مطالعه پتروگرافی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی قافلان کوه میانه (شمالغرب ایران)

امین اله کمالی، محسن مؤید *، احمد جهانگیری، نصیر عامل، هادی پیروج و علی عامری گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیدہ

محدوده مورد مطالعه بخشی از نوار ماگمایی ترشیر البرز غربی-آذربایجان است. رخنمونهای اصلی در ارتفاعات قافلان کوه (جنوب شرق میانه) شامل تناوبی از گدازههای آندزیتی، آندزیت بازالتی، تراکیآندزیت و توفهای وابسته است. ایـن مجموعـه توسط گنبدهای اسیدی و در برخی نقاط توسط روانههای اسید و ایگنمبریت پوشیده می شوند. کانی شناسی اصلی گدازهها شامل الیوین، کلینوپیروکسن، هورنبلنـد، بیوتیت، پلاژیـوکلاز، کـوارتز و سانیدین بـوده، بافـتهـای متنـوع هیالوپورفیریک، میکرولیتیک پورفیری و گلومرو پورفیری را نشان می دهند. گدازههای بازیک تا حد واسط عمدتاً در محدوده آنـدزیت.بازالتی و میکرولیتیک پورفیری و گلومرو پورفیری را نشان می دهند. گدازههای بازیک تا حد واسط عمدتاً در محدوده آنـدزیت.بازالتی و متالومینوس بوده، غنی شدگی مشخصی از HREE نسبت به HREE و نیز S و K و تهـی شدگی محسوسی از P، P، P، P، P، P، P، و منان می دهند. گدازههای بازیک تا حد واسط کالکآلکالن با پتاسیم پایین و متاآلومینوس بوده، غنی شدگی مشخصی از HREE نسبت به HREE و نیز S و K و تهـی شدگی محسوسی از استی و فروانش به Nb ، Y و T، P، P، P، ای منفی محمولی محمول از فوب خشی گوشـته غنی شده و با نـرخ ۲ تا ۵ درصـد از منشأ گارنت است. این گدازهها محصول تفریق ماگمای حاصل از فوب خشی گوشـته غنی شـده و با نـرخ ۲ تا ۵ درصـد از منشأ گارنت لرزولیت بوده، تغییرات نسبت RS/R و Nb/N حاکی از وجـود فـاز فلوگوپیـت (رگـههـای گلیمریتی) در محل منشأ است. است. این معرومه در یک محیط قوس ماگمای حاصل از ذوب خشی گوشـته غنی شـده و با نـرخ ۲ تـا ۵ درصـد از منشأ گارنت نسبتهای بالای K/P (برابر ۵/۶ تا ۴۳) و Nb/N حاکی از وجـود فـاز فلوگوپیـت (رگـههـای گلیمریتی) در محل منشأ است. این مجموعه در یک محیط قوس ماگمای حاشیه فعال قارهای تکوین یافتهاند.

مقدمه

به صورت دایک های تغذیه کننده بوده است، تکاپوهای خروجی پالئوسن، شامل پارهای از سنگ های آتشفشانی و یا آتشفشانی – رسوبی به طور عمده با ترکیب آندزیتی هستند. در البرز – آذربایجان، فعالیت های آتشفشانی ائوسن، شامل مجموعهای از سنگهای آذرآواری و

این محدوده بر اساس زونبندی نبوی (۱۳۵۵) در زون البرز- آذربایجان و بر اساس Alavi و همکاران (۱۹۹۷) در نوار ماگمایی البرز واقع شده است. در زمان پالئوژن، تکاپوهای آتشفشانی از نوع فوران شکافی و یا میکروسکوپی تهیه شد. این مقاطع با میکروسکوپ Olympus مدل 8H2 و در آزمایشگاه سنگشناسی دانشگاه تبریز مطالعه و تصاویر میکروسکوپی آنها تهیه شد. تعداد ۹ نمونه سنگی سالم و تازه از نمونههای مسنگی جدا شده، در آزمایشگاه شرکت – ALS سنگی جدا شده، در آزمایشگاه شرکت – ALS اسلی جدا شده، در آزمایشگاه شرکت – Ohemex در کشور کانادا آنالیز شدند. آنالیز عناصر اصلی بر اساس روش ICP-MS و با دقت برابر ۰/۰۱ درصد وزنی و عناصر کمیاب و نادر خاکی با دقت برابر

زمين شناسي منطقه مورد مطالعه

سنگهای آتشفشانی قافلانکوه، در جنوب شرق میانه بین طولهای جغرافیایی ۱۸ ۸ ۴۵[°] و ۳۳ ۲٬ ۱۰ ۴۸[°] شرقی و عرضهای ۲۰ ۲۲ ۴۹[°] و ۳۰ ۴۲ ۳۹[°] شمالی واقع شدهاند (شکل ۱).

سنگهای آذرآوری از جمله قدیمی ترین واحدهای سنگی هستند که بهطور وسیع در شرق، غـرب و مرکـز گسترش دارند. فعالیتهای آتشفشانی ابتدایی، شدت انفجار بسيار بالايي داشته، نهشتههاي آذرآواري مختلفي را تولید میکنند و با خروج روانههای گدازه ادامه می یابند. سنگهای آتشفشانی ائوسن در دو طرف رودخانه قزل اوزن و شمال شرقی منطقه توسط یکسری سنگهای ریولیتی تا داسیتی به صورت گنبدی قطع و در برخی نقاط توسط روانههای آنها پوشیده شدهاند. بخـش پایین گنبدها، پرلیت و بخـش بالایی آن سنگهای خروجی مطبق است. قرارگیری پرلیت در بخش پایین گنبدها بیانگر این واقعیت است که پس از خروج گدازه به صورت گنبد سیلیسی، آب ماگمایی بخشهای پایین گنبدها را فرا گرفته و سبب شده تا این بخشها که ترکیب شیشهای دارند، بر اثر آبگیری به پرلیت تبدیل شده و بخش های خارج ازآب، همچنان گدازههای دریایی است که بهطور عمده سن ائوسن میانی، و در چینهشناسی ایران سازند کرج، نام دارند (آقانباتی، ۱۳۸۳). حرکتهای کوهزایی پیرنئن که در اواخر ائوسن و اوایل الیگوسن روی داده، تأثیر درخور توجهی بر زمینشناسی ایران داشته است. در البرز -آذربايجان آتشفشان هاى الوسن – اليگوسن شامل ريوليت (انزلى – ميانه)، داسيت (ميانه) آندزيت (تبريز) و تراکیآندزیت، لاتیت و بازالت (میانه) است. در پایان كرتاسه فاز لاراميد در شمال غرب ايران، باعث بالا آمدن البرز و ارتفاعات سلطانیه شده است. پس از فاز فشاری لارامید، یک فاز کششی که نقطه اوج آن در ائوسن میانی بوده (فاز پیرنه)، در البرز باعث فعالیت مجدد گسلها شده است. این فاز تکتونیکی در میانه، باعث بالا آمدن زمینها و شکسته شدن و تشکیل حوضههای فروکششی الیگوسن و میوسن شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). پیشینه مطالعات صورت گرفته در این منطقه نشان میدهد که زمینشناسی منطقه از دیـدگاههـای مختلف (لطفي، ١٣٥۴؛ حاجعليلو، ١٣٨٥؛ كمالي و همكاران، ۱۳۸۹؛ كمالي و همكاران، ۱۳۸۹؛ كمالي، ۱۳۸۹؛ ۱۳۸۹ kamali *et al.*, 2010) مورد بررسی بوده است، اما این مجموعه همچنان نیازمند بررسیهای گسترده و دقیق، بر پایه دادههای ژئوشیمیایی است. مقاله حاضر بر اساس مشاهدات صحرایی، مطالعات پتروگرافی و دادههای ژئوشیمیایی به روابط ژنتیک فازهای گوناگون مجموعه ولكانيك قافلان كوه مى يردازد.

روش انجام پژوهش

مطالعات صحرایی این پژوهش شامل مطالعه ویژگی-های زمین شناسی ساختمانی، لیتولوژی های موجود در منطقه و سنگ شناسی سنگ های قافلان کوه است . از نمونه های صحرایی تازه و سالم جمع آوری شده، مقاطع



به صورت گدازه های مطبق با ساخت جریانی آشکار باقی به صورت گدازه های مطبق با ساخت جریانی آشکار باقی به مانند (a - 1) (شکل (a - 1)) (شکل (a - 1))



شکل ۱–a) موقعیت محدوده مورد مطالعه، b) راههای دسترسی به قافلان کوه، c) نقشه زمینشناسی و لیتولوژیهای اصلی موجود در منطقه (اقتباس از نقشه زمینشناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میانه)

برشهای آتشفشانی منطقه قطعاتی از سنگهای آندزیت بازالتی قرار دارند که کانیهای درشت پلاژیوکلاز آن به یک سانتیمتر میرسد (شکل ۲- c). سنگهای آندزیت بازالتی و تراکیآندزیتی به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره بوده، دارای فنوکریستهای فورانهای انفجاری زیردریایی سبب تشکیل توف، آگلومرا و برش شده و سنگهای ایگنمبریتی، در محیط خشکی شدهاند. توفها عمدتاً خاکستری رنگ و ایگنمبریتها بهصورت ستبر و به رنگ قهوهای با ساخت جوش خورده و جریانی مشاهده میشوند. در آگلومرا و

دارند. گسلهای عادی آندزیتهای بازالتی را قطع کرده، در حالی که گسلهای معکوس در سنگهای پیروکلاستیکی دیده میشوند (شکل ۲- f). این حالت پیشنهاد می کند که ابتدا فورانهای آتشفشانی به صورت سنگهای پیروکلاستیک تظاهر نمودهاند و احتمالاً بر اثر فشار ماگما گسلههای معکوس سنگهای پیروکلاستیک را قطع کرده و سپس ماگمای خارج شده و گدازههای آندزیت بازالتی را تشکیل داده است. سپس بر اثر تخلیه ماگما فرونشست منطقه مرکزی آتشفشانی گسلههای نرمال شکل گرفتهاند. پلاژیوکلاز هستند. این گدازهها حفرهدار بوده، حفرات آنها از محصولات ثانوی مانند کلسیت و کوارتز پرشده است (شکل ۲- b). همچنین، سنگهای پیروکلاستیک منطقه توسط یک سری دایکهای تغذیه کننده قطع میشوند که این دایکها تا سطح زیرین آندزیتهای میشوند که این دایکها تا سطح زیرین آندزیتهای میشوند که این دایکها تا محم زیرین آندزیتهای میشوند که این دایک ها تا محم زیرین آ بازالتی ادامه دارند. کلیه منطقه تحت تأثیر گسلشهای معددی قرار گرفته است. گسلهای عادی منطقه دارای امتداد شمالی – جنوبی و شیب به سمت شرق بوده شمال شرق – جنوبغرب و شیب به سمت شال غرب



شکل ۲- a) زمین شناسی صحرایی، ساخت جریانی در ریولیتهای منطقه وهوازدگی ریولیتهای منطقه، b) ساخت جریانی در ریولیتهای منطقه،c) قطعاتی از آندزیت درون آگلومرا، d) پرشدن حفرات آندزیتها توسط کلسیت و کوارتز متبلور، e) نمایی ازگسلهای معکوس، f) نمایی ازگسل نرمال که سنگهای پیروکلاستیک و بازالتی را قطع کرده است.

کانیشناسی و پتروگرافی بهطور کلی، سنگهای آتشفشانی قافلان کوه، بیشتر در قالب روانههای گدازهای آندزیت بازالتی، داسیت و ریولیت رخنمون یافتهاند. (الف) **آندزیت بازالتی:** در نمونههای دستی با رنگ

خاکستری و کانیهای پورفیر پلاژیوکلاز در زمینه دانه ریز مشخص میشوند. مطالعات پتروگرافی نشاندهندهٔ ساخت پورفیری با زمینه دانه ریز این سنگهاست. سنگهای آندزیتبازالتی منطقه از لحاظ کانیشناسی شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین، و

به رنگ خاکستری متمایل به صورتی هستند. ساخت نمونهها پورفیری بوده، دارای فنوکریست آمفیبول و نیز حفراتی هستند که این حفرات به وسیله سیلیس و کلسیت پر شدهاند.

سنگهای منطقه از لحاظ کانی شناسی شامل سانيدين، كوارتز، يلاژيوكلاز، هورنبلند، بيوتيت و کانی های کدر است. سانیدین، این کانی به دو صورت فنوکریست و میکرولیت شکل دار تا نیمه شکل دار دیده میشود و دارای ماکل کارلسباد هستند. همچنین، به صورت ریز در زمینه سنگ دیده می شوند (شکل ۳f). كوارتز، بهصورت فنوكريست و هم بهصورت ريز بلور در مـتن سـنگ ديـده مـيشـود. پلاژيـوكلاز بـهصـورت فنوکریست، شکلدار تا نیمهشکلدار، اغلب زونه دیده می شود. آمفیبول های موجود از نوع هورنبلند بوده، اکثر بلورهای هورنبلند، شکلدار تا نیم هشکلدار و اپاسیته شدهاند (شکل ۲–f). این رخداد که انعکاس برقراری شرایط ناپایدار برای کانی هورنبلند در هنگام تبلور ماگمایی است، نوعی واکنش کانی با مذاب اطراف خود محسوب می شود؛ مذابی که کانی مزبور با آن در تعادل تركيبي قرار ندارد. بيوتيت، اين كاني بهصورت شكل دار تا نیمهشکلدار و در اندازههای متوسط دیده می شود. در این سنگها کانی بیوتیت به رنگ قهوهای سوخته؛ یعنی اکسیبیوتیت دیدہ میشود. کانی ہای کدر به مقدار درخور توجهی وجود دارد که برخی بهصورت اولیه و شکلدار و برخی به صورت ثانویه دیده می شوند. بافت اصلی میکرولیت پورفیریک و بافتهای فرعی بافت تراكيتي ديده مي شود.

مطالعات پتروگرافی سنگهای آتشفشانی قافلان کوه نشان میدهد، این سنگها دارای دو مجموعه کانیشناسی مختلف، شامل مجموعه کانیهای آبدار و مجموعه کانیهای بدون آب هستند. بلورهای پلاژیوکلاز،

کانی های کـدر است. انـدازه یلاژیوکلازها متوسط تا درشت بوده، بیشتر به صورت فنوکریست، شکل دار تا نیمه شکل دار و دارای ماکل پلی سنتتیک و منطقه بندی هستند (شکلهای a -۳ و b -۳). همچنین، یلاژیوکلازها بهصورت میکرولیت در زمینه دیده می شوند که این میکرولیتها فنوکریستهای موجود در زمینه را دور میزنند و در روندی خاص منظم شده، جهت جریان را نشان میدهند. این کانی نسبت به کانیهای دیگر فراوانی بیشتری داشته و از نظر اندازه، هم بهصورت فنوکریست و هم بهصورت میکرولیت در زمینه یافت می شود (شکل ۳– a). بافت غربالی در اکثر نمونههای منطقهی مورد مطالعه دیده می شود (شکل b - ۳). این بافتها به تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور بر اثر ورود ماگمای تازه به داخل مخازن ماگمایی، کاهش فشار لیتواستاتیک بر اثر بالا آمدن ماگما و افزایش فشار بخار آب بر اثر صعود ماگما نسبت داده شده است (Nelson, 1992). پيروكسن ها اغلب بهصورت فنوکریست و نیمه شکل دار و به رنگ سبز پریده دیده می شوند و دارای خواص نوری اوژیت هستند. در برخی از مقاطع نازک پیروکسن ها به صورت انباشتی دیده می شوند و بافت گلومروپورفیری تشکیل دادهانـد (شـکل c −۳). اليوين: بهصورت فنوكريست نيمهشكلدار و غالبـاً بهصورت فنوكريستهاى ايدينگزيته شده ديده مىشوند. گاهی شدت ایدینگزیتی شدن به اندازهای است که فقط قالب این کانی باقی میماند. تجمع بلورهای الیوین کنار هم بافت گلوموپورفیری را تشکیل میدهد. بافتهای اصلی نمونههای مطالعه شده هیالو میکرولیتیک و میکرولیتیک پورفیریک است (شکل ۳- d و ۳- e).

(ب)داسیت و ریولیت: داسیتها و ریولیتها در نمونههای دستی خاکستری رنگ بوده، نمونههای هوازده

کلینوپیروکسن و الیوین (مجموعه بدون آب) سازنده اصلی آندزیتهای بازالتی است. در سنگهای ریولیتی و داسیتی کانیهای آبداری همچون آمفیبول، بیوتیت در کنار پلاژیوکلاز، کوارتز و سانیدین مشاهده میشوند.

ویژگیهای پتروگرافی نشاندهندهٔ کاهش کانی الیوین از سنگهای آندزیت بازالتی است و افزایش کانی آمفیبول در سنگهای متوسط و اسیدی است که میتواند نشاندهندهٔ نقش تبلور تفریقی باشد.



شکل ۳- a) کانیهای مختلف موجود در نمونههای آتشفشانی ماکل پلیسنتتیک، زونینگ در پلاژیوکلاز و بافت هیالومیکرولیتیپورفیریک (XPL)، d) بافت غربالی در فنوکریست پلاژیوکلاز (XPL)، c) ماکل در فنوکریستهای پیروکسن و بافت هیالومیکرولیتیکپورفیری (XPL)، d) بافت گلومروپورفیری در الیوین (XPL)، e) ایدینگزیته شدن الیوین (PPL)، f) سانیدین، تجمع کانیهای اکسیدی و حواشی سوخته هورنبلند و بافت میکرولیتیکپورفیری (XPL)

ژئوشيمى

اکسیدها و عناصر کمیاب به صورت ضریب همبستگی در جدول ۲ ارائه شده است. ضریب همبستگی (r) اگر r=+1 باشد، همبستگی خطی و مثبت وجود دارد. اگر r=-1 باشد همبستگی خطی و منفی وجود دارد. هنگامی که r=0 باشد، هیچگونه همبستگی وجود ندارد.

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های قافلان کوه در جدول ۱ ارائه شده است. این نمونه ها در نمودار سیلیس در مقابیل مجموع آلکیالی هیا در محدوده های آندزیت بازالتی، داسیت و ریولیت قرار می گیرند (شکل ۴). همبستگی بین 2Gi2 و سایر

	جلاول ۱ - تجریه عناصر اصلی و کمیاب سنگهای انسفسانی قافلان کوه به روس ۱۳۱۵ - ۱۰۱											
Sample No.	K-4	k8	k10	k20	k26	k33	k34	k37	k6			
(Wt%)												
SiO ₂	68.50	62.20	53.00	53.60	53.30	52.90	53.20	53.20	66.90			
Al_2O_3	15.85	16.10	18.45	20.60	20.10	20.50	20.10	20.10	16.05			
Fe ₂ O ₃	1.84	5.93	8.12	6.95	7.38	7.06	7.78	7.68	3.27			
CaO	2.69	4.88	8.17	8.59	8.48	8.76	8.84	8.99	2.31			
MgO	0.48	1.98	3.11	1.95	1.85	1.84	2.31	2.35	0.88			
Na ₂ O	4.42	3.71	3.08	3.84	3.89	3.83	3.70	3.66	4.06			
K ₂ O	3.21	2.05	2.20	1.26	1.32	1.26	1.27	1.24	3.25			
TiO ₂	0.35	0.69	1.00	0.97	1.02	0.96	0.97	0.96	0.35			
MnO	0.05	0.13	0.15	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.04			
P_2O5	0.14	0.28	0.41	0.36	0.38	0.37	0.36	0.36	0.15			
SrO	0.06	0.05	0.07	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.05			
BaO	0.12	0.08	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08	0.08	0.11			
LOI	2.32	2.12	1.78	1.70	1.06	1.29	1.08	1.10	2.61			
Total	100.00	100.00	99.60	100.00	99.00	99.00	99.90	99.90	100.10			
(ppm)												
Ba	989	654	584	622	683	603	661	670	965			
Ce	65	59.7	45.8	59.5	62.6	59.2	61.4	64.7	60.3			
Со	2.4	11.8	22.6	12.9	14.6	13.9	15.1	15.9	3.1			
Cs	1.53	11	1.45	1.4	0.69	0.99	0.88	0.89	1.23			
Cu	11	18	93	41	43	44	33	34	<5			
Dy	1.93	4.55	4.46	4.08	4.17	4.13	3.98	4.15	1.68			
Er	1.17	2.89	2.62	2.43	2.46	2.52	2.52	2.48	1.01			
Eu	0.93	1.34	1.48	1.48	1.64	1.5	1.49	1.44	0.79			
Ga	17.1	18.4	20.4	19.5	19.5	19.5	19.5	19.7	15.7			
Gd	3.3	5.28	5.11	4.95	5.16	4.89	4.91	5.03	2.9			
HI	4.8	5	3.3	3	3	2.9	2.9	2.9	4.1			
HO	0.37	0.93	0.9	0.84	0.83	0.82	0.82	0.82	0.34			
La	39.3	31.3	22.7	32.7	0.22	32.4	35.9 0.25	30.8	3/			
	0.19	0.42	0.30	0.32	0.55	0.35	0.35	0.34	0.10			
IND NJ	20.0	14.0	9.0	15.9	13.1	14.2	15.5	15.7	21.4			
Nu N:	× 21.9	21.0	23.0	23.3	27.9	23.4	23.7	20.0	20.0			
Dh	15	11	12	17	10	18	22	21	16			
l D Dr	15	7.08	5 78	674	7 33	67	7 03	7.2	6.22			
Rh	86.6	67.5	59.4	25.1	26	25.5	24.8	25.6	86.2			
Sm	3.18	5 29	5 13	4 85	5 17	4 97	4 84	5.07	3.2			
Sr	477	384	572	715	725	717	703	735	470			
Ta	15	1	0.6	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	13			
Th	0.38	0.78	0.74	0.72	0.72	0.7	0.71	0.68	0.36			
Th	9.81	9.04	4 42	6.06	6.55	5 94	6.52	6.67	9.67			
Tm	0.16	0.43	0.37	0.35	0.35	0.33	0.34	0.34	0.15			
U	3.5	2.23	1.18	1.21	1.27	1.17	1.23	1.25	3.66			
v	13	75	182	186	205	193	209	205	23			
W	1	2	1	1	1	1	1	1				
Y	10.8	26	24.1	21.6	22.3	21.5	21.8	22.2	10.2			
- Yb	1.15	2.72	2.33	2.24	2.18	2.23	2.31	2.32	1.04			
Zr	200	186	126	118	127	117	115	118	183			

جدول ۱- تجزیه عناصر اصلی و کمیاب سنگهای آتشفشانی قافلان کوه به روش ICP-MS

تفريق و تبلور عادى ماگما باشد. اين امر مى تواند نشانه تبلوربخشی کانی کلینوپیروکسن در طی تبلور ماگما باشد (Gouragaud and Vincent, 2003). تطابق منفى عناصر سازگار Co و Ni نیز نشانه تمرکز و ورود این عناصر در کانیهای الیوین و پیروکسن در روند تفریق از ماگمای آندزیتی است. از طرفی، تطابق مثبت SiO₂ با Ba و Rb نشاندهنده روند عادی تبلور و تفریق ماگماست، در صورتی که بهعلت بالا بودن مقدار پلاژیوکلاز به صورت درشت بلور و میکرولیت، این تطابق مثبت را می توان به این حالت نسبت داد. با توجه به همبستگیهای مشاهده شده بین SiO₂ با اکسیدها و عناصر کمیاب صورت، می توان بیان داشت که سنگهای با ترکیب آندزیت بازالتی، ریولیتی و داسیتی دارای ارتباط ژنتیکی بوده، از ماگمای واحدی منشأ گرفتهاند. این مسأله با در نظر گرفتن شواهد پتروگرافی و ثئوشیمیایی نشاندهندهٔ نقش ویژهٔ تبلور تفریقی نسبت به ذوب بخشی یا اختلاط ماگمایی در ایجاد تنوعات سنگی منطقه نیز تایید می شود و به عبارتی، نمونه های مورد بررسی هم ماگما (Comagmatic) است.





در نمونههای مورد مطالعه تطابق منفی بین SiO₂ با Co ،Al₂O₃ ،TiO₂ ،CaO ،MgO ،Fe₂O₃ و تطابق مثبت بین SiO₂ با Sa ،K₂O و Rb ملاحظه می شود (شکل ۵؛ جدول ۲).

همبستگی مثبت SiO₂ در برابر K₂O بر اثر تفریق افزایش پیدا می کند. همچنین، همبستگی منفی SiO₂ در برابر MgO ،TiO₂ و CaO نیز می تواند شاخصی از

			7		-		-					
Sample	SiO ₂ Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	Ва	Co	Nb	Ni	Rb	V	K ₂ O
SiO ₂	1 -0.927	-0.958	-0.991	-0.823	-0.988	0.891	-0.881	0.86	-0.617	0.909	-0.992	0.865
Al ₂ O ₃		0.8	0.942	0.564	0.888	-0.715	0.644	-0.617	0.455	-0.972	0.947	-0.895
Fe ₂ O ₃	YY	1	0.937	0.925	0.968	-0.939	0.94	-0.922	0.698	-0.82	0.939	-0.818
CaO			1	0.787	0.983	-0.876	0.849	-0.841	0.652	-0.938	0.993	-0.899
MgO				1	0.844	-0.888	0.977	-0.968	0.73	-0.565	0.779	-0.512
TiO ₂					1	-0.925	0.903	-0.893	0.648	-0.893	0.978	-0.866
Ва						1	-0.905	0.945	-0.618	0.75	-0.845	0.748
Co							1	-0.978	0.715	-0.63	0.842	-0.535
Nb								1	-0.7	0.629	-0.813	0.53
Ni									1	-0.533	0.632	-0.394
Rb										1	-0.938	0.97
V											1	-0.888
K ₂ O												1

جدول ۲- ضرایب همبستگی عناصر اصلی و فرعل

(شـکلهـای ۷ و ۸) نیـز رونـدهـای مناسـبی دیـده مـیشـود، در ایـن دیـاگرامهـا عناصـر Sr ،Ba و Pb غنـیشـدگی نشـان مـیدهنـد. در حـالی کـه،

سنگ های آتشفشانی منطقه ماهیت کالک آلکالن، شوشونیتی (شکل ۶- a) و متاآلومین (شکل ۶- b) دارند. در الگوی عناصر کمیاب

متاسوماتیسم گوشته یا آلایش پوسته قارهای باشد، آنومالی منفی Ti و Nb در سنگهای منطقه تأثیر فرورانش بر منابع گوشتهای را نشان میدهد (Soesoo, 2000). عناصری مانند Zr ،Eu ،Nb ،Ti و Ta تهییشدگی نشان میدهند. عناصر Th ،Ba و K غنیشدگی را در سنگهای منطقه نشان میدهند. غنیشدگی عناصر فوق میتواند در ارتباط با فرایند



شکل ۵- نمودارهای مربوط به روند تعدادی از اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب سنگهای منطقه در مقابل SiO₂ (سنگهای اسیدی با نماد مربع و سنگهای آندزیت بازالتی با نماد دایره مشخص شدهاند).



شکل β- a) نمودار تعیین سری ماگمایی Th/Yb - Ta/Yb (Pearce, 1982)، d) نمودار نسبت مولی A/CNK به A/CNK برای تعیین اندیس آلومینیم سنگهای آذرین منطقه (Shand, 1943) (سنگهای اسیدی با مربع و سنگهای آندزیت بازالتی با دایره مشخص شدهاند).



کندریت (Sun and McDoungh, 1989)



عناصر خاکی کمیاب در گدازههای مختلف روندهای یکسان نشان میدهند و سنگهای منطقه از عناصر

کمیاب سبک LREE غنیشدگی و از HREE تهیشدگی و از LREE تهیشدگی نشان میدهند. دو احتمال برای غنیشدگی TREE تهیشدگی نشان میدهند. دو احتمال برای غنیشدگی LREE العد میتوان در نظر گرفت: یکی این که LREE ها تا حدی از Krauskopf and Bird, 1976) و ممکن ناساز گارترند (Krauskopf and Bird, 1976) و ممکن منطقه متمرکز شده باشند. عامل دیگری که باعث غنیشدگی سنگهای یک ناحیه از LREE ها میشود، فنی است که این سنگهای در مناطق فرورانش تشکیل شده باشند (Winter, 2001).

سنگهای مورد مطالعه بهطور مشخصی غنی شدگی از عناصر LILE (مثلاً U و Ba) و تهی شدگی از عناصر HFSE (مثلاً Nb) را نشان می دهند. غنی شدگی از عناصر و ته می شددگی از Nb, Ti) HFSE و تهی شدگی از HREE و ویژگی های ماگماتیسم زون فرورانش است. غنی شدگی عناصر LREE نسبت به HREE و غنی شدگی Sr و ته می شدگی IREE و MEE و غنی شدگی Sr و ته می شدگی IREE ای از ویژگی های

با توجـه بـه شـواهد پتروگرافـی تفريـق کـانیهـای ماننـد اليـوين باعـث تهـیشـدگی HREE شـده اسـت. در شـکل ۷ دیـاگرام در ارتبـاط بـا الگـوی عناصـر

REE و جـداشـدگی نمونـههای اسـیدی مـیتـوان گفت کـه تفریـق الیـوین باعـث کـاهش و جداشـدن عناصـر HREE نسـبت بـه نمونـههای متوسط و بازیک شـده است. در حالی کـه مقـدار عناصر LREE هـم در ایـن سـنگها افـزایش نشان مـیدهـد کـه میتواند با مدل تفریق سازگار باشد.

تهی شدگی Ti و عناصر مرتبط با آن مانند Zr و Nb از ویژگی های ماگماهای کالک آلکالن مرتبط با کمان های آتشفشانی در مقایسه با ماگماهای کالک آلکالن داخل صفحات لیتوسفری است. در ضمن، این تهی شدگی می تواند بر اثر تفریق کانی های آمفیبول و یا فازهای می تواند ایلمنیت صورت گیرد. با وجود این، مقدار تهی شدگی در گروه های سنگی مربوط به کمان های

ماگمایی متفاوت باشد. از طرفی، وجود آنومالی مثبت Pb به متاسوماتیسم گوه گوشتهای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آلایش ماگما با پوسته قارهای اشاره دارد (Kamber *et al.*, 2002). نسبت *Eu/Eu محاسبه شده برای نمونههای منطقه مورد مطالعه، همانطوری که در جدول ۳ مشاهده می شود، همگی کوچکتر از ۱ بوده، دارای آنومالی منفی هستند. نسبت *Eu/Eu بین ۵/۷۵

أنومالی منفی هستند. نسبت *Eu/Eu بین ۰/۷۵ تا ۲/۹۳ است. دلیل آن جدایش پلاژیوکلاز کلسیک از مذاب بهوسیله تفریق بلوری است و یا فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط تبلور ماگماست فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط تبلور ماگماست Eu است.

جدول ۳- نسبتهای عناصر کمیاب و اصلی

Sample	La/Ta	Zr/Y	Th/Yb	Ta/Yb	Rb/Y	Nb/Y	La/Nb	Ce/Pb	Nb/La	Th/U	Sr/Ce	Nb/Ta	Ba/Nb
K4	18.4749	2015.646	8.530435	1.304348	8.018519	1.907407	1.907767	4.333333	0.524173	2.802857	7.338462	13.73333	48.00971
K8	289.3396	2641193	3.323529	0.367647	2.596154	0.561538	2.143836	4.975	0.466454	4.053812	6.432161	14.6	44.79452
K10	645,5599	20727385	1.896996	0.257511	2.46473	0.406639	2.316327	5.088889	0.431718	3.745763	12,48908	16.33333	59.59184
K20	483.3522	9681692	2.705357	0.357143	1.162037	0.643519	2.352518	3.5	0.425076	5.008264	12.01681	17.375	44.7482
K26	292.2389	2591045	3.004587	0.366972	1.165919	0.67713	2.317881	3.294737	0.431429	5.15748	11.58147	18.875	45.23179
K33	493.7827	10221078	2.663677	0.313901	1.186047	0.660465	2.28169	3.288889	0.438272	5.076923	12.11149	20.28571	42.46479
K34	534.4401	12542245	2.822511	0.30303	1.137615	0.619266	2.659259	2.790909	0.376045	5.300813	11.44951	19.28571	48.96296
K37	1035.352	70978310	2.875	0.301724	1.153153	0.617117	2.686131	3.080952	0.372283	5.336	11.36012	19.57143	48.90511
K6	35.87775	11552.89	9.298077	1.25	8.45098	2.098039	1.728972	3.76875	0.578378	2.642077	7.794362	16.46154	45.09346
Sample	e La/Sm	Balla	K/P	A/N	K A	/CNK	Nb/Yb	Eu/Eu*	La/Yb	Zr/Nb	Rb/	/Sr N	lb/Th
K-4	7.77	25.165	39 43.60	925 1.4	74972 1	.013622	1.4551	5 0.878	1.6573	46 0.52	9763 3.	128468	0.169336
K8	3.72	20.894	57 13.92	2507 1.9	34558 0	936305	2.06616	2 0.775	2.6660	15 0.29	0696 9.	171143	0.031697
K10	2.78	25.726	87 10.20)565 2.4	77085 0	.827237	2.99440	8 0.884	3.3873	39 0.26	0972 12	.97971	0.020106
K20	4.24	19.021	41 6.656	6864 2.6	81926 0	.884136	3.03338	8 0.924	3.2828	87 0.2	8146 1	1.6638	0.024131
K26	4.26	19.514	29 6.606	3813 2.5	67624 0	.864636	2.96960	3 0.971	3.0582	93 0.31	7497 9.	632501	0.032961
K33	4.1	18.611	11 6.476	5949 2.6	74635	0.86893	3.0780	8 0.93	3.3097	63 0.28	0987 11	.77907	0.023855
K34	4.67	18.412	26 6.709	9697 2.6	93807	0.85406	3.15412	1 0.935	5 3.3733	92 0.27	7169 12	2.17088	0.022773
K37	4.57	18.206	52 6.5	5512 2.7	29761 0	.847775	3.21991	2 0.872	3.692	256 0.23	6151 15	63646	0.015103
K6	7.27	26.081	08 41.20	916 1.5	73987 1	.114806	1.41189	4 0.793	1.7804	47 0.44	5394 3.	997465	0.111419

آتشفشانی نسبت داد. در واقع، این آنومالیها در کنار بالا بودن نسبت LILE/HFSE در سنگهای آتشفشانی مناطق کمان کالکآلکالن در نتیجه ورود اجزای LILE موجود در صفحه فرورونده به درون گوه گوشتهای بالای مقادیر بالای نسبتهای LREE/HREE و LILE/HFSE و آنومالی منفی Nb ،Ta و TM (TNT) از جمله ویژگیهای سنگهای مورد مطالعه است که میتوان آن را به سنگهای مرتبط با قوسهای سنگهای آتشفشانی منطقه بین ۱/۷ تا ۶/۰۶ است که نشاندهنده محیط فرورانش است (Pearce, 1983). تغییرات Rb و Nb در سنگهای میانه حاصل غنی شدگی در زون فرورانش یا آلایش پوسته ای است. ماگماهایی که از گوشته منشأ می گیرند، به وسیله پوسته قاره ای هنگام بالا آمدن آلوده می شوند که از نشانه های قاره ای هنگام بالا آمدن آلوده می شوند که از نشانه های آن آنومالی منفی Nb و Ta و آنومالی مثبت Th است آن آنومالی منفی Nb و Ta و آنومالی مثبت Th است آن آنومالی منفی Nb و Ta و آنومالی مثبت Th است آن آنومالی منفی Nb و Ta و آنومالی مثبت Th است آن آنومالی منفی Nb و Th و آنومالی مثبت Th است آن آنومالی منفی Nb و Th و Th و آنومالی مثبت Th است آن آنومالی منفی Nb و Ta و آنومالی مثبت Th است آن آنومالی منفی Nb و Ta و آنومالی مثبت Th است آن آنومالی منفی Nb و Ta و آنومالی مثبت Th است آل آنومالی منفی Nb و Th و Th و آنومالی مثبت Th است آلایش پوسته ای است Parragan (Fitton *et al.*, 1991; Barragan *et al.*, 1998)


شکل ۹- a) نمونههای محدوده مورد مطالعه روند زونهای فرورانش غنیشده یا آلایش پوستهای را نشان میدهند (اقتباس از Pearce، ۱۹۸۳)، b) همچنین، این نمونهها در محدوده، روندههای هضم، تبلور تفریقی و تبلور را نشان میدهند (اقتباس از Esperanca و همکاران،۱۹۹۲). سنگهای اسیدی با علامت مربع و سنگهای آندزیت بازالتی با علامت دایره مشخص شدهاند.

با وجود پایین بودن Ce/Pb و بالابودن نسبت Th/U نیز تأیید می شود، زیرا Pb و Th در مواد پوسته ای متمرکز می شوند. نسبت Ce/Pb در پوسته بالایی ۳/۷ است (Rudnic and Gao, 2004)، در صورتی که این نسبت در نمونه های منطقه، محدودهای بین ۲/۷ تا ۵/۰۳ (اکثراً کمتر از ۳/۷) را دارند. نسبت Th/U در پوسته نسبتهای عناصر K/P و La/Nb که در نمونهها به ترتیب برابر ۷< و ۱/۵< بوده نشاندهندهٔ احتمال وجود آلودگی پوستهای است (Abdel-Fattah and Philip, 2004) همچنین، این نسبتها در سنگهای آتشفشانی منطقه (برابر ۶/۵ تا ۴۳ و ۱/۷ تا ۲/۶۸) بوده که آلایش پوستهای را تأیید می کند. احتمال انجام آلایش پوستهای

بالایی در حدود ۳/۸ است (Rudnick and Gao, 2004). در نمونههای مورد مطالعه ۲/۶ تا ۵/۳۳ (اکثراً کمتر از ۳/۸) است (جـدول ۳). ایـن نسـبتهـا احتمـال انجـام آلایش با بخشهای فوقانی پوستهای را نشان میدهند.

مقادیر پایین نسبتهای Ce/Pb (اغلب کمتر از ۵)، Nb/La (کمتراز ۰/۷) و Sr/Ce بالا (بیش از ۵) در نمونههای مورد مطالعه نیز نشانهای از درگیر بودن پوسته و گوشته در ماگمای سازنده بوده است Jung *et al.*, 2004)

Stolz و همکاران (۱۹۹۶) عقیده دارند که نسبت Nb/Ta کندریتی منبع گوشته ای دارد که اگر تحت تأثیر سیالات قرار گیرد، فقیر از HFSE (منشأ گرفته از فرورانش) و غنی شده از LILE خواهد بود و در این حالت نسبت ۱< Nb/Ta خواهد شد. این نسبت در سنگهای منطقه بین ۱۳/۷۳ تا ۲۰/۰۲ است. مقادیر بالای نسبت Nb/Ta شاخص ماگماهای مشتق شده از گوشته ای آلوده است (جدول ۳).

در نمونههای محدوده مورد مطالعه نسبتهای یاد شده مشاهده می شود که تأییدی بر انجام آلایش پوستهای در مذاب مشتق شده از گوشته است. از طرفی، شواهد ژئوشیمیایی موجود یاد شده در فوق نیز وجود آلایش را پشتیبانی می نماید. احتمال تأثیر فرایندهای آلایش با توجه به قرارگیری نمونههای مورد مطالعه در محدودههای AFC (شکل ۹- b) نیز تقویت می شود (Esperanca *et al.*, 1992).

نمونههای مورد مطالعه ویژگیهای سنگهای جزایر قوسی و حاشیه فعال قارهای (ACM) را نشان میدهنـد (شکل ۹). رونـدهـای موجـود در نسـبتهـای Ta/Yb و Th/Yb (شـکل ۱۰) نیـز تأکیـدی بـر غنـیشـدگی گـدازههـای محـدوده فـرورانش اسـت. نسـبتهـای Ba/Nb>28 در نمونههـای مـورد مطالعـه نیـز شـاخص

تشکیل آنها در محیطهای فرورانش (Gill, 1981) است (جدول ۳). از این رو تشکیل این سنگها را میتوان به محیط فرورانش در حاشیه فعال قارهای نسبت داد که مذاب هنگام صعود با سنگهای پوستهای آلایش حاصل کرده است.



بحث و مدل سازی ژئوشیمیایی

به منظور ارائه مدلی قابل قبول از ذوب، از معادلات Aldanmaz (۱۹۷۰) و نمبودارهیای ذوب Aldanmaz و همکاران (۲۰۰۶) استفاده شده است. همچنین، الگوی تلفیقی از McKenzie و Nions (۱۹۹۱، ۱۹۹۵) نیز به کار گرفته شدهاند. در این نمودار که از ۱۹۹۵ در مقابل لما که استفاده شده است، در آنها روند مقابل لما که استفاده شده است، در آنها روند نیزای گارنت لرزولیت در درجات ذوب ۱/۰٪، ٪، ۲٪، ۳٪ نمایش داده شده است (شکل ۱۱). با توجه به این نمودار، نمونههای مورد بررسی در نمودار توجه به این همکاران (۲۰۰۶)، این سنگها ویژگیهای ترکیبی مشابه با مذابهای مشتق شده از گوشته غنیشده با مدود ۱ تا ۵ درصد ذوب بخشی با منشأ گارنت لرزولیت نسبت Ba/La برای NMORB بـین ۴ تـا ۱۰، بـرای EMORB و بیشتر بازالتهای درون صفحهای ۱۰ تا ۱۵ و برای سنگهای آتشفشانی مرز صفحات همگرا بیش از ۱۵ است (Wood, 1980) و مقـدار نسـبت مـذکور در کمانهای آتشفشانی بیشتر از مناطق کششی و منـاطق یشت کمان است (Macdonald *et al.*, 2001).

نسبت بالای Ba/La در نمونهها (بالاتر از ۴۵۰) نیز شاخصی از مذابهای محیط کمان ماگمایی است (Macdonald *et al.*, 2001). این نسبت در نمونههای منطقه قافلان کوه بین ۶۵۴–۹۷۳، همچنین، بالا بودن نسبت La/Ta (برابر ۳۴–۵۸) نیز این محیط را تأیید می کند ,.La et al

برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ های منطقه مورد مطالعه از نمودارهای TiO2/Al2O3 در مقابل (Muller and Groves, 1997) Zr/Al2O3 استفاده شد (شکل ۱۳– a). این نمونه ها در محدوده مرتبط با قوس (arc- related) قرار می گیرند.

برای تعبیین ایک که سنگهای منطقه مورد مطالعه در چه نوع قوس آتشفشانی (قوس قارهای یا قوس اقیانوسی) تشکیل شدهاند، از نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb استفاده شده است. بر اساس این نمودارها سنگهای منطقه مورد مطالعه در محدوده (Continental arc) واقع می شوند (شکل ۱۳–۵). نسبتهای ۲۲/۲۶ در نمونهها سازگار با گروه قوسهای آتشفشانی قارهای هستند (جدول ۳). بنابراین، محیط تکتونوماگمایی را نشان میدهند. همچنین، وجود فازهای آمفیبول یا فلوگوپیت در منشأ و مذاب نیز بر اساس نسبتهای Rb/Sr و Nb/Th (شکل ۱۲) را میتوان بررسی کرد، بهویژه که نسبت Mb/Th شاخصی از سازگاری بیشتر عنصر Nb در ترکیب آمفیبول نسبت به فلوگوپیت منصر Ionov et al., 1997) بوده، نیز تحرک کم این عناصر در طی دگرسانی را نشان میدهد. با توجه به این نکته، تنها فاز فلوگوپیت در نمونهها میتواند حضور داشته باشد و نسبت پایین Nb/Th نشان دهنده عدم حضور فاز آمفیبول در محل منشأ است.



Aldonmaz و همکاران، ۲۰۰۶) در ایــن نمودارهــا نمونــهــای محدوده مورد بررسی در محدوده گارنت لرزولیـت بـا ۱–۵ درصـد ذوببخشی قرار میگیرند.



(Active continental margin) ناشـی از فـرورانش بوده است (شکلهای ۱۳ – c و ۱۳ – d). این نکته با وجود سـنگهـای سیلیسـی (داسـیتی-ریولیتی) بهصورت مواد آذآواری در حاشـیه فعـال قـاره

(Rendeng et al., 2006) نیز تأیید می شود. با توجه به همراهی گنبدهای ریولیتی با گدازههای مورد مطالعه در منطقه، بهنظر می رسد که نمونهها متعلق به حاشیه فعال قاره هستند.



شکل ۱۳– a) تشخیص محیطهای تکتونیکی نمونههای محدوده مورد مطالعه در محدوده مرتبط با کمان (اقتباس از Muller و Muller)، b) کمانهای قارهای و فرورانشی غنیشده (اقتباس از Sun و McDonough، ۱۹۸۹)، c) و d) حواشی فعال قـارهای قـرار مـیگیرنـد (اقتبـاس از Schandle و Schardto). سنگهای اسیدی با علامت مربع و سنگهای آندزیت بازالتی با علامت دایره مشخص شدهاند.

نتيجهگيرى

سنگهای آتشفشانی شامل آندزیت بازالتی، داسیت و ریولیت هستند که بهطور متناوب با سنگهای آذرآواری رخنمون دارند. نمونههای مطالعه شده دارای بافت میکرولیتیک پورفیری، پورفیری و هیالوپورفیری

هستند. کانیهای اصلی سنگها، شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، سانیدین و کانیهای فرعی، شامل الیوین، هورنبلند و بیوتیت، که بهصورت فنوکریست هستند. بافت غربالی و زونینگ و سرسیته شدن در پلاژیوکلاز، ایدینگزیته شدن و بافت گلوموپورفیریک در الیوینها، بوده، پایین بودن Ce/Pb و بالابودن نسبت Th/U در نمونه های منطقه، همچنین، مقادیر پایین نسبت های Nb/La (کمتر از ۲/۷) وSr/Ce بالا (بیش از ۵) است. این سنگ ها ویژگی های ترکیبی مشابه با مذاب های مشتق شده از گوشته غنی شده با حدود ۲ تا ۵ درصد ذوب بخشی با منشأ گارنت لرزولیت را نشان می دهند. تغییرات نسبت Rb/Sr و Nb/Th در این سنگ ها شاخصی از احتمال وجود فاز فلو گوپیت در منشأ است. از نظر محیط تکتونیکی تشکیل، این سنگ های در محدوده کمان ماگمایی و حاشیه فعال قاره قرار می گیرند. این نکته با وجود سنگ های سیلیسی (داسیتی – ریولیتی) به صورت مواد آذرآواری در حاشیه فعال قاره نیز تأیید می شود.

سپاسگزاری از آقای دکتر مؤذن به خاطر راهنماییها و پیشنهادهای ارزنده ایشان تشکر و سپاسگزاری میکنیم.

ماکل در پیروکسنها و اپاسیته شدن هورنبلند در نمونههای داسیتی بر اثر ناپایداری آمفیبول و کاهش فشار بخار آب در سنگهای منطقه دیـده مـیشـوند. بـا توجه به شواهد به دست آمده، سرشت ماگمایی سنگهای منطقه کالکآلکالن تا شوشونیتی است. الگوی عناصر کمیاب حاکی از غنے شدگی از عناصر کمیاب سبک LREE نسبت به عناصر کمیاب سنگین HREE است. روند تغییرات عناصر کمیاب همروند بوده که این امر بر هم منشأ بودن آنها دلالت مي كند. مقادير بالاي نسبتهاى LREE/HREE و آنومالي منفی TNT از جمله ویژگیهای سنگهای مورد مطالعه است که می توان آن را به سنگهای مرتبط با قوسهای آتشفشانی نسبت داد. غنی شدگی LILE و تھی شدگی از Nb, Ti) HFSE از ویژگے،های ماگماتیسہ زون فـرورانش اسـت. شـاخصهـای احتمـالی آلایـش یوستهای در سنگهای مورد مطالعه، شامل نسبتهای عناصر K/P و La/Nb که برابر ۶/۵ تا ۴۳ و ۱/۷ تا ۲/۶۸

منابع

- آقانباتی، ع. (۱۳۸۳) زمینشناسی ایران. سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران. باباخانی، ع. (۱۳۷۵) نقشه زمینشناسی ۱:۱۰۰۰۰ میانه. سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران. حاجعلیلو، ب. (۱۳۸۵) اکتشافات مقدماتی کانیها و سنگهای نیمهقیمتی در استان آذربایجان شرقی. طرح پژوهشی دانشگاه پیامنور تبریز، آذربایجان شرقی، ایران.
- کمالی، ا. ا. (۱۳۸۹) بررسی پترولوژی و پتروگرافی منطقه آتشفشانی شمال روستای قواق عمولر، جنوب شرق میانـه (شـمال غـرب ایران). پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، آذربایجان شرقی، ایران.
- کمالی، ا. ا. ، پیروج، ه. و حیدری، م. (۱۳۸۹) پتروگرافی، ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی قلعهدختر میانه (شمالغرب ایران). چهارمین همایش ملی زمینشناسی پیامنور مشهد، مشهد، خراسان رضوی، ایران.
- کمالی، ا. ا. ، مؤید، م. ، عامری، ع. ، جهانگیری، ا. ، عامل، ن. ، پیروج، ه. و نیکخواه، ط. (۱۳۸۹) مطالعه پترگرافی، ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی قره زیارت میانه (شمالغرب ایران). هجدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانیشناسی ایران، تبریز، آذربایجان شرقی، ایران.

لطفی، م. (۱۳۵۴) بررسی های زمین شناسی و پترولوژی منطقهی شمال _ شمال شرق میانه (آذربایجان خاوری). پایان نامهٔ کار شناسی ار شد زمین شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

نبوی م. ح. (۱۳۵۵) دیباچهای بر زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

- Abdel-Fattah, M. A. and Philip, E. N. (2004) Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. Geological Magazine 141(5): 545–563.
- Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K. and Lasemi, Y. (1997) Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnant of the southern Turanian active continental margin. Geological Society of America Bulletin 109: 1563-1575.
- Aldanmaz, E., Koprubasi, N., Gurer, O. F., Kaymakci, N. and Gournaud, A. (2006) geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: implications for mantle sources and melting processes. Lithos 86(1–2): 50–76.
- Barragan, R., Geist, D., Hall, M., Larson, P. and Kurz, M. (1998) Subduction controls on the composition of lavas from the Ecuadorian Andes. Earth Planet Scientific Letters 154: 153–166.
- Esperanca, S., Crisci, M., de Rosa, R. and Mazzuli, R. (1992) The role of the crust in the magmatic evolution of the island Lipari (Aeolian Islands, Italy). Contributions to Mineralogy and Petrology 112: 450-462.
- Fitton, J. F., James, D. and Leeman, W. P. (1991) Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time. Journal of Geophysical Research 96: 13693–13711.
- Furman, T. and Graham, D. (1999) Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kilvu volcanic procince. Lithos 48: 237-262.
- Gill, J. B. (1981) Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Gorton, M. P. and Schandl, E. S. (2000) from continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. Canadian Mineralogist 38: 1065-1073.
- Gouragaud, A. and Vincent P. M. (2003) Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volano, Tibesti, Chad. Journal of Volcanology and Geothermal Research 129: 261-290.
- Ionov, D. A. and Hofmann, A. W. (1997) Nb-Ta rich mantle amphiboles and micas: implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations. Earth Planet Scientific Letters 131: 341-356.
- Jahangiri, A. (2007) Post collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and Geodynamic implications. Journal of Asian Earth Sciences 30: 433-447.
- Jung, S., Mezger, K. and Hoernes, S. (2004) Shear zone- related syenites in the Damara belt (Namibia): the role of crustual contamination and source composition. Contributions to Mineralogy and Petrology 148: 104-121.
- Kamali, A. A., Ameri, A., Moayyed, M., Pirooj, H., Mehri, M. and Nickhah, T. (2010) Asymmetrical effect of fluid on the mineralogical, geochemical and fabric changing of perlites and bedded rocks of NW of Iran (SE of Mianeh Area). The First International Applied Geological Congress, Mashhad, Iran.
- Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D. (2002) Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. Contributions to Mineralogy and Petrology 144: 38–56.

Krauskopf, K. P. and Bird, D. K. (1976) Introduction to geochemistry. McGraw Hill.

- Le Bas M. J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanetting B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27: 745-750
- Macdonald, R., Hawkesworth, C. J. and Heath, E. (2001) The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. Earth Science Reviews 49: 1-76.
- McKenzie, D. P. and O'Nions, R. K. (1991) Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. Journal of Petrology 32: 1021-1991.
- McKenzie, D. P. and O'Nions, R. K. (1995) the source regions of Ocean Island Basalts. Journal of Petrology 36: 133-159.
- Mohamed, F. H., Moghazi, A. M. and Hassanen, M. A. (2000) Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of late Neoproterozoic Dokhan-type volcanic rocks in the Fatira area, eastern Egypt. International Journal of Earth Science 88: 764-777.
- Muller, D., Rock, N. M. S., Groves, D. I. (1997) Geochemical discrimination between shoshnitic potassic volcanic rocks from different tectonic setting: a pilot study. Mineralogy and Petrology 259-287.
- Nelson, S. T. and Montana A. (1992) Sieve texture plagioclase in volcanic rocks produce by rapid decompression. American Mineralogist 77: 1242- 1249.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R. S. Trorpe (Ed.): Andesite. Wiley Chichester.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: C. J., Hawkesworth and M. J., Norry (Eds.): Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, Nantwich 230–249.
- Rendeng, S., Jingsui, Y., Cailai, W., Iizuka, T. and Hirata, T. (2006) Island arc volcanic rocks in the north Qaidam UHP belt, northern Tibet plateau: Evidence for ocean-continent subduction preceding continent-continent Subduction. Journal of Asian Earth Sciences 28: 151-159.
- Rollinson, H. R. (1993) Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. John Wiley and Sons Inc, New York.
- Rudnic, R. L. and Gao, S. (2004) Composition of the continental crust. In: R. L., Rudnic (Ed.): Treatise on Geochemistry, the Crust. Elsevier Pergamon.
- Shand, S. J. (1943) Eruptive rocks: Their genesis, composition, Classification and their relation to Ore deposits, 3rd edition. John Wiley Sons, New York.
- Shaw, D. M. (1970) Trace element fractionation during anatexis. Geochimica et Cosmochimica Acta 34: 237-243.
- Soesoo, A. (2000) Fraction crystallization of mantle derived melt as a mechanism for some I-Type granite petrogenesis: An example from Lachlan fold belts. Australia Journal of the geological Society London.
- Stewart, M. L. and Pearce, T. H. (2004) Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results. American Mineralogist 89: 348-351.
- Stolz, A. J., Jochum, K. P., Spettel, B., Hofmann, A. W. (1996) Fluid and melt related enrichment in the sub arc mantle: evidence from Nb/Ta variations in island arc basalts. Geology 24: 587–590.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of basalt: implications for mantle composition and processes. In: A. D., Saunders and M. J., Norry (Eds.): Magmatism in ocean basins. Geology Society Special Publication London 42: 313-345.

- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Dickin, A. P. and Hendry, G. L. (1983) Continental flood basalts. In: C. J., Hawkesworth and M. J., Norry (Eds.): Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, Nantwich 158–185.
- Trumbull, R. B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Busch, W., Gerstenberger, H. and Siebel, W. (1999) Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25-26°S) and its geodynamic implications. Journal of South American Earth Science 12: 135-155.
- Winter, J. D. (2001) An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall.
- Wood, D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth Planet Scientific Letters 50: 11-30.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. and Vannuci, R. (1999) The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. Contributions to Mineralogy and Petrology 134: 107-122.

The petrography and geochemistry of volcanic rocks of Ghaflankuh, Myaneh (NW Iran)

Amin Allah Kamali, Mohssen Moayyed *, Ahmad Jahangiri Nasir Amel, Hadi Pirooj and Ali Ameri

Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Abstract

The study area is a part of the western Alborz-Azarbaijan magmatic belt. The main outcrops in Ghaflankuh are including alternative andesite lava, andesite-basalt, trachyandesite and related tuffs. This sequence is coverd by acidic domes and in some areas by acidic lavas and ignimbrites. Olivine, clinopyroxene, hornblende, biotite, plagioclase, quartz and sanidin are the major minerals of the studied rocks, displaying hyalo-porphyric, microlithic and porphyry and glomero-porphyry textures. The mafic to intermediate lavas have andesi-basalt and felsic rocks have rhyolithic composition. The mafic to intermediate magmas are low-K and metaluminous with significant enrichment in LREE in compare to HREE, as well as Sr, K and display depletion in Pb, P, Pr, Zr, Y, Nb and Ti. The negative anomaly of Ta, Nb, and Ti in these rocks is similar to subduction related rocks. These lavas are produced from differentiation of magma derived from enriched- mantle with 1-5 precent partial melting of garnet-lehrzolite. The variations of Rb/Sr, Nb/Th imply for the presence of phologopite (glimeritic veins) in the source. The high ratios of K/P (6.5-43) and La/Nb (1.7-2.8) point to contamination of magma with crustal materials. This sequence is evolved in an active continental arc environment.

Key words: Ghaflankuh, Andesite-basalt, Subduction, Partial melting, Contamination