرازمای ماهان ارسال شد (جدول ۱).

برای نامگذاری و تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نمودارهای ایروین و باراگار (۱۹۷۱: ۴۵۸-۲۳۵) و لی‌باس و همکاران (۱۹۸۶: ۷۵۰-۷۴۵) استفاده شده است. براساس این نمودار سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بیشتر در محدوده‌های تراکی بازالت تا تراکی قرار می‌گیرد (شکل ۸). ماگمای سازنده آن دارای ماهیت و سرشت قلیایی تا کلسیمی-قلیایی است (شکل ۷). تمایل بیشتر نمونه‌ها به سمت قلیایی شاید به دلیل حضور سانیدین در خمیره این سنگ‌ها باشد که تشخیص آن‌ها به دلیل دانه‌ریز بودن در خمیره آسان نیست.

جدول ۱. داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی بوبک و سیخ‌کوه (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی با روش XRF و عناصر فرعی و کمیاب بر حسب ppm با روش ICP)

sample	B-5	B-8	B-10	S-11	S-12	S-13	S-16	B-17	B-20	B-22	24-B	B-25
SiO <sub>2</sub>	59	61.3	52.2	55.8	56.9	56.1	57.3	53.1	47.9	50.8	54.5	49.8
TiO <sub>2</sub>	0.91	0.72	1.01	0.64	0.7	0.66	0.65	1.06	0.96	0.97	0.95	1.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.3	16.9	16.9	16.4	17.0	16.2	16.7	17.3	14.7	16.4	16.8	16.6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.03	4.17	7.11	5.14	6	5.49	5.35	7.29	8.24	6.79	7.1	7.51
MnO	0.06	0.06	0.13	0.12	0.13	0.13	0.12	0.14	0.22	0.27	0.07	0.11
MgO	2.25	1.73	5.47	3.59	4.63	3.95	3.61	4.76	6.07	5.1	3.26	7.55
CaO	5.7	6.69	7.84	7.88	7.62	7.29	6.94	7.41	11.89	7.33	7.42	6.79
Na <sub>2</sub> O	5.24	5.72	5.66	5.27	5.31	5.53	5.16	5.61	4.5	5.38	5.36	5.7
K <sub>2</sub> O	2.23	2.3	1.92	1.68	1.57	1.77	1.85	2.13	1.33	1.9	2.36	2.28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.17	0.37	0.11	0.13	0.13	0.12	0.36	0.31	0.34	0.26	0.34
LOI	1.92	0.01	1.26	3.3	0	2.49	2.05	0.7	3.53	4.35	1.69	2.02
Total	99.84	99.8	99.8	99.84	100.05	99.81	99.82	99.82	99.7	99.67	99.81	99.82
Rb	73	115	52	61	55	61	67	45	13	49	58	58
Sr	540	684	760	718	580	612	550	562	878	1166	626	594
Ni	52	65	128	22	33	24	23	117	183	114	101	147
Co	15.8	16.2	28.4	17.4	20.2	18.4	18.1	28.6	42.9	27	13.5	30.9
Bi	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Pb	22	129	34	23	26	25	112	19	19	19	22	16
Cr	118	86	103	41	69	43	47	131	398	104	172	199
Cd	0.77	0.78	1.51	0.46	0.47	0.6	0.55	1.51	0.68	1.4	1.06	1.07
Th	10.8	11.4	7.6	5.89	6.51	6.06	6.18	7.63	9.15	7.61	11.1	.93
Zn	68	63	77	68	75	68	69	78	82	72	66	67
Hf	3.03	2.32	3.73	2.12	2.25	2.15	2.19	3.66	2.42	3.77	3.23	3.47
Zr	121	83	157	68	71	67	68	154	105	164	135	155
W	1.4	1.4	1.2	1.8	1.7	2	1.2	1.2	0.5	1.4	1.3	1.2
U	2.9	3.3	1.7	2.8	2.7	2.7	2.8	1.7	2.1	2	2.7	1.8
V	82	66	91	105	112	126	109	101	148	97	109	104
Li	4	5	10	7	10	8	7	9	4	9	9	11
Nb	15.7	13.7	18.3	10.1	10.3	10.2	7.4	18.9	11.5	18.6	17.9	21.1
Ta	1.08	0.87	1.14	0.74	0.74	0.76	0.32	1.17	0.65	1.21	1.23	1.39
La	28	27	31	17	19	17	18	30	41	30	32	28
Ce	43	40	49	27	30	27	28	48	67	48	48	44
Pr	6.11	5.67	7.07	4.15	4.66	4.3	4.29	7.11	9.54	6.93	6.92	6.41
Nd	20.1	18.7	24.6	14.1	15.9	14.5	14.8	24.7	34.5	23.9	23.9	22.6
Sm	3.66	3.31	4.38	2.88	3.2	3.07	3.02	4.46	5.96	4.47	4.22	4.05
Eu	1.07	0.91	1.33	0.99	1.07	1	1.03	1.35	1.74	1.47	1.25	1.28
Gd	3.17	2.93	3.97	2.63	2.87	2.83	2.79	3.94	4.77	3.9	3.66	3.72
Tb	0.53	0.49	0.64	0.45	0.47	0.48	0.48	0.65	0.7	0.61	0.56	0.58
Dy	3.28	3.15	4.22	2.89	3.12	3.06	3.12	4.15	4.26	4.1	3.67	3.81
Er	2.68	2.76	3.69	2.39	2.69	2.65	2.76	3.74	3.82	3.78	3.25	3.46
Yb	1.5	1.6	2.1	1.5	1.6	1.6	1.6	2.1	2	2.1	1.8	1.9
Lu	0.23	0.26	0.32	0.24	0.24	0.25	0.24	0.31	0.3	0.31	0.28	0.29
Y	13.4	14.1	18.4	12.6	13.4	13.6	13.6	17.9	18.9	17.8	15.5	16.3
Mg #						27-52						
Ce/Pb						17.75-21/65						
Ce/Pb								2.1				
Nb/U								4.3				



شکل ۸. موقعیت نمونه‌های سنگی مخروط‌های آتشفشانی بوبک و سیخ‌کوه در نمودار (لی باس و همکاران، ۱۹۸۶: ۷۵۰-۷۴۵). نمونه‌ها در محدوده تراکی بازالت تا تراکی آندزیت قرار می‌گیرند. در تمام نمودارها از علائم جدول ۲ استفاده شده است.

جدول ۲. موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده به منظور تجزیه شیمیایی از کوه‌های آتشفشانی بوبک و سیخ کوه. از این نشانه‌ها در تمام نمودارها استفاده شده است.

شماره نمونه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	محل برداشت	نام نمونه	نشانه
B-5	59°40.918'	31°50.282'	کوه بوبک	آندزیت	▲
B-8	59°40.821'	31°50.260'	کوه بوبک	تراکی آندزیت	■
B-10	59°40.738'	31°50.254'	کوه بوبک	تراکی بازالت	+
S-11	59°38.286'	31°10.552'	سیخ کوه	هورنبلند آندزیت	⊠
S-12	59°38.274'	31°10.5525'	سیخ کوه	هورنبلند آندزیت	⊞
S-13	59°38.277'	31°10.564'	سیخ کوه	هورنبلند آندزیت	●
S-16	59°38.304'	31°10.582'	سیخ کوه	بازالت	✱
B-17	59°40.708'	31°50.211'	کوه بوبک	تراکی بازالت	◆
B-20	59°40.683'	31°50.208'	کوه بوبک	بازالت	◇
B-22	59°40.659'	31°50.226'	کوه بوبک	بازالت	▲
B-24	59°40.377'	31°50.155'	کوه بوبک	بازالت	★
B-25	59°40.391'	31°50.159'	کوه بوبک	بازالت	⊠

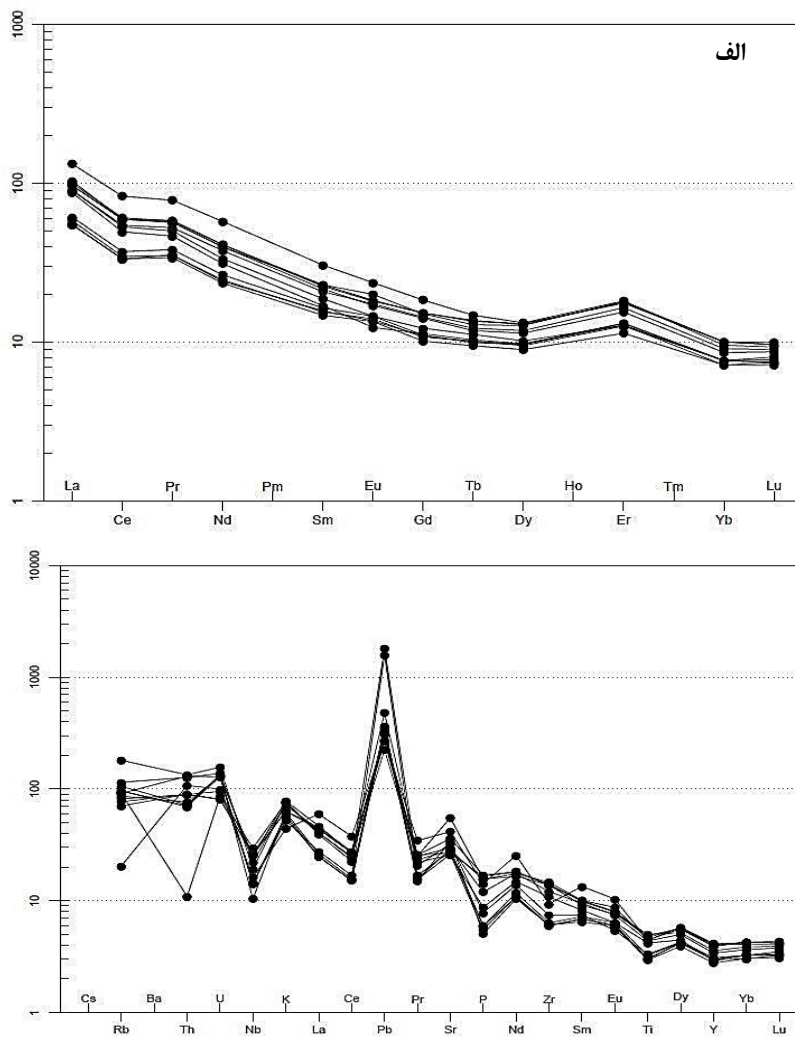
در بررسی الگوی توزیع عناصر کمیاب بر پایهٔ نمودارهای عنکبوتی (سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹: ۳۴۵-۳۱۳؛ بویتون، ۱۹۸۴: ۳۱۳-۳۴۵)، عناصر خاکی نمونه‌های منطقه نسبت به مقادیر کندریت (شکل ۹ الف) و گوشته اولیه (شکل ۹ ب) بهنجار شده است. در شکل ۹ ب برخی عناصر فرعی مهم نیز نشان داده شده است. براساس نمودارهای عنکبوتی، عناصر نادر خاکی همهٔ نمونه‌ها غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک LREE و تهی‌شدگی از HREE را نشان می‌دهد که این ویژگی‌ها در سنگ‌های وابسته به محیط‌های فرورانشی و بازالت‌های آلكالین درون‌صفحه‌ای دیده می‌شود. از طرفی، روندهای یکسان عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌های مختلف حاکی از آن است که منشأ مشابهی دارند. غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک به دو عامل درجات پایین ذوب‌بخشی منبع گوشته‌ای غنی‌شده از LREE (ویلسون، ۱۹۸۹: ۳۸۴؛ چن و همکاران، ۲۰۰۲: ۲۹۳-۳۰۷) یا اشتقاق از ترکیبات مافیک آلكالین پوسته‌ای در درجات بالای ذوب‌بخشی (ویلسون، ۱۹۸۹: ۳۸۴) نسبت داده می‌شود. در نمودار شکل ۹ ب عناصر Ba و U غنی‌شدگی و عنصری مانند Zr، Nb، Ti، P تهی‌شدگی نشان می‌دهد. ناهنجاری منفی در Ti ممکن است نشان‌دهندهٔ نقش اکسیدهای Fe-Ti در فرایندهای ماگمایی باشد (وانگ و همکاران، ۲۰۰۴: ۹۷۵-۱۰۱۱). فسفر در اثر تشکیل آپاتیت با تفریق و کم‌شدن این کانی‌ها طی فرایند تبلور ناهنجاری منفی پیدامی‌کند (وایت و ریگرز، ۲۰۰۱: ۲۴۸). در سنگ‌های منطقهٔ مورد مطالعه آپاتیت مشاهده نشده است، لذا این امر ممکن است حاصل تفریق بلورین یا جایگاه تکتونیک آن‌ها باشد. بالا بودن مقادیر U، Th و عناصر لیتوفیل بزرگ یون نشان‌دهندهٔ آن است که ماگما طی صعود و جایگزینی متحمل آرایش پوسته‌ای (کور کولو و همکاران، ۲۰۰۸: ۴۱۶-۴۳۴) به‌خصوص با سنگ‌های مسیر و میزبان شده است. ناهنجاری عنصر Er به دلیل خطای آنالیزهاست.

### بحث و نتیجه‌گیری

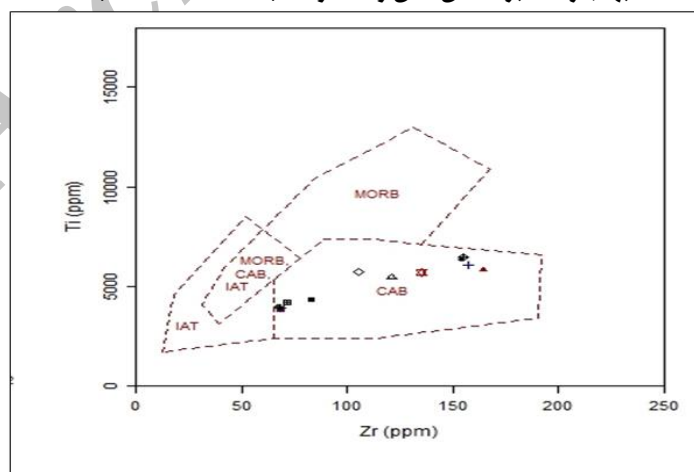
به‌منظور دستیابی به اطلاعات بیشتر در مورد محیط تکتونیک سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار Ti-Zr (پیرس و کن، ۱۹۷۳: ۲۹۰-۳۰۰) استفاده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه در محدودهٔ بازالت‌های کالکوالکالین قرارمی‌گیرد (شکل ۱۰).

از آنجا که سنگ‌های منطقهٔ مورد مطالعه در محدودهٔ بازالت‌های کالکوالکالین قراردارد، تأثیر عوامل اصلی کنترل‌کنندهٔ برماگماتیسم در این گونه محیط‌ها (گوهٔ گوشته‌ای، پوستهٔ اقیانوسی فرورونده، رسوب‌های فرورونده و ضخامت پوسته) بر ماگمای به‌وجودآورندهٔ سنگ‌های منطقهٔ مطالعاتی بررسی می‌شود. اگر ذوب گوهٔ گوشته‌ای برای سنگ‌های منطقه در نظر گرفته شود، سنگ‌ها باید دارای Mg# (MgO+FeO) در حدود ۶۸-۷۵ درصد باشد (گرین،





شکل ۹. نمودار عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، الف) بهنجارشده بر اساس کندریت بویبتون (۱۹۸۴)، ب) بهنجارشده بر اساس سان و مکدوناف (۲۰۰۸: ۳۱۳-۳۴۵)



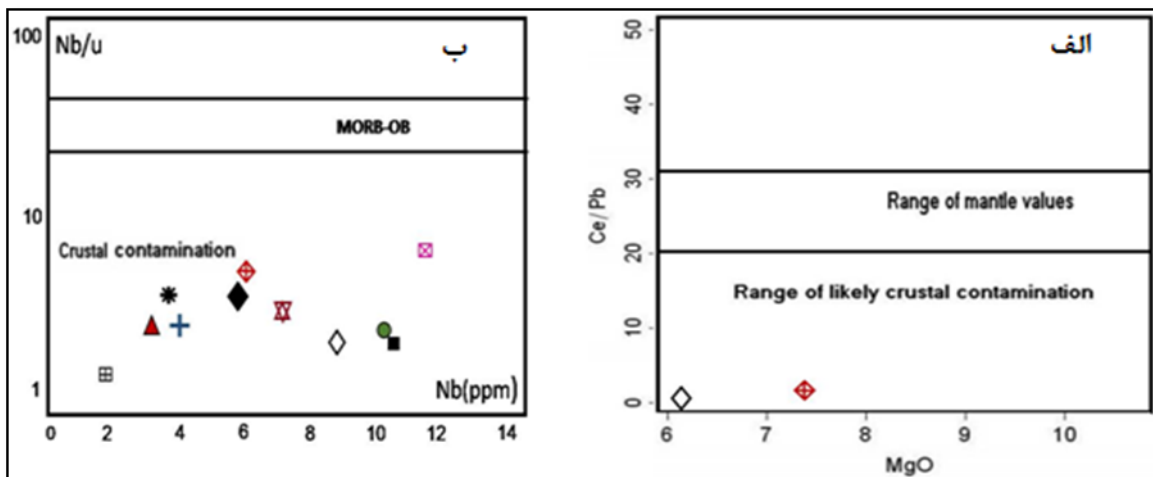
شکل ۱۰. نمودار تمایز تکنونیک  $Ti - Zr$  (پیرس و کن، ۱۹۷۳: ۲۹۰-۳۰۰) و موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های کالکوالکان در آن. LAT محدوده ماگماهای تولیتی جزایر قوسی؛ MORB CAB LAT محدوده ماگماهای بازالت کالکوالکان، ماگماهای بازالتی پشته‌های میان اقیانوسی و محدوده ماگماهای جزایر قوسی؛ CAB محدوده بازالت کالکوالکان؛ و MORB محدوده ماگماهای بازالتی پشته‌های میان اقیانوسی

۱۹۸۲: ۴۶۵-۴۷۸؛ ویلسون، ۱۹۸۹: ۳۰۵) زیرا ماگماهای گوشته‌ای با الیومین غنی از منیزیم در حال تعادل خواهد بود، اما Mg# در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه ۲۷-۵۲ درصد است.

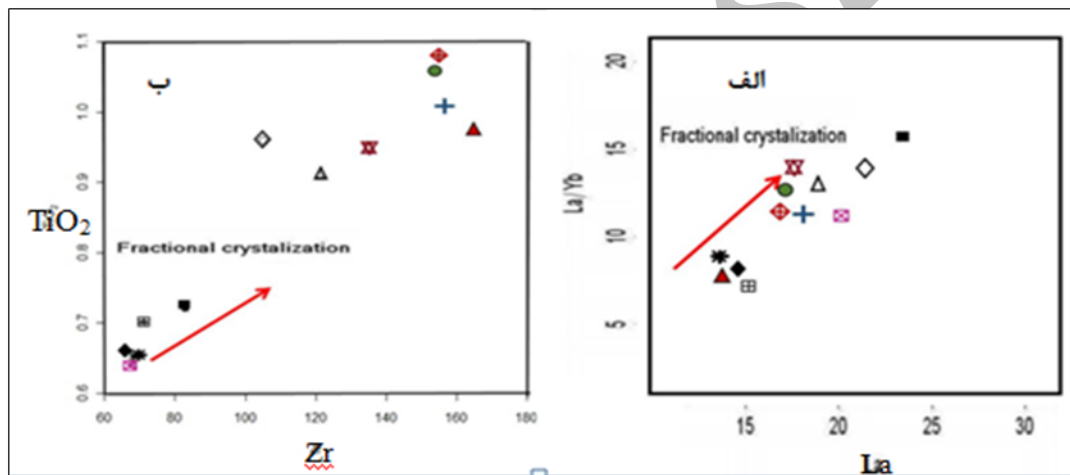
از طرفی، ماگماهای با منشأ گوشته‌ای باید ۸۹۰-۴۰۳ ppm نیکل (گرین، ۱۹۸۲: ۴۶۵-۴۷۸؛ ویلسون، ۱۹۸۹: ۳۰۵) یا حداقل ۲۰۰-۳۰۰ ppm نیکل داشته باشد، اما نیکل نمونه‌های منطقه مورد مطالعه کمتر از ۱۸۳ ppm است که بسیار پایین‌تر از ماگماهای گوشته‌ای است. همچنین، مقدار کروم در ماگماهای گوشته‌ای ۲۷۸-۵۲۸ ppm (شیلینگ و همکاران، ۱۹۸۳: ۵۴۰-۵۸۶). این در حالی است که این عنصر در نمونه‌های مورد مطالعه کمتر از ۱۹۸ ppm و تنها در یک نمونه در حد ۳۹۸ ppm است. اگرچه این شواهد در سنگ‌های مورد مطالعه دیده می‌شود، منشأ گوشته‌ای برای آن‌ها با توجه به بازی بودن برخی نمونه‌ها کاملاً محرز است و تمرکز پایین در عناصر ذکر شده به دلیل تبلور تفریقی کانی‌های فرومنیزین است.

معمولاً ماگماهای منشأ گرفته از اعماق زمین (پوسته اقیانوسی فرورو و گوشته) هنگام بالا آمدن به وسیله پوسته قاره‌ای آلوده می‌شود. پژوهشگران پارامترهای شیمیایی مختلفی برای دستیابی به درجات آلیش پوسته‌ای بیان کرده‌اند. سنگ‌های بازالتی تحت تأثیر آلیش پوسته‌ای دارای نسبت‌های  $La/Nb > 15$  و  $La/Ta > 22$  است (هارت و همکاران، ۱۹۸۹: ۷۷۳۱-۷۷۴۸؛ عبدالفتاح، ۲۰۰۴: ۵۴۵-۵۶۳). آنومالی منفی Nb یکی از شاخص‌های مهم برای تعیین آلیش پوسته‌ای است. میانگین ترکیب پوسته قاره‌ای به شدت از این عنصر تهی شده است. به همین دلیل ماگمای آلیش یافته با مواد پوسته‌ای، آنومالی منفی Nb را نشان می‌دهد. همچنین، این آنومالی در نتیجه تفریق کانی‌هایی چون آمفیبول و روتیل نیز ایجاد می‌شود. استفاده از نمودار Ce/Pb در مقابل MgO (فارمن، ۲۰۰۷: ۱۴۷-۱۶۰) و نمودار Nb/U در مقابل Nb (یان و ژائو، ۲۰۰۸: ۱۲۱-۱۰۶) نشان می‌دهد که آلیش پوسته‌ای در ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه نقش داشته است. نسبت Ce/Pb برای مذاب‌های مشتق شده از گوشته، در محدوده ۲۵ است (هافمن و همکاران، ۱۹۸۶: ۳۳-۴۵) و میانگین این نسبت در پوسته قاره‌ای ۴/۱۲ تعیین شده است (کارمالکر و همکاران، ۲۰۰۵: ۱۱۰-۱۱۹). به همین منظور در نمودارهای Ce/Pb در مقابل MgO (فارمن، ۲۰۰۷: ۱۶۰-۱۴۷)، محدوده مقادیر گوشته‌ای (۲۰-۳۰) از محدوده مقادیر آلیش یافته پوسته‌ای (۰-۲۰) تفکیک شده است. نسبت Ce/Pb در نمونه‌های مافیک مورد مطالعه ۱۷/۷۵ تا ۲۱/۶۵ است که اغلب نمونه‌ها در محدوده مقادیر آلیش یافته پوسته‌ای قرار می‌گیرد (شکل ۱۰ الف، ب). همچنین، بررسی رخداد آلیش پوسته‌ای با نسبت‌های عناصری مانند Ce/Pb، Nb/U بسیار مفید است زیرا عناصر یاد شده طی ذوب بخشی یا تبلور بخشی از یکدیگر تفکیک نمی‌شود و نسبت‌های آن‌ها منعکس کننده نسبت آن‌ها در ماگماست (هافمن، ۱۹۸۸: ۲۹۷-۳۱۴). میانگین نسبت Ce/Pb و Nb/U در بازالت‌های اقیانوسی (MORB, OIB) به ترتیب ۲۵ و ۴۷ است (هافمن، ۱۹۸۸: ۳۱۴-۲۹۷) که به طور در خور توجهی بالاتر از میانگین پوسته قاره‌ای یا سنگ‌های آتشفشانی کمانی است (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۸۵: ۶۵-۷۰). در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه میانگین نسبت Ce/Pb، ۲/۱ و در Nb/U، ۴/۳ است.

تشخیص آثار تبلور تفریقی روی اجزای ماگمای اولیه از آثار ذوب بخشی مشکل‌تر است. در اینجا استفاده از عناصر ناسازگار و سازگار مفید است. نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار، شاخص‌های حساسی برای فرایندهای پتروژنیک است (آلگر و مینستر، ۱۹۷۸: ۱-۲۵)، زیرا تفریق بلوری فازهای کانیای فوق، این عناصر کمیاب را تفکیک نمی‌کند و نسبت دو عنصر ناسازگار در طول این فرایندها ثابت می‌ماند (آلگر و مینستر، ۱۹۷۸: ۱-۲۵). تفریق کانی‌های فرومنیزین مانند اولیومین و کلینوپیروکسن، فراوانی عناصر سازگار مانند (Ni, Cr) را کاهش و فراوانی عناصر ناسازگار مانند (Nb, La, Th) را در مذاب افزایش خواهد داد (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰: ۶۷-۹۵). نمودارهای La/Yb در مقابل La و TiO<sub>2</sub> در مقابل Zr (ساندرز و همکاران، ۱۹۷۹: ۳۴۴-۳۶۰)، روند تبلور تفریقی در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد (شکل ۱۱ الف، ب).



شکل ۱۱. موقعیت نمونه‌های مافیک مورد مطالعه روی الف) نمودار نسبت Ce/Pb در مقابل MgO (فارمن، ۲۰۰۷: ۱۴۷-۱۶۰)، و ب) نمودار Nb/U در مقابل U (یان و ژائو، ۲۰۰۸: ۱۰۶-۱۲۱)، به منظور تشخیص آلودگی پوسته‌ای در منشأ آنها



شکل ۱۲. روند صعودی نمونه‌های مورد مطالعه روی نمودارهای الف) La/Yb در مقابل La و ب) TiO<sub>2</sub> در مقابل Zr (ساندرز و همکاران، ۱۹۷۹: ۳۶۰-۳۴۴) که نشان‌دهنده روند تبلور تفریقی است.

سنگ‌های آتشفشانی سازنده مخروط‌های بوبک و سیخ‌کوه عمدتاً تراکی بازالت تا تراکی آندزیت است و به صورت جریان‌های گدازه‌ای و مواد آذرآواری رخنمون دارد. معمولاً حاوی کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، بیوتیت و هورنبلند با بافت غالب پرفیریتیک است. با توجه به بررسی‌های پتروگرافی و استناد به هماهنگی الگوی توزیع عناصر REE و عناصر ناسازگار نمونه‌ها، همگی بیانگر مرتبط بودن این سنگ‌ها با یکدیگر از طریق تبلور تفریقی است. در بررسی‌های ژئوشیمیایی، شواهد و مدارکی دال بر وجود آلودگی ماگمایی در سنگ‌های منطقه مشاهده می‌شود. آنومالی منفی Nb، Ti در نمودارهای عنکبوتی و نیز روندهای مشاهده شده در سایر نمودارها از جمله نمودار نسبت Ce/Pb در مقابل MgO (فارمن، ۲۰۰۷: ۱۴۷-۱۶۰) و نمودار Nb/U در مقابل U (یان و ژائو، ۲۰۰۸: ۱۰۶-۱۲۱) نشان‌دهنده آلودگی سنگ‌های منطقه با پوسته است. همچنین، نسبت‌های عناصری مانند Nb/U و Ce/Pb نیز این موضوع را تأیید می‌کند. از طرفی، نمودارهای ژئوشیمیایی La/Yb در مقابل La و TiO<sub>2</sub> در مقابل Zr (ساندرز و همکاران، ۱۹۷۹: ۳۶۰-۳۴۴) نشان‌دهنده روند تبلور تفریقی نمونه‌هاست. بر اساس نمودارهای تکنونوماگمایی و نمودارهای چند عنصری نرمالیز شده بر اساس گوشته اولیه و کندریت سنگ‌های آتشفشانی کوه‌های بوبک و سیخ‌کوه از منبع گوشته‌ای سرچشمه می‌گیرد و حین صعود متحمل تفریق بلورین و آلودگی با پوسته شده است.

## منابع

- آقائباتی، س.ع. (۱۳۸۳). زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۸ ص.
- امامی، م.ه. (۱۳۷۹). ماگماتیسم در ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۱ ص.
- حمزه‌پور، ب. (۱۳۸۷). نقشه زمین‌شناسی چهارگوش چهارفرسخ، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- قاسم‌پور، م.ر. (۱۳۸۹). پتروگرافی ژئوشیمی سنگ‌های بازالتی پلیو کواترنری واقع در جنوب شرق نهبندان، شرق ایران، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، استاد راهنما حبیب بیابانگرد، رشته پترولوژی دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۶۷ ص.
- Aghanabati, A. (2004). Geological Survey of Iran, Geological and Mineral Exploration, 708 pp. (In Persian)
- AbdelFattah, M., Abdel Rahman, A.M. and Nasser, P.E. (2004). Cenozoic volcanism in the middle East: Petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. *Geological Magazine*, Cambridge University Press 141: 545-563.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G. (2000). Petrogenetic evolution of late Cenozoic post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of volcanology and geothermal research*, 102: 67-95.
- Allegre, C. and Minster, J.F. (1978). Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth and Planetary Science letters*, 38: 1-25.
- Boynnton, W.V. (1984). *Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies*. In: Rare earth element geochemistry. Henderson, P. (Editors), Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam. 63-114 pp.
- Chen, Y., Wu, H., Courtillot, V. and Gilder, S. (2002). Large N-S convergence at the northern edge of the Tibetan plateau? New Early Cretaceous paleomagnetic data from Hexi Corridor, NW China. *Journal of Earth and Planetary Science*, 201:293-307.
- Emami, M.H. (2000). *Magmatism in Iran*, Geological and Mineral Exploration, 71 pp. (In Persian)
- Furman, T. (2007). Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 48: 147-160.
- Ghasempour, M.R. (2010). *Petrography and geochemistry of plio-Quaternary basaltic rocks in the South East Nehbandan, East of Iran*, M.S.C Thesis, University of Sistan and Baluchestan, Supervisor Habib Biabangard, Petrology courses University of Sistan and Baluchestan, 167 pp. (In Persian)
- Green T.H. (1982). *Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite*, In Andesites (Eds. Thorpe RS. John Wiley), New York: John Wiley and sons, 465-478.
- Griffis, H., Mgryz, J., Behrouzi, A. and Hamzehpour, B. (1992). *Explanatory text of Dehsalm Geological Quadrangle Map 1:250000*, No K9, Geological Survey of Iran.
- Hart, W.K., G. Wolde Gabriele, R.C. and Mertzman, S.A. (1989). Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interaction. *Journal of geophysical research*, 94: 7731-7748.
- Hofmann, A.W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust, *Earth and Planetary Science Letter*, 90: 297-314.
- Hofmann A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. and White, W.M. (1986). Nb, Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science letters*, 79: 33-45.
- Hamzehpour, B. (2008). *Chaharfarsakh square geological map, scale 1/100000*, Geological Survey of Iran. (In Persian)
- Irvine T.N. and Baragar W.R.A. (1971). A guide to the classification of the common volcanic rocks, Canadian *Journal of Earth Sciences*, 8: 235-458.
- Karmalker N.R., Rogers S., Griffin W.L. and Oreilly, S.Y. (2005). Alkaline magmatism from Kutch, NE India: Implication for plum lithosphere interaction. *Lithos*, 81: 10-119.
- Kürkcüoğlu, K., Furman, T. and Hanan, B. (2008). Geochemistry of post-collisional mafic lavas from the North Anatolian Fault zone, Northwestern Turkey, *Lithos*, 101: 416-434.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckesen, A. and Zannetin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rock based on total alkali-silica Diagram, *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planetary Science Letters*, 19: 290-300.
- Saunders, A.D., Tarney, J. and Weaver, S.D. (1979). Transverse geochemical variations across Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 46: 344-360.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: Implications for mantle composition and processes, in: Saunders, A D, and norry, M. J (Eds) magmatism in the ocean basins. *Geological Society Special publication*, 42: 313-345.
- Schilling, J.G., Zajac, M., Evans, R., Johnon, T., White, W., Devine, J.D. and Kingsley, R. (1983). Petrologic and geochemical variations along the mid-Atlantic Ridge from 27 N to 73 N. *American Journal of Sciences*, 283: 540-586.
- Taylor, S.R. and Mc Lennan, S.M. (1985). *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific publications, Oxford, 311.
- Wang, Y., Chung, S., O'reilly, L., Sun, S.Y., Shinjo, R. and Chen, C.H. (2004). Geochemical constractions for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the Northern Taiwan region. *Journal of petrology*, 45: 975-1011.
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Department of earth science, University of Leeds, 466pp.
- White, J.D.L. and Riggs, N.R. (2001). *Volcaniclastic sedimentation in lacustrine settings*. Black well Science Ltd., 299 pp.
- Yan, J. and Zhao J.X. (2008). Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere asthenosphere interaction. *Journal of Asian Earth Science*, 33: 106-121.