

Mineral chemistry of volcanic rocks from the West of Arousan-e-Kaboudan (NE of Isfahan)

N. Bahadoran^{1,2}, Gh. Torabi¹, J. Ahmadian², M. Murata³

1- Geology Dep., Isfahan University, Iran.

2- Geology Dep., Payame- Noor University, Isfahan, Iran.

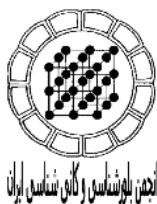
3- Geoscience Dep, Naruto University, Japan.

E-mail: noushinbahadoran@yahoo.com

(Received:5/2/2007, in revised form:15/10/2007)

Abstract: Arousan -e- Kaboudan area, located about 115 km northeast of Nain (south of Choupanan), is part of Central Iran (Yazad block). The Eocene volcanic rocks of the area are composed of lavas and pyroclastic rocks. The lavas can be divided into acidic (rhyodacite) and relatively basic-basic (trachyandesite, mugearite and hawaiiite) rocks. The textures of these rocks are trachytic, hyaloporphyritic and poikilitic. Plagioclase (albite to andesine), alkali feldspars (sanidine-Or: 65-86%), clinopyroxene (diopside to augite), mica (biotite to phlogopite), amphibole (magnesian hastingsitic hornblende to magnesian hastingsite) and chlorite (brunsvigite) from thaerochs were analyzed by electron microprobe. Geochemical evidence and mineralogical characteristics indicate that the acidic rocks are calc-alkaline and basic rocks have shoshonitic nature. The tectonic environment, in which these rocks were formed, is probably a volcanic arc related to subduction (in the continental margin of central Iranian micro – continental).

Keywords: *Volcanic rocks, Mineralogy, Mineral chemistry, Arousan-e- Kaboudan*



مطالعه شیمی کانی سنگ‌های آتشفشانی ناحیه غرب عروسان کبودان (شمال شرق اصفهان)

نوشین بهادران^۱، قدرت ترابی^۲، جمشید احمدیان^۳، مامورو موراتا^۴

۱- کارشناس دانشگاه پیام نور اصفهان و دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه اصفهان

۲- دانشگاه اصفهان، گروه زمین‌شناسی

۳- دانشگاه پیام نور اصفهان، گروه زمین‌شناسی

۴- دانشگاه ناراتو، بخش علوم زمین (ژاپن)

پست الکترونیکی: noushinbahadoran@yahoo.com

(دریافت مقاله ۱۳۸۵/۱۱/۱۶، نسخه نهایی ۱۳۸۶/۶/۲۴)

چکیده: منطقه عروسان کبودان در ۱۱۵ کیلومتری شمال شرق نایین (جنوب چوپانان) واقع شده است و بخشی از زون ایران مرکزی (بلوک یزد) است. سنگ‌های آتشفشانی این منطقه مربوط به زمان ائوسن، و شامل گدازه‌ها و سنگ‌های آذرآوری است. گدازه‌ها به دو گروه اسیدی (ریوداسیت) و نسبتاً بازیک و بازیک (تراکی آندزیت، موژه آریث و هاوائی ایت) تقسیم می‌شوند. بافت این سنگ‌ها اغلب تراکیتی، هیالوپورفیریتیک و پوئی کیلیتیک است. کانی‌های پلاژیوکلاز (آلبیت تا آندزین)، فلدسپار قلیایی (سانیدین - ۶۵-۸۶٪ Or)، کلینوپیروکسن (دیوپسید تا اوژیت)، میکا (بیوتیت تا فلوگوپیت)، آمفیبول (هورنبلند هاستینگزیتی منیزیم‌دار تا هاستینگزیت منیزیم-دار)، و کلریت (برونسوگیت) در این سنگ‌ها با ریزپردازنده آنالیز شدند. شواهد ژئوشیمیایی و ویژگی‌های کانی‌شناسی دلالت بر ماهیت کالک قلیایی سنگ‌های اسیدی و سرشت شوشونیتی سنگ‌های بازیک منطقه دارد. محیط زمین ساختمانی که سنگ‌های آتشفشانی این ناحیه در آن شکل گرفته‌اند، احتمالاً یک کمان ماگمایی وابسته به فرورانش (در حاشیه خردقاره شرق ایران مرکزی) است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی، کانی‌شناسی، شیمی کانی‌ها، عروسان کبودان.

مقدمه

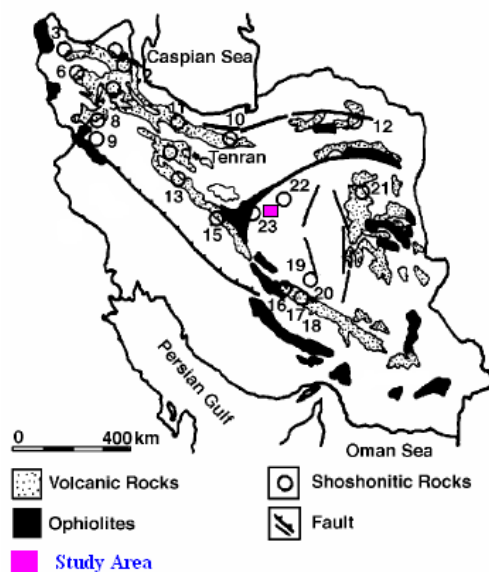
ترکیب کانی‌ها در واحدهای مختلف مجموعه آتشفشانی غرب عروسان کبودان مورد سنجش قرار گرفت تا با استفاده از نتایج حاصل، سرشت ماگمایی و نیز برآوردی از موقعیت زمین‌ساختی ماگمایی مجموعه عروسان صورت گیرد.

روش مطالعه

به منظور دسترسی به اهداف این کار، نخست بررسی صحرایی و نمونه برداری انجام گرفت، سپس مقاطع نازک و نازک صیقلی تهیه شد. در مرحله بعد با استفاده از ریز پردازنده، Jeol مدل JXA-8800R در دانشگاه ناروتو ژاپن، ۱۳۲ نقطه مورد آنالیز قرار گرفت. آنالیزها در شرایط ولتاژشتاب دهنده 15KV، شدت جریان 15nA و زمان شمارش ۴۰ ثانیه صورت پذیرفت (منتخبی از نتایج این آنالیزها در جدول‌های ۱ تا ۵ آورده شده است). در ترسیم نمودارهای مختلف از نرم افزار PaintShop 6 و MinPet 2.02 استفاده شد.

دوران سنوزوئیک در ایران، دوران اوج فعالیت‌های ماگمایی به ویژه فعالیت‌های آتشفشانی بوده است که محصول این فعالیت‌ها سنگ‌های آتشفشانی و آذرآوری فراوان در مناطق مختلف ایران است. بخش مهمی از سنگ‌های اسیدی و شوشونیتی منطقه ایران مرکزی نیز مربوط به این زمانند [۱] (شکل ۱). اهمیت فعالیت‌های ماگمایی ائوسن ایران مرکزی از یک سو و فقدان داده‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی از سنگ‌های منطقه خور از سوی دیگر، انگیزه اصلی این پژوهش است.

در این مقاله به بررسی شیمی کانی‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه غرب عروسان کبودان پرداخته می‌شود. در مطالعات کانی‌شناسی، یکی از راه‌های مهم و اساسی بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها، استفاده از نتایج آنالیزهای ریزپردازنده است. در این کار پژوهشی با استفاده از این روش،



شکل ۱ موقعیت ناحیه مورد مطالعه در نقشه پراکندگی شوشونیت‌های ایران [۵].

جدول ۱ نتایج آنالیز ریزپردازشی بلورهای پیروکسن (برای تفکیک میزان Fe^{2+} و Fe^{3+} از روش عنصر سنجی [۲۴] استفاده شده است).

شماره نقطه	۱۴۱-۱	۲۴-۱	۱۴۲	۳۳-۱	۳۳-۲	۱۳۰-۱	۱۳۰-۲	۲۴-۲	۱۴۱-۲	۲۳
SiO ₂	۵۱٫۸۳۳	۵۲٫۷۸۱	۵۰٫۸۶۱	۵۲٫۳۱۶	۵۲٫۹۵۵	۵۳٫۶۶۲	۵۲٫۹۰۸	۵۰٫۲۳۶	۵۱٫۳۶۵	۵۳٫۱۱۹
TiO ₂	۰٫۳۵۷	۰٫۳۷۱	۰٫۶۳۱	۰٫۴۴۴	۰٫۴۲۱	۰٫۲۵	۰٫۵۴	۰٫۷۱۲	۰٫۵۳۱	۰٫۲۸۹
Al ₂ O ₃	۱٫۹۸۱	۱٫۵۹۲	۲٫۹۲۷	۱٫۹۳۲	۱٫۵۲	۰٫۴۳۹	۰٫۵۱۸	۳٫۳۴۶	۲٫۰۵۳	۱٫۴۵۲
FeO	۷٫۱۷۲	۴٫۶۴	۷٫۹۸	۵٫۹۴۶	۵٫۷۸۸	۷٫۵۵۵	۸٫۹۳۵	۸٫۱۸	۸٫۰۰۸	۵٫۳۶۳
Cr ₂ O ₃	.	۰٫۱۶۹	.	.	۰٫۰۱	۰٫۰۲۳	۰٫۰۱۸	۰٫۰۵۱	.	۰٫۰۱۸
MnO	۰٫۳۵۶	۰٫۰۸۳	۰٫۲۷۷	۰٫۱۴۶	۰٫۱۷۶	۰٫۵۶	۰٫۵۲۹	۰٫۱۵۵	۰٫۳۴۱	۰٫۱۲۹
NiO	.	۰٫۰۳	۰٫۰۲۳	.	.	۰٫۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۵۲	.	.
MgO	۱۶٫۰۲۸	۱۷٫۰۳۷	۱۴٫۹۶۱	۱۶٫۱۰۳	۱۶٫۳۵۳	۱۳٫۷۵۱	۱۳٫۵۴	۱۴٫۵۶۸	۱۶٫۶۶۸	۱۶٫۶۵۲
CaO	۲۱٫۳۰۵	۲۲٫۶۸۸	۲۲٫۱۴	۲۲٫۷۵۵	۲۲٫۶۵۹	۲۴٫۰۱۴	۲۲٫۲۶۲	۲۲٫۱۱۱	۲۰٫۷۳۳	۲۲٫۶۶۸
Na ₂ O	۰٫۳۱۲	۰٫۴۱۶	۰٫۲۹۸	۰٫۳۲۶	۰٫۳۵۷	۰٫۱۰۱	۰٫۲۰۹	۰٫۴۴۷	۰٫۲۶۷	۰٫۲۸۶
K ₂ O	۰٫۰۲۷	.	۰٫۰۰۱	.	۰٫۰۱۲	.	۰٫۰۴۱	.	۰٫۰۰۱	۰٫۰۲۲
Total	۹۹٫۳۷	۹۹٫۸۰۷	۱۰۰٫۱	۹۹٫۹۶۸	۱۰۰٫۲۴	۱۰۰٫۱۴	۹۹٫۰۲	۹۹٫۸۶۱	۹۹٫۹۶۷	۱۰۰٫۰۱
Mg#	۸۶٫۳۲۸	۹۳٫۹۲۱	۸۵٫۱۲۴	۸۹٫۲۶	۸۸٫۸۳۳	۷۶٫۴۵۳	۷۲٫۹۸۶	۸۶٫۲۶۶	۸۸٫۰۵۴	۸۹٫۳۷
TSi	۱٫۹۱۸	۱٫۹۲۷	۱٫۸۷۸	۱٫۹۱۹	۱٫۹۳۶	۱٫۹۹۸	۱٫۹۹۷	۱٫۸۶	۱٫۸۸۹	۱٫۹۴۳
TAl	۰٫۰۸۲	۰٫۰۶۸	۰٫۱۲۲	۰٫۰۸۱	۰٫۰۶۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۱۴	۰٫۰۸۹	۰٫۰۵۷
TFe ³	.	۰٫۰۰۴	.	.	.	.	.	.	۰٫۰۲۲	.
M1Al	۰٫۰۰۴	.	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۱۷	۰٫۰۲	۰٫۰۰۶	.	۰٫۰۰۵
M1Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰۸
M1Fe ³	۰٫۰۸۱	۰٫۰۷۷	۰٫۱۰۲	۰٫۰۷۷	۰٫۰۶۵	.	.	۰٫۱۲۵	۰٫۱	۰٫۰۵۶
M1Fe ²	۰٫۰۲	.	۰٫۰۵	۰٫۰۲۸	۰٫۰۳۱	۰٫۲۱۸	۰٫۲۱۶	۰٫۰۴۲	.	۰٫۰۲۲
M1Cr	.	۰٫۰۰۵	.	.	.	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	.	۰٫۰۰۱
M1Mg	۰٫۸۸۴	۰٫۹۰۷	۰٫۸۲۴	۰٫۸۸۱	۰٫۸۹۱	۰٫۷۶۳	۰٫۷۶۲	۰٫۸۰۴	۰٫۸۸۵	۰٫۹۰۸
M1Ni	.	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	.	.	.	.	۰٫۰۰۲	.	.
M2Mg	.	۰٫۰۲	.	.	.	.	.	.	۰٫۰۲۹	.
M2Fe ²	۰٫۱۲	۰٫۰۶	۰٫۰۹۴	۰٫۰۷۸	۰٫۰۸۱	۰٫۰۱۷	۰٫۰۶۶	۰٫۰۸۶	۰٫۱۲۴	۰٫۰۸۶
M2Mn	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۷	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۴
M2Ca	۰٫۸۴۵	۰٫۸۸۸	۰٫۸۷۶	۰٫۸۹۴	۰٫۸۸۷	۰٫۹۵۸	۰٫۹	۰٫۸۷۷	۰٫۸۱۷	۰٫۸۸۸
M2Na	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲۹	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۵	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱۵	۰٫۰۳۲	۰٫۰۱۹	۰٫۰۲
M2K	۰٫۰۰۱	.	.	.	۰٫۰۰۱	.	۰٫۰۰۲	.	.	۰٫۰۰۱
Wo	۵۱٫۸۳۳	۵۲٫۷۸۱	۵۰٫۸۶۱	۵۲٫۳۱۶	۵۲٫۹۵۵	۴۸٫۵۲۶	۴۵٫۹۰۷	۴۵٫۲۲۸	۴۱٫۱	۰٫۲۱۵
En	۰٫۳۵۷	۰٫۳۷۱	۰٫۶۳۱	۰٫۴۴۴	۰٫۴۲۱	۳۸٫۶۶۳	۳۸٫۸۴۹	۴۱٫۴۶۲	۴۵٫۹۷۴	۴۶٫۲۱۶
Fs	۱٫۹۸۱	۱٫۵۹۲	۲٫۹۲۷	۱٫۹۳۲	۱٫۵۲	۱۲٫۸۱۱	۱۵٫۲۴۴	۱۳٫۳۱۱	۱۲٫۹۲۵	۸٫۵۶۹

جدول ۲ نتایج آنالیز ریزپردازشی بلورهای فلدسپار (برای تفکیک میزان Fe^{2+} و Fe^{3+} از روش عنصرسنجی [۲۴] استفاده شده است).

شماره نقطه	۲۵-۱	۲۵-۲	۱۳۰	۲۵-۳	۱۴۱-۱	۱۴۱-۲	۲۳-۱	۲۳-۲	۲۶-۱	۲۶-۲
SiO ₂	۶۳٫۶۱	۶۲٫۷۳۳	۵۹٫۹۷۸	۶۱٫۱۲۲	۶۸٫۴۶۱	۶۸٫۰۳۳	۶۳٫۴۳۲	۶۴٫۲۸	۵۶٫۸۸۸	۶۲٫۳۹۵
TiO ₂	۰	۰٫۰۵۲	۰	۰٫۰۱۳	۰	۰	۰٫۱۵۱	۰٫۰۲۲	۰٫۰۳۴	۰
Al ₂ O ₃	۲۳٫۱۵۸	۲۳٫۴۳۳	۲۵٫۳۲۶	۲۴٫۱۳۲	۲۰٫۴۸۶	۱۹٫۷۶	۱۹٫۷۰۷	۱۸٫۴۹۵	۲۶٫۶۷۴	۲۳٫۳۰۳
FeO	۰٫۱۱۳	۰٫۱۱۶	۰٫۰۴۳	۰٫۱۳۳	۰٫۰۸۷	۰٫۰۱۶	۰٫۱۰۸	۰٫۱۱۲	۰٫۲۷۴	۰٫۱۰۶
MnO	۰٫۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۸۴	۰
MgO	۰	۰	۰٫۰۰۹	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۰۲
CaO	۴٫۲۱۳	۴٫۶۶۷	۶٫۶۴۳	۵٫۷۴۵	۰٫۴۳۲	۰٫۲۲۷	۰٫۰۰۲	۰٫۰۶۶	۹٫۰۲۱	۴٫۸۷۴
Na ₂ O	۸٫۷۵۲	۸٫۳۲۳	۷٫۳۹۶	۷٫۸۸۲	۱۲٫۰۶۲	۱۱٫۴۶۴	۳٫۵۷۹	۱٫۶۶۹	۵٫۸۴	۷٫۷۲۸
K ₂ O	۰٫۹۱۵	۰٫۸۱۴	۰٫۲۴۸	۰٫۶۲۷	۰٫۰۵	۰٫۰۵۲	۱۱٫۸۳۵	۱۵٫۶۷۳	۰٫۳۷۶	۱٫۰۸۴
Total	۱۰۰٫۷۷	۱۰۰٫۱۴	۹۹٫۶۴	۹۹٫۶۵	۱۰۱٫۵۸	۹۹٫۵۵	۹۹٫۸۱	۱۰۰٫۳۲	۹۹٫۱۹	۹۹٫۴۹
% An	۲۰	۲۲٫۵	۳۲٫۷	۲۷٫۷	۱٫۲	۱٫۱	۴٫۶	۰٫۳	۴۵	۲۴٫۲
Si	۲٫۷۷۸	۲٫۷۹۸	۲٫۶۷۷	۲٫۷۲۸	۲٫۹۵۴	۲٫۹۸۴	۲٫۹۱۴	۲٫۹۷۱	۲٫۵۷۳	۲٫۷۸۱
Al	۱٫۲۲۲	۱٫۲	۱٫۳۳۱	۱٫۲۶۸	۰٫۰۴۱	۰٫۰۲۱	۱٫۰۶۶	۱٫۰۰۷	۱٫۴۲۱	۱٫۲۲۳
Ti	۰٫۰۰۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰
Fe ₂	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۰۴
Mn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۰۳	۰
Mg	۰	۰	۰٫۰۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ca	۰٫۲۲۱	۰٫۱۹۹	۰٫۳۱۸	۰٫۲۷۵	۰٫۰۲	۰٫۰۱۱	۰٫۰۴۹	۰٫۰۰۳	۰٫۴۳۷	۰٫۲۳۳
Na	۰٫۷۱۵	۰٫۷۴۷	۰٫۶۴	۰٫۶۸۲	۰٫۰۰۹	۰٫۰۹۷۵	۰٫۳۱۹	۰٫۱۵	۰٫۵۱۲	۰٫۶۶۸
K	۰٫۰۴۶	۰٫۰۵۱	۰٫۰۱۴	۰٫۰۳۶	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۹۴	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۲	۰٫۰۶۲
Ab	۷۲٫۸	۷۴٫۹	۶۵٫۸	۶۸٫۷	۹۷٫۸	۹۸٫۶	۳۰	۱۳٫۹	۵۲٫۷	۶۹٫۴
Or	۴٫۷	۵٫۱	۱٫۴	۳٫۶	۰٫۳	۰٫۳	۶۵٫۳	۸۵٫۸	۲٫۳	۶٫۴

جدول ۳ نتایج آنالیز ریزپردازشی بلورهای آمفیبول (برای تفکیک میزان Fe^{2+} و Fe^{3+} از روش پیشنهادی [۲۵] استفاده شده است).

شماره نقطه	۱۳۲-۱	۱۳۱-۲	۳۳-۱	۲۶-۱	۲۶-۲	۳۵-۱	۳۵-۲	۳۳-۲	۲۶-۳	۱۳۲-۲
SiO ₂	۵۲٫۰۷۲	۵۰٫۹۸۹	۳۹٫۶۲	۴۵٫۱۵۶	۴۳٫۴۳۲	۴۳٫۱۷۱	۴۲٫۶۳۱	۴۱٫۰۳۶	۴۲٫۹۸۹	۵۰٫۸۹۹
TiO ₂	۰٫۲۱۱	۰٫۶۴۷	۲٫۵۸۸	۱٫۶۰۳	۱٫۴۴۶	۱٫۷۲۶	۲٫۰۶۱	۱٫۸۸۱	۱٫۳۲۱	۰٫۷۲۵
Al ₂ O ₃	۲٫۴۷۷	۳٫۱۵۵	۱۲٫۶۵۸	۸٫۹۸۲	۱۱٫۵۳۴	۱۱٫۹۵۸	۱۲٫۲۸۲	۱۲٫۲۲۲	۱۱٫۹۲۳	۳٫۳۶۵
FeO	۱۶٫۴۳۲	۱۷٫۰۵۲	۱۷٫۰۹۳	۱۴٫۷۹۳	۱۲٫۷۷۵	۱۱٫۴۶	۱۳٫۴۴۶	۱۵٫۱۲۱	۱۳٫۸۸۵	۱۷٫۱۶۳
Cr ₂ O ₃	۰	۰٫۰۲۵	۰	۰٫۰۳	۰٫۰۳۸	۰٫۰۰۸	۰٫۰۳۱	۰	۰٫۰۴۲	۰٫۱۷
MnO	۰٫۴۸۹	۰٫۴۱۲	۰٫۳۵۶	۰٫۳	۰٫۲۰۷	۰٫۲	۰٫۲۸۸	۰٫۲۶۴	۰٫۳۰۱	۰٫۴۵۱
MgO	۱۳٫۴۵۷	۱۳٫۳۳۱	۱۰٫۳۶۶	۱۲٫۹۲۵	۱۳٫۰۳۳	۱۵٫۰۷۵	۱۲٫۴۴	۱۱٫۳۷۶	۱۲٫۵۳۵	۱۲٫۷۹۵
CaO	۱۱٫۶۳۸	۱۱٫۷۳۷	۱۱٫۳۷۴	۱۰٫۹۵۹	۱۱٫۴۹۸	۱۱٫۴۷	۱۱٫۶۹۹	۱۱٫۶۶	۱۱٫۶۷۶	۱۱٫۲۱۳
Na ₂ O	۰٫۴۱۷	۰٫۶۲۷	۱٫۸۸۸	۱٫۷۷۸	۲٫۰۳۳	۲٫۱۹۹	۱٫۸۰۶	۲٫۰۱۱	۲٫۰۶۶	۰٫۸۲۹
K ₂ O	۰٫۲۳۴	۰٫۳۳	۲٫۰۸۲	۱٫۰۴۳	۱٫۱۶۵	۱٫۲۹۸	۱٫۳۱۶	۱٫۷۸	۱٫۰۲۳	۰٫۳۸۴
Total	۹۷٫۴۳	۹۸٫۳۵	۹۸٫۰۲	۹۷٫۵۷	۹۶٫۹۷	۹۸٫۵۷	۹۸	۹۷٫۳۵	۹۷٫۷۶	۹۷٫۹۹
Mg #	۰٫۶۷۵	۰٫۶۶۹	۰٫۶۰۹	۰٫۷۲۷	۰٫۷۲۷	۰٫۸۶۷	۰٫۷۰۲	۰٫۶۳۵	۰٫۷۰۹	۰٫۶۵۶
Si	۷٫۵۷۵	۷٫۳۹	۵٫۹۵۳	۶٫۶۰۶	۶٫۳۷۱	۶٫۱۸	۶٫۲۴۸	۶٫۱۵۵	۶٫۳۰۷	۷٫۴۰۵
Ti	۰٫۰۲۳	۰٫۰۷۱	۰٫۲۹۲	۰٫۱۷۶	۰٫۱۶	۰٫۱۸۶	۰٫۲۲۷	۰٫۲۱۲	۰٫۱۴۶	۰٫۰۷۹
Aliv	۰٫۴۲۴	۰٫۵۳۹	۲٫۰۴۷	۱٫۳۹۴	۱٫۶۲۹	۱٫۸۲	۱٫۷۵۲	۱٫۸۴۵	۱٫۶۹۳	۰٫۵۷۷
Alvi	۰	۰	۰٫۱۹۳	۰٫۱۵۴	۰٫۳۷۳	۰٫۱۹۶	۰٫۳۶۸	۰٫۳۱۳	۰٫۳۶۷	۰
Cr	۰	۰٫۰۰۳	۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۴	۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۲
Fe ³⁺	۰٫۵۹۱	۰٫۶۴۲	۰٫۶۵۸	۰٫۷۴۹	۰٫۵۰۱	۰٫۸۸۵	۰٫۴۹۳	۰٫۴۳۵	۰٫۵۸	۰٫۶۳۳
Fe ²⁺	۱٫۴۰۸	۱٫۴۲۵	۱٫۴۸۹	۱٫۰۶۱	۱٫۰۷۳	۰٫۴۹۱	۱٫۱۵۵	۱٫۴۶۲	۱٫۱۲۴	۱٫۴۵۵
Mn	۰٫۰۶	۰٫۰۵۱	۰٫۰۴۵	۰٫۰۳۷	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۴	۰٫۰۳۶	۰٫۰۳۴	۰٫۰۳۷	۰٫۰۵۶
Mg	۲٫۹۱۸	۲٫۸۸۱	۲٫۳۲۲	۲٫۸۱۹	۲٫۸۶۳	۳٫۲۱۷	۲٫۷۱۸	۲٫۵۴۴	۲٫۷۴۲	۲٫۷۷۵
Ca	۱٫۸۱۴	۱٫۸۲۳	۱٫۸۳۱	۱٫۷۱۸	۱٫۸۱۵	۱٫۷۵۹	۱٫۸۳۷	۱٫۸۷۴	۱٫۸۳۵	۱٫۷۴۸
Na	۰٫۱۱۸	۰٫۱۸۹	۰٫۵۵	۰٫۵۰۴	۰٫۵۸۱	۰٫۶۱۱	۰٫۵۱۳	۰٫۵۸۵	۰٫۵۸۸	۰٫۲۳۴
K	۰٫۰۴۳	۰٫۰۶۱	۰٫۳۹۹	۰٫۱۹۵	۰٫۲۱۹	۰٫۲۳۷	۰٫۲۴۶	۰٫۳۴۱	۰٫۱۹۱	۰٫۰۷۱
Mg#	۰٫۶۷۵	۰٫۶۶۹	۰٫۶۰۹	۰٫۷۲۷	۰٫۷۲۷	۰٫۸۶۸	۰٫۷۰۲	۰٫۶۳۵	۰٫۷۰۹	۰٫۶۵۶

جدول ۴ نتایج آنالیز ریزپردازشی بلورهای بیوتیت (برای تفکیک میزان Fe^{2+} و Fe^{3+} براساس موازنه بار الکتریکی مطابق با روش [۲۶] انجام شده است).

شماره نقطه	۱۳۰-۱	۱۳۰-۲	۳۳-۱	۳۳-۲	۳۵-۱	۳۵-۲	۳۴-۱	۳۴-۲	۲۵-۱	۲۵-۲
SiO_2	۳۶,۷۲۶	۳۶,۴۰۸	۳۸,۶۹	۳۷,۳۶۳	۳۸,۰۸۶	۳۷,۷۹۹	۳۸,۵۷۲	۳۸,۱۲۵	۳۷,۰۴۳	۳۷,۱۴۷
TiO_2	۴,۵۳۱	۴,۶۸۲	۱,۸۲۱	۳,۲۲۸	۲,۰۵۵	۲,۱۳۳	۱,۸۸۸	۱,۷۷۶	۳,۷۲۲	۳,۸۷۶
Al_2O_3	۱۳,۱۴	۱۲,۹۹۲	۱۴,۳۹۶	۱۴,۹۸۱	۱۵,۳۳۱	۱۵,۰۹۴	۱۴,۵۰۵	۱۴,۱۳۸	۱۴,۲۸۳	۱۴,۴۵۹
Cr_2O_3	۰	۰,۰۲	۰,۰۷۶	۰,۰۸۱	۰,۰۸۰۲	۰,۰۲۴۱	۰,۰۴	۰,۰۹۸	۰,۰۳۸	۰,۰۳۴
FeO	۲۱,۳۰۶	۲۱,۴۴۳	۸,۵۴۴	۱۱,۷	۷,۳۸	۸,۰۲۴	۷,۱۶۷	۷,۰۲۲	۱۸,۳۲۵	۱۸,۴۲۴
MnO	۰,۲۱۱	۰,۲۳۲	۰,۰۳۵	۰,۱	۰	۰,۰۲۵	۰,۰۷۸	۰,۰۳۸	۰,۲۰۴	۰,۲۲۵
MgO	۹,۸۲۶	۱۰,۲۲۲	۲۰,۸۳۸	۱۷,۶۰۹	۲۰,۵۷۲	۲۰,۹۹	۲۲,۱۷۲	۲۲,۳۵۷	۱۳,۲۸۴	۱۳,۲۷۶
CaO	۰	۰	۰,۰۵۱	۰	۰,۰۵۷	۰,۰۱۹	۰,۰۷۶	۰,۰۶۵	۰	۰
Na_2O	۰,۱۱۹	۰,۰۸۹	۰,۴۲۶	۰,۴۶۱	۰,۶۷۴	۰,۶۴۲	۰,۳۵۹	۰,۲۳	۰,۵۱۱	۰,۴۹۵
K_2O	۱۰,۶۳۵	۱۰,۶۹۷	۱۰,۱۹۵	۱۰,۲۷۶	۱۰,۱۳۴	۱۰,۳۴۳	۹,۹۴۱	۱۰,۳۶	۱۰,۳	۱۰,۵۳
Total	۹۶,۴۹	۹۶,۷۹	۹۵,۰۷	۹۵,۷۵	۹۵,۱۲	۹۵,۳۴	۹۴,۷۶	۹۴,۲۴	۹۷,۷۱	۹۸,۴۷
Si	۵,۹۰۵	۵,۸۵	۵,۸۹۵	۵,۷۵۸	۵,۷۸۷	۵,۷۵۵	۵,۸۵۵	۵,۸۳۸	۵,۷۸۲	۵,۷۶
Ti	۰,۵۴۸	۰,۵۶۶	۰,۲۰۹	۰,۳۷۴	۰,۲۳۵	۰,۲۴۴	۰,۲۱۶	۰,۲۰۵	۰,۴۳۷	۰,۴۵۲
Aliv	۲,۰۹۵	۲,۱۵	۲,۱۰۲	۲,۲۴۲	۲,۲۱۳	۲,۲۴۵	۲,۱۴۵	۲,۱۶۲	۲,۲۱۸	۲,۲۴
Alvi	۰,۳۹۳	۰,۳۰۹	۰,۴۸۲	۰,۴۷۷	۰,۵۳	۰,۴۶۱	۰,۴۴۸	۰,۳۸۸	۰,۴۰۷	۰,۴۰۱
Cr	۰	۰,۰۰۳	۰,۰۰۹	۰,۰۱	۰,۰۹۶	۰,۰۲۹	۰,۰۰۵	۰,۰۱۲	۰,۰۰۵	۰,۰۰۴
Fe^{3+}	۱,۰۴۹	۱,۱۷۷	۱,۰۳۵	۱,۳۴۴	۰,۹۱۴	۱,۰۰۱	۰,۸۹۳	۰,۹۰۳	۱,۴۳۶	۱,۴۶۶
Fe^{2+}	۱,۵	۱,۳۷۹	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰,۶۷۱	۰,۶۳۷
Mn	۰,۰۲۹	۰,۰۳۲	۰,۰۰۵	۰,۰۰۶	۰,۰۰۳	۰,۰۰۶	۰,۰۰۵	۰,۰۰۹	۰,۰۲۷	۰,۰۳
Mg	۲,۳۵۵	۲,۴۴۹	۴,۷۳۶	۰,۰۴۵	۴,۶۶	۴,۷۶۴	۵,۰۱۷	۵,۱۰۴	۳,۰۹۱	۳,۰۶۹
Ca	۰	۰	۰,۰۰۸	۰	۰,۰۰۹	۰,۰۰۳	۰,۰۱۲	۰,۰۱۱	۰	۰
Na	۰,۰۳۷	۰,۰۲۸	۰,۱۲۶	۰,۱۳۸	۰,۱۹۹	۰,۱۹	۰,۱۰۶	۰,۰۶۸	۰,۱۵۵	۰,۱۴۹
K	۲,۱۸۱	۲,۱۹۳	۱,۹۸۳	۲,۰۲	۱,۹۶۴	۲,۰۰۹	۱,۹۲۵	۰,۰۲۴	۲,۰۵۱	۲,۰۸۳
Mg#	۰,۴۵	۰,۴۶	۰,۸۱	۰,۷۳	۰,۸۳	۰,۸۲	۰,۸۵	۰,۸۵	۰,۵۶	۰,۵۶
ASI	۱,۱۲۲	۱,۱۰۷	۱,۲۲۱	۱,۲۶	۱,۲۶۳	۱,۲۲۹	۱,۲۶۹	۱,۲۱۳	۱,۱۹	۱,۱۸۳

جدول ۵ نتایج آنالیز ریزپردازشی بلورهای کلریت (برای تفکیک میزان Fe^{2+} و Fe^{3+} از روش عنصرسنجی [۲۴] استفاده شده است).

شماره نقطه	۱۳۰-۳	۱۳۰-۲	۱۳۰-۱
SiO_2	۲۶,۸۴۴	۲۵,۸۱۹	۲۶,۴۳۵
TiO_2	۰,۰۱۶	۰,۰۷۵	۰,۰۵
Al_2O_3	۱۸,۵۳۱	۱۷,۸۷۹	۱۸,۶۵۴
Cr_2O_3	۰,۰۴۷	۰,۰۲۴	۰,۰۱۴
FeO	۲۸,۹۷۶	۲۹,۳۱۵	۲۹,۰۱۲
MnO	۰,۳۱	۰,۲۹۵	۰,۳۱۲
MgO	۱۲,۹۴۲	۱۳,۳۲۹	۱۳,۲۸۲
CaO	۰,۰۵۶	۰,۰۱۸	۰
Na_2O	۰,۰۱۱	۰	۰
K_2O	۰,۱۱۵	۰,۱۷۲	۰,۰۵۷
Total	۸۷,۸۵	۸۶,۹۳	۸۷,۸۲
Mg#	۰,۴۵	۰,۴۵	۰,۴۵
Si	۵,۷۶۱	۵,۶۴۱	۵,۶۸
Ti	۰,۰۰۳	۰,۰۱۲	۰,۰۰۸
Aliv	۲,۲۳۹	۲,۳۵۹	۲,۳۲
Alvi	۲,۴۴۵	۲,۲۴۱	۲,۴
Cr	۰,۰۰۸	۰,۰۰۴	۰,۰۰۲
Fe^{2+}	۵,۲۰۱	۵,۳۵۶	۵,۲۱۳
Mn	۰,۰۵۶	۰,۰۵۵	۰,۰۵۷
Mg	۴,۱۴۱	۴,۳۴۱	۴,۲۵۵
Ca	۰,۰۱۳	۰,۰۰۴	۰
Na	۰,۰۰۵	۰	۰
K	۰,۰۳۱	۰,۰۴۸	۰,۰۱۶

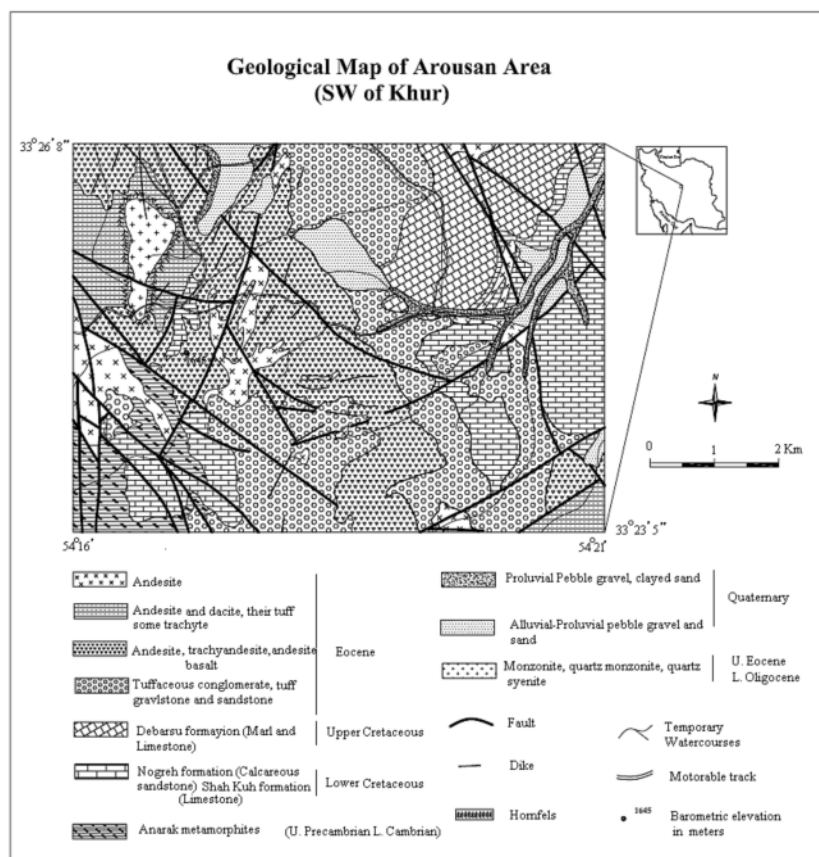
گسله با توده نفوذی کال کافی با سن ائوسن فوقانی - الیگوسن زیرین اند. توده های نفوذی یاد شده از نظر ترکیبی شامل گرانیت، گرانودیوریت، سینیت و مونزونیت هستند [۷].

سنگ شناسی و شیمی کانی ها

سنگهای آتشفشانی ناحیه عروسان از نظر ترکیب شیمیایی در دو طیف اسیدی (ریوداسیت) و نسبتاً بازیک - بازیک (تراکی آندزیت، موژه آریت و هاوایی ایت) قرار دارند. بافت غالب در این سنگها تراکی، هیالوپورفیریک و پوئی کیلیتیک است. ریوداسیتها از نظر کانی شناسی با مجموعه پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول، و بیوتیت مشخص می شوند که فنوکریستهای کوارتز معمولاً خلیجی شکل اند. گدازه های تراکی آندزیتی و موژه آریتی بیشتر از فنوکریستهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل شده اند که در برخی موارد بیوتیت یا آمفیبول نیز همراه با کلینوپیروکسن در سنگ حضور دارند. آپاتیت، اسفن و ماگنتیت به عنوان کانیهای فرعی در این سنگها کم و بیش مشاهده می شوند. کانی های ثانویه شامل سریسیت، کلریت، کلسیت و در مواردی اپیدوت هستند.

زمین شناسی عمومی منطقه

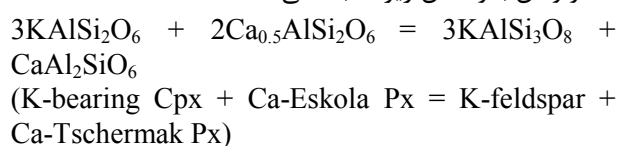
ناحیه مورد مطالعه در جنوب چوپانان (شمال شرق اصفهان)، بین طول های جغرافیایی $54^{\circ}30'$ الی 54° شمالی و عرض های جغرافیایی $33^{\circ}23'$ الی 33° شرقی واقع شده است. این منطقه جزئی از زون ساختاری ایران مرکزی (بلوک یزد) و زیر زون انارک - خور محسوب می شود [۲، ۳]. واحدهای سنگی مورد مطالعه شامل سنگهای آتشفشانی و سنگهای آذرآواری وابسته است که بر اساس تعیین سن به روش K-Ar به ائوسن زیرین - میانی نسبت داده شده است [۴]. این سنگها در بخش های شمال غربی و جنوبی دارای مرز زمین ساختی با مجموعه دگرگونی انارک اند. این مجموعه دگرگونه موسوم به شیستهای انارک، قدیمی ترین سنگهای منطقه محسوب می شود، و منسوب به پره کامبرین - کامبرین زیرین است. سنگ های آتشفشانی در بخش شرقی با ناپیوستگی روی واحدهای ته نشستی کرتاسه زیرین قرار گرفته اند (شکل ۲). این واحدها شامل آهک های اریتولین دار با ضخامت قابل ملاحظه، مارن، ماسه سنگ و کنگلومرا هستند. سنگ های آهکی با ناپیوستگی زاویه دار مشخصی روی تشکیلات پالئوزوئیک قرار گرفته اند. همچنین سنگ های آتشفشانی در بخش غربی دارای همبری



شکل ۲ نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه [۶].

پیروکسن

تمامی پیروکسن‌ها در سنگ‌های آتشفشانی ناحیه عروسان از نوع کلینوپیروکسن است که بیشتر به صورت فنوکریست‌های شکل‌دار مشاهده می‌شوند. کلینوپیروکسن‌ها پس از پلاژیوکلاز به عنوان فراوان‌ترین کانی در سنگ‌های بازیک منطقه حضور دارند. برخی از فنوکریست‌های این کانی (به ویژه موژه آریت‌ها) دارای بافت اسفنجی هستند که در آنها اذخال‌های فراوانی از فلدسپارهای قلیایی در پیروکسن‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-الف)، به طور کلی وجود شکلهای قطره مانند فلدسپار قلیایی درون بلورهای کلینوپیروکسن پدیده رایجی نیست، حتی می‌توان ادعا کرد این پدیده در سنگ‌های آذرین نادر است. دو ساز و کار برای تشکیل کلینوپیروکسن‌های اسفنجی معرفی شده‌اند. نخست، پژوهشگرانی نظیر [۸] که آنرا به یک فرایند اکسولوشن با واکنش زیر نسبت می‌دهند.

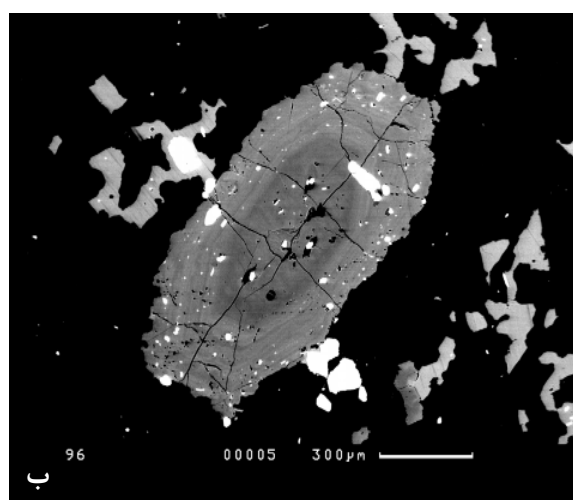
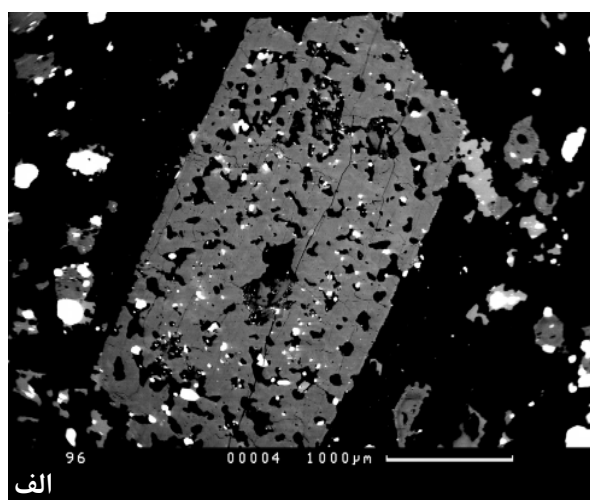


دوم، [۹] برپایه داده‌های ترمودینامیکی در بررسی واکنش یاد شده معتقد است که، این واکنش به دلیل عدم وجود مولفه $\text{Ca} - \text{Eskola}$ انجام شدنی نیست. وی در توجیه این پدیده اعتقاد دارد که تشکیل این گونه کلینوپیروکسن‌ها به واسطه واکنش زیر در نقطه پری تکتیک صورت پذیرفته است.

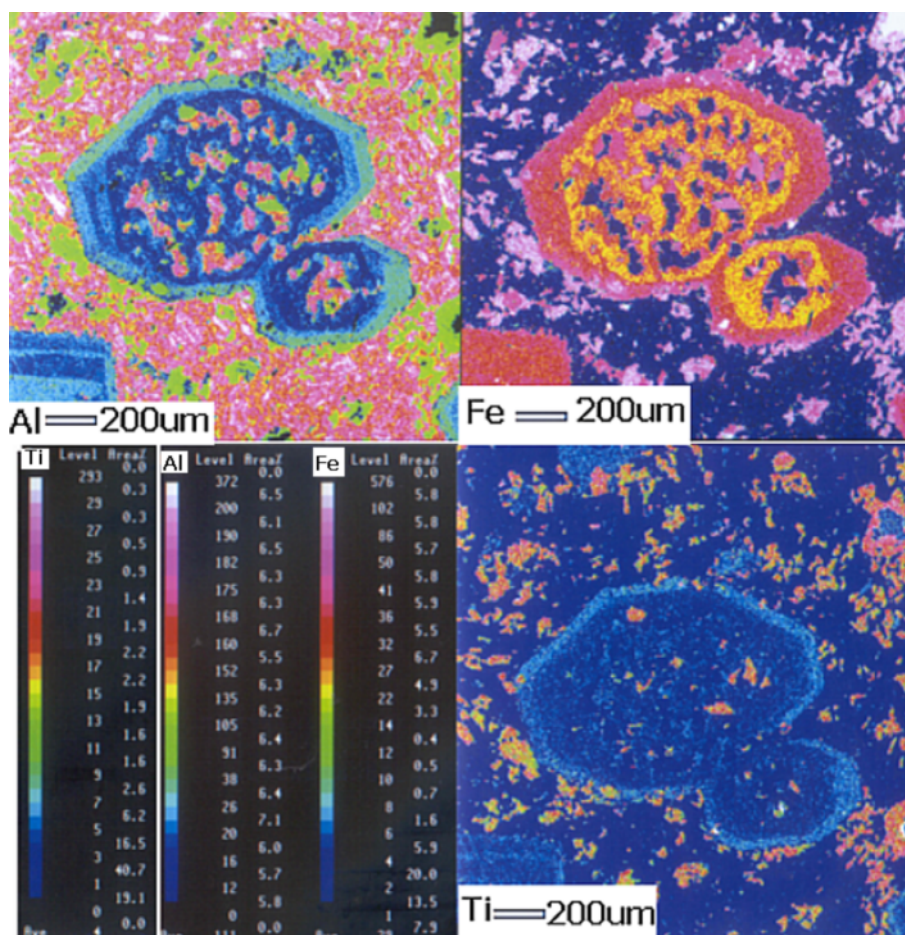
فلدسپارپتاسیک + دیوپسید = مذاب + کلینوپیروکسن پتاسیم‌دار

نامبرده همچنین عقیده دارد واکنش شاره‌های غنی از عناصر قلیایی با کلینوپیروکسن نیز می‌تواند با اذخال‌های فراوان فلدسپار قلیایی منجر به تشکیل کلینوپیروکسن اسفنجی شوند. با توجه به اینکه فرایند اول (اکسولوشن) و فرایند دوم (واکنش در نقطه پری تکتیک) در مورد سنگ‌های دگرگون فشار بالا (UHP)، مطرح شده است، تعمیم آن برای گدازه‌های این ناحیه منطقه‌ای نیست، و شایسته است که تشکیل کلینوپیروکسن‌های اسفنجی به واکنش شاره‌های غنی از عناصر قلیایی نسبت داده شود.

برخی از بلورهای کلینوپیروکسن دارای منطقه بندی عادی هستند (شکل ۳-ب). در مطالعات SEM معلوم شد که فنوکریست‌های این کانی علاوه بر منطقه بندی کامل، در مواردی منطقه بندی ناقص (Patchily Zonation) نیز نشان می‌دهند. برای بررسی دقیق منطقه بندی کلینوپیروکسن‌ها از یک نمونه فنوکریست اسفنجی، نقشه توزیع عنصری (Elemental Mapping) تهیه شد (شکل ۴). با توجه به نوسانهای مهم سه عنصر آلومینیم، تیتانیم، و آهن، تغییرات این عناصر در تهیه نقشه یاد شده در نظر گرفته شدند. لحاظ گردید. بررسی این نقشه نشان می‌دهد که میزان آهن از مرکز به حاشیه افزایش یافته که موید منطقه بندی عادی در این کانی است. همچنین میزان آلومینیم و تیتانیم نیز با آهن یک‌نواخت از مرکز به حاشیه افزایش یافته است.



شکل ۳ الف) تصویر BSE از بافت اسفنجی در فنوکریست دیوپسید، نفوذیهایی به رنگ تیره متشکل از فلدسپار قلیایی و انکلوزیونهای روشن، ماگنتیت می‌باشد. ب) تصویر BSE از منطقه بندی عادی در بلور دیوپسید.



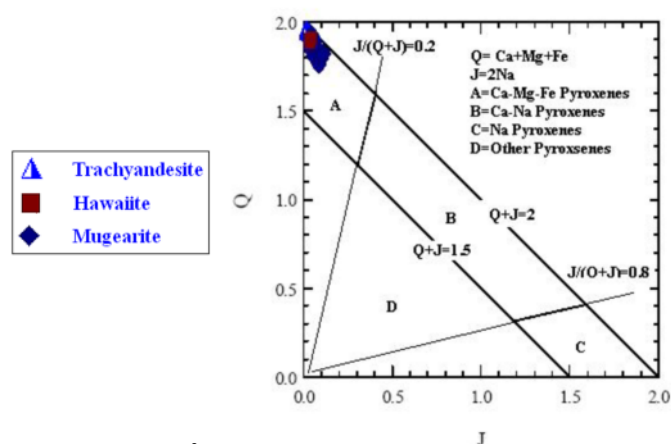
شکل ۴ نقشه توزیع عنصری از فنوکریست اسفنجی دیوپسید موجود در گدازه موژه آریتی که با ریزپردازنده الکترون تهیه شده است. چنانکه دیده می‌شود، میزان آلومینیم، تیتانیوم و آهن از مرکز به حاشیه افزایش می‌یابد.

ماگمایی به کار برده شده، می‌توان دریافت که اغلب نمونه‌ها در گستره نیمه قلیایی قرار دارند، و برخی از نمونه‌های موجود در موژه آریته‌ها در قلمرو قلیایی قرار گرفته‌اند [۱۳].

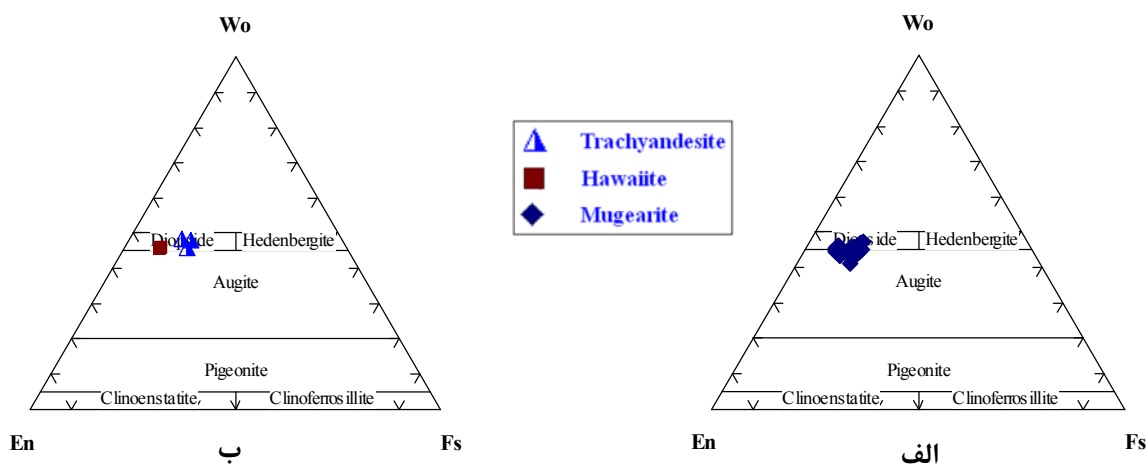
به منظور تعیین محیط زمین ساختی تشکیل این سنگ‌ها از نمودار ($F_1 - F_2$) استفاده شد [۱۴]. چنانکه که در (شکل ۷-ب) نشان داده شد بخش بزرگ نمونه‌ها در قلمرو کمانهای ماگمایی و بخش کمتری در قلمرو مشترک کمانهای ماگمایی و فوران‌های کف اقیانوسی واقع شده‌اند که با توجه به بررسی‌های صحرایی و میزان بالای پتاسیم، محیط کف اقیانوسی، برای نمونه‌های مورد مطالعه منطقی نیست. همچنین شواهد ژئوشیمیایی سنگ کل مبین آن است که سنگ‌های ماگمایی منطقه در یک کمان ماگمایی وابسته به فروانش که در حاشیه خرده قاره شرق - ایران مرکزی تشکیل شده است، به وجود آمده‌اند [۱۶].

همهٔ پیروکسن‌های منطقه در نمودار Q-J [۱۰] در قلمرو پیروکسن‌های آهن - منیزیم - کلسیم قرار گرفته‌اند (شکل ۵). ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در نمودار Wo-En-Fs [۱۰] نشان داده شده است. ترکیب این کانی‌ها در تراکی آندزیت‌ها و هاوایی‌ایته‌ها همخوان با تقسیم‌بندی [۱۰] در گسترهٔ دیوپسید (در تقسیم‌بندی [۱۱]: سالیته) ولی در موژه آریته‌ها از دیوپسید تا اوژیت در نوسان است (شکل ۶).

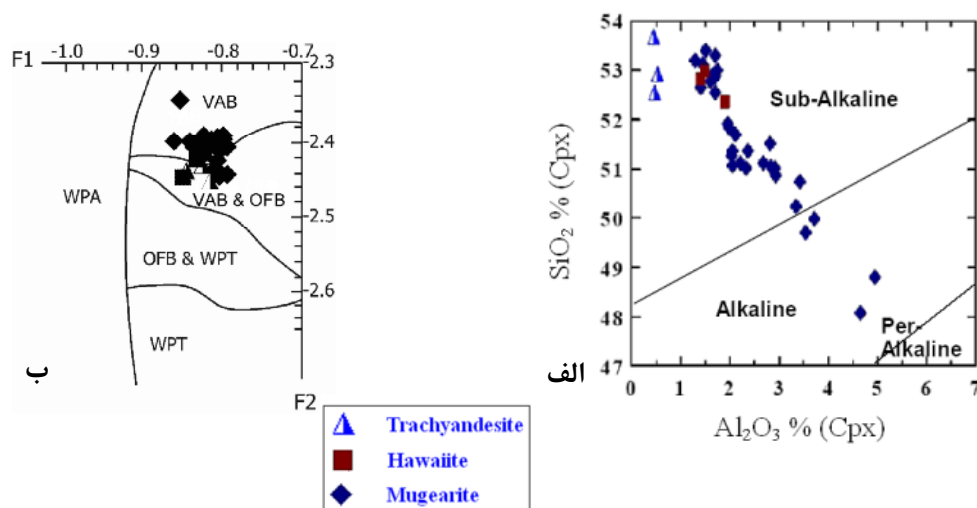
بررسی میزان MgO موجود در پیروکسن‌ها نشان داد که تراکی آندزیت‌ها نسبت به موژه آریته‌ها و هاوایی‌ایته‌ها از MgO کمتری برخوردارند که می‌توان آن را به دمای پایین‌تر تشکیل آنها نسبت داد. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها به ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل گدازه‌های میزبان بستگی دارد و به همین دلیل به عنوان یک معیار مناسب برای تشخیص محیط زمین ساختی تشکیل سنگ‌ها کاربرد گسترده‌ای دارد [۱۲ تا ۱۵]. با مشاهده (شکل ۷-الف) که برای تعیین سری‌های



شکل ۵ نمایش ترکیب پیروکسن‌های منطقه در نمودار Q-J [۱۰]. $J = 2Na$ و $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$



شکل ۶ نمایش ترکیب شیمیایی کلینو پیروکسن در نمودار مثلثی Wo-En-Fs [۱۰] (الف) مؤزه آریت (ب) تراکی آندزیت و هاوایی ایت.



شکل ۷ (الف) استفاده از کانی کلینو پیروکسن برای تعیین سری ماگمایی [۱۳] (ب) تعیین موقعیت زمین‌ساختی ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ناحیه با استفاده از ترکیب کلینو پیروکسن [۱۴].

$$F1 = - (0.012 * SiO_2) - (0.0807 * TiO_2) + (0.0026 * Al_2O_3) - (0.0012 * FeOt) - (0.0026 * MnO) + (0.0087 * MgO) - (0.0128 * CaO) - (0.0419 * Na_2O)$$

$$F2 = - (0.0469 * SiO_2) - (0.0818 * TiO_2) + (0.0212 * Al_2O_3) - (0.0041 * FeOt) - (0.1435 * MnO) + (0.0029 * MgO) - (0.0085 * CaO) - (0.016 * Na_2O)$$

گاهی دارای منطقه‌بندی پیچیده هستند. در بعضی از آنها حواشی بلور دارای خوردگی است که می‌توان آن را به تغییرات فشار و عدم تعادل شیمیایی هنگام خروج گدازه نسبت داد.

ترکیب پلاژیوکلاز سنگ‌های آتشفشانی ناحیه مورد مطالعه در گستره نسبتاً گسترده‌ای از آل بیت تا آندزین در نوسان است. ترکیب فلدسپار موجود در ریوداسیت‌ها عموماً در گستره الیگوکلاز و در برخی موارد تا آندزین (An:18-29) است (شکل ۹). در عین حال این کانی در تراکی آندزیت‌ها در حاشیه بلور با ترکیب An~29 مشخص می‌شود و در مرکز بلور به An~32 می‌رسد.

ب) فلدسپار قلیایی

فلدسپار قلیایی علاوه بر شکلهای فنوکریست و ریز بلورهای زمینه، به صورت ادخال نیز درون کلینوپیروکسن‌های با ساختار اسفنجی (به ویژه در موژه آریته‌ها) مشاهده می‌شود. در همه این موارد ترکیب آن، از آل بیت با خلوص بالا (An:1-3%) و یا سانیدین (Or:65-86%) تشکیل شده است.

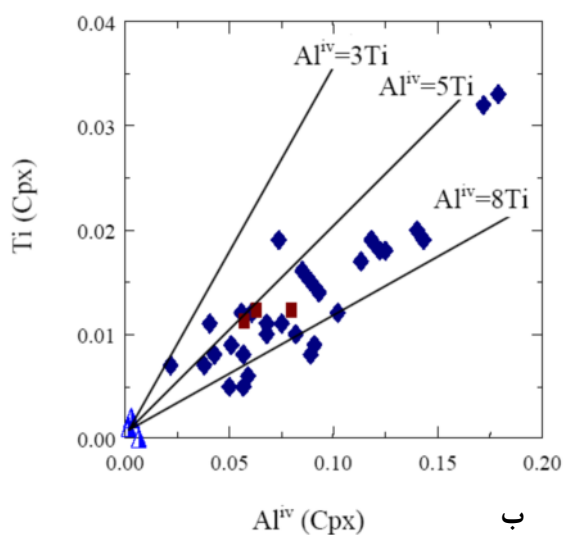
میزان آهن فریک پیروکسن‌ها تابعی از فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل دهنده آنهاست [۱۷]. با توجه به (شکل ۸-الف) نمونه‌های مربوط به موژه آریته‌ها و هاوائی ایت‌ها در بالای خط قرار دارد که حاکی از بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در $Fe^{3+}=0$ محیط تشکیل این سنگ‌هاست، در صورتی که نمونه‌های مربوط به تراکی آندزیت‌ها در پایین این خط واقع شده‌اند که بیانگر پایین بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط بوده است. در (شکل ۸-ب) کلینوپیروکسن‌ها در واحدهای سنگی مختلف منطقه در نمودار Ti بر حسب Al مقایسه شده‌اند. چنانکه مشاهده می‌شود تراکی آندزیت‌ها در مقایسه با موژه آریته‌ها و هاوائی ایت‌ها دارای کمترین میزان Ti هستند که با شیمی سنگ کل مطابقت می‌کند و باز تابی است از قلیایی شدن بالاتر موژه آریته‌ها و هاوائی ایت‌ها.

فلدسپار

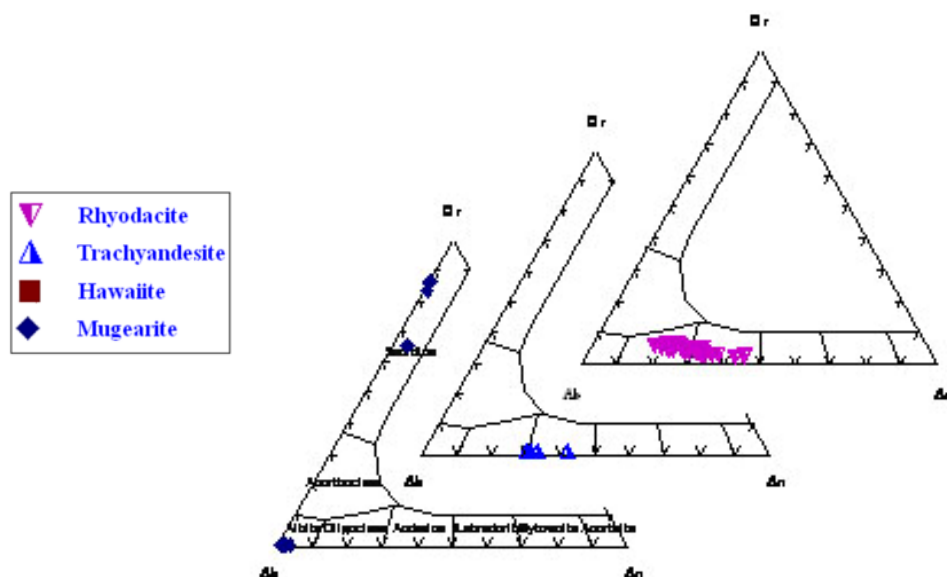
فلدسپار به عنوان فراوان‌ترین کانی در سنگ‌های منطقه به شمار می‌رود و شامل فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز است.

الف) پلاژیوکلاز

این کانی علاوه بر انواع فنوکریست، در زمینه نیز یافت می‌شوند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز اغلب دارای منطقه‌بندی و



شکل ۸ الف) تعیین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌ها [۱۷]. نمونه‌های بالای خط $Fe^{3+}=0$ (موژه آریته‌ها و هاوائی ایت‌ها) فوگاسیته بیشتری در محیط تشکیل داشته‌اند. ب) نمودار تغییرات Ti-Aliv. تراکی آندزیت‌ها نسبت به سنگ‌های دیگر، Ti کمتری دارند.



شکل ۹ نمایش ترکیب فلدسپارهای منطقه عروسان روی نمودار مثلثی ارتوز - آلبیت - آنورتیت [۱۸].

آمفیبول

آمفیبول‌ها غیر از در موژه‌آریت‌ها، در همه واحدهای آتشفشانی ناحیه عروسان یافت می‌شوند. ترکیب این کانی بنابر تقسیم‌بندی [۱۹] از نوع کلسیک است. این کانی در داسیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها از نوع هورنبلند هاستینگزیتی منیزیم دار^۱ است و در هاوایی ایت این ترکیب به سمت هاستینگزیت منیزیم‌دار^۲ تغییر می‌یابد (شکل ۱۰-الف). این نکته نشان دهنده میزان FeO بیشتر در ساختار آمفیبول هاوایی ایت‌ها است. نسبت $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ در آمفیبول‌های این ناحیه از ۰/۷۳ تا ۰/۵۴ در نوسان است. در (شکل ۱۰ - ب) تغییرات Al^{IV} نسبت به $(Na + K)_A + 2Ti + Al^{VI} + Fe^{3+}$ ترسیم شده است و در آن رابطه خطی بسیار خوبی مشاهده می‌شود، که حاکی از تنوع ترکیب آمفیبول‌های ناحیه مورد مطالعه تابع میزان Al^{IV} است [۲۰].

میکا

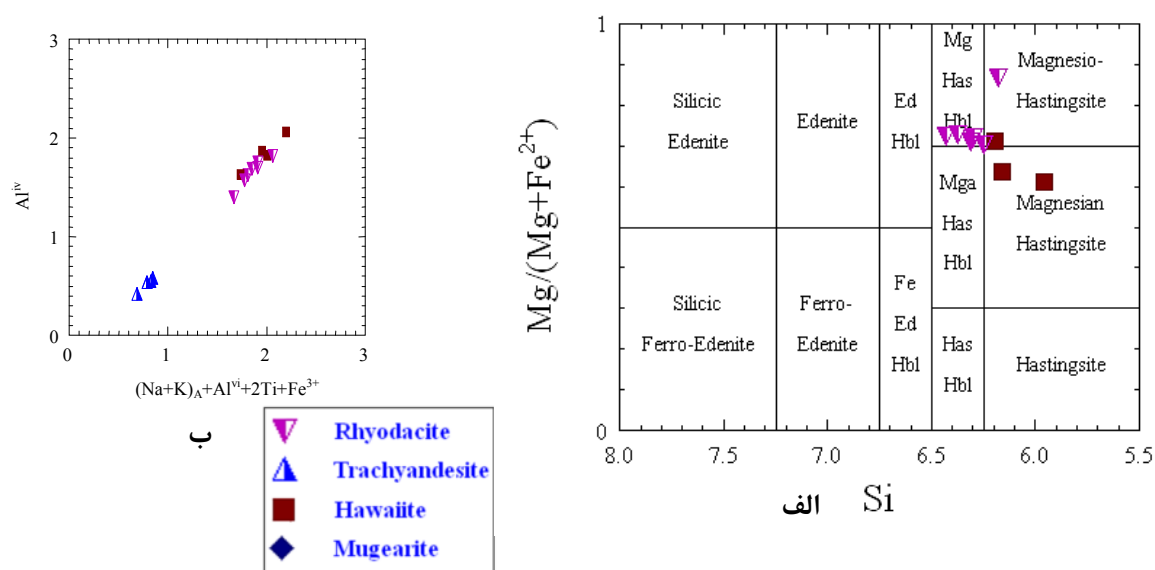
میکا یکی از کانی‌های رایج در تمامی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه است. این کانی اغلب به شکل بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. میکاهای موجود در ریوداسیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها از نوع بیوتیت است، در حالیکه ترکیب این کانی در هاوایی ایت‌ها در گستره فلوگوپیت قرار می‌گیرد (شکل ۱۱-الف). رده‌بندی میکاهای منطقه بر پایه

نمودار [۲۱] نیز نشان می‌دهد که همه میکاهای موجود در هاوایی ایت‌ها از نوع فلوگوپیت‌اند. ولی در مورد تراکی آندزیت‌ها و ریوداسیت‌ها ملاحظه می‌شود که همه میکاهای از نوع بیوتیت آهن‌دار و بیوتیت منیزیم دارند (شکل ۱۱-ب). این تغییر ترکیب کانی‌شناسی را می‌توان به بالاتر بودن میزان MgO در ماگمای هاوایی ایت‌ها نسبت داد [۱۸]. همچنین با توجه به آنکه حضور فلوگوپیت در گدازه‌های بازیک مستلزم فشار بالاتری نسبت به حضور بیوتیت در گدازه‌های اسیدی است، لذا می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای سازنده هاوایی ایت‌ها نسبت به ریوداسیت و تراکی آندزیت‌ها از عمق بیشتر (فشار بیشتر) ریشه گرفته‌اند.

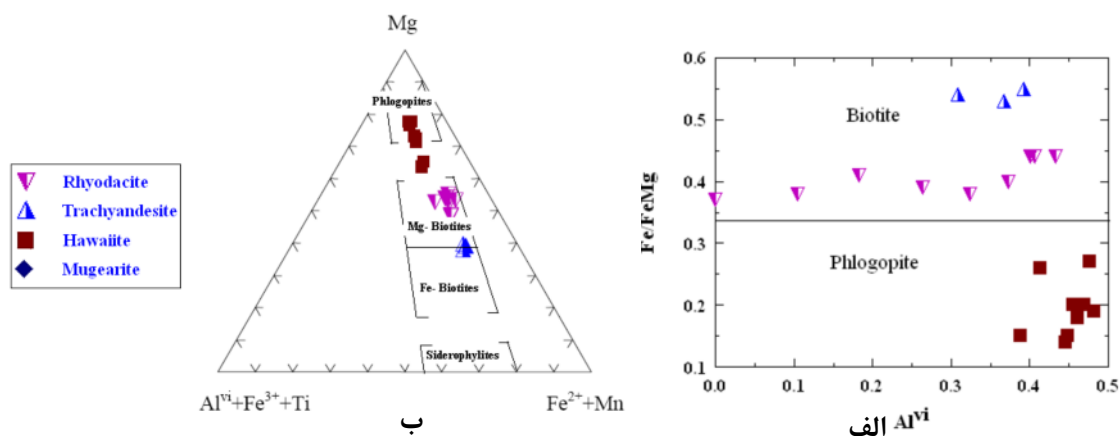
از بیوتیت‌ها برای تعیین محیط زمین ساختی سنگ‌های آتشفشانی این ناحیه استفاده شد. با توجه به (شکل ۱۲) مشخص است، که ترکیب بیوتیت‌ها در قلمرو ماگماهای کالک قلیایی محصول فرورانش است.

شاخص اشباع شدگی آلومینیم ASI (نسبت مولکولی $Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$) میکاهای این ناحیه در تراکی آندزیت‌ها و هاوایی ایت‌ها به میزان چشمگیری پایین است (۱/۱-۱/۳) که بازتابی از فعالیت پایین آلومینیم در ماگمای سازنده آنهاست [۲۳]. در همین حال درجه اشباع آلومینیم در ریوداسیت‌ها به نحو چشمگیری بالا است (۱/۹-۲/۱). بالا بودن درجه اشباع آلومینیم در داسیت‌ها می‌تواند ناشی از پایین بودن میزان K_2O در آنها باشد (شکل ۱۳).

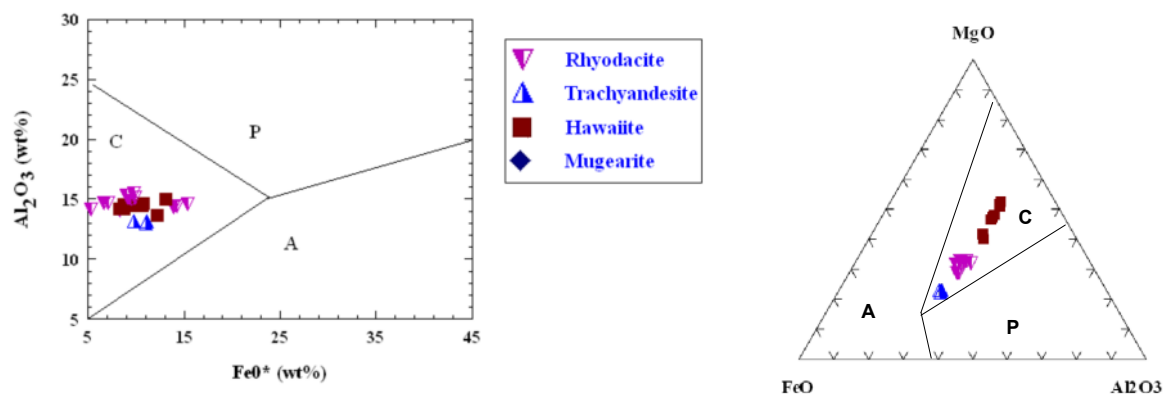
1- Magnesian Hastingsitic Hornblende
2- Magnesian Hastingsite



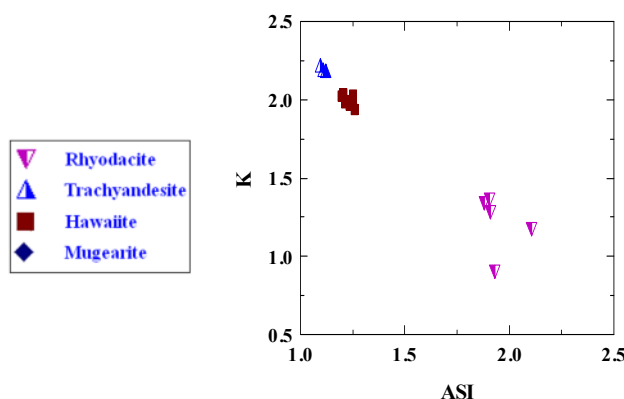
شکل ۱۰ الف) رده‌بندی آمفیبول‌های گستره مورد بررسی [۱۹] ب) روند تغییرات ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های ناحیه عروسان [۲۰].



شکل ۱۱ الف) رده‌بندی میکاهای منطقه مورد مطالعه در نمودار [۱۸] تمامی ریدواسیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها در گستره بیوتیت قرار گرفته‌اند. ب) رده‌بندی ژئوشیمیایی میکاها بر پایه [۲۱].



شکل ۱۲ استفاده از ترکیب شیمیایی میکاها در تعیین موقعیت تکتونو ماگمایی گدازه‌های منطقه [۲۲] همه نمونه‌ها در گستره C (ماگماهای کالک‌قلیایی نواحی کوهزایی) واقع شده‌اند. گستره‌های A و P به ترتیب مربوط به نواحی کافتی و برخوردگاه‌ها را نشان می‌دهند.



شکل ۱۳ نمایش تغییرات شیمیایی پتاسیم نسبت به شاخص اشباع شدگی آلومینیم [۲۳]. ریوداسیت‌ها دارای بیشترین میزان شاخص اشباع شدگی آلومینیم و کمترین مقدار پتاسیم می‌باشند.

کلریت

کلریت‌های موجود در سنگ‌های منطقه، محصول دگرسانی کانی‌های فرومنیزین نظیر کلینوپیروکسن، آمفیبول، و بیوتیت هستند. در برخی از نمونه‌های ریوداسیتی، آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها تقریباً به طور کامل به کلریت تبدیل شده‌اند. کلریت‌های ناحیه بر پایه نمودار پیشنهادی [۱۸] از نوع برونسویگیت هستند (شکل ۱۴).

برداشت

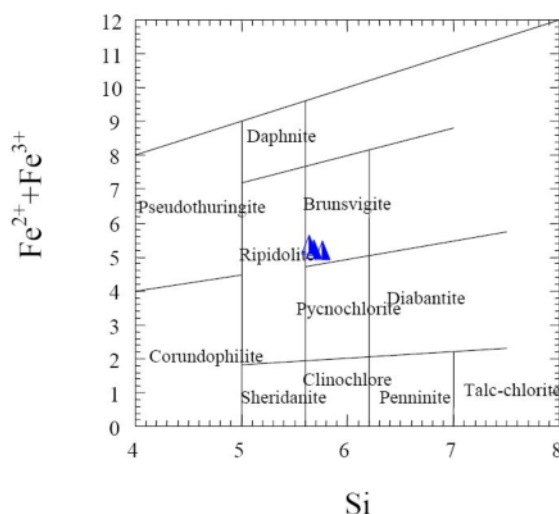
۱- ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در تراکی آندزیت و هاوائی ایت‌ها، دیوپسید، و در موژه آریت، دیوپسید تا اوژیت است. میزان فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل تراکی آندزیت‌ها، پایین است حال آنکه در محیط تشکیل موژه آریت و هاوائی ایت نسبتاً بالا بوده است. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها نشانگر محیط نیمه قلیایی تا قلیایی برای گدازه‌های ناحیه مورد مطالعه است. بر همین پایه محیط زمین ساختی موثر در شکل گیری آتشفشانی ناحیه، می‌تواند یک کمان ماگمایی وابسته به

فرورانش باشد. مطالعات ژئوشیمیایی سنگ کل بیانگر آن است که سنگ‌های آتشفشانی گستره مورد بررسی در یک کمان ماگمایی وابسته به فرورانش، در حاشیه خرد قاره شرق - ایران مرکزی تشکیل شده است.

۲- ترکیب بلورهای پلاژیوکلاز از آلبیت (در موژه آریت) تا الیگوکلاز (ریوداسیت‌ها) و در نهایت آندزین (تراکی آندزیت‌ها) در نوسان است. مطالعات انجام شده حاکی از منطقه‌بندی خفیف و عادی در بلورهای پلاژیوکلاز است.

۳- آمفیبول‌های ناحیه از نوع کلسیک بوده و ترکیب آنها بین هورنبلند هاستینگزیتی منیزیم‌دار تا هاستینگزیت منیزیم‌دار در نوسان است.

۴- بلورهای میکا دارای ترکیبی از بیوتیت (ریوداسیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها) تا فلوگوپیت (هاوائی ایت‌ها) هستند. شاخص اشباع شدگی پایین آلومینیم در میکای موجود در تراکی آندزیت‌ها و هاوائی ایت‌ها، حاکی از فعالیت پایین آلومینیم در ماگمای سازنده است.



شکل ۱۴ تعیین ترکیب کلریت‌های موجود در تراکی آندزیت‌های منطقه مورد مطالعه [۱۸]. این کلریت‌ها از نوع برونسویگیت هستند.

مراجع

- [۱۶] بهداران، ن.، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای ولکانیک منطقه غرب عروسان کبودان (جنوب چوپانان- شمال شرق اصفهان)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۲۰ صفحه (۱۳۸۶).
- [17] Schweitzer E. L., Papike J. J., Bence A. E., "Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts", Am. Mineral., 64, (1979) 501-13.
- [18] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An Introduction to the Rock – forming minerals", Longman, London, (1991) 528p.
- [19] Leake B.E., Wolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., whittaker E.J.W. & Youzhi G., "Nomenclature of Amphiboles, Report of the subcommittee on Amphiboles of the international Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names", Eur. J. Mineral, 9: (1997) 623-651.
- [20] Speer F.S., "An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite", American Journal of science, 281: (1981) 679-734.
- [21] Foster M.D., "Interpretation of the composition of trioctahedral micas", U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 354B: (1960) 11-49
- [22] Abdel – Rahman A. M., "Nature of biotites from alkaline, Calc-alkaline and peraluminous magmas", J. Petrol., 35: (1994) 525 – 541
- [23] Helmy H.M., Ahmed A.F., El Mahallawi M.M., Ali S.M., "Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt", and tectonic implications, J. of African Earth Science, 38, (2004) 255-268.
- [24] Droop, G.T.R., "A general equation for estimating Fe^{3+} Concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine, 51 : (1987) 431-435.
- [25] Leake B.E., Wolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., whittaker E.J.W., Youzhi G., "Nomenclature of Amphiboles, Report of the subcommittee on Amphiboles of the international Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names" Eur. J. Mineral, 9: (1997) 623-651.
- [26] Yang X.M, Lentz D.R., "Chemical composition of rock-forming minerals in gold-related granitoid intrusions, southwestern New Brunswick, Canada: implications for crystallization conditions, volatile exsolution, and fluorine-chlorine activity", Contrib Mineral Petrol, 150: (2005) 287-305.
- [۱] عطاپور ح.، "زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های شوشونیتی ایران زمین"، سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش داخلی، (۱۳۷۳) ۱۴۱ ص.
- [2] Aistov L., Melnikov B., Krivyakin B., Morozov L., "Geology of the Khur area (central Iran), Explanatory text of the Khur quadrangle", map 1:250,000, (1984).
- [3] Alavi M., "Sedimentary and structural characteristics of the paleo – Tethys remnants in northeastern Iran, Geol", Soc. of Amer. Bull., 103: (1991) 983 – 992.
- [4] Yakovenko V., Chinakov I., Kokorin Yu., Krivyakin B., "Report on detailed geological prospecting in Anarak Area (Kal-e Kafi-Khoni Locality)", V/O <<Technoexport>>, Rep. No.13, Moscow, (1981) 293 P.
- [۵] Aftabi A., Atapour H., "Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran", Epizodes Magazine, Vol. 23, no. 2: (2000) 119-125.
- [6] Geological maps of Anarak (1/250,000), Kabudan (1/100,000): No. G7; No. H7; Sheet 6856, respectively, G.S.I., V/O "Technoexport", (1984).
- [۷] احمدیان ج.، "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی کال کافی (شرق انارک) با نگرشی بر دگرسانی و کانی سازی مس (مولیبدن – طلا) مرتبط با آن"، پایان نامه دکتری در دست تدوین، دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۸۷).
- [8] Luth, R.W., "Experimental study of the system phlogopite – diopside from 3.5 to 17 Gpa", Am. Mineral. 82: (1997) 1198-1209.
- [9] Perchuk L.L., Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Barton J.M., "Crystal-melt equilibria involving potassium-bearing clinopyroxene as indicator of mantle-derived ultrahigh-potassic liquids: an analytical review", Lithos 60 (2002) 89-111.
- [10] Morimoto N., Fabrise J., Ferguson A., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K. and Gottardi, G., "Nomenclature of pyroxenes", Mineralogical Magazine, 52: (1988) 535 – 55.
- [11] Poldervaart A., and Hess H. H., "Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma", J. Geol., Vol. 59, P. 472 (1951).
- [12] Kushiro I., "Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks", Am. J. Sci., 258: (1960) 548-554.
- [13] LeBas N.J., "The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", Am. J. Sci., 260, (1962) 267 – 88.
- [14] Nisbet E. G. and Pearce J. A., "Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting", Ibid. 63, (1977) 149-60.
- [15] Leterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard, D and Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", Earth. Planet. Sci. Lett., 59, (1982) 139-54.