

Mineralogy, thermobarometry and magmatic series of volcanic rocks in Kuh-e Dom, Ardestan

M. Shahzeydi¹, M. Moayyed¹, M. Moazzen¹, J. Ahmadian²

1. Department of geology, University of Tabriz

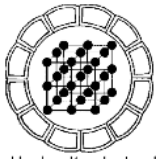
2. Department of geology, Payam – E – Noor University of Isfahan

E-mail: Maliheh_shahzeydi@yahoo.com

(Received: 7/10/2007, in revised form: 10/8/2008)

Abstract: The studied area is located in the north-east of Ardestan in Isfahan province. In Iran's geological classification it lies in the central Iran zone. The volcanic rocks of the Kuh-e Dom area are predominantly rhyolite, rhyodacite, dacite, tuff, ignimbrite, andesite, banakite and basaltic-andesite. The major rock-forming minerals are quartz, plagioclase, alkali feldspar (orthoclase, albite), amphibole, biotite, clinopyroxene and olivine. Apatite, zircon and opaque minerals are common accessory minerals. Biotite, clinopyroxene, plagioclase, alkali feldspar and chlorite in various rock samples were chosen for electron microprobe analysis. The results suggest that feldspar phenocrysts show a large compositional range from andesine-labradorite to labradorite-bytonite in banakite and basaltic-andesite and oligoclase-andesine and sanidine in rhyolite and dacite. Clinopyroxene phenocrysts show a compositional range diopside to augite in banakite and basaltic andesite. Phenocryst of biotite in the studied rocks is essentially of similar composition, and they are phlogopite (Mg-rich). This observation suggests that clinopyroxene and phlogopite formed from a Mg-rich magma. Also mineral chemistry of volcanic rocks of Kuh-e Dom indicates that these rocks were generated from calc-alkaline to shoshonitic magma and are related to continental arc orogenic magmatism. Barometry of pyroxene indicates that this mineral formed from a water rich magma in pressure of 5 kbar. On the basis of geothermometry studies, crystallization temperature has estimated to be 720-800 °C for acidic rocks and 1170 °C for basic rocks. The geochemical investigations show two stages in Kuh-e Dom magma evolution: Stage I is represented by clinopyroxene and phlogopite formation in a magma chamber. Stage II of magma evolution is represented by crystallization of matrix during and after magma eruption. Probably sanidine with small amounts of apatite and magnetite crystallized from the quenched magma at this stage.

Keywords: Thermobarometry, Kuh-e Dom, Mg-rich magma, calc-alkaline, Arc magmatism.



کانی‌شناسی، دما- فشار سنجی و تعیین زنجیره‌ماگمایی سنگهای آتشفشانی کوه دم، اردستان

ملیحه شاهزیدی^۱، محسن مؤید^۱، محسن مؤذن^۱، جمشید احمدیان^۲

۱- گروه زمین‌شناسی دانشگاه تبریز

۲- گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور اصفهان

پست الکترونیکی: Maliheh_shahzeydi@yahoo.com

(دریافت مقاله ۸۶/۷/۱۵، نسخه نهایی ۸۷/۵/۲۰)

چکیده: منطقه مورد مطالعه در شمال خاوری اردستان در استان اصفهان واقع شده است و از نظر ساختاری در بخش باختری زون ایران مرکزی قرار دارد. سنگهای آتشفشانی این ناحیه بیشتر از ریولیت، ریوداسیت، داسیت، توف، ایگنمبریت، آندزیت، باناکیت و آندزیت بازالتی تشکیل شده‌اند. کوارتز، پلاژیوکلاز، آلكالی فلدسپار (ارتوز و آلبیت)، آمفیبول، بیوتیت، کلینوپیروکسن و الیوین از تشکیل دهنده‌های اصلی و آپاتیت، زیرکن و کانیهای تیره (مگنتیت) از کانیهای فرعی این سنگها محسوب می‌شوند. بیوتیت، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و کلریت در انواع مختلف سنگهای مورد مطالعه، با ریز پردازنده الکترونی مورد بررسی قرار گرفته‌اند. نتایج حاصل از این بررسیها نشان می‌دهد که فنوکریستهای فلدسپار طیف ترکیبی گسترده‌ای را در بر می‌گیرند که از آندزین-لابرادوریت به سمت لابرادوریت-بیتونیت در باناکیتها و آندزیتهای بازالتی و الیگوکلاز-آندزین و سانیدین در ریولیتها و داسیتها تغییر می‌کند. کلینوپیروکسن، گستره ترکیبی از دیوپسید تا اوژیت را در باناکیتها و آندزیتهای بازالتی در بر می‌گیرد. بیوتیت در سنگهای بررسی شده، ترکیب یکنواختی دارد و در گستره فلوگوپیت (غنی از منیزیم) قرار می‌گیرد. این نتایج نشان از تشکیل کلینوپیروکسن و بیوتیت از یک ماگمای غنی از منیزیم دارد. همچنین بررسی شیمی کانی سنگهای آتشفشانی کوه دم نشان می‌دهد که این سنگها از یک ماگمای کالک قلیایی تا شوشونیتی تشکیل شده و احتمالاً به ماگماتیزم قوس قاره‌ای وابسته‌اند. فشار سنجی کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که این کانی از یک ماگمای آبدار در فشار ۵ کیلوپار متبلور شده است. بر پایه بررسیهای زمین-دماسنجی، گستره دمایی در زمان تبلور سنگهای اسیدی در حدود ۷۲۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و در زمان تبلور سنگهای بازیک در حدود ۱۱۷۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است. بررسیهای ژئوشیمیایی دو مرحله را در شکل‌گیری ماگمای کوه دم مشخص کرده است: مرحله نخست با تشکیل کلینوپیروکسن و فلوگوپیت در یک حجره ماگمایی مشخص می‌شود، و در مرحله دوم خمیره سنگ همراه با سانیدین، مگنتیت، و آپاتیت از ماگمای باقیمانده هنگام فوران ماگما و پس از آن به سرعت متبلور شده است.

واژه‌های کلیدی: کوه دم، دما- فشار سنجی، ماگمای غنی از منیزیم، کالک قلیایی، شوشونیتی، ماگماتیزم قوس.

مقدمه

در مقیاس ۱/۱۰۰،۰۰۰ توسط نبوی و هوشمند زاده [۲] و نیز ارزیابی اقتصادی کانی‌سازی طلای صنایع و معادن استان اصفهان [۳].

هدف از این پژوهش بررسی کانی‌شناسی، دما، و فشار تشکیل سنگها و تعیین دنباله ماگمایی سنگهای منطقه با استفاده از داده‌های کانی‌شناسی، بافتی، و نتایج حاصل از

منطقه کوه دم به دلیل وجود منابع مهم معدنی نظیر طلا، مس، آهن، و غیره همواره مورد توجه زمین‌شناسان بوده است. بررسیهای انجام شده در این ناحیه عبارتند از بررسیهای تکنواکسپورت [۱] در قالب تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰،۰۰۰ شمال اردستان، بررسی منابع معدنی ناحیه کوه دم

دارای رخنمونهایی از پالئوزوئیک، ژوراسیک و کرتاسه است. نهشته‌های پالئوزوئیک (بیش از ۱۵۰۰ متر) به صورت زنجیره به شدت چین خورده‌ای از سنگهای دگرگون از رخساره شیست سبز با میان لایه‌هایی از متابازیت و سنگ آهک بلورین (سنگهای دگرگون کوه دم) است. در این منطقه ژوراسیک شامل رخنمون‌هایی از شیل‌های خاکستری تا تیره رنگ، سیلت استون همراه با میان لایه‌های آهکی-شیلی و ماسه سنگ ریز دانه تا متوسط است. رخنمون سنگهای کرتاسه گسترده‌تر بوده (تا ۴۰۰ متر) و شامل سنگهای کربناتی به صورت تختگاه رخساره ساحل و ساختارهای چین خورده است [۱]. سنگهای آتشفشانی پالئوژن روی کنگلومرای قاعده‌ای دوران سوم (کرمان) دنباله ضخیمی از نهشته‌های جریان‌ی و پرتابه‌های آتشفشانی مانند توف، ایگنمبریت، و گدازه‌های آگلومرای را تشکیل داده‌اند. جنس اغلب گدازه‌های ائوسن در این منطقه آندزیتی، ریولیتی و داسیتی است و پس از این دوره فعالیت آتشفشانی، فعالیت‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت بازالتی صورت گرفته است [۱] و [۴].

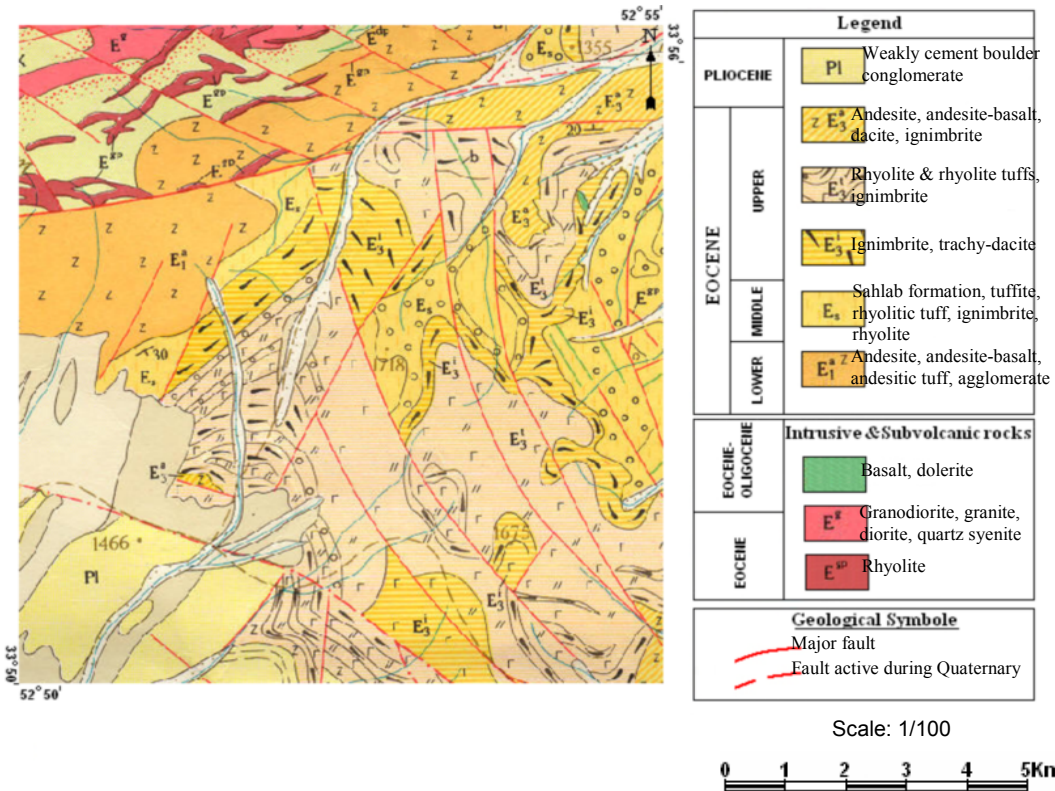
بررسی ریز پردازشی الکترونی کانیه‌های پیروکسن، فلدسپار و بیوتیت است.

روش آزمایشگاهی

برای بررسی‌های کانی‌شناسی و شیمی کانی، تعداد ۴۰ نقطه از انواع کانیه‌های تشکیل دهنده سنگهای مورد مطالعه با یک دستگاه ریز پردازنده الکترونی (EPMA)، مدل Jeol 8800R و JXA - ولتاژ شتاب دهنده 15KV و شدت جریان 15NA و زمان شمارش ۴۰ ثانیه در دانشگاه Naruto ژاپن آنالیز شدند.

زمین شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد مطالعه در ۱۱۰ کیلومتری شمال خاوری اردستان و استان اصفهان بین طول‌های جغرافیایی خاوری ۵۰° ۵۲' الی ۵۳° ۵۱' و عرضهای جغرافیایی شمالی ۵۱° ۳۳' الی ۵۶° ۳۳' واقع شده است (شکل ۱). این منطقه به صورت مجموعه‌ای آتشفشانی-ته نشست با حجم کلی ۲۲۵۰۰ کیلومتر مکعب است که در قاعده با یک رشته سنگهای دگرگون در رخساره شیست سبز در محل برخوردگاه و در بالا با ردیفی از کنگلومرا و ماسه سنگ قاعده‌ای پایان می‌پذیرد. پی سنگ این منطقه



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.

سنگ شناسی توصیفی و کانی شناسی

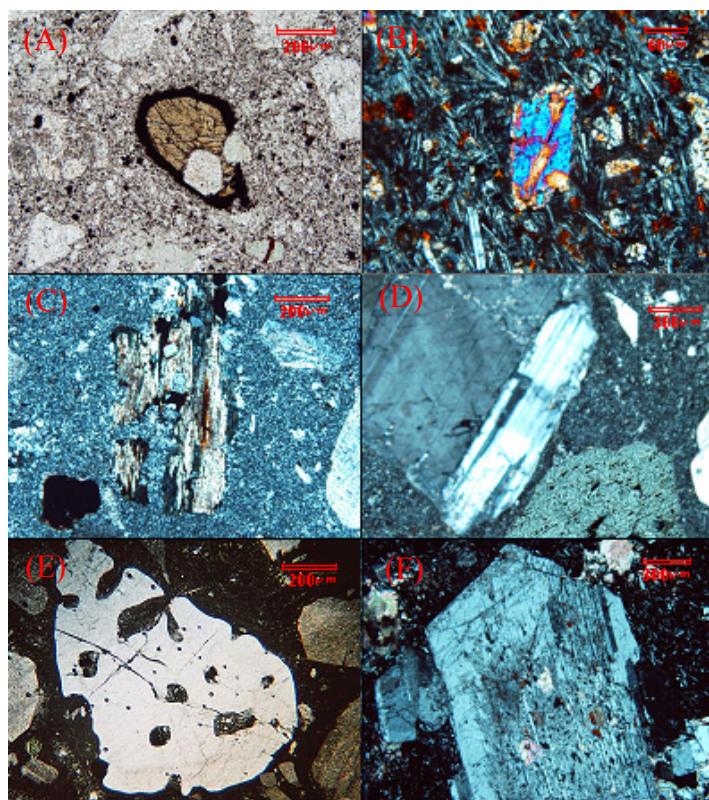
با توجه به مشاهدات صحرایی و سنگ شناسی، سنگهای آتشفشانی کوه دم از پایین به بالا، آندزیت، داسیت، ریولیت، توف، ایگنمبریت، باناکیت و آندزیت بازالت تشکیل شده‌اند [۴].

باناکیت-آندزیت

این رشته از گدازه‌ها بیشتر در بخشهای مرکزی و باختری منطقه گسترش دارند (شکل ۱). بافت اصلی این سنگها شبه موزائیکی تا اینترستال است، و در برخی نقاط دارای بافت موزائیکی خوشه‌ای هستند. بافت موزائیکی خوشه‌ای در این سنگها ممکن است در اثر صعود سریع ماگما به سطوح بالاتر حاصل شده باشد. به این ترتیب که صعود سریع ماگما باعث چسبیده شدن کانیهای با چگالی نسبتاً مشابه به یکدیگر می‌شود، همچنین می‌تواند اشاره‌ای به جدایش برخی از کانیها از طریق بهم چسبی بلورها داشته باشد. بلورهای درشت خود ریخت و نیمه خود ریخت پلاژیوکلاز، پیروکسن، و آمفیبول در یک زمینه شیشه‌ای یا ریز دانه‌های متشکل از ریز بلورهای پلاژیوکلاز و ریز دانه‌های پیروکسن و آمفیبول قرار گرفته‌اند که نشانه‌ای است از سرعت بالا آمدن. پلاژیوکلازها بیشتر درشت

دانه‌اند و اندازه متوسط آنها ۳ میلی متر است. ماکل مکرر آلبیت-کارلسباد در آنها رایج است. این بلورها در برخی موارد دارای منطقه بندی عادی و نیز نفوذیهای شیشه‌ای (بافت غربالی) هستند (شکل ۲F). کلینوپیروکسن به صورت بلورهای خود ریخت و نیمه خود ریخت (شکل ۲B) دیده می‌شود. کلینوپیروکسن از نوع اوژیت است و فراوانی آن به ۱۵٪ حجمی می‌رسد. در برخی نمونه‌های باناکیتی فراوانترین کانی مافیک، آمفیبول است که به صورت بلورهای نیمه خودریخت دیده می‌شوند. این کانی از نوع هورنبلند بازالتی قهوه‌ای رنگ است (شکل ۲A). پژوهشگران بر این باورند که هورنبلند معمولی به واسطه تحمل دمای بالای محیط آتشفشانی (حدود ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد در مجاورت هوا)، به هورنبلند بازالتی (که به آن Lamprobolite نیز می‌گویند) تبدیل می‌شود [۵]. به عقیده این پژوهشگران، پیوند هیدروکسیل در این واکنش شکسته شده و پس از آزاد شدن یون‌های اکسیژن Fe^{2+} به Fe^{3+} تبدیل می‌شود.

کلریت، کربنات، هیدروکسیدهای آهن، کوارتز و سربیسیت به عنوان کانیهای ثانویه این سنگها حضور دارند.



شکل ۲ (A) هورنبلند بازالتی در آندزیت (PPL, 10X)، (B) بلور پیروکسن در آندزیت بازالت (XPL, 20X)، (C) نمایی از یک بلور فلوگوپیت با میانبار زیرکن (D, XPL, 10X)، (E) کانی‌های پلاژیوکلاز، ارتوز و کوارتز در ریولیت (XPL, 40X)، (F) کوارتز خلیجی در ریولیت (XPL, 20X)، بافت غربالی در پلاژیوکلاز (XPL, 40X).

گدازه های ریولیتی و داسیتی

این رشته از روانه ها با ساخت موزائیکی به رنگ سرخ روشن تا سرخ تیره و خاکستری، در بخش بالایی گدازه های حدواسط قرار دارند (شکل ۱). کوارتز، پلاژیوکلاز، سانیدین و اکسی بیوتیت کانیهای اصلی و آپاتیت، زیرکن (شکل ۲C) و کانیهای تیره (مگنتیت و ایلمنیت) از کانیهای فرعی تشکیل دهنده سنگ اند. بلورهای کوارتز دارای اندازه متوسط ۲ تا ۳ میلی مترند و ۳۰ درصد سنگ را به خود اختصاص می دهند. شکل آنها گزومورف بوده و به ندرت به صورت بلورهای خود ریخت دیده می شوند. همچنین بیشتر آنها دارای حالت خوردگی خلیجی شکل اند (شکل ۲E). حالت خوردگی در کانیهای مختلف نشانه اشباع بودن آبگون از آن فاز و یا اختلاط ماگمایی است. به این ترتیب که آبگون در بر گیرنده بلور دارای دمای تقریباً بالاتری بوده و باعث خوردگی شیمیایی بلور می شود. فراوانترین کانی پس از کوارتز، پلاژیوکلاز است که از ذرات ریز دانه موجود در زمینه تا فنوکریست در تغییر است (شکل ۲D). این کانی خصوصاً در بخشهای مرکزی به کلسیت و سریسیت تجزیه شده است. فراوانترین کانی مافیک سنگ، بلورهای بیوتیت هستند که به صورت پولکهایی به طول نیم میلی متر دیده می شوند. همچنین بعضی از بیوتیتها موجود در این واحد گدازه ای، تحت تاثیر فرایند اپاسیتی قرار گرفته اند و به واسطه این فرایند اکسایش آهن در راستای رخها و حواشی بلور آزاد شده است (شکل ۲C). صعود ماگما به سطوح بالاتر پوسته (نزدیک سطح زمین) که با افت فشار و افزایش دما همراه است شرایط لازم را برای واکنشهای اکسایشی و در نهایت تجزیه بیوتیت و آمفیبول فراهم می کند [۶]. همچنین نفوذیه های فراوانی از آپاتیت و به میزان کمتر زیرکن در این کانی دیده می شوند. فلدسپارهای قلیایی از نوع سانیدین هستند که نسبت به پلاژیوکلاز از فراوانی کمتری برخوردار است و ۱۰-۵٪ سنگها را تشکیل می دهد.

لاپیلی توف - سنگی توف اسیدی

این واحد در بخشهای جنوبی و شمال خاوری منطقه دیده می - شوند (شکل ۱) و شامل قطعات سنگی از جنس ریولیت، داسیت و بلورهای نظیر پلاژیوکلاز، کوارتز، و بیوتیت است که

به وسیله مواد توفی ریز دانه و خاکستر، سیمانی شده اند. پلاژیوکلاز، کوارتزها با خوردگی خلیجی شکل اجزای اصلی و بیوتیت سوخته و کانیهای تیره کانیهای فرعی این سنگها را تشکیل می دهند. این سنگها در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت بلور سنگی تخریبی هستند.

سنگهای آذر آوری جریانی (ایگنمبریت)

این سنگها پس از توفها و در بخش بالایی آنها قرار دارند (شکل ۱). بافت آنها ایگنمبریتی و ذرات لیتیک آندزیتی و باناکیتی، بلور کانیهای مختلف شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول سوخته و مقدراری اکسیدهای آهن و کانیهای تیره اجزای آن را تشکیل می دهند.

روانه های باناکیتی - آندزیت بازالتی

این سنگها در بخش بالایی توده سنگ آذرین کوه دم قرار گرفته اند (شکل ۱). این سنگها دارای بافتهای اینترسرتال و ساب افیتیک بوده و پلاژیوکلاز، الیوین و کلینوپروکسن از کانیهای اصلی و اکسی بیوتیت، هورنبلند بازالتی، آپاتیت، زیرکن و کانیهای تیره نیز اجزای فرعی آنها محسوب می شوند. فنوکریست غالب سنگ پلاژیوکلاز است که حدود ۲۰ درصد سنگ را تشکیل می دهد. این پلاژیوکلازها به قطر ۴ میلیمتر دیده می شوند. داده های حاصل از تجزیه های ریز پردازشی الکترونی در این کانیها حکایت از آن دارند که خارجی ترین حاشیه بلا فصل پلاژیوکلاز و آبگون در برگیرنده و آن نسبتاً غنی از ارتوکلاز است. دیگر فنوکریست این گدازه ها کلینو پروکسن است که از نظر ترکیبی در گستره اوزیت قرار می - گیرد. برخی اشکال دروغین به جای مانده از الیوین نیز در سنگهای مافیک مشاهده می شود که در آنها ایدنگسیت جایگزین الیوین اولیه شده است.

شیمی کانیها

به منظور بررسی دقیق رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی در ساختار کانیها و تکمیل بررسیهای کانی شناسی، ۸ مقطع نازک - صیقلی تهیه و سپس تعداد ۴۰ نقطه از کانیهای پروکسن، فلدسپار، و بیوتیت مورد بررسی ریز پردازشی الکترونی گرفتند که نتایج این بررسیها در جداول ۱ و ۲ آورده شده اند.

جدول ۱ نتایج آنالیز ریزپردازشی فلدسپارهای توده ولکانیکی کوه دم.

Flds										
Sample	۸۸-۱	۸۸-۲	۸۸-۳	۸۸-۴	۸۸-۵	۲۴۵-۱	۲۴۵-۲	۲۴۵-۳	۲۴۵-۴	۲۴۵-۵
SiO ₂	۵۱٫۵۱	۵۰٫۲۳	۵۱٫۹۴	۵۰٫۴۷	۴۹٫۶۶	۶۰٫۵۹	۶۴٫۸۵	۵۹٫۷۱	۵۹٫۱۴	۵۹٫۶۷
TiO ₂	۰٫۱۵۴	۰	۰٫۰۹۲	۰٫۰۵۲	۰	۰٫۰۲۹	۰	۰	۰٫۰۱۱	۰
Al ₂ O ₃	۲۹٫۳۹	۳۰٫۵۵	۲۹٫۲۸	۳۰٫۱۵	۳۰٫۸۲	۲۴٫۵۵	۱۸٫۵۲	۲۴٫۶۴	۲۴٫۸۱	۲۴٫۶۲
FeO	۰٫۷۴۴	۰٫۵۲۹	۰٫۷۶۲	۰٫۶۶۴	۰٫۵۴۸	۰٫۱۹۶	۰٫۰۶۱	۰٫۲۳۴	۰٫۲۱	۰٫۱۸۱
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰۶	۰	۰٫۰۱۲	۰٫۰۲	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۰۸	۰
MnO	۰٫۰۴۵	۰	۰٫۰۳۵	۰	۰٫۰۲۵	۰	۰	۰	۰٫۰۴۸	۰
MgO	۰٫۰۴۵	۰٫۱۱۶	۰٫۰۶۹	۰٫۰۵۱	۰٫۰۹۸	۰٫۰۱۹	۰	۰	۰	۰٫۰۰۶
CaO	۱۲٫۴۷	۱۵٫۳۹	۱۲٫۷۴	۱۳٫۵۶	۱۴٫۳۶	۶٫۱۱۷	۰٫۱۴۴	۶٫۶۵۸	۷٫۰۸	۶٫۷۱
Na ₂ O	۴٫۲۵۴	۳٫۵۳	۴٫۰۳۷	۳٫۷۶۳	۳٫۳	۷٫۲۴۶	۳٫۵۳۴	۶٫۹۵۵	۶٫۸۷	۷
K ₂ O	۰٫۳۵	۰٫۲۰۳	۰٫۳۱۳	۰٫۳۱۹	۰٫۲	۰٫۹۷۱	۱۲٫۱۳	۰٫۷۸۳	۰٫۷۸۵	۰٫۹۳۲
NiO	۰٫۰۲۴	۰	۰	۰٫۰۲۲	۰٫۰۱	۰٫۲۴۰	۰٫۱۶۰	۰٫۰۶۰	۰٫۷۲۰	۰
Total	۹۹	۹۹٫۱۹	۹۹٫۲۹	۹۹٫۰۹	۹۹٫۰۳	۹۹٫۷۵	۹۹٫۲۶	۹۹	۹۹٫۰۳	۹۹٫۰۸
Si	۹٫۴۹	۹٫۲۵۵	۹٫۵۳۳	۹٫۳۱۴	۹٫۱۷۶	۱۰٫۸۲	۱۱٫۹۳	۱۰٫۷۶	۱۰٫۶۸	۱۰٫۷۴
Al	۶٫۳۷۷	۶٫۶۲۹	۶٫۲۹	۶٫۵۵۴	۶٫۷۰۸	۵٫۱۶۸	۴٫۰۱۵	۵٫۳۲	۵٫۲۷۶	۵٫۲۲۶
Ti	۰٫۰۲۱	۰	۰٫۰۱۳	۰٫۰۰۷	۰	۰٫۰۰۴	۰	۰	۰٫۰۱۰	۰
Fe ²⁺	۰٫۱۱۵	۰٫۰۸۲	۰٫۱۱۷	۰٫۱۰۲	۰٫۰۸۵	۰٫۰۲۹	۰٫۰۰۹	۰٫۰۳۵	۰٫۰۳۲	۰٫۰۲۷
Mn	۰٫۰۰۷	۰	۰٫۰۰۵	۰	۰٫۰۰۴	۰	۰	۰	۰٫۰۰۷	۰
Mg	۰٫۰۱۲	۰٫۰۳۲	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۴	۰٫۰۲۷	۰٫۰۰۵	۰	۰	۰	۰٫۰۰۲
Ca	۲٫۴۶۲	۲٫۷۷	۲٫۵۰۶	۲٫۶۸۲	۲٫۸۴۴	۱٫۱۷۱	۰٫۰۲۸	۱٫۲۸۵	۱٫۳۷	۱٫۲۹۶
Na	۱٫۵۲	۱٫۲۶۲	۱٫۴۳۷	۱٫۳۴۶	۱٫۱۸۲	۲٫۵۱۱	۱٫۲۶۱	۲٫۴۳	۲٫۴۰۶	۲٫۴۴۶
K	۰٫۰۸۲	۰٫۰۴۸	۰٫۰۷۳	۰٫۰۷۵	۰٫۰۴۷	۰٫۲۲۱	۲٫۸۴۸	۰٫۱۸	۰٫۱۸۱	۰٫۲۱۴
Sum Cat.	۲۰٫۰۸۶	۲۰٫۰۷۸	۲۰٫۰۳۲	۲۰٫۰۹۴	۲۰٫۰۷۳	۱۹٫۹۳۷	۲۰٫۰۰۹	۱۹٫۹۲۱	۱۹٫۹۵۳	۱۹٫۹۶
X _{Or}	۲	۱٫۲	۱٫۸	۱٫۸	۱٫۲	۵٫۷	۶۸٫۸	۴٫۶	۴٫۶	۵٫۴
X _{Ab}	۳۷٫۴	۳۰٫۹	۳۵٫۸	۳۲٫۸	۲۹	۶۴٫۳	۳۰٫۵	۶۲٫۴	۶۰٫۸	۶۱٫۸
X _{An}	۶۰٫۶	۶۷٫۹	۶۲٫۴	۶۵٫۴	۶۹٫۸	۳۰	۰٫۷	۳۳	۳۴٫۶	۳۲٫۸
Sum Oxy.	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲

ادامه جدول ۱

Flds										
Sample	۲۴۵-۶	۲۴۵-۷	۲۲۰-۱	۲۲۰-۲	۲۲۰-۳	۲۲۰-۴	۲۲۰-۵	۲۲۰-۶	۲۲۰-۷	۲۲۰-۸
SiO ₂	۵۹,۱۸۴	۶۴,۶۴۴	۵۳,۲۷	۵۶,۸۲۷	۵۵,۲۱۵	۵۶,۸۳۶	۵۱,۴۹	۵۴,۱۹	۵۴,۶۰۱	۵۵,۷۹۴
TiO ₂	۰	۰,۰۴	۰,۰۲۵	۰,۱۸۷	۰,۰۶۵	۰,۱۴۵	۰	۰,۰۹	۰,۰۹۸	۰,۰۹۶
Al ₂ O ₃	۲۵,۰۵۷	۱۸,۴۸۲	۲۸,۷۱	۲۵,۵۱۳	۲۶,۶۳۲	۲۶,۱۷۱	۲۹,۸۸	۲۷,۷۲	۲۷,۰۶	۲۶,۱۰۱
FeO	۰,۱۶	۰,۱۳۱	۰,۵۷۱	۱,۲۳	۰,۹۲۲	۰,۹۴۵	۰,۶۰	۰,۷۱۸	۰,۸۵	۰,۸۰۸
Cr ₂ O ₃	۰	۰,۰۱۶	۰	۰	۰,۰۱۴	۰	۰,۰۰۶	۰	۰,۰۳۴	۰
MnO	۰,۰۰۸	۰	۰	۰,۰۲	۰,۰۰۲	۰,۰۲	۰	۰	۰	۰,۰۲
MgO	۰,۰۱۳	۰	۰,۰۸۲	۰,۰۸۵	۰,۱۰۸	۰,۱۱۵	۰,۱۱۲	۰,۱۰۳	۰,۰۷۸	۰,۱۲۱
CaO	۷,۱۵	۰,۱۹۳	۱۱,۹۴۵	۸,۸۴	۹,۹۰۸	۸,۵۸۷	۱۳,۳۰	۱۱,۱۷	۱۰,۸۷۴	۹,۹۳
Na ₂ O	۶,۸۰۶	۳,۵۶۱	۴,۰۷	۶,۲۶	۵,۵۷	۵,۹۴۱	۳,۵۸۷	۴,۹۲۰	۵,۲۳۷	۵,۴۳۶
K ₂ O	۰,۹۷۲,۰	۱۱,۹۴۱	۰,۳۲۰	۰,۸۱۹	۰,۶۳۶	۱,۰۶۴	۰,۲۱۹	۰,۳۶۸	۰,۵۰۹	۰,۶۱۴
NiO	۰	۰,۰۱۸	۰,۰۳۶	۰	۰	۰	۰,۰۳۸	۰	۰	۰
Total	۹۹,۱۷	۹۹,۰۲۶	۹۹,۰۲۹	۹۹,۷۷۲	۹۹,۰۷۲	۹۹,۷۰۹	۹۹,۲۳۲	۹۹,۲۷۹	۹۹,۳۴۱	۹۹,۱
Si	۱۰,۶۶۸	۱۱,۹۲۶	۹,۷۴۵	۱۰,۳۱۶	۱۰,۰۹۷	۱۰,۲۸۸	۹,۴۴۸	۹,۸۹۴	۹,۹۷۷	۱۰,۱۹۹
Al	۵,۳۱۷	۴,۰۱۶	۶,۱۸۵	۵,۴۵۴	۵,۷۳۵	۵,۵۷۹	۶,۴۵۷	۵,۹۶۱	۵,۸۲۳	۵,۶۱۹
Ti	۰	۰,۰۰۶	۰,۰۰۳	۰,۰۲۴	۰,۰۰۹	۰,۰۲	۰	۰,۰۱۲	۰,۰۱۳	۰,۰۱۳
Fe ²⁺	۰,۰۲۴	۰,۰۲	۰,۰۸۷	۰,۱۸۷	۰,۱۴۱	۰,۱۴۳	۰,۰۹۲	۰,۱۱	۰,۱۳	۰,۱۲۴
Mn	۰,۰۰۱	۰	۰	۰,۰۰۳	۰	۰,۰۰۳	۰	۰	۰	۰,۰۰۳
Mg	۰,۰۰۳	۰	۰,۰۲۲	۰,۰۲۳	۰,۰۲۹	۰,۰۳۱	۰,۰۳۱	۰,۰۲۸	۰,۰۲۱	۰,۰۳۳
Ca	۱,۳۸	۰,۰۳۸	۲,۳۴۱	۱,۷۱۹	۱,۹۴۱	۱,۶۶۵	۲,۶۱۵	۲,۱۸۵	۲,۱۲۹	۱,۹۴۵
Na	۲,۳۷۸	۱,۲۷۴	۱,۴۴۴	۲,۲۰۴	۱,۹۷۵	۲,۰۸۵	۱,۲۷۶	۱,۷۴۲	۱,۸۵۶	۱,۹۲۷
K	۰,۱۸۲	۲,۸۱۱	۰,۰۷۵	۰,۱۹	۰,۱۴۸	۰,۲۴۶	۰,۰۵۱	۰,۰۸۶	۰,۱۱۹	۰,۱۴۳
Sum Cat.	۱۹,۹۴۹	۲۰,۰۹۱	۱۹,۹۰۲	۲۰,۱۲	۲۰,۰۷۵	۲۰,۰۰۶	۱۹,۹۷	۲۰,۰۱۸	۲۰,۰۶۸	۲۰,۰۰۶
X _{Or}	۴,۶	۶,۸,۲	۱,۹	۴,۶	۳,۶	۶,۲	۱,۳	۲,۱	۲,۹	۳,۶
X _{Ab}	۶۰,۴	۳۰,۹	۳۷,۴	۵۳,۶	۴۸,۶	۵۲,۲	۳۲,۴	۴۳,۴	۴۵,۲	۴۸
X _{An}	۳۵	۰,۹	۶۰,۶	۸,۴۱	۴۷,۸	۴۱,۷	۶۶,۳	۵۴,۴	۵۱,۹	۴۸,۴
Sum Oxy.	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۳	۳۲	۳۲	۳۲

ادامه جدول ۱

Flds										
Sample	۲۲۰-۹	۲۲۰-۱۰	۲۲۰-۱۱	۲۲۰-۱۲	۲۲۰-۱۳	۱۱۵-۱	۱۱۵-۲	۱۱۵-۳	۱۱۵-۴	۱۱۵-۵
SiO ₂	۵۶,۱۰	۵۶,۵۳۶	۵۳,۵۷	۵۴,۴۶۶	۵۳,۷۱۲	۵۹,۷۲۷	۶۰,۳۲۳	۶۰,۹۵۲	۵۹,۳۴	۶۰,۱۰۲
TiO ₂	۰,۳۲۶	۰,۱۰۱	۰,۰۴۶	۰,۰۹۶	۰,۰۵۹	۰,۰۲۵	۰	۰,۰۰۲	۰,۰۰۶	۰
Al ₂ O ₃	۲۵,۹۶	۲۵,۵۷۱	۲۸,۷۵	۲۸,۰۶	۲۸,۴۱۱	۲۴,۹۳۶	۲۳,۹۸۷	۲۳,۸۸۵	۲۴,۶۸۱	۲۴,۴۸۶
FeO	۱,۰۱	۰,۷۶۳	۰,۶۷	۰,۶۵۳	۰,۶۳۹	۰,۲۱۲	۰,۲۵۵	۰,۲۳۷	۰,۲۱۲	۰,۲۵۴
Cr ₂ O ₃	۰,۰۴۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰,۰۱۶	۰	۰,۰۱	۰
MnO	۰,۰۱۵	۰	۰,۰۱۳	۰,۰۳۳	۰	۰,۱۲	۰,۰۲۲	۰	۰	۰
MgO	۰,۱۸۳	۰,۰۹۲	۰,۱۱	۰,۰۹۹	۰,۰۷۴	۰	۰,۰۰۶	۰,۰۱۱	۰	۰,۰۱۱
CaO	۸,۷۷۷	۹,۳۸۵	۱۱,۰۵	۱۰,۵۸۷	۱۱,۳۹۷	۶,۹۰۸	۶,۶۴۵	۵,۷۷۶	۶,۵۶	۶,۳۲۲
Na ₂ O	۵,۸۷	۶,۰۰۲	۴,۵۱۵	۴,۸۲۳	۴,۶۵۱	۷,۴۱۹	۷,۴۷۴	۷,۳۴۳	۷,۶۹۸	۷,۴۲
K ₂ O	۰,۸۵۵	۰,۶۰۸	۰,۳۲۸	۰,۳۴۷	۰,۳۹	۰,۷۳	۱,۱۰۱	۱,۰۹۲	۰,۷۸۴	۱,۱۱۵
NiO	۰	۰,۰۰۳	۰,۰۱۳	۰	۰	۰,۰۰۷	۰	۰	۰,۰۰۸	۰,۱۷
Total	۹۹,۱۳۸	۹۹,۱۳۶	۹۹,۰۶۵	۹۹,۰۸۷	۹۹,۳۳	۱۰۰,۰۰۸	۹۹,۸۲۹	۹۹,۴	۹۹,۲۹۹	۹۹,۸۸
Si	۱۰,۲۳۴	۱۰,۳۰۷	۹,۸۷۳	۹,۹۲۱	۹,۸۰۱	۱۰,۶۸۷	۱۰,۸۲۱	۱۰,۹۳۶	۱۰,۶۹۷	۱۰,۷۷۹
Al	۵,۵۷۷	۵,۴۹	۶,۱۸۳	۶,۰۱۹	۶,۱۰۵	۵,۲۵۵	۵,۰۶۷	۵,۰۴۷	۵,۲۳۹	۵,۱۷۲
Ti	۰,۰۴۵	۰,۰۱۴	۰,۰۰۶	۰,۰۱۳	۰,۰۰۸	۰,۰۰۳	۰	۰	۰,۰۰۱	۰
Fe ²⁺	۰,۱۵۴	۰,۱۱۶	۰,۰۹۹	۰,۰۹۹	۰,۰۹۸	۰,۰۳۲	۰,۰۳۸	۰,۰۳۶	۰,۰۳۲	۰,۰۳۸
Mn	۰,۰۰۲	۰	۰,۰۱۲	۰,۰۰۵	۰	۰,۰۰۲	۰,۰۰۳	۰	۰	۰
Mg	۰,۰۵	۰,۰۲۵	۰,۰۳	۰,۰۲۷	۰,۰۲	۰	۰,۰۰۲	۰,۰۰۳	۰	۰,۰۰۳
Ca	۱,۷۱۶	۱,۸۳۳	۲,۱۶۲	۲,۰۶۶	۲,۲۲۸	۱,۳۲۴	۱,۲۷۷	۱,۱۱	۱,۲۶۷	۱,۲۱۵
Na	۲,۰۷۶	۲,۱۲۲	۱,۵۹۹	۱,۷۰۴	۱,۶۵۶	۲,۵۷۴	۲,۶	۲,۵۵۴	۲,۶۹	۲,۵۸
K	۰,۱۹۹	۰,۱۵۹	۰,۰۷۶	۰,۰۸۷	۰,۰۹۱	۰,۱۶۷	۰,۲۵۲	۰,۲۵	۰,۱۸	۰,۲۵۵
Sum Cat.	۲۰,۰۵۳	۲۰,۰۶۶	۱۹,۹۴۳	۱۹,۹۴۱	۱۹,۹۹۷	۲۰,۰۴۴	۲۰,۰۰۶	۱۹,۹۳۶	۲۰,۱۰۶	۲۰,۰۴۲
X _{Or}	۵	۳,۹	۲	۲,۳	۲,۳	۴,۱	۶,۱	۶,۴	۴,۴	۶,۳
X _{Ab}	۵۱,۷	۵۱,۶	۵۱,۷	۴۴,۲	۴۱,۵	۶۳,۳	۶۳	۶۵,۳	۶۵	۶۳,۷
X _{An}	۴۲,۳	۴۴,۶	۵۶,۳	۵۳,۶	۵۶,۲	۳۲,۶	۳۰,۹	۲۸,۴	۳۰,۶	۳۰
Sum Oxy.	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲

جدول ۲ نتایج آنالیز مایکروپروب الکترونی پیروکسن، بیوتیت و کلریت واحدهای مختلف توده ولکانیکی کوه دم.

Cpx			Bio			Chl					
Sample	۸۸-۱	۸۸-۲	۸۸-۳	Sample	۲۴۵-۱	۲۴۵-۲	۳-۲۴۵	Sample	۲۴۵-۱	۲۴۵-۲	۲۴۵-۳
SiO ₂	۴۹,۷۷۹	۴۹,۷۷۷	۶۰,۷۷	SiO ₂	۴۰,۵۳	۴۱,۳۷	۴۱,۰۴۱	SiO ₂	۲۹,۰۹۶	۲۷,۹۳۷	۲۴,۶۹۲
TiO ₂	۱,۴۲۷	۱,۳۵۹	۱,۳۰۳	TiO ₂	۴,۵۸	۳,۵۸	۳,۹۱	TiO ₂	۰,۰۴۳	۰,۰۲۵	۰,۰۷۹
Al ₂ O ₃	۳,۱۰۶	۳,۳۶۴	۲,۰۱۵	Al ₂ O ₃	۱۱,۶۸	۱۱,۵۰	۱۰,۸۸	Al ₂ O ₃	۱۲,۴۲۸	۱۶,۰۵۱	۱۳,۷۴۶
FeO	۸,۵۸۹	۸,۲۷۲	۸,۴۸۹	FeO	۸,۵۵۵	۷,۴۳	۸,۰۸	FeO	۳۱,۹۷۱	۱۱,۶۸۹	۲۸,۹۴۷
Cr ₂ O ₃	۰,۰۹۶	۰,۳۱	۰	Cr ₂ O ₃	۰,۰۰۲	۰	۰	Cr ₂ O ₃	۰	۰	۰
MnO	۰,۲۱	۰,۲۰۵	۰,۲۵۹	MnO	۰,۰۴۸	۰,۰۴۵	۰,۰۹۵	MnO	۰,۶۹	۰,۸۸۷	۰,۸۳۳
MgO	۱۴,۷۲	۱۴,۶۰۸	۱۵,۱۷۶	MgO	۲۰,۱۵	۲۱,۴۹	۲۱,۱۱	MgO	۱۳,۰۲۹	۱۱,۲۴۷	۹,۹۵۵
CaO	۰,۳۹۵	۲۰,۶۷۰	۲۰,۵۱۷	CaO	۰,۰۶۲	۰,۰۳۱	۰,۰۱	CaO	۰,۱۷۳	۴۲۳	۶,۰۰۷
Na ₂ O	۲۰,۰۰۴	۰,۴۲۹	۰,۴۳	Na ₂ O	۰,۸۵۹	۱,۰۲۹	۱,۰۳۷	Na ₂ O	۰,۰۰۳	۰,۰۹۲	۰,۰۳۹
K ₂ O	۰,۰۰۸	۰,۰۰۶	۰,۰۱	K ₂ O	۹,۹۹	۹,۶۶	۹,۹۸۱	K ₂ O	۰,۰۲۷	۰,۰۵۲	۰,۰۰۸
NiO	۰	۰	۰	NiO	۰,۰۰۷	۰,۰۲۳	۰,۰۲۶	NiO	۰,۰۴۷	۰	۰,۰۷۶
otal	۹۹,۲۶	۹۹	۹۹,۰۳	Total	۹۶,۴۶	۹۶,۰۶۸	۹۶,۱	Total	۸۹,۵۰۷	۸۸,۷۳۴	۸۴,۳۸۲
T- Si	۱,۸۶	۱,۸۶۳	۱,۹	Si	۵,۸۲۲	۵,۹۱۰	۵,۶۴۰	Si	۶,۲۳۱	۶,۰۵۶	۵,۷۵۶
T- Al	۰,۱۳۳	۰,۱۳۷	۰,۰۸۹	AlIV	۱,۹۷۷	۱,۹۳۸	۱,۷۶۱	AlIV	۱,۷۶۹	۱,۹۴۴	۲,۲۴۴
M1 Al	۰	۰,۰۱۲	۰	AlVI	۰	۰	۰	Sum T	۸	۸	۸
M1 Cr	۰,۰۰۳	۰,۰۰۹	۰	Cr	۰	۰	۰	AlVI	۱,۸۶۹	۲,۱۵۴	۱,۵۳
M ₁ Fe ³⁺	۰	۰	۰	Ti	۰,۴۹۵	۰,۳۸۶	۰,۳۹۵	Ti	۰,۰۰۷	۰,۰۰۴	۰,۰۱۴
M1 Ti	۰,۰۴	۰,۰۳۸	۰,۰۳۷	Fe ²⁺	۱,۰۲۸	۰,۸۸۸	۰,۹۲۹	Fe ²⁺	۵,۷۲۵	۵,۸۰۳	۵,۶۴۴
M1 Mg	۰,۸۲	۰,۸۱۵	۰	Mg	۴,۳۱۶	۴,۵۷۶	۴,۳۲۶	Cr	۰	۰	۰
M1 Fe ²⁺	۰,۱۳۷	۰,۱۲۶	۰,۱۱۷	Mn	۰,۰۰۶	۰,۰۰۶	۰,۰۱۱	Mn	۰,۱۲۵	۰,۱۶۳	۰,۱۶۴
M1 Ni	۰	۰	۰	Ca	۰,۰۱	۰,۰۰۵	۰,۰۰۱	Mg	۴,۱۵۹	۳,۶۳۵	۳,۴۶
M ₂ Mg	۰	۰	۰	Na	۰,۲۴۳	۰,۲۸۹	۰,۲۷۷	Ca	۰,۰۴	۰,۰۹۸	۱,۵
M ₂ Fe ₂	۰,۱۳۱	۰,۱۳۳	۰,۱۴۹	K	۱,۸۳۱	۱,۷۶۱	۱,۷۵۰	Na	۰,۰۰۱	۰,۰۳۹	۰,۰۱۸
M ₂ Mn	۰,۰۰۷	۰,۰۰۷	۰,۰۰۸	Sum Cat.	۱۵,۷۲۸	۱۵,۷۵۷	۱۵,۰۹۰	K	۰,۰۰۷	۰,۰۱۷	۰,۰۰۲
M ₂ Ca	۰,۸۴۱	۰,۸۲۹	۰,۸۲۳	Sum Oxy.	۲۲	۲۲	۲۲	Sum Cat.	۱۹,۹۳۳	۱۹,۹۱۳	۲۰,۳۳۲
M ₂ Na	۰,۰۲۹	۰,۰۳۱	۰,۰۳۱					Sum Oxy.	۳۶	۳۶	۳۶
M ₂ K	۰	۰	۰								
Sum Cat.	۴	۴	۴								

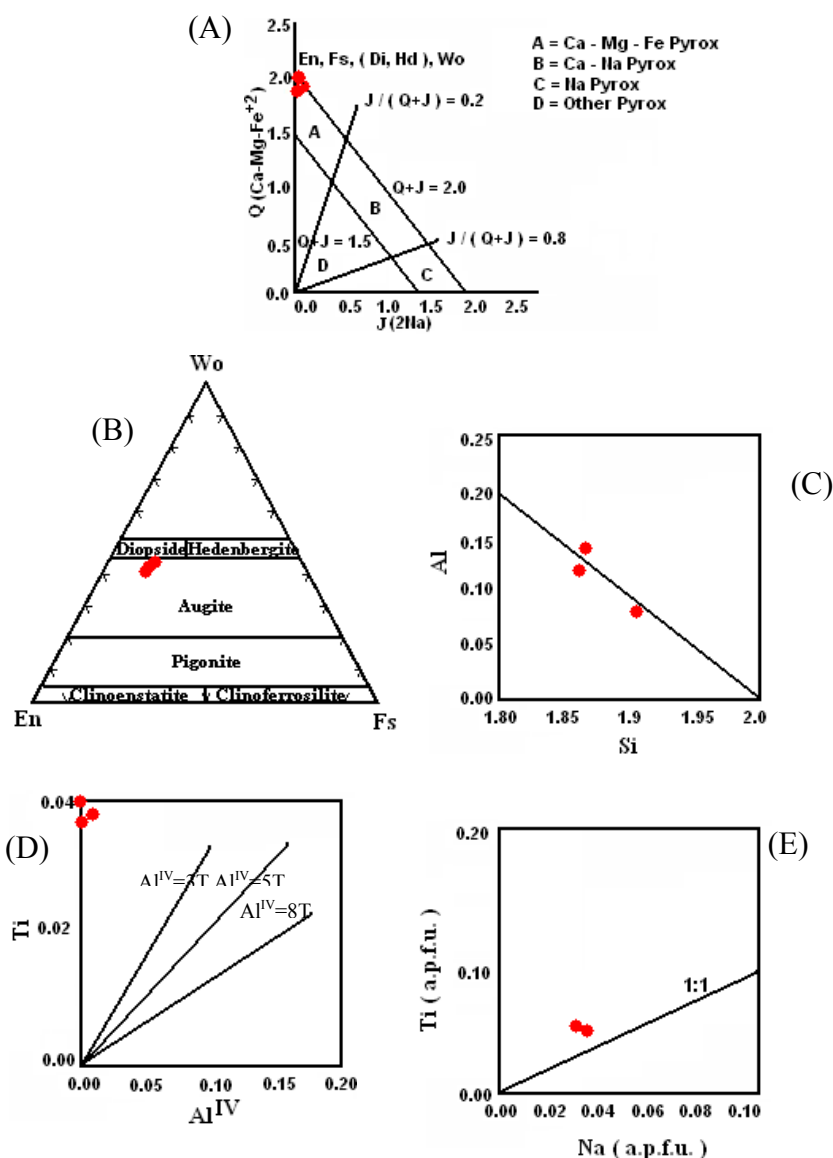
پیروکسن

پیروکسن یکی از مهمترین فنوکریستهای موجود در روانه‌های حاد و حاد واسط متمایل به بازیک است. پیروکسنهای موجود در این روانه‌ها از نوع کلینوپیروکسن هستند. بررسی ترکیب کلینوپیروکسنها در نمودار (J - Q) نشان می‌دهد

که کلینوپیروکسنها در قلمرو پیروکسنهای آهن-منیزیم-کلسیم دار قرار می‌گیرند (شکل ۳A). همچنین در نمودار Wo-En-Fs نمونه‌های مورد بررسی در گستره اوزیت قرار دارند (شکل ۳B). ترکیب پیروکسنها در سنگهای منطقه در حد Wo_{43.4} En_{42.4} با عدد منیزیم (Mg/[Mg+Fe]) در حدود ۷۶-۷۵

به وسیله کاتیونهای Si و Al موجود در ترکیب پیروکسن پر شده است و به همین دلیل دیگر نمی‌تواند پذیرای Ti باشد. ولی در دو نمونه دیگر به دلیل کافی نبودن مقدار Al برای پر کردن موقعیت چهار وجهی، Si با Ti در کلینوپیروکسها جایگزین شده است. همچنین در نمودار Ti نسبت به Al^{IV} همه نمونه‌ها در بالای خط $Al^{IV} = 3Ti$ قرار می‌گیرند که بیانگر بالا بودن مقدار Ti در پیروکسهای منطقه است (شکل ۳D). همه پیروکسهای مورد بررسی روی نمودار Ti نسبت به Na جانشینی $NaTiAlSiO_6$ به جای $Ca(MgFe)Si_2O_6$ را نشان می‌دهند (شکل ۳E) که به صورت زیر قابل توجیه است [۹]. $Ca^{VIII} + Mg^{VI} + Si^{IV} = Na^{VIII} + Ti^{VI} + Al^{IV}$

هستند. پژوهشگران بر این باورند که کلینوپیروکسهای با عدد منیزیم بالا ($Mg \# > 70$) از یک ماگمای اولیه و کلینوپیروکسهای غنی از Fe از یک ماگمای به شدت جدا شده متبلور شده‌اند [۸]. بنابراین می‌توان گفت که پیروکسهای منطقه با $Mg\#$ ۷۶-۷۵ از یک ماگمای اولیه در دمای بالا متبلور شده‌اند. توزیع Al, Si در پیروکسهای مورد بررسی به گونه‌ای است که دو نمونه در نمودار Si نسبت به Al کل در پایین و نزدیک به خط اشباع جایگاه چهار وجهی (۲ Si) و یک نمونه دیگر در بالای این خط قرار می‌گیرد (شکل ۳C). حضور نمونه‌ها در بالای خط اشباع، معرف کلینوپیروکسهای است که موقعیت چهار وجهی ساختار آنها

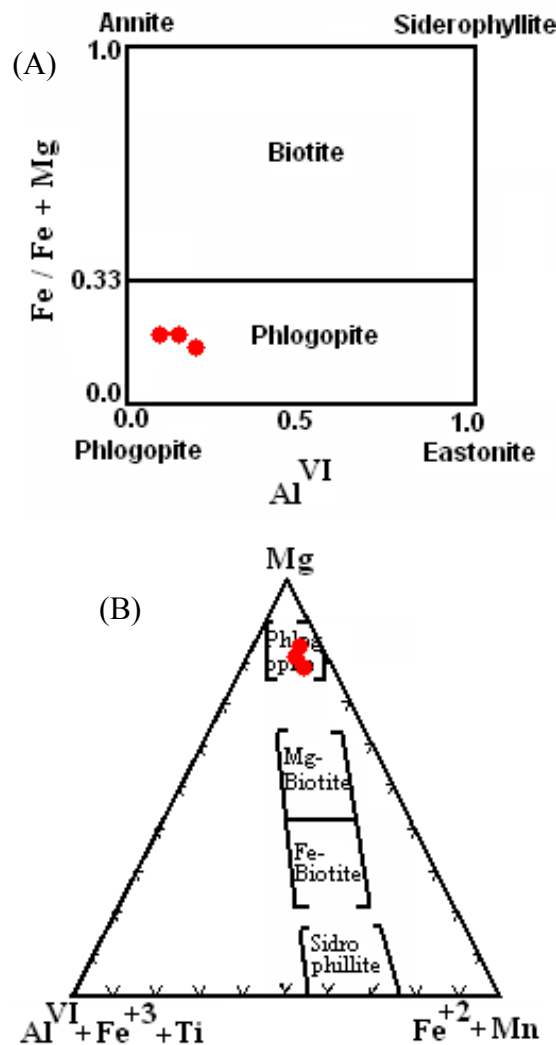


شکل ۳ (A) ترکیب کلینوپیروکسهای منطقه [V]، (B) کلینوپیروکسهای منطقه روی نمودار مثلثی انستاتیت (En)، ولاستونیت (Wo) و فروسیلیت (Fs)، (C) نمودار Al-Si که نشان دهنده مقدار بالای تیتانیوم در این کانی‌ها است، (D, E) نمودارهای Na, Al^{IV} در مقابل Ti.

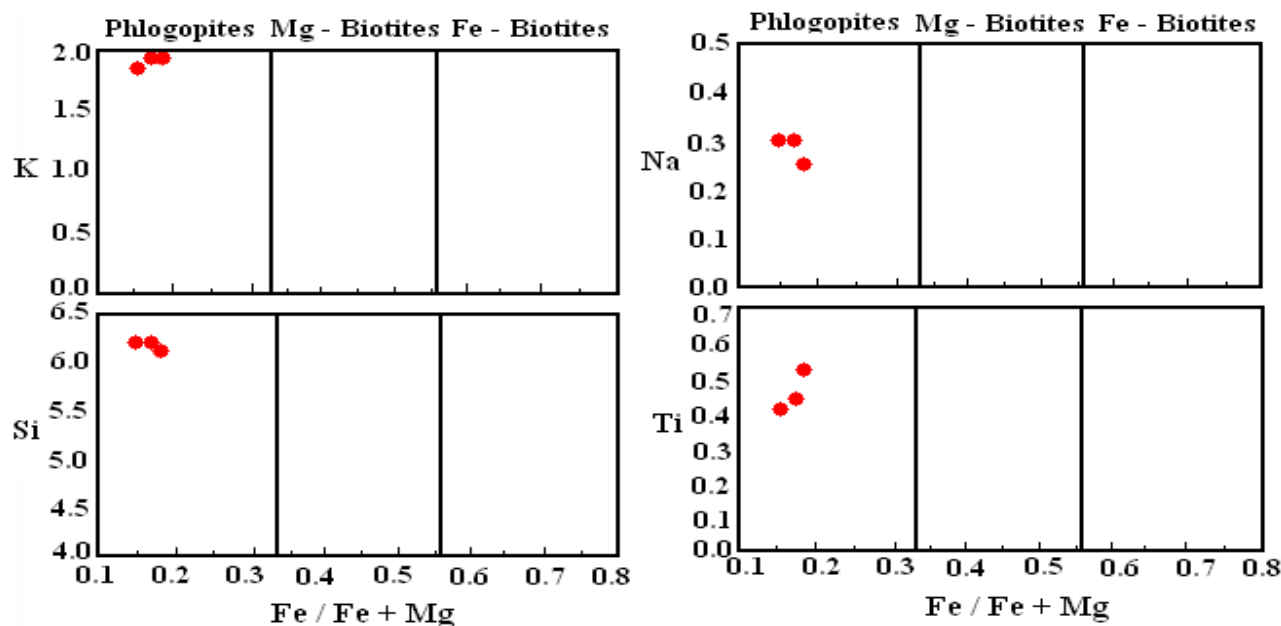
فلوگوپیت

فراوانترین کانی مافیک در سنگهای ریولیتی و داسیتی، میکاست که به صورت پولکهایی به طول نیم میلیمتر دیده می-شوند. این کانی دارای پلئوکروئیسم قهوه ای تا قهوه ای پر رنگ و قهوه‌ای متمایل به سبز است. برای رده بندی شیمیایی این کانیها، از نمودارهای رده بندی [۱۰] و [۱۱] استفاده شده است. در نمودار [۱۰] که بر پایه مقادیر کاتیونی Al^{VI} و $Fe / [Fe + Mg]$ است نمونه‌های مورد مطالعه در پایین خط $Fe / [Fe + Mg] = 0.33$ در گستره ترکیبی فلوگوپیت واقع شده‌اند (شکل ۴A). همچنین در نمودار مثلثی [۱۱]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره فلوگوپیت قرار می‌گیرند (شکل ۴B). علاوه بر

این با استفاده از نمودارهای Na, Ti, K نسبت به $Fe + [Mg]$ (۱۱) نمونه‌ها در قلمرو فلوگوپیت قرار می‌گیرند (شکل ۵). ترکیب فلوگوپیتی میکاها نشانگر آن است که آنها از یک ماگمای غنی از منیزیم متبلور شده‌اند [۱۲]. این کانیها دارای TiO_2 (میانگین ۳/۹ درصد)، Al_2O_3 (میانگین ۱۱/۲ درصد) و MgO (میانگین ۲۰/۶ درصد) بالا هستند. محتوای Ti در بیوتیتها تابعی از دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن است و مقادیر بالای Ti فقط در بیوتیتهای با دمای بالا یافت می‌شود [۱۳]. به طوریکه انحلال Ti در بیوتیت با دما افزایش و با فشار کاهش می‌یابد [۱۴]. همچنین در بیوتیتهای آهن-منیزیم دار مقدار Ti با افزایش فوگاسیته اکسیژن افزایش می‌یابد [۱۵].



شکل ۴ طبقه‌بندی ژئوشیمیایی میکاهای منطقه به روش (A) [۱۰] و (B) [۱۱]، همانطور که مشاهده می‌شود کلیه نمونه‌ها در گستره فلوگوپیت قرار می‌گیرند.



شکل ۵. ترکیب میکاهای مورد مطالعه روی نمودارهای تغییرات فراوانی کاتیونهای موجود در فرمول ساختمانی میکا در برابر $Fe / Fe + Mg$ [۱۱].

پایه نتایج حاصل از ریز پردازش، ترکیب این کانی در حد $Or_{68.2}$ است. همچنین نتایج حاصل از بررسیهای ریز پردازشی میکرولیتهای پلاژیوکلاز و زمینه شیشه‌ای موجود در نمونه‌های آندزیتی، نشان می‌دهد که میکرولیتهای پلاژیوکلاز و شیشه‌ها دارای طیف ترکیبی در حدود $An_{41.7}$ تا $An_{51.9}$ هستند (شکل ۶, C D).

کلریت

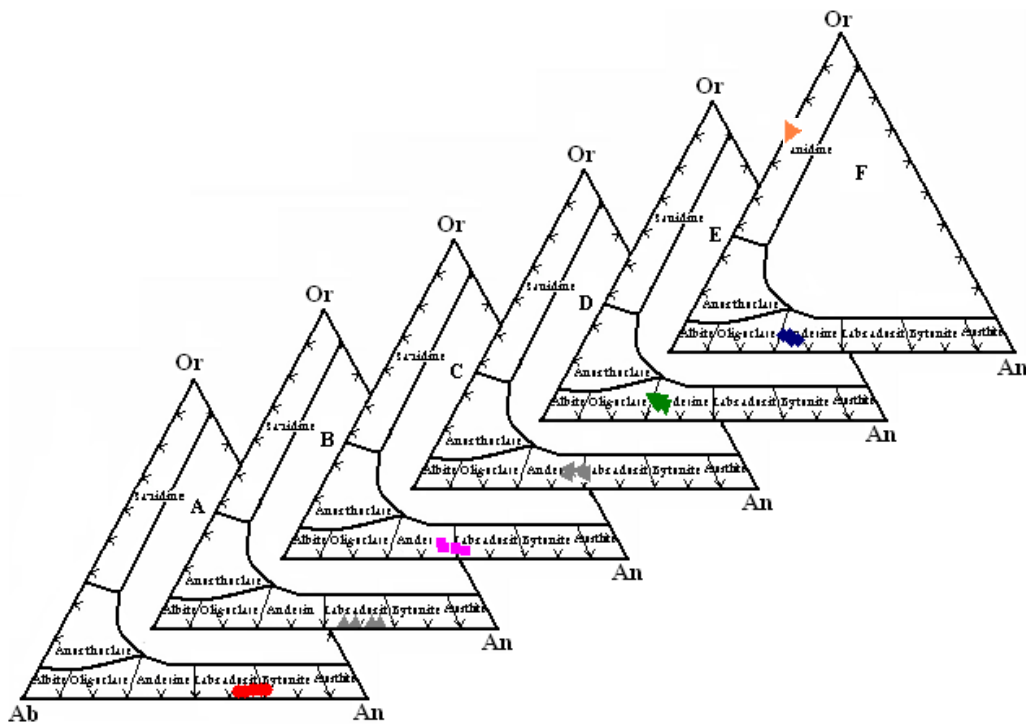
کلریت در سنگهای منطقه محصول دگرسانی گرمایی آمفیبول است و می‌توان از ترکیب آنها برای تعیین دمای دگرسانی توده استفاده کرد. پژوهشگران با استفاده از تغییرات Si نسبت به Fe $[Fe + Mg]$ / نموداری برای رده بندی کلریتها پیشنهاد کرده‌اند [۵] که بر پایه این رده بندیها نمونه‌ها در گستره شبه تورنژیت قرار می‌گیرند (شکل ۷).

تعیین رشته ماگمایی گدازه‌ها با استفاده از شیمی کانیها

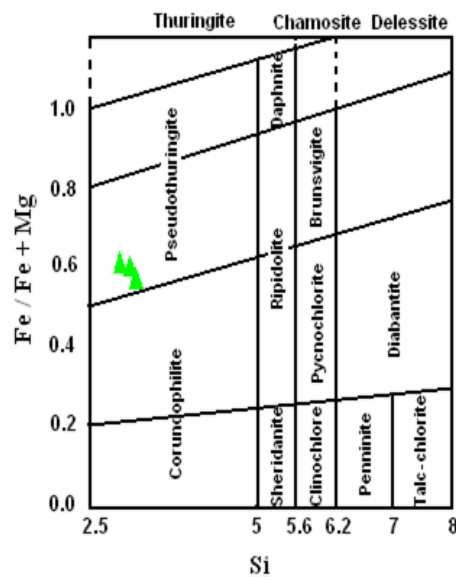
در این بخش از ترکیب شیمیایی دو کانی فلوگوپیت و کلینوپیروکسن برای تعیین رشته ماگمایی سنگها بهره گرفته شده است. کلینوپیروکسنهای با Mg بالا و فلوگوپیت نشان دهنده عمق زیاد حجره ماگمایی و تشکیل آنها در این عمق است.

فلدسپار

فئوکریست غالب کلیه سنگهای منطقه، پلاژیوکلاز است که در حدود ۲۰-۳۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. ماکلهای مکرر آلبیت-کارلسیاد در این کانی فراوان است. بیشترین درصد آنورتیت در سنگهای منطقه مربوط به آندزیت‌های بازالتی است (شکل ۶A). به طوریکه ترکیب پلاژیوکلاز در این سنگها از An_{70} (در مرکز) تا An_{60} (در حاشیه) در تغییر است که نشان دهنده منطقه بندی عادی در این کانیهاست. منطقه بندی عادی نشان دهنده عدم تعادل کامل بوده است. تعدادی از پژوهشگران ورود آب به مخازن ماگمایی یا افزایش درصد آب در ماگمای باقیمانده به موازات تبلور را عامل منطقه‌بندی پلاژیوکلاز می‌دانند [۱۶]. علاوه بر این پدیده منطقه بندی عادی را می‌توان به آهسته‌تر بودن سرعت شکل گیری تعادل نسبت به سرعت تبلور نسبت داد [۱۷]. ترکیب پلاژیوکلازها به سمت آندزیتها و باناکیتها از لابرادوریت به سمت آندزین متمایل می‌شود (شکل ۶B). به طوریکه بر پایه داده‌های ریز پردازشی، طیف ترکیبی پلاژیوکلاز در این سنگها از $An_{41.7}$ تا $An_{60.6}$ در تغییر است. ریولیتها و داسیتها دارای پلاژیوکلازهایی با ترکیب An_{28} تا $An_{47.7}$ هستند؛ علاوه بر این واجد بلورهای فلدسپار قلیایی از نوع سانیدین نیز هستند (شکل ۶, E F). بر



شکل ۶ ترکیب فلدسپارهای کوه دم روی نمودار ارتوز- آلپیت - آنورتیت [۵]. (A. آندزی بازالت؛ B. آندزیت؛ C) میکرولیت‌های موجود در زمینه سنگهای آندزیتی؛ (D) زمینه شیشه‌ای آندزیت‌ها؛ (E) داسیت؛ (F) ریولیت.



شکل ۷ رده بندی ژئوشیمیایی کلریت های منطقه روی نمودارهای پیشنهادی [۵].

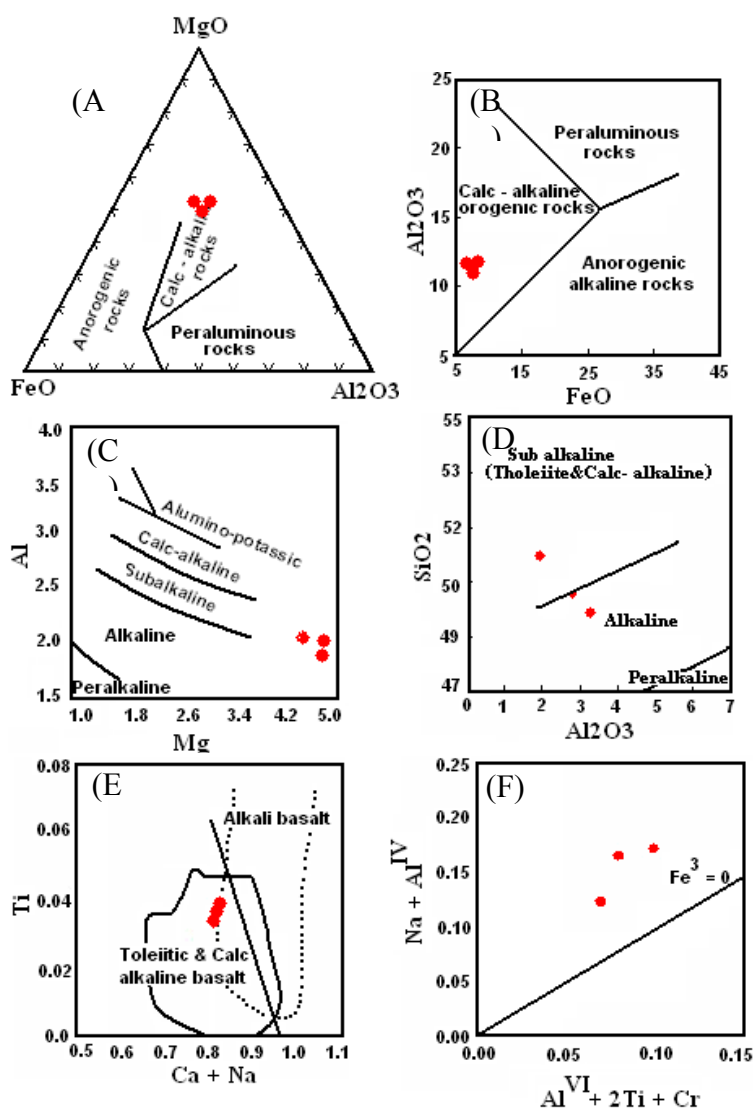
۱- سری ماگمایی بر پایه ترکیب فلوگوپیت

برای برآورد کلاسیکی چگونگی شرایطی که طی آن سنگهای ماگمایی میزان تشکیل می‌شوند، از ترکیب شیمیایی بیوتیت استفاده می‌شود. به عنوان مثال می‌توان به فوگاسیته اکسیژن، خط گذار دما، تقسیم بندی گرانیتوئیدها و نیز تعیین سن

رخدادهای گرمایی که به وسیله این سنگها ثبت شده‌اند، اشاره کرد. بنابراین ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های ماگمایی بازتاب دهنده شرایط ماگمایی است [۱۸].
برای تعیین ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای سازنده میکاها، از دو رده‌بندی [۱۸] و [۱۹] استفاده شده است:

پایین بسیار گسترده است، در حالیکه منطقه پایداری Mg, Ti با افزایش دما افزایش می یابد [۲۰]. مقادیر پایین Al در بیوتیتها نتیجه ای از پایداری پایین Al در بیوتیت با افزایش دما است [۲۰]. گستره آهکی قلیایی در طبقه بندی [۱۹] معادل با دو گستره شبه قلیایی و آهکی قلیایی [۱۸] است. در حالیکه با استفاده از این رده بندی می توان محیط زمین ساختی ماگمای سازنده میکاها را مشخص کرد. در این رده بندی نمونه ها در گستره قلیایی کوهزایی قرار می گیرند (شکل ۸A, B).

الف) برای تعیین رشته ماگمای سازنده میکاها از رده بندی [۱۸] استفاده شد. چنانکه ملاحظه می شود میکاهای منطقه در این نمودار در قلمرو نیمه قلیایی قرار می گیرند (شکل ۸C).
ب) رده بندی [۱۹] تا حدی بیوتیت ماگماهای پرآلومینیومی را از بیوتیت ماگماهای شبه آلومینیومی جدا می کند. در این رده بندی تمامی بیوتیت های غنی از Al با نسبت بالای Fe/Mg وابسته به ماگماهای پرآلومینیومی در نظر گرفته شده اند [۱۹]. در این رده بندی مقدار Al بیوتیت متبلور شده، مشخص کننده میزان ماهیت پرآلومینیومی آبگون است. بررسیها نشان می دهند که قلمرو پایداری بیوتیت های غنی از آلومینیوم در دماهای



شکل ۸ ترکیب میکاها و کلینوپیروکسنهای منطقه در نمودارهای پیشنهادی A, B, C) عبد الرحمن [۱۹] که تمامی نمونه ها در گستره آهکی قلیایی قرار می گیرند و (C) ناشیت [۱۸]، در این نمودار گدازه ها دارای ترکیب شبه قلیایی هستند، در این نمودار نمونه ها دارای گرایش از قلیایی به شبه قلیایی نشان می دهند [۲۱]، (E) که جدا کننده پیروکسنهای حاصل از ماگماهای تولییتی و آهکی قلیایی از پیروکسنهای حاصل از نوع قلیایی است [۲۲]؛ (F) نمودار تغییرات $Al^{VI} + Na$ نسبت به $Al^{IV} + 2Ti + Cr$ [۲۵] که بیانگر فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط تبلور کانیها است.

۲- زنجیره ماگمایی بر پایه ترکیب پیروکسینها

برای تعیین زنجیره ماگمای سازنده پیروکسینها از دو نمودار [۲۱] و [۲۲] استفاده شد. در نمودارهای [۲۳] و [۲۱] پیشنهاد شده است که اوژیت، اوژیت کلسیک و دیوپسید دارای ویژگیهای آهکی قلیایی هستند. اوژیت و اوژیت کلسیم دار فقط در سنگهایی با مقدار Al بالا تشکیل می‌شود. در آبگونهای غنی از پتاسیم نخست لابرادوریت متبلور می‌شود و با حضور لابرادوریت، فعالیت آلومینیوم کاهش می‌یابد و، دیوپسید شروع به تبلور می‌کند. ولی در آبگونهای با میزان پتاسیم پایین، نخست اوژیت و بیتونیت و سپس دیوپسید با تبلور هورنبلند و فلوگوپیت، متبلور خواهد شد [۲۴]. در نمودار $SiO_2 - Al_2O_3$ نمونه‌های مورد مطالعه دارای گرایش از شبه قلیایی به رشته قلیایی هستند، و دو نمونه در قلمرو قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۸D). این در حالی است که در نمودار تغییرات $Ca + Na$ نسبت به Ti، کلینوپیروکسینهای منطقه گرایش را از ماگماهای تولئیتی و آهکی قلیایی به ماگماهای [۲۲] نشان می‌دهند (شکل ۸E). همچنین برای تعیین میزان فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل پیروکسینها از نمودار [۲۵] بهره گرفته شده است. در این نمودار نمونه‌ها در بالای خط $Fe^{+3} = 0$ قرار می‌گیرند (شکل ۸F). همچنین بنا به نظر تعدادی از پژوهشگران هر چه فاصله نمونه‌ها از خط Fe^{+3} بیشتر باشد، نشان دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسینهاست. با توجه به فاصله نمونه‌ها از خط اشباع Fe^{+3} ، می‌توان نتیجه گرفت که فوگاسیته اکسیژن در زمان تشکیل این کانیها کمی بالا بوده است [۲۶].

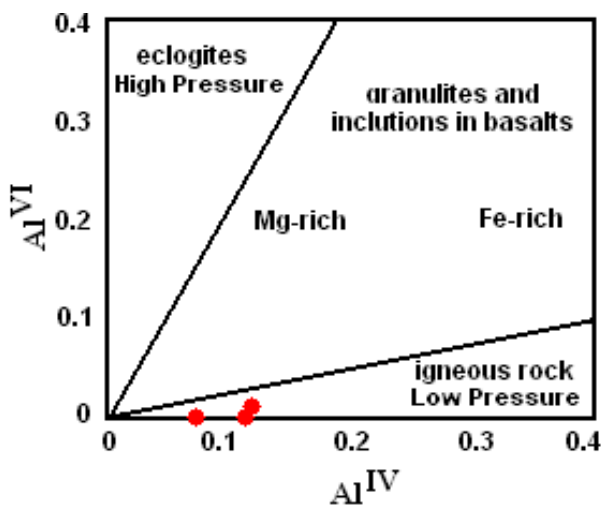
دما- فشار سنجی

در این بخش سعی شد تا به کمک نتایج حاصل از آنالیز نقطه-ای کانیها، به تعیین اوج فشار و دما در زمان تبلور سنگها پرداخته شود. بدین منظور نخست با بررسیهای دقیق سنگ شناختی، مجموعه کانیهای در حال تعادل این سنگها مشخص شد که این خود، اساس دما- فشار سنجی است. پس از این مرحله و با انجام آنالیز نقطه‌ای از کانیهای یاد شده به تعیین فشار و دمای تشکیل سنگها پرداخته شد. نتایج دما- فشار سنجی سنگها که با استفاده از روشهای مختلف به دست آمده به قرار زیرند.

۱- فشارسنجی

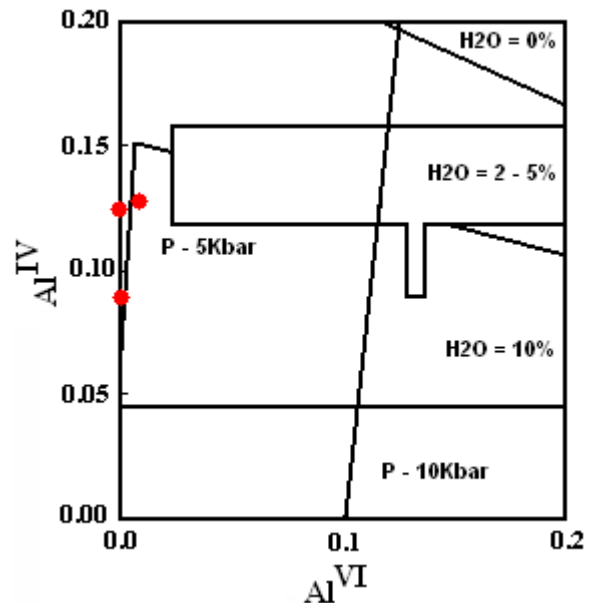
[۲۷] پیشنهاد کرد که نسبتهای $Ti + Al^{IV} / Si$ ، Al^{VI} / Al^{IV} و $TiO_2 / (Mg / Mg + Fe)$ در پیروکسینها می‌تواند به عنوان

فشارسنجی به کار گرفته شد. در نمودار Al^{VI} / Al^{IV} قرار گیری نمونه‌ها در گستره اکلوزیت مؤید تبلور آنها در فشار بالاست، ولی چنانکه که ملاحظه می‌شود نمونه‌ها در منطقه با فشار پایین یعنی گستره سنگهای آذرین قرار می‌گیرند (شکل ۹). همچنین در ساختار کلینوپیروکسینها Cr در تعادل با Al^{VI} است و نسبت $Cr / Cr + Al^{VI}$ در پیروکسینها با فشار رابطه مستقیم دارد [۲۸]، به طوری که کلینوپیروکسینهای غنی از Al در فشار پایینتر نسبت به نمونه های فقیر از Al تشکیل شده اند ([۲۹]، [۳۰]) که با توجه به بالا بودن مقدار Al در نمونه های مورد بررسی می‌توان گفت کلینوپیروکسینهای کوه دم در فشار پایین تشکیل شده‌اند. محتوای Al در کلینوپیروکسینها در فشار بالا با واکنش $NaAlSi_3O_8 = NaAlSi_2O_6 + SiO_2$ و در فشار پایین با واکنش $CaAl_2Si_2O_6 = CaAl_2SiO_6 + SiO_2$ کنترل می‌شود [۳۱]. واکنش اول در عمق زیاد حدود ۱۲۰ کیلومتری (حاوی گارنت پریدوتیت)، و واکنش دوم در عمق کمتر از ۴۰ کیلومتر روی می‌دهد. برای تعیین عمق مخزن ماگمایی از Al موجود در ساختار پیروکسینها استفاده شده است. پژوهشگران، از جمله [۳۳]، تاکید کرده‌اند که توزیع آلومینیوم در موقعیتهای چهار وجهی و هشت وجهی کلینوپیروکسینها معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگما و میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگهای آذرین است. با این مدل، فشار ۵ کیلو بار که پیروکسینها در آن متبلور شده‌اند، و نیز چنانکه در شکل دیده می‌شود مقدار آب ماگما کمتر از ۱۰٪ است (شکل ۱۰). بدین ترتیب می‌توان گفت کلینوپیروکسینها از یک ماگمای مادر در فشار حدود ۵ کیلو بار متبلور شده‌اند.



شکل ۹ نمودار Al^{VI} / Al^{IV} در مقابل Al^{VI} [۳۲].

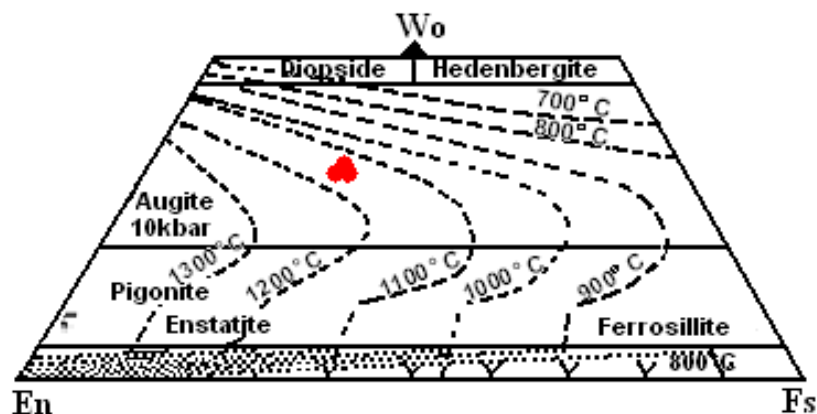
بخار آب حاکم بر تبلور ماگما را، با فرض این که این سه کانی از نظر ترمودینامیکی در تعادل هستند، ارزیابی کرد. چنانکه در شکل ۱۲C دیده می‌شود. می‌توان چنین استنباط کرد که سنگهای اسیدی مورد بررسی از یک ماگمای آبدار در فشار بخار آب کمتر از ۳ کیلو بار و دماهای ۷۲۰ تا ۷۷۰ درجه سانتی گراد متبلور شده‌اند. برای تأیید دمای بدست آمده برای سنگهای اسیدی منطقه از روش دماسنجی، درجه اشباع شدن زیرکن [۳۷] استفاده شد (جدول شماره ۳). چنانکه که مشاهده می‌شود دمای به دست آمده برای سنگهای ریولیتی و داسیتی حدود ۷۵۰-۸۰۰ درجه سانتی گراد است (شکل ۱۳) که برازش خوبی با دمای به دست آمده از سه روش قبلی دارد. همچنین برای تعیین دمای تشکیل کلینوپیروکسنها در ماگماهای بازیک منطقه، از دماسنج کلینوپیروکسن [۳۸] استفاده شد که دمایی در حدود 1170°C به دست آمده است (شکل ۱۱) که با توجه به نوع ماگما قابل توجیه است. بنا به نظر [۳۹] در صورتی می‌توان از این نمودار برای یک پیروکسن استفاده کرد که مجموعه Wo En +Fs بیش از ۹۰ درصد باشد که در مورد کلینوپیروکسهای سنگهای منطقه مورد مطالعه این مطلب صدق می‌کند. بر این اساس، دماسنجی سنگهای مورد مطالعه نشان می‌دهد که دمای شروع تبلور سنگهای اسیدی منطقه در حدود ۷۲۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی-گراد و سنگهای بازیک حدود ۱۱۷۰ درجه سانتی-گراد است. همچنین با استفاده از نتایج فشارسنجی می‌توان چنین استنباط کرد که ماگمای مولد سنگهای بازیک در فشار حدود ۵ کیلو بار شروع به تبلور کرده است.



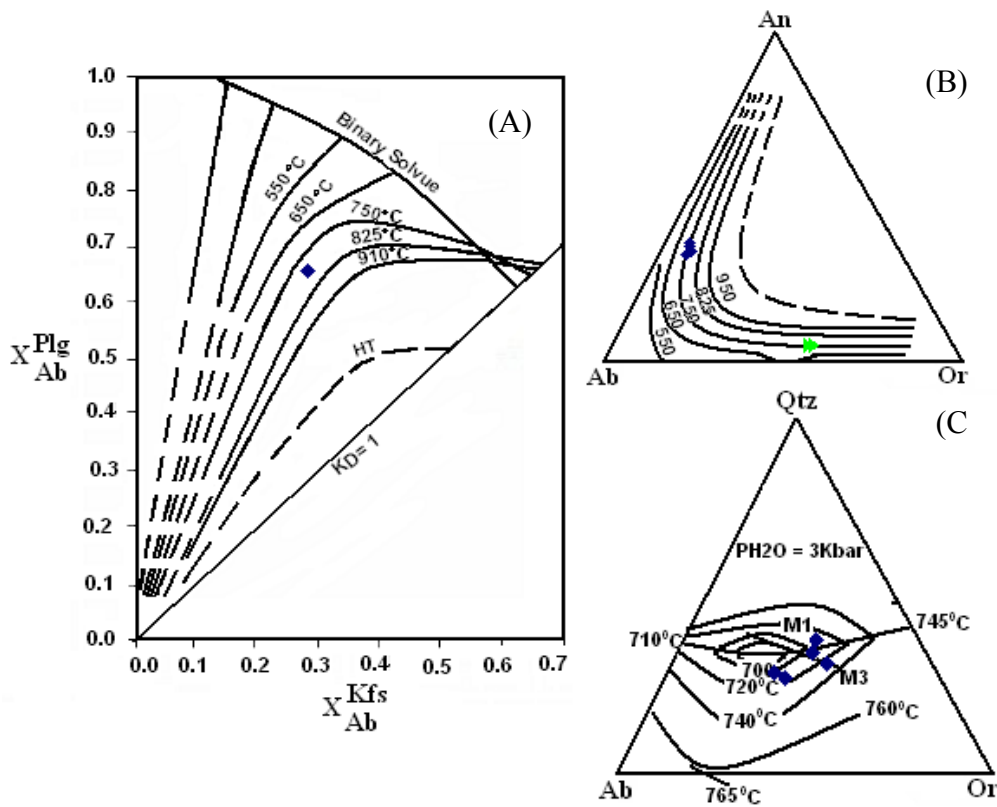
شکل ۱۰ توزیع آلومینیوم تتراندی و اکتاندی در کلینوپیروکسها به تناسب فشار و مقدار آب ماگما [۳۳] که بیانگر فشار حدوداً ۵ کیلو بار در زمان تبلور کلینوپیروکسها است.

۲- دماسنجی

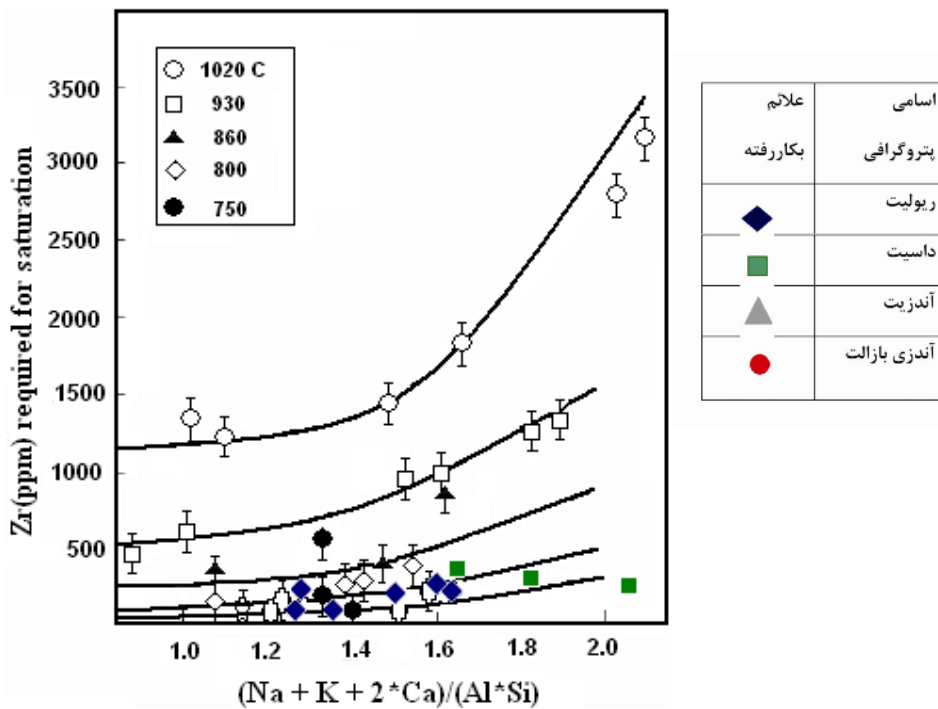
به منظور دما سنجی توده آتشفشانی کوه دم از دماسنجهای پیشنهادی [۳۴]، [۳۵] و سیستم سه تایی کوارتز-ارتز-آلبیت [۳۶] استفاده شده است. در مدل‌های پیشنهادی [۳۴]، [۳۵] به تعیین دمای سنگهایی مبادرت می‌شود که تواماً حاوی پلاژیوکلاز و فلدسپارپتاسیم باشند. با استفاده از این دو روش، دمای تشکیل سنگها حدود ۷۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد ارزیابی شده است (اشکال ۱۲A,B). همچنین با بهره گیری از سیستم سه تایی کوارتز-ارتز-آلبیت [۳۶] می‌توان دما و فشار



شکل ۱۱ تعیین دمای تشکیل پیروکسها با استفاده از ترمومتر پیروکسن [۳۸].



شکل ۱۲ تعیین دمای تشکیل سنگ های منطقه با استفاده از درصد فلدسپارها ، در این سه نمودار دمای تشکیل فلدسپارها حدود ۷۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی گراد است : (A) [۳۴] ، (B) [۳۵] ، (C) [۳۶].



شکل ۱۳ ترمومتر پیشنهادی [۳۷] که بر اساس درجه اشباعیت زیرکن طراحی شده است و جدول علائم بکار رفته شده در نمودارها.

جدول ۳ نتایج آنالیز (XRF) واحدهای مختلف توده ولکانیکی کوه دم.

Sample	M220	M242	M91	M21	M218	M87	M26	M228	M200	M115	M241	M88	M245	M99	M9
SiO ₂	۵۶٫۰۳	۶۹٫۰۴	۷۱٫۷۴	۷۵٫۵۹	۴۸٫۷۵	۵۴٫۳۸	۷۳	۷۰٫۷۷	۵۴٫۴	۶۹٫۰۳	۶۹٫۳	۵۱٫۹۹	۷۰٫۴۶	۷۴٫۶	۷۰٫۳
TiO ₂	۱٫۳۶	۰٫۴۷	۰٫۲۹	۰٫۰۹	۱٫۶۴	۰٫۷۹	۰٫۲۶	۰٫۳۱	۰٫۸۴	۰٫۴۸	۰٫۴۸	۱٫۴۸	۰٫۳۲	۰٫۰۳	۰٫۳۲
Al ₂ O ₃	۱۶٫۶۵	۱۴٫۹۵	۱۴٫۳	۱۲٫۶۹	۱۸٫۱۷	۱۷٫۰۷	۱۳٫۵۵	۱۳٫۷۱	۱۶٫۲۸	۱۴٫۷۸	۱۴٫۵۹	۱۸٫۸	۱۴٫۸۸	۱۲٫۸۶	۱۴٫۸۲
Fe ₂ O _{3t}	۸٫۶۲	۴٫۵۱	۲٫۵۵	۰٫۷۴	۱۱٫۵۹	۹٫۶۲	۲٫۹۱	۲٫۸۵	۸٫۸۲	۲٫۶۸	۴٫۳۳	۹٫۱۸	۳٫۰۱	۱٫۱۴	۳٫۵۵
MnO	۰٫۱۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۱۹	۰٫۲۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۱۲	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۶
MgO	۰٫۶۴	۰٫۳۳	۰٫۹	۰٫۱۵	۳٫۳۳	۴٫۷۶	۰٫۲	۰٫۰۵	۳٫۲۳	۰٫۱۶	۰٫۰۴	۴٫۳۳	۰٫۴۹	۰٫۰۱	۰٫۸۹
CaO	۹٫۸۶	۱٫۵۹	۲٫۱۹	۱٫۲	۸٫۸۷	۵٫۳۲	۱٫۶۸	۱٫۲۸	۹٫۹۳	۴٫۱۴	۲٫۲۴	۶٫۷	۱٫۸۵	۰٫۴۱	۰٫۷۹
Na ₂ O	۳٫۸۴	۸٫۶۷	۲٫۹۹	۰٫۱۹	۳٫۶۴	۳٫۳۱	۲٫۸۴	۱٫۵۸	۲٫۷	۳٫۱۶	۸٫۷۵	۴٫۷۸	۴٫۲۸	۰٫۴۳	۴٫۳۲
K ₂ O	۲٫۴۱	۰٫۲۶	۵٫۱۹	۹٫۲۹	۳٫۴۵	۴٫۲۵	۵٫۴۷	۹٫۳۸	۳٫۳۴	۵٫۳۷	۰٫۱	۲٫۱۱	۴٫۵۷	۱۰٫۴۸	۴٫۸۷
P ₂ O ₅	۰٫۴۴	۰٫۱۳	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۳۷	۰٫۲۷	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۳۵	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۵۱	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۰۸
Total	۹۹٫۶	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
Zr	۲۰۰	۲۴۵٫۷	۱۶۴٫۴	۶۳٫۶	۱۸۴	۱۰۹٫۷	۱۵۶٫۷	۳۰۴٫۶	۱۲۳٫۷	۲۲۳٫۴	۲۳۵٫۱	۱۵۶	۲۱۳	۶۲	۱۸۲٫۱

برداشت

بر پایه بررسیهای سنگ شناختی، سنگهای توده آتشفشانی کوه دم بیشتر از ریولیت، داسیت، ریوداسیت، آندزیت، باناکیت و آندزی بازالت تشکیل شده‌اند. سنگهای آندزیتی، باناکیتی و آندزی بازالتی از لحاظ کانی شناسی پیروکسن شباهتهای بسیاری با یکدیگر دارند و به نظر می‌رسد که از لحاظ ژنتیکی با یکدیگر مرتبط باشند. این پیروکسنها بنا به شباهتهای شیمیایی، در قلمرو پیروکسنها کلسیم-منیزیم-آهن دار (اوزیت) قرار می‌گیرند. همچنین موازنه Al^{IV} با Al^{VI} و Cr در موقعیت هشت وجهی نشان می‌دهد که فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل این کانیها بالا بوده است. فلدسپار نمونه‌های اسیدی در گستره الیگوکلاز-آندزین و نمونه‌های بازیگ در گستره لابرادوریت-بیتونیت قرار می‌گیرند. فلدسپارهای قلیایی نسبت به پلاژیوکلاز از فراوانی کمتری برخوردارند و بیشتر از نوع سانیدین هستند. میکا فراوانترین کانی فرومنیزین موجود در سنگهای اسیدی منطقه است که از نظر ترکیب شیمیایی در گستره فلوگوپیت قرار می‌گیرد. بررسی ژئوشیمیایی ترکیب پیروکسنها و میکاها نشان می‌دهد که ماگمای مولد سنگهای آتشفشانی کوه دم از نوع آهکی-قلیایی با پتاسیم بالا بوده است. با توجه به این بررسی ها شکل گیری ماگمای کوه دم

۳- تعیین دمای دگرسانی سنگهای منطقه با استفاده از

کلریت

دگرسانی کلریتی حالت خاصی از دگرسانی پروپلیتیک است که به دلیل درصد بالای کلریت آن را به این نام می‌خوانند. این دگرسانی به دلیل دگرنهادی یون H^+ در گستره پروپلیتیک قرار می‌گیرد. ماگماهای گرمایی غنی از Fe, Al و Mg در دمای مناسب در سنگهای آذرین موجب تشکیل کلریت می‌شوند. از این ویژگی می‌توان برای تعیین دمای تشکیل کلریتها و در نتیجه دمای دگرسانی سنگ استفاده کرد، زیرا در کلریتها محتوای Al^{IV} و Al^{VI} نسبت به دمای تشکیل کلریت به ترتیب افزایش و کاهش می‌یابند [۴۰]. با توجه به ارتباط مثبت Al^{IV} و دما در کلریتها می‌توان دماسنجی را بر پایه ترکیب کلریت و دما انجام داد. به منظور دماسنجی مرحله تشکیل کلریتها از دماسنج آلومینیوم چهاروجهی در ساختار کلریت که توسط [۴۱] ارائه شده است، بهره جستهایم. معادله خطی بین مقدار آلومینیوم و دمای تشکیل به صورت زیر است: $T \text{ } ^\circ C = 61.9229 + 321.9772 (Al^{IV})$ با استفاده از این دماسنج، دمای تشکیل کلریت در نمونه‌های اسیدی منطقه حدود ۲۰۰ درجه سانتی گراد برآورد شد. دمای به دست آمده بیانگر آن است که دگرسانی در شرایط برون زا رخ داده است.

- [12] Peccerillo A., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey", *Ibid* 58, (1976) 63-81.
- [13] Henry D.J., "Sulfide-silicate relations of the staurolite grade polytictic schists, Rangeley quadrangle", Maine. Ph.D. Thesis, University of Wisconsin-Madison Madison Wisconsin, (1981).
- [14] Tronnes R.G., Edgar A.D., Arima M., "A high pressure-high temperature study of TiO_2 solubility in Mg-rich phlogopite: Implications to phlogopite chemistry", *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, (1985) 2323-2329.
- [15] Arima M. and Edgar A. D., "Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopite from rocks of probable mantle origin", *Contrib. Mineral. Petrol* 77, (1981) 288-295.
- [16] Hall A., "Igneous Petrology (2nd ed)", Longman New York, (1996) 537.
- [17] Shelley D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hall, (1993) 405.
- [18] Nachite H., "Contribution a l'etude analytique et experimental des biotites des granitoids applications typologiques", These de Doctorat De L'universite de Bretagne occidentale, (1986) 236.
- [19] Abdel - Rahman A.M., "Nature of biotites from alkaline, Calc-alkaline and peraluminous magmas", *J. Petrol* 35, (1994) 525 - 541.
- [20] Patino Douce A.E., "Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O_2 and H_2O barometries, and consequences form biotite stability", *Chemic. Geol.* 108, (1993) 133-162.
- [21] LeBas N.J., "the role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", *Am. Jour. Sci* 260, (1962) 267 - 88.
- [22] Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", *Earth. Planet. Sci. Lett* 59, (1982) 139 - 154.
- [23] Nisbet E.G., Pearce J.A., "Clinopyroxene compositions in mafic lavas in different tectonic settings", *Contrib. Mineral. Petrol.* 63, (1977) 149-160.
- شامل دو مرحله بوده است؛ مرحله اول با تشکیل کلینوپیروکسن و فلوگوپیت در یک حجره ماگمایی مشخص می‌شود، و در مرحله دوم که همان مرحله فوران ماگماست، زمینه سنگ همراه با سانیدین، مگنتیت، و آپاتیت از ماگمای باقی مانده متبلور شده‌اند. شکل گیری این ماگما موجب تشکیل سنگهای بازیک در دمای حدود ۱۱۷۰ درجه سانتی گراد و سنگهای اسیدی در دمای حدود ۷۲۰-۸۰۰ درجه سانتی گراد و فشار کمتر از ۵ کیلو بار شده است.
- مراجع**
- [1] Technoexport., "Geological of the Anarak area (CENTRAL IRAN)", Geological survey of Iran, Report. TE/NO 19, (1984) 143.
- [۲] نبوی م. ح.، هوشمند زاده ع.، "نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه دم"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۵۴).
- [۳] شرکت مهندسی مشاور پیچاپ کاوش، "مطالعات طرح اکتشافات نیمه تفصیلی طلای کوه دم اردستان"، انتشارات اداره کل معادن و فلزات استان اصفهان، (۱۳۷۹) ص ۲۰۰.
- [۴] شاهزیدی م.، "پترولوژی و پتروژنز توده ولکانیکی کوه دم واقع در اردستان، شمال شرقی استان اصفهان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، (۱۳۸۵) ص ۱۲۳.
- [5] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An Introduction to the rock-forming minerals", Longman, (1991) 528.
- [6] Best M.G., "Igneous and metamorphic petrology", Freeman and Company, (1982) 630.
- [7] Morimoto N., Fabrice J., Ferguson A., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes", *Mineral. Magazine* 52, (1988) 535- 55.
- [8] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "Rock-forming minerals, (2nd ed), Single-Chain Silicates", Longman London, (1987) 668.
- [9] Zhu Y., Ogasawara Y., "Clinopyroxene phenocryst from the Kokchetav shoshonitic volcanic rocks: Implications for the multi-stage magma processes", UHPM Workshop 2001 at Waseda University, (2001) 170-173.
- [10] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to rock-forming minerals", Longman, (1965) 528.
- [11] Foster., "Classification diagram for biotite", *Jour. Petrol* 1, (1960).

- [34] Brown W.L., and Parsons I., "Towards a more practical two – feldspar geothermometer", *Contrib. Mineral. Petrol* 76, (1981) 369 – 377.
- [35] Seck H.A., "Koexistierende Alkalifeldspar and Plagioclase in system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{CaAlSi}_2\text{O}_8$ – KAlSi_3O_8 – H_2O bei temperature von 650 °C bis 900 °C", *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 115, (1971) 315 – 345.
- [36] Tuttle O.F., Bowen N.L., "Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – KAlSi_3O_8 – SiO_2 – H_2O ", *Geol. Soc. Am. Men* 74, (1958).
- [37] Watson E.B., Harrison T.M., "Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest", *Earth. Sci* 38, (2005) 841-844.
- [38] Lindsley D.H., Andersen D.J., "A two-pyroxene thermometer. Proceedings of the thirteenth Lunar and Planetary Science Conference, Part 2", *Jour. Geophys. Res* 88 Supplement, (1983) A887-A906.
- [39] Jiang Y.H., Jiang S.Y., Ling H.F., Dai B.Z., "Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzogranite-porphyry, east Tibet: Geochemical and Sr–Nd–Pb–Hf isotopic constraints", *Earth Planet. Sci. Lett* 241, (2006) 617–633.
- [40] Jahern J.S., Aaggarad P., "Compositional variations in diagenetic chlorites and illites, and relationships with formation-water chemistry", *Clay Mineral* 24, (1989) 157-170.
- [41] Cathlineau M., "Cation site occupancy in chlorite and illite as a function of temperature", *Clay mineral* 23, (1988) 471 – 485.
- [24] Pe-piper G., "The Cenozoic volcanic sequence of Lesbos", *Greece. Z. dt. Geol. Ges* 131, (1980) 889-901.
- [25] Schweitzer E.L., Papike J.J., Bence A.E., "Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts", *Am. Mineral.* 64, (1979) 501–13.
- [26] Marcelot G., Maury R.C., Lefevre C., "Mineralogy of Erromango lava New Hebrides, Evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts", *Lithos* 16, (1983) 135 – 151.
- [27] Wass S.Y., "Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks", *Lithos* 12, (1979) 115-132.
- [28] Nimis P., Taylor W.R., "Single clinopyroxene Thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of the Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer", *Contrib. Mineral. Petrol* 139, (2000) 541-554.
- [29] Foley S.F., Venturelli G., "High K_2O rocks with high MgO, High SiO_2 affinities. In: Crawford, A.J., (ED.) *Boninites and Related Rocks*", Unwin Hyman London, (1989) 72-88.
- [30] Liu T.C., Chen B.R., Chen C.H., "Melting experiment of a Wannienta basalt in the Kuanyinshan area, northern Taiwan", *Jour. Asian. Earth. Sci* 18, (2000) 519-531.
- [31] Green D.H., Ringwood A.E., "The genesis of basaltic magmas", *Contrib. Mineral. Petrol* 15, (1967) 103-190.
- [32] Aoki K., Shiba I., "Pyroxene from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan", *Lithos* 6, (1973) 41-51.
- [33] Helz R.T., "Phase relations of basalts in their melting range at $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity", *Jour. Petrol* 17, (1973) 139-193.