

Study of basalts in south of Asad Abad (north-east of Koohpayeh, Isfahan Province) with reference to very low-grade metamorphism of these rocks

M. Javanmardi¹, A. Davoudian²

1- *Departement of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran*

2- *Departement of Agriculture, University of Shahrkord Shahrkord, Iran,
Email: Mojganjavanmardi@yahoo.com*

(Received: 10/4/2008, in revised form: 4/8/2008)

Abstract: Eocene volcanic rocks in south of Asad Abad (north-east of Koohpayeh, Isfahan Province) experienced very low-grade metamorphism (hydrothermal metamorphism), resulting in prehnite, malachite, azurite, zeolite, quartz and calcite crystallization in cavities and fractures. Chlorite (brunsvigite) and amphibole (ferro-actinolite) appear on secondary phases. Augite and labradorite are two main minerals based on electron microprobe analyses and petrography evidence. Composition of minerals in these volcanic rocks and xenoliths are similar. Field and microscopic evidence show that an alternation of acidic and basic magmatism has occurred in the study area. Very low-grade metamorphic minerals formed in neutral to slightly alkaline PH, low CO₂, at temperature of 200-400°C and pressure lower than 3 Kbars. Based on calculations, clinopyroxene and plagioclase phenocrysts in basaltic magma in the study area have formed at temperature of 1100°C and pressure of 3.17 Kbars corresponding to a depth of 11 Km. Chemistry of volcanic minerals and open space fillings minerals is close, both are rich in Ca, Si and Al and relatively poor in Fe, Na, K and Mn. This shows that the volcanites chemistry had important role in composition of metamorphic minerals. On the basis of the geochemical studies and tectonic setting patterns, these rocks are volcanic arc basalts. These basalts belong to the calc-alkaline magmatic series.

Keywords: *Basalt, Eocene volcanism, Very low-grade metamorphism, Koohpayeh.*



بررسی بازالت‌های جنوب اسدآباد واقع در شمال خاوری کوهپایه (استان اصفهان) با نگاهی بر دگرگونی با درجه بسیار ضعیف رخ داده بر آنها

مژگان جوانمردی^۱، علیرضا داوودیان دهکردی^۲

۱- دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

۲- دانشگاه شهرکرد، دانشکده کشاورزی

پست الکترونیکی: Mojganjavanmardi@yahoo.com

(دریافت مقاله: ۸۷/۱/۲۲، نسخه نهایی: ۸۷/۵/۱۴)

چکیده: سنگ‌های آتشفشانی ائوسن جنوب اسدآباد واقع در شمال خاوری کوهپایه (استان اصفهان) تحت تأثیر دگرگونی با درجه بسیار ضعیف (دگرگونی گرمایی) قرار گرفته و در درز و شکاف‌های آنها به ترتیب کانی‌های پره‌نیت، مالاکیت و آزوریت، زئولیت، کوارتز و کلسیت متبلور شده‌اند. دو کانی کلریت (برونسویگایت) و آمفیبول (فرواکتینولیت) به صورت ثانویه در متن سنگ اصلی دیده می‌شوند. داده‌های حاصل از تجزیه ریز کائوآند-ای و بررسی‌های سنگ شناختی نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی تشکیل دهنده بازالت‌های منطقه شامل اوژیت و لابرادوریت بوده و زئولیت‌های مشاهده شده در آنها نیز دارای چنین ترکیبی هستند. شواهد صحرایی و میکروسکوپیکی نشان می‌دهد که در این منطقه تناوبی از ماگماتیسم اسیدی و بازیک وجود داشته است. شرایط تشکیل کانی‌های دگرگون با درجه بسیار ضعیف شامل PH خنثی تا اندکی قلیایی، CO₂ پایین، دمای ۲۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد و فشار کمتر از ۳ کیلو بار است. با توجه به محاسبات انجام شده روی فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل دهنده ماگمای بازالتی در منطقه، معلوم شد که این کانی‌ها در دمای حدود ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۱۷ کیلو بار متبلور شده‌اند. این فشار معادل عمق حدود ۱۱ کیلومتر است. بررسی شیمی کانی‌های پرکننده درز و شکاف‌ها، و شیمی سنگ‌های آتشفشانی نشان می‌دهد که ترکیب این دو تقریباً به هم نزدیک بوده و هر دو از عناصر Ca، Si، و Al غنی و از عناصر Fe، Na، K، و Mn نسبتاً فقیر هستند. این مسئله نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی موجود در منطقه، در ترکیب شاره ایجاد کننده کانی‌های دگرگون، اثر داشته‌اند. بر پایه بررسی‌های ژئوشیمیایی و الگوهای ارائه شده برای محیط‌های زمین‌ساختی مختلف، بازالت‌های منطقه در گستره زمین‌ساختی بازالت‌های قوس آتشفشانی (Volcanic Arc Basalts = VAB) قرار می‌گیرند. از نظر سری ماگمایی بازالت‌های منطقه در سری ماگمای آهکی قلیایی قرار می‌گیرند.

واژه‌های کلیدی: بازالت، ولکانیسم/ائوسن، درجه بسیار ضعیف دگرگونی، کوهپایه.

روش تحقیق

(WDS) 8800، تحت شرایط ولتاژ شتاب دهنده 20kV و جریان 12nA. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها و محاسبه فرمول ساختاری آنها در جدول‌های ۱ تا ۵ آورده شده‌اند. از نرم افزار MINPET در محاسبات استفاده شده است. در جدایش Fe²⁺ از Fe³⁺ در دستیابی به فرمول ساختاری کانی‌ها از [۱] استفاده شد.

پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه برداری سامانمند از همه واحدهای سنگی موجود در منطقه، از نمونه‌های برداشته شده مقطع نازک و از نمونه‌های مناسب مقطع نازک صیقلی تهیه شدند تا ترکیب کانی‌شناسی آنها با یک ریزکائوآند-ای الکترونی در دانشگاه کاناواوای ژاپن مورد بررسی قرار گیرد. مدل دستگاه و شرایط آنالیز چنین است: ساخت شرکت JEOL، مدل XA-

جدول ۱ نتایج آنالیز با ریز کاوندۀ الکترونی کانی کلینو پیروکسن از بازالت‌های منطقه مورد مطالعه (علامت * در این جدول و جدول ۲ برای کانی‌های موجود در زئولیت‌ها است).

Sample	۳۰	۳۱	۳۵	۳۶*	۴۳	۴۵
SiO ₂	۵۰٫۸۹	۵۱٫۱۴	۵۰٫۱۳	۵۱٫۸۷	۵۱٫۳۵	۵۱٫۶۰
TiO ₂	۰٫۶۹	۰٫۶۸	۰٫۸۵	۰٫۴۷	۰٫۴۵	۰٫۶۱
Al ₂ O ₃	۲٫۸۵	۲٫۸۰	۳٫۵۹	۱٫۹۴	۳٫۳۱	۲٫۶۳
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۵۲	۰٫۳۵
FeO*	۱۰٫۳۹	۱۰٫۷۱	۱۰٫۶۵	۱۰٫۵۵	۶٫۲۷	۱۰٫۰۴
MnO	۰٫۳۸	۰٫۴۲	۰٫۳۵	۰٫۴۲	۰٫۱۷	۰٫۲۷
MgO	۱۴٫۳۲	۱۴٫۴۰	۱۴٫۱۸	۱۴٫۸۴	۱۵٫۷۳	۱۶٫۷۷
CaO	۱۹٫۷۵	۱۹٫۰۳	۱۹٫۳۱	۱۹٫۰۸	۲۱٫۸۷	۱۷٫۲۶
Na ₂ O	۰٫۳۶	۰٫۲۹	۰٫۳۲	۰٫۳۳	۰٫۲۸	۰٫۲۵
K ₂ O	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰
Total	۹۹٫۶۹	۹۹٫۵۲	۹۹٫۴۳	۹۹٫۵۴	۱۰۰٫۰۲	۹۹٫۸۵
کاتیون‌ها بر مبنای ۶ اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند						
Si	۱٫۹۰	۱٫۹۱	۱٫۸۷	۱٫۹۴	۱٫۸۸	۱٫۹۱
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Al	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۰۸	۰٫۱۴	۰٫۱۱
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Fe ²⁺	۰٫۲۶	۰٫۳۰	۰٫۲۷	۰٫۲۹	۰٫۱۲	۰٫۲۷
Fe ³⁺	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۴
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۷۹	۰٫۸۰	۰٫۷۹	۰٫۸۲	۰٫۸۶	۰٫۹۲
Ca	۰٫۷۹	۰٫۷۶	۰٫۷۷	۰٫۷۶	۰٫۸۶	۰٫۶۸
Na	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۴٫۰۱	۴٫۰۰	۴٫۰۱	۴٫۰۱	۴٫۰۲	۴٫۰۱

جدول ۲ نتایج آنالیز با ریز کاوندۀ الکترونی کانی پلاژیوکلاز از بازالت‌های منطقه مورد مطالعه.

Sample	۳۲	۳۳*	۳۴*	۴۶	۴۷
SiO ₂	۵۵٫۱۸	۵۳٫۸۹	۵۴٫۶۴	۵۲٫۲۲	۵۳٫۰۷
TiO ₂	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۶
Al ₂ O ₃	۲۶٫۴۵	۲۷٫۹۸	۲۷٫۹۷	۲۸٫۸۴	۲۹٫۰۶
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۰
FeO*	۰٫۶۰	۰٫۵۸	۰٫۵۶	۰٫۹۴	۰٫۷۷
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۰٫۱۳
CaO	۹٫۹۹	۱۱٫۲۱	۱۱٫۰۰	۱۲٫۳۷	۱۲٫۳۷
Na ₂ O	۴٫۳۱	۴٫۶۵	۵٫۰۴	۴٫۰۴	۴٫۳۷
K ₂ O	۱٫۸۰	۰٫۲۷	۰٫۲۹	۰٫۳۱	۰٫۲۸
Total	۹۸٫۴۸	۹۸٫۶۳	۹۹٫۶۷	۹۹٫۰۶	۱۰۰٫۱۳
کاتیون‌ها بر مبنای ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند					
Si	۲٫۵۳	۲٫۴۶	۲٫۴۷	۲٫۳۹	۲٫۴۰
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۱٫۴۳	۱٫۵۱	۱٫۴۹	۱٫۵۵	۱٫۵۵
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ²⁺	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲
Fe ³⁺	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Ca	۰٫۴۹	۰٫۵۵	۰٫۵۳	۰٫۶۰	۰٫۶۰
Na	۰٫۳۸	۰٫۴۱	۰٫۴۴	۰٫۳۶	۰٫۳۸
K	۰٫۱۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Total	۴٫۹۸	۴٫۹۸	۴٫۹۹	۵٫۰۰	۵٫۰۰

جدول ۳ نتایج آنالیز نقطه‌ای کلریت موجود در بازالت‌های منطقه و فرمول ساختاری محاسبه شده آن.

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Total
۴۲	۲۸٫۱۴	۰٫۱۸	۱۲٫۸۸	۰٫۰۰	۳۲٫۶۹	۰٫۵۸	۱۶٫۰۷	۰٫۵۶	۰٫۴۸	۰٫۱۶	۰٫۰۰	۹۱٫۷۹

کاتیون‌ها بر مبنای ۲۸ اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند.

Si	Ti	Cr	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ni	Al(IV)	Al(VI)
۵٫۸۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۶٫۱۷	۰٫۰۰	۰٫۱۰	۴٫۹۵	۰٫۱۲	۰٫۳۸	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۱٫۰۲	۰٫۵۸

جدول ۴ نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های موجود در بازالت‌های منطقه و فرمول ساختاری محاسبه شده آنها.

Sample	۳۸	۳۹	۴۱
SiO ₂	۵۴/۱۵	۵۲/۷۱	۵۳/۲۰
TiO ₂	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۲
Al ₂ O ₃	۲/۳۲	۰/۴۳	۰/۷۲
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰
FeO*	۱۶/۴۳	۲۱/۵۴	۱۹/۷۳
MnO	۲/۸۶	۱/۵۲	۲/۰۸
MgO	۱/۵۱	۰/۵۹	۱/۲۴
CaO	۲۰/۱۶	۱۹/۹۴	۱۹/۷۶
Na ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۱۰
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
NiO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۹۷/۵۱	۹۶/۸۸	۹۶/۸۸
کاتیون‌ها بر مبنای ۲۳ اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند.			
Si	۷/۹۷	۷/۷۵	۸/۳۵
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۰/۴۲	۰/۰۸	۰/۱۳
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	۲/۱۲	۲/۸۴	۲/۵۹
Fe ³⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mn	۰/۳۷	۰/۲۰	۰/۲۷
Mg	۰/۳۴	۰/۱۴	۰/۲۹
Ca	۳/۳۴	۳/۳۷	۳/۳۲
Na	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ni	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰

مقدمه

منطقه مورد بررسی جزئی از نوار ماگمایی ارومیه-دختر است [۲]. این نوار ماگمایی از شناخته شده ترین پهنه‌های آذرین در ایران بوده و سنگ‌های آتشفشانی (بیشتر از بازالت‌ها در منطقه مورد بررسی) بخش قابل ملاحظه‌ای از آن را تشکیل می‌دهند. با استفاده از بررسی بازالت‌ها، می‌توان به ماهیت آتشفشانی و محیط زمین ساختی منطقه مورد بررسی پی برد. از طرفی تأثیر دگرگونی بسیار ضعیف بر بازالت‌های این منطقه را نیز باید در نظر داشت. این نوع دگرگونی در ایران کمتر مورد توجه قرار گرفته و بیشتر بررسی‌ها بر روی کانی‌های مشخصی از این

جدول ۵ نتایج آنالیز نقطه‌ای زئولیت‌های موجود در درز و شکاف-های بازالت‌های منطقه و فرمول ساختاری محاسبه شده آنها.

Sample	۲۲	۲۳	۲۵	۲۶
SiO ₂	۴۷/۳۷	۴۷/۶۲	۴۷/۹۱	۴۸/۹۳
TiO ₂	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
Al ₂ O ₃	۲۴/۸۲	۲۵/۴۹	۲۵/۰۸	۲۵/۱۶
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲
FeO*	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱
MgO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
CaO	۱۰/۸۴	۱۱/۳۲	۱۰/۶۸	۹/۹۵
Na ₂ O	۳/۱۲	۲/۴۹	۲/۷۲	۳/۹۴
K ₂ O	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱
NiO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۸۶/۱۹	۸۶/۹۴	۸۶/۴۵	۸۸/۰۷
کاتیون‌ها بر مبنای ۳۰ اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند.				
Si	۹/۵۴	۹/۵۵	۹/۶۵	۹/۵۹
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۵/۸۹	۶/۰۳	۵/۹۵	۵/۸۱
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ³⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca	۲/۳۴	۲/۴۳	۲/۳۰	۲/۰۹
Na	۱/۲۲	۰/۹۶	۱/۰۶	۱/۴۹
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ni	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۱۹/۰۰	۱۹/۰۰	۱۹/۰۰	۱۸/۹۹

دگرگونی انجام شده و داده‌های موجود در این زمینه ناچیز است، لذا نتایج این کار پژوهشی می‌تواند تا حدی به زمینه شناخت دگرگونی با درجه بسیار ضعیف در بخشی از ایران کمک کند.

در این مقاله سعی شده است تا با استفاده از بررسی‌های سنگ شناختی، داده‌های حاصل از آنالیز با ریز کاونده الکترونی و پراش پرتو ایکس (XRD) شرایط تشکیل بازالت‌های منطقه، محیط زمین ساختی آنها و چگونگی تشکیل کانی‌های موجود در درز و شکاف‌ها مورد بررسی قرار گیرد.

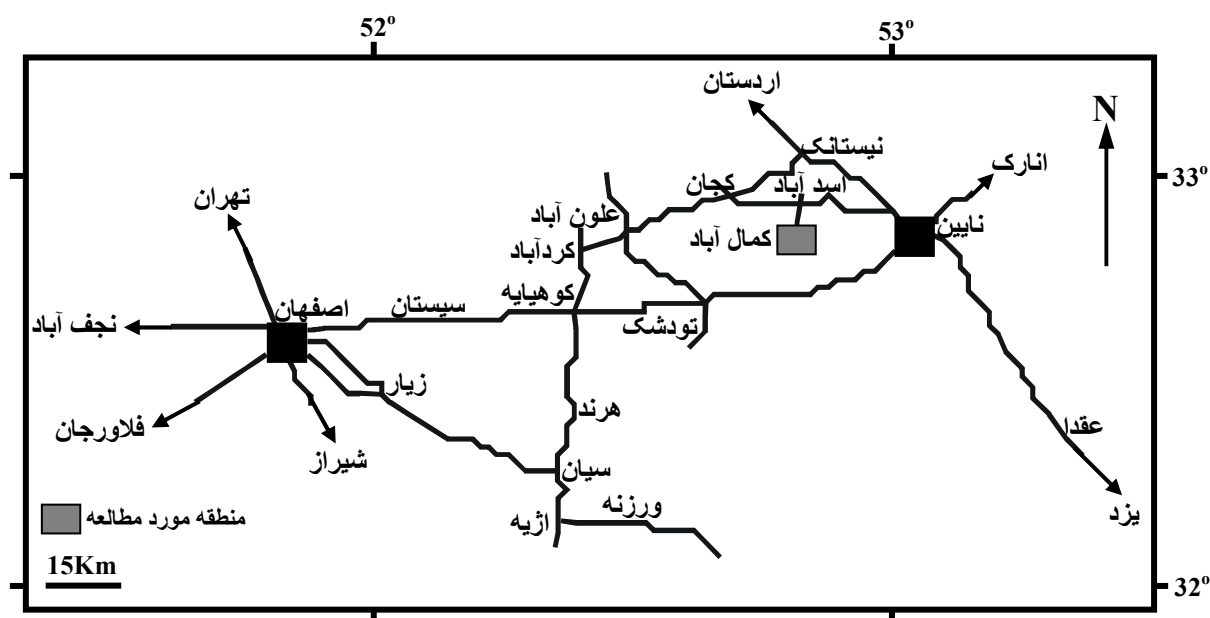
سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، و ژئوشیمیایی مورد بررسی قرار نگرفته است.

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن موجود در منطقه بیشتر در حد اولیوین بازالت تا بازالت آندزیتی بوده که با سنگ‌های آذرآواری پوشانده شده‌اند (شکل ۳). تعدادی از دایک‌ها این سنگ‌های آتشفشانی را قطع کرده که جنس آنها در گستره داسیت تا ریولیت است. سنگ‌های آتشفشانی این منطقه تحت تأثیر دگرگونی بسیار ضعیف (از نوع دگرگونی گرمابی) قرار گرفته و در درز و شکاف‌های آنها کانی‌های بسیار متنوعی تشکیل شده‌اند که عبارتند از: پره‌نیت، ژئولیت، کوارتز، کلسیت، مالاکیت و آزوریت و لومونتیت (شکل ۴). دو کانی کلریت و آمفیبول به صورت ثانویه در متن سنگ اصلی دیده می‌شوند.

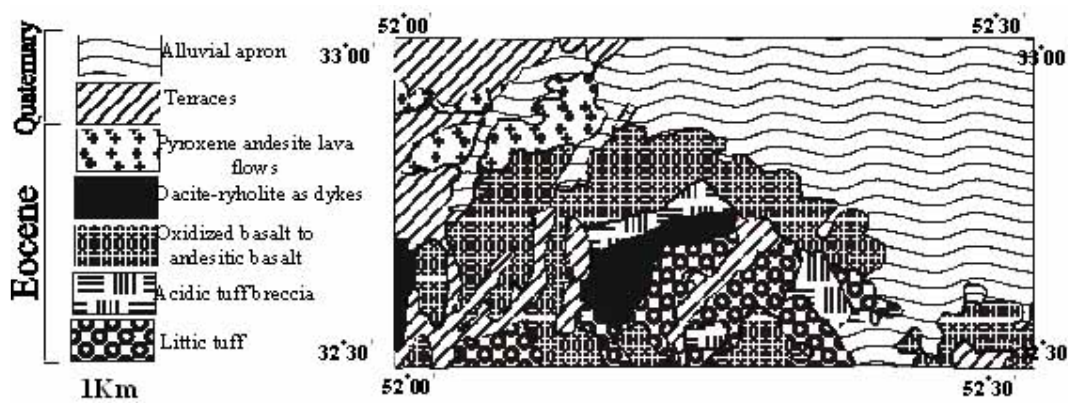
زمین‌شناسی عمومی و بررسی‌های صحرایی منطقه

منطقه مورد بررسی در ۱۱۰ کیلومتری شمال خاوری اصفهان و ۳۵ کیلومتری شمال خاوری کوهپایه (شکل ۱)، بین طول جغرافیایی $52^{\circ}30' - 53^{\circ}00'$ و عرض $32^{\circ}30' - 33^{\circ}00'$ شمالی قرار گرفته است (شکل ۲) [۳].

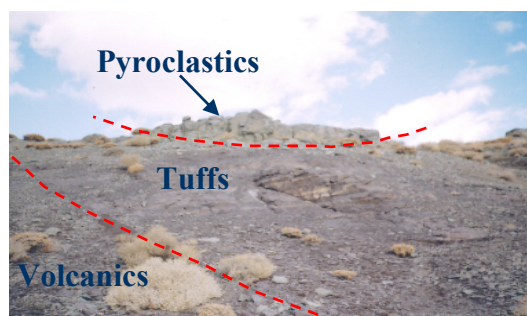
عده‌ای از پژوهشگران مانند امامی [۴]، ماگماتیسیم این ناحیه را به کافت‌های درون قاره‌ای، و برخی دیگر [۵] فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نتوتیس به زیر ایران مرکزی را دلیلی بر رخداد ماگماتیسیم در این زون می‌دانند. از بررسی‌های صورت گرفته در مناطق همجوار این منطقه می‌توان به بررسی‌های منصوری [۶] و خدای [۷] اشاره کرد. اخیراً فقیه‌یان و مکی زاده [۸] به ژئولیت زایی در این منطقه اشاره کرده‌اند. به طور کلی منطقه مورد نظر تا کنون به صورت تفصیلی از نظر



شکل ۱ نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.



شکل ۳ نمای کلی منطقه، توفها و سنگ‌های آذرآواری بر روی سنگ‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند.



شکل ۴ شکستگی‌ها و رگه‌های پر شده با کانی‌های گرمایی.

سنگ‌شناسی و شیمی کانیها

۱) سنگ‌شناسی و شیمی کانی‌های سنگ‌های آتشفشانی

بررسی ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های این منطقه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها بیشتر از نوع بازالت اولیوین دار، بازالت و بازالت آندزیتی هستند. این نشان می‌دهد که آنچنان تنوعی در فرایند سنگ‌شناسی و نیز جدایش گسترده‌ای در ماگمای سازای این سنگ‌ها صورت نگرفته است، بلکه این ماگما به سرعت به بالا حرکت کرده است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را پلاژیوکلاز کلسیک، کلینوپیروکسن، اولیوین، و کانی‌های کدر تشکیل داده‌اند. اولیوین‌ها کلریتی (شکل ۵-الف)، پلاژیوکلازها سوسوریتی (شکل ۵-ب) و کلینوپیروکسن‌ها به فرواکتینولیت تبدیل شده‌اند. بافت این سنگ‌ها از نوع پورفیری و میکروولیتی پورفیری است (شکل ۵-الف). وجود خوردگی خلیجی در کوارتز موجود در قطعات تشکیل دهنده آذرآواری‌ها (شکل ۵-ب) و دیده شدن بافت غربالی در پلاژیوکلاز و در کلینوپیروکسن موجود در بازالت‌های منطقه (اشکال ۵-ت، ۵-ث) نشانی از کاهش ناگهانی فشار در زمان فوران است. وجود پلاژیوکلازهای سوزنی انبوه شده در نمونه سنگ‌های آذرآواری منطقه (شکل ۵-ج)، نشان دهنده افت دمای ناگهانی ماگماست، یعنی ماگما سردایش سریعی را تحمل کرده است [۹]. بررسی-

های میکروسکوپیکی نشان می‌دهد که در سنگ‌های آتشفشانی منطقه، زئولیت وجود دارد و نتایج آنالیز ریزکاوی ثابت کرد که ترکیب کانی‌های سنگ‌های آتشفشانی و زئولیت‌های آنها یکسان بوده و زئولیت‌ها از نظر سنگ‌شناختی در حد بازالت و بازالت آندزیتی هستند (شکل ۵-چ).

در برخی از نمونه‌ها هم‌رشدی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن مشاهده می‌شود که نشان می‌دهد، این دو کانی در یک مقطع زمانی با هم متبلور شده‌اند (اشکال ۵-ث و ح).

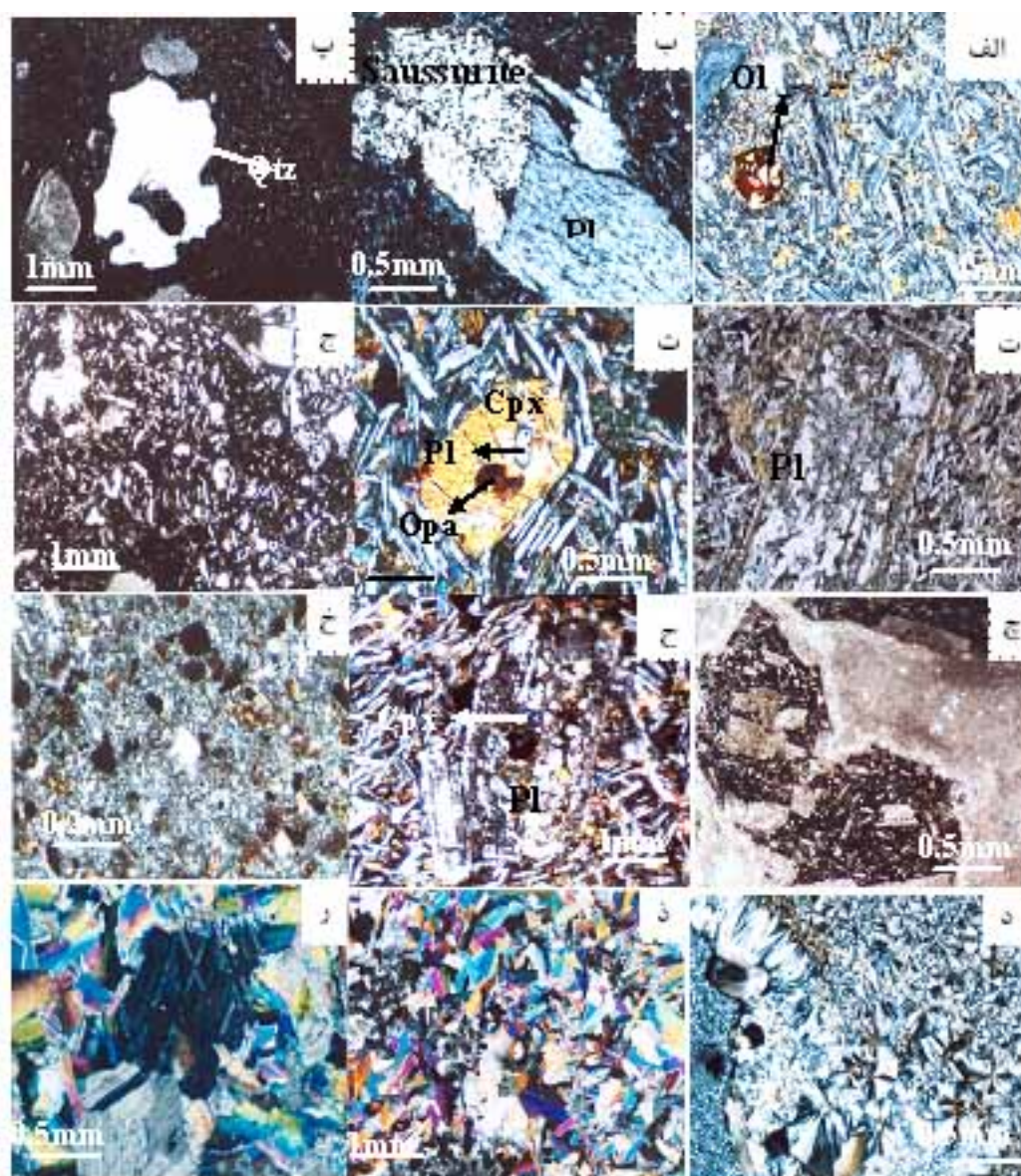
زئولیت‌های تشکیل دهنده سنگ‌های آذرآواری منطقه بیشتر همان سنگ‌های آتشفشانی بازیک ائوسن بوده و تعدادی از این زئولیت‌ها، سنگ‌های آتشفشانی اسیدی هستند که بنابر شواهد صحرایی قدیمی‌تر از سنگ‌های بازی مورد بررسی‌اند، پس می‌توان گفت که یک فرایند آتشفشانی اسیدی پیش از آتشفشانی بازی در منطقه رخ داده است. از طرفی جنس دایک‌هایی که بعداً در سنگ‌های منطقه نفوذ کرده‌اند در حد داسیت تا ریولیت است (شکل ۵-خ)، و نشان می‌دهد که یک فرایند آتشفشانی اسیدی نیز پس از آتشفشانی بازی در این منطقه شکل گرفته است. بنابراین می‌توان گفت که در این منطقه تناوبی از آتشفشانی اسیدی و بازی رخ داده است. بررسی دقیق تر شیمی کانی‌های ماگمایی با استفاده از ریز کاونده و محاسبه

دلیل اینکه آنالیز ریز کاوی روی آنها انجام نگرفت، تعیین نوع آنها میسر نبود.

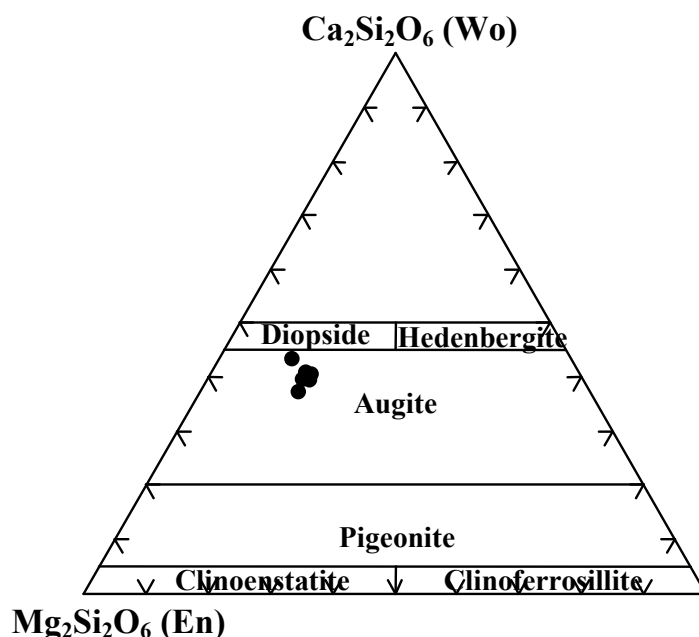
هجوم گرمایی‌ها بر کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های منطقه (از نوع اوژیت) نیز اثر کرده و آنها را در برخی موارد به آمفیبول تبدیل کرده است. چنانکه آنالیز ریز کاوی الکترونی ۳ کانی آمفیبول نشان می‌دهد (جدول ۴) آمفیبول‌های ثانویه موجود در منطقه در دسته کلی آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند که از نوع فرواکتینولیت‌اند [۱۱].

فرمول ساختاری آنها نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌ها در گستره اوژیت و پلاژیوکلازها در گستره لابرادوریت قرار می‌گیرند (شکل‌های ۶ و ۷، جدول‌های ۱ و ۲).

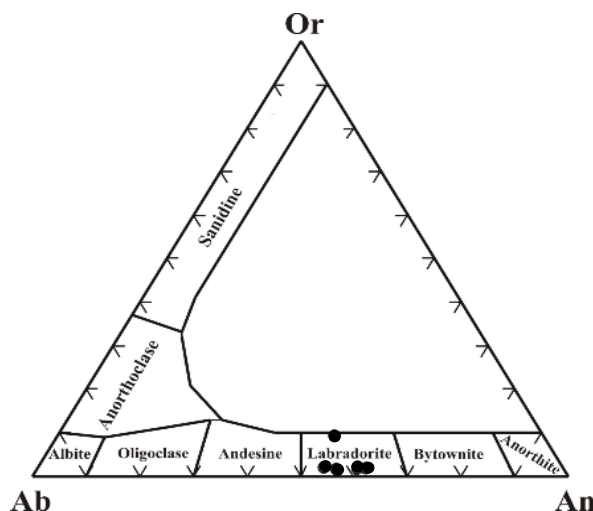
چنانکه گفته شد همه اولیوین‌های موجود در بازالت‌های منطقه کلریتی شده‌اند، و یک نمونه از این کلریت‌ها مورد بررسی ریز کاوی الکترونی قرار گرفت (جدول ۳) که معلوم شد از نوع برونسویگایت (Brunsvigite) است [۱۰]. البته انواع دیگر کلریت‌ها نیز در اولیوین‌های تجزیه شده وجود داشتند و به



شکل ۵ الف) نمایش بافت کلی و اولیوین کلریتی شده در بازالت (XPL)، ب) سوسوریتی شدن پلاژیوکلازهای بازیک (لابرادوریت) (XPL)، پ) کوارتز با خوردگی خلیجی (XPL)، ت) پلاژیوکلاز با بافت غربالی (PPL)، ث) کلینوپیروکسن با بافت غربالی (XPL)، ج) پلاژیوکلازهای سوزنی شکل (XPL)، چ) زئولیت‌های بازیک موجود در سنگ‌های منطقه (PPL)، ح) پلاژیوکلاز با کلینوپیروکسن‌های موجود در متن آن (بافت پوئی کیلیتیک) (XPL)، خ) بافت موجود در دایک اسیدی (XPL)، د) زئولیت‌های موجود در شکاف‌ها (XPL)، ذ) کانی‌های پرهینیت با ماکل پاپیونی (XPL) و ر) کلسیت‌های گرمایی با دو رخ متقاطع کاملاً مشخص (XPL).



شکل ۶ نمایش موقعیت بلورهای کلینوپیروکسن‌های آنالیز شده بر روی نمودار تقسیم بندی پیروکسن‌ها.



شکل ۷ نمایش موقعیت بلورهای پلاژیوکلاز آنالیز شده بر نمودار تقسیم بندی فلدسپارها.

۲) سنگ‌شناسی و شیمی کانی‌های درون درز و شکاف‌ها

بررسی‌های سنگ‌شناسی و نتایج آنالیز به روش پرتوی ایکس (XRD) نشان می‌دهد که کانی‌های پره‌نیت، زئولیت، کوارتز، کلسیت، مالاکیت و آزوریت و لومونتیت درز و شکاف‌های این سنگ‌های آتشفشانی را پر کرده‌اند و بافت دیده شده در این نمونه‌ها از نوع دانه‌ای است. با توجه به نمونه برداری‌های صحرائی و بررسی‌های آزمایشگاهی و میکروسکوپی، ترتیب تشکیل این کانی‌ها را می‌توان بدین صورت بیان کرد: پره‌نیت، مالاکیت و آزوریت، زئولیت، کوارتز و کلسیت.

زئولیت‌های موجود در منطقه در دسته زئولیت‌های رشته‌ای قرار گرفته (شکل ۵-د) و بنا بر نتایج حاصل از آنالیز ریزکاوی در (جدول ۵) از نوع مزولیت هستند [۱۲]. البته آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) روی این کانی‌ها وجود اسکولسیت و لومونتیت را نیز نشان داده است.

بنا بر بررسی‌های میکروسکوپی (شکل ۵-ذ)، کانی‌های پره‌نیت در نمونه‌های منطقه به ۲ صورت دیده می‌شوند. یک دسته دارای رنگ‌های تداخلی ضعیف تر و دسته دیگر دارای رنگ‌های تداخلی شدیدترند که احتمالاً علت این پدیده‌ها به میزان FeO متفاوت در ترکیب آنها بر می‌گردد.

شیمی شاره

با توجه به بررسی‌های صحرایی، کانی‌شناسی و نتایج حاصل از آنالیزهای ریز کاوی الکترونی و XRD، می‌توان به ترتیب فراوانی کانی‌های مربوط به دگرگونی درجه بسیار ضعیف تشکیل شده در درز و شکاف‌ها پی برد که عبارتند از: پرهنیت، زئولیت، کوارتز، کلسیت، مالاکیت و لومونتیت.

با استفاده از بررسی شیمی این کانی‌ها و ترتیب فراوانی آنها می‌توان گفت که شاره موجود در منطقه از یون‌های Si، Ca، Al، و OH غنی بوده و یون‌های Fe، Na، K، و Mn را در حد کم داشته است. از جمله عواملی که در تشکیل این کانی‌ها تأثیر دارد میزان CO₂ موجود در شاره و PH آن است. اصولاً در شرایط دگرگونی با درجه بسیار ضعیف، میزان بالای CO₂ باعث می‌شود تا دمای لازم برای آب زدایی هیدروسیلیکات‌های کلسیم-آلومینیم دار (مثل پرهنیت و زئولیت‌های کلسیم دار) کاهش یابد، و کربنات‌ها به خرج این کانی‌ها پایدار بمانند (یعنی تشکیل کلسیت بالا می‌رود). بنابراین پایدار ماندن کانی‌هایی مانند پرهنیت و زئولیت‌های کلسیم‌دار در چنین شرایطی نشان دهنده پایین بودن فوگاسیته CO₂ در شاره است [۱۳] و به همین دلیل است که با وجود بالا بودن میزان Ca شاره، مقدار کلسیت موجود در منطقه چندان زیاد نیست.

اصولاً تشکیل پرهنیت بیشتر در شرایطی رخ می‌دهد که PH شاره خنثی تا اندکی قلیایی باشد. از طرفی پرهنیت به کوچکترین تغییرات در میزان CO₂، PH، و fO₂ شاره حساس است [۱۴]، بنابراین تشکیل پرهنیت به مقدار فراوان در درز و شکاف‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه نشان دهنده این است که شرایط گفته شده در زمان تشکیل آن برقرار بوده است.

زئولیتی شدن نیز در دمای پایین و PH خنثی به وسیله گرمایی‌ها رخ می‌دهد. PH خنثی در سنگ‌های آذرین موجب جابه‌جایی و تمرکز Na، K و Ca در نقاط خاصی شده که باعث تشکیل کانی‌های خانواده زئولیت می‌شود.

در هر حال برای تشکیل کلسیت لازم است تا کمی میزان CO₂ موجود در شاره بالاتر رود تا این کانی به خرج هیدروسیلیکات‌های کلسیم-آلومینیم‌دار به وجود آید. با توجه به پایین بودن میزان کلسیت در منطقه معلوم می‌شود که این شرایط در زمان کوتاهی در شاره موجود در منطقه شکل گرفته است. شیمی شاره مدام در حال تغییر بوده است و همین باعث تشکیل کانی‌های مختلف در درز و شکاف‌ها در زمان‌های مختلف شده است. ولی در کل، این کانی‌ها تحت شرایط CO₂

پایین و PH خنثی تا اندکی قلیایی (۷ و کمی بالاتر از آن) تشکیل شده‌اند.

زمین دما - فشارسنجی شاره دگرسان کننده

شاره به کمک دمای محیط، عاملی مؤثر در ناپایداری کانی‌های اولیه سنگ‌های ماگمایی بوده و جا به جایی یون‌ها را سرعت بخشیده که منجر به پیدایش کانی‌های تازه شده است [۱۵]. حال با توجه به تشکیل این مجموعه کانی‌های دگرگون بسیار ضعیف، و به کمک ۲ روش به کار رفته در زیر می‌توان گفت که دمای حاکم بر شاره دگرسان کننده منطقه در حد ۲۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی گراد است.

(۱) زمین دماسنجی کلریت

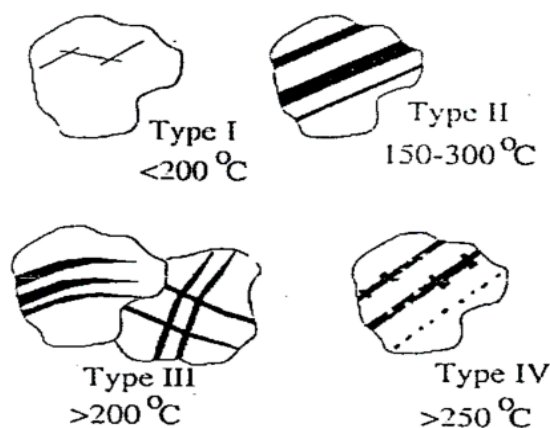
از حدود ۲۰ سال پیش تا کنون روش‌های بسیار متنوعی برای زمین دماسنجی کلریت توسط دانشمندان مختلف پیشنهاد شده است. یکی از بهترین روش‌ها برای تعیین دمای کلریت را [۱۶] ارائه داده است. بر پایه این روش رابطه سامانندی مابین ترکیب کلریت و دما وجود دارد و تعداد اتم‌های چهار وجهی Al^{IV} (Al^{IV}) موجود در کلریت به شدت وابسته به دمای تشکیل کلریت است. این فرمول به صورت زیر است:

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{Al^{IV} + 8.26 \cdot 10^{-2}}{4.71 \cdot 10^{-3}} \longrightarrow T = 234.7^{\circ}\text{C}$$

(۲) زمین دماسنجی کلسیت

کلسیت‌های موجود در نمونه‌های منطقه، دارای ماکل‌های دگرشکلی هستند. هندسه ماکل‌ها را [۱۷] به عنوان یک نشانگر دما پیشنهاد کرده است (شکل ۸). بر این اساس ۴ ساختار I، II، III، و IV معرفی شده. ماکل‌های نوع I دارای باریکه‌های مستقیم بوده و دمای کمتر از ۲۰۰ °C را نشان می‌دهند در حالی که ماکل‌های نوع II عریض تر بوده و با دمای ۳۰۰ °C مشخص می‌شوند. در دمای بالای ۲۰۰ °C ماکل‌های متقاطع نوع III و ماکل‌های خمیده حضور دارند که خمیدگی ماکل‌ها می‌تواند ناشی از فعالیت لغزش و جابه جایی روی سطوح f₂ باشد. در دمای بیش از ۲۵۰ °C ماکل‌های نوع IV مرزهای دنداندار دارند که در نتیجه مهاجرت مرز ماکل‌ها، این شکل را ایجاد می‌کنند [۱۸].

کلسیت‌های موجود در منطقه مورد بررسی دارای ماکل‌های متقاطعی از نوع III (شکل ۵-ر) هستند که دمای بالای ۲۰۰ °C را نشان می‌دهند این دما با توجه به دمای به دست آمده به روش زمین دماسنجی کلریت درست به نظر می‌رسد.



شکل ۸ طرحواری از هندسه ماکل‌های دگرشکلی در کلسیت که در دماهای مختلف گسترش یافته‌اند [۱۸].

عمق اتاقک ماگمایی که در آن این دو کانی تشکیل شده‌اند، مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به درشت بلور بودن کانی‌های بالا، این دو کانی همزیست در عمق زمین متبلور شده‌اند که می‌توان با استفاده از روش‌های زمین فشارسنجی عمق تبلور را تعیین کرد. در اینجا با به کار بردن فرمول زیر که [۲۰] ارائه داده است و با استفاده از نرم افزار PTMAFIC [۲۱] می‌توان فشار تشکیل این دو فنوکریست و در نتیجه عمق تشکیل را به روش فشارسنجی کلینوپیروکسن-پلاژیوکلاز به دست آورد:

$$K_D = \frac{a_{Ca} - T_s}{a_{An}^{\#}}$$

$$A = 5360 + T_K \cdot (2.9876 + 1.9872 \cdot \ln K_D) + 12.864 \cdot X_{Ca}^{M2} \cdot (1 - X_{Ca}^{M2})$$

$$B = 26.885 \cdot [X_{Ca}^{M2} \cdot (1 - X_{Ca}^{M2})^2] - X_{Ab} - X_{An} \cdot (967 + 715 \cdot (X_{Ab} - X_{An}))$$

$$P_{bar} = \frac{A \cdot B}{0.349}$$

در این فرمول X_{Ab} و X_{An} به ترتیب جزء مولی آنورتیت و آل بیت پلاژیوکلاز و T_K دما بر حسب درجه کلوین است. همچنین X_{Ca}^{M2} محتوی Ca در موقعیت بلوری M2 کلینوپیروکسن است. با در نظر گرفتن دماهای متعارف تبلور این دو کانی یعنی در حدود 1100°C ، فشار در حدود 3.17 کیلو بار بوده و $\ln K_D = -3.255$ است. این فشار با احتساب چگالی متوسط پوسته (ρ) برابر با عمق (h) در حدود 11 کیلومتر است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که دو کانی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در عمق 11 کیلومتری در اتاقک ماگمایی متبلور شده‌اند. این عمق در بالای مرز موهو بوده و بین عمق تبلور ریولیت (عمقی که در آن کانی‌های تشکیل دهنده ریولیت همانند کوارتز و سانیدین در اتاقک ماگمایی متبلور می‌شوند) و عمق تبلور پیروکسن قرار می‌گیرد [۲۲].

زمین فشارسنجی کلریت-اکتینولیت

فشار از عوامل دیگر ایجاد دگرگونی گرمایی است. فراوانی کانی‌های آبدار در بیشتر سنگ‌هایی که تحت تأثیر این نوع دگرگونی قرار گرفته‌اند، تأییدی بر تأثیر مهم فشار در دگرگونی گرمایی در منطقه است. تعیین فشار در دگرگونی با درجه بسیار ضعیف به صورت سامانمندی، کار دشواری است و اصولاً در این رابطه فشارسنج‌های کمتری ارائه شده است. از جمله این روابط می‌توان به مورد زیر که [۱۹] ارائه داده است اشاره کرد:

$$P(\text{Kbar}) = 10.5 \ln K_D + 0.5$$

$$\ln K_D = (\text{Mg/Fe}^*)_{\text{Act}} / (\text{Mg/Fe}^*)_{\text{Chl}}$$

در این فرمول میزان Mg-Fe^* موجود در اکتینولیت و کلریت به عنوان یک شاخص فشار در متابازیت‌های با درجه ضعیف استفاده شده است. معمولاً مقدار $\ln K_D$ در متابازیت‌های بسیار ضعیف بین $0.19-1.2$ است. مقادیر تقریبی به دست آمده برای منطقه مورد بررسی به صورت زیر است:

$$\ln K_D = 0.2 \longrightarrow P \sim 2.6 \text{ Kbar}$$

اعداد به دست آمده در بالا تقریبی از فشار و دمای دگرگونی در منطقه را نشان می‌دهند. با این وجود با استناد به این اعداد و دیگر بررسی‌های انجام شده در منطقه، می‌توان گفت که دگرگونی رخ داده در منطقه یک نوع دگرگونی با درجه بسیار ضعیف (دگرگونی گرمایی) است.

شرایط تشکیل بازالت‌ها

تعیین شرایط ترمودینامیکی انجماد ماگماها (فشار، دما، و عمق) یک مسئله مهم و قابل توجه در سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین به شمار می‌رود. در اینجا با استفاده از آنالیزهای ریز کاونده الکترونی فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز،

تعیین خاستگاه شاره و رخساره‌های موجود در منطقه

یک شاره به شکل‌های مختلف و در شرایط معمولی شیمیایی و فیزیکی موجب تغییر سنگ‌های منطقه از نظر کانی شناسی شده و سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده ضعیفی را ایجاد می‌کند.

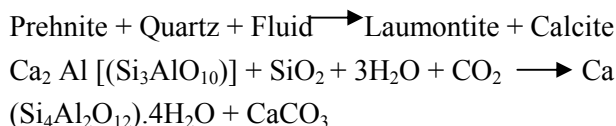
به طور کلی می‌توان ۳ خاستگاه به شرح زیر برای آب موجود در گرماب در نظر گرفت [۲۳]:

- ۱- آب با خاستگاه ماگمایی که آب جوان خوانده می‌شود. این آب‌ها در مراحل نهایی سرد شدن ماگما تشکیل شده‌اند.
- ۲- آب‌های نزدیک سطح به نام آب‌های جوی (متئوریتی).
- ۳- آب‌های دگرگون که در مراحل آخر کانی‌سازی به وجود می‌آیند.

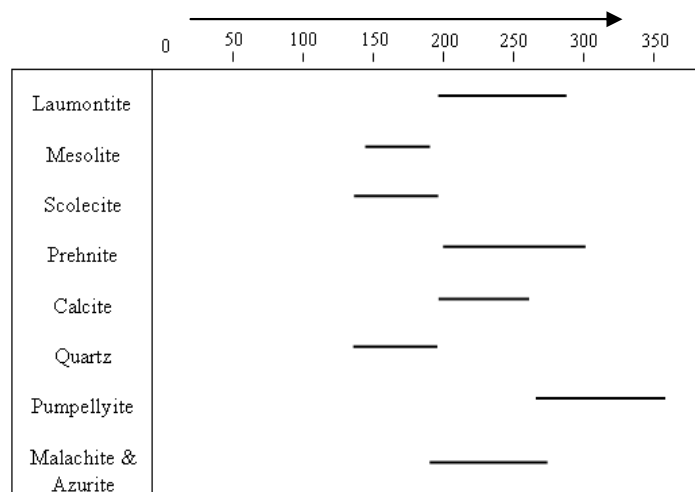
با توجه به نوع کانی‌های تشکیل شده در سنگ‌های آتشفشانی منطقه، می‌توان گفت که ماگمای تشکیل دهنده آنها کم آب بوده است. به علت بالا بودن مقدار Ca، Si، و Al در ماگما، مقدار این عناصر در شاره بالا رفته و کانی‌های تشکیل شده به وسیله آنها نیز از این عناصر غنی شده‌اند. همچنین به دلیل پایین بودن مقدار Fe، Na، K، Mn، و OH در ماگما، مقدار آنها در ترکیب شاره نیز پایین است. ولی این مسئله در مورد میزان OH درست نیست، زیرا مقدار آن در شاره بالا است. با توجه به نبود خاستگاه دیگری برای تامین آب موجود در شاره، به نظر می‌رسد که پس از خروج ماگما و سرد شدن کامل آن، آب‌های جوی (متئوریتی) در تماس با این سنگ‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند. بنابراین می‌توان گفت که شاره موجود در منطقه دارای خاستگاه ماگمایی جوی است [۲۴]. نخست

شاره با خاستگاه جوی عناصر را از بازالت جدا کرده و سپس آنها را در فشار کمتر از ۳ کیلو بار و دمای ۲۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد در درز و شکاف‌ها جای داده است.

با توجه به ترتیب تشکیل کانی‌های دگرگون (پرهینیت، ملاکیت و آزوریت، زئولیت، کوارتز، و کلسیت) معلوم می‌شود که نخست میزان Ca، Si، و Al شاره بالا بوده و شرایط PH، CO₂، دما و فشار نیز برای تشکیل پرهینیت مناسب بوده است (PH خنثی تا اندکی قلیایی، CO₂ پایین و دما و فشار در حد رخساره پرهینیت-پومپله ایت). با افزایش مقداری Cu به شاره، ملاکیت و آزوریت تشکیل شده‌اند. با گذشت زمان از میزان فشار و دمای شاره کاسته شده و تا حدی Na آن بالا می‌رود (PH شاره به سمت حد خنثی شدن رفته و CO₂ آن کمتر می‌شود) که در این شرایط کانی‌های زئولیتی (اسکولسیت و مزولیت) همراه با کوارتز تشکیل می‌شوند (رخساره زئولیتی). در مرحله بعد با کمتر شدن مقدار Na شاره، کمی PH و CO₂ آن بالاتر رفته و مقداری از پرهینیت‌ها و کوارتزهای تشکیل شده در مراحل قبلی به لومونتیت و کلسیت طبق فرمول زیر تبدیل می‌شوند (شکل ۹):



اصولاً برای تشکیل پومپله ایت فشار و دمای بالاتری در شاره‌ها مورد نیاز است که به علت نبود این شرایط، پومپله ایت تشکیل نشده است [۲۵].

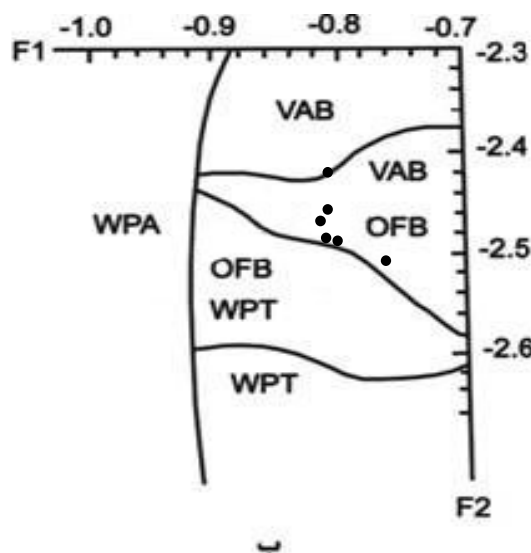
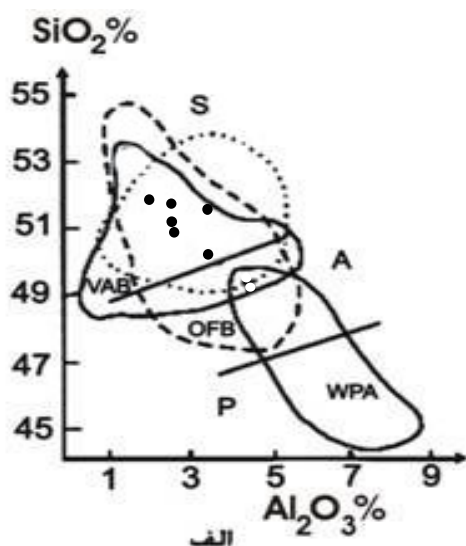


شکل ۹ طرحواری از بررسی دماهای تشکیل کانی‌های دگرگون، برگرفته از [۲۵].

(شکل ۱۰-ب) معلوم شد که بازالت‌ها در گستره زمین ساختی بازالت‌های قوس آتشفشانی (Volcanic Arc Basalts = VAB) و بازالت‌های کف اقیانوسی (Ocean-Floor Basalts = OFB) قرار می‌گیرند. به کمک بررسی‌های دقیق صحرایی و با توجه به اینکه در منطقه مورد بررسی افیولیتی دیده نشد می‌توان گفت که گستره زمین ساختی صحیح برای بازالت‌های منطقه، گستره بازالت‌های قوس آتشفشانی (VAB) است [۲۶]. برای تعیین سری ماگمایی بازالت‌های منطقه از نمودار شکل ۱۱ استفاده شد. این نمودار بر اساس یک مطالعه آماری که روی مقادیر Ca ، Ti و Na کلینوپیروکسن‌های کلسیک از نواحی مختلف انجام شده، رسم شده است [۲۷]. در این نمودار که Ti نسبت به $(Ca+Na)$ رسم شده است، ۲ دسته بازالت تولییتی (T) و دیگر بازالت‌ها (A) از یکدیگر جدا می‌شوند. با توجه به شکل ۱۱ نمونه‌های منطقه مورد بررسی در بخش بازالت‌های تولییتی قرار نگرفته بلکه در بخش دیگر بازالت‌ها قرار می‌گیرند. از شکل ۱۰ هم معلوم شد که نمونه‌ها نیمه قلیایی هستند، بنابراین ماگمای سازای این سنگ‌ها به سری آهکی-قلیایی تعلق دارد.

تاثیر شاره بر سنگ‌های آتشفشانی منطقه به صورت تشکیل کلریت‌های ثانویه (بیشتر در الیون‌ها)، فرواکتینولیت در کلینوپیروکسن‌ها و سوسوریت در پلاژیوکلازهای بازیک مشخص می‌شود. معمولاً در محیط‌هایی که دگرگونی با درجه بسیار ضعیفی رخ می‌دهد عمق نفوذ شاره چندان زیاد نیست. این نشان می‌دهد که شاره در این محیط‌ها بیشتر خاستگاه سطحی داشته و از اعماق زمین بیرون نیامده است. به نظر می‌رسد که در این منطقه، یک نوع دگرگونی ناحیه‌ای در مقیاس کوچک رخ داده است. به طور کلی گسترش و شدت دگرسانی به حجم محلول‌های ماگمایی و گرمایی بستگی دارد. در منطقه مورد بررسی به دلیل کم بودن حجم شاره‌های ماگمایی و گرمایی، شدت دگرسانی بالا نیست.

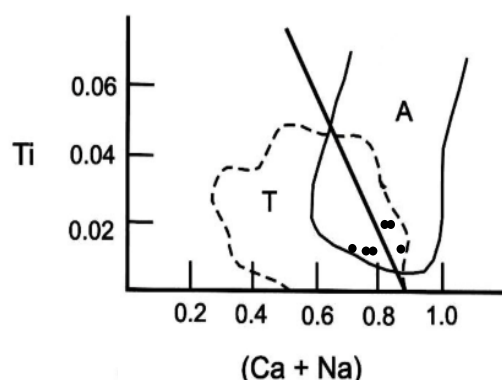
تعیین محیط زمین ساختی و سری ماگمایی بازالت‌های منطقه
از آنالیز ریزکاوی الکترونی بلورهای پیروکسن می‌توان برای تشخیص نوع ماگمای سازای بازالت‌های منطقه، تعیین محیط زمین ساختی و سری ماگمایی آنها استفاده کرد. با توجه به ترکیب کلینوپیروکسن و نمایش آن در نمودار $SiO_2-Al_2O_3$ (شکل ۱۰-الف) می‌توان گفت که ماگمای سازای بازالت‌های منطقه از نوع نیمه قلیایی است. با استفاده از نمودار F_1F_2



شکل ۱۰ الف: تعیین محیط زمین ساختی نمونه‌های مورد نظر در نمودار $SiO_2-Al_2O_3$ ؛ ب: تعیین محیط زمین ساختی نمونه‌های مورد نظر در نمودار F_1F_2 [۲۶].

OFB: Ocean-Floor Basalts
WPT: Within Plate Tholeiitic Basalts

VAB: Volcanic Arc Basalts
WPA: Within Plate Alkalie Basalts



شکل ۱۱ نمودار جدایش فنوکریست‌های کلینوپیروکسن در بازالت‌ها [۲۷]. نمودار Ti نسبت به (Ca+Na) که گستره بازالت‌های تولییتی (T) و دیگر بازالت‌ها (A) را از یکدیگر جدا می‌کند.

برداشت

در درز و شکاف‌های سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه (اکثراً بازالت‌ها) که دارای کانی‌های اصلی کلینوپیروکسن (اوژیت) و پلاژیوکلاز (لابرادوریت) هستند، در اثر دگرگونی با درجه بسیار ضعیف (از نوع دگرگونی گرمایی) به ترتیب کانی‌های پره‌نیت، مالاکیت و آزوریت، زئولیت، کوارتز و کلسیت متبلور شده‌اند. دو کانی کلریت (برونسویگایت) و آمفیبول (فرواکتینولیت) نیز به صورت ثانویه در متن سنگ اصلی به وجود آمده‌اند.

بررسی‌های سنگ شناختی و پاراژنز کانی‌ها نشان می‌دهد که شاره‌های دگرسان کننده منطقه در PH خنثی تا اندکی قلیایی، CO_2 پایین، فشار کمتر از ۳ کیلو بار و دمای مابین ۲۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی گراد عمل کرده‌اند.

با توجه به محاسبات زمین دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن-پلاژیوکلاز، معلوم شد که این فنوکریست‌ها در دمایی در حدود ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد و فشار تقریبی ۳/۱۷ کیلو بار، یعنی در عمق حدود ۱۱ کیلومتری در ماگما تشکیل شده‌اند.

بررسی شیمی کانیهای پراکنده درز و شکافها، و شیمی سنگ‌های آتشفشانی نشان می‌دهد که ترکیب این دو تقریباً به هم نزدیک بوده و هر دو از عناصر Si, Ca, و Al غنی و از عناصر Fe, Na, K, و Mn نسبتاً فقیرند. این مسئله نشان می‌دهد که گدازه‌های آتشفشانی منطقه و آب جوی هر دو در ترکیب شاره سازی کانی‌های دگرگون اثر داشته‌اند.

با توجه به این بررسی‌ها می‌توان گفت که دو رخساره بوجود آمده در منطقه عبارتند از رخساره زئولیتی و رخساره پره‌نیت-پومپله ایت.

بازالت‌های منطقه در گستره زمین ساختی بازالت‌های قوس آتشفشانی (Volcanic Arc Basalts = VAB) قرار می‌گیرند. از نظر ماگمایی، بازالت‌های منطقه جزء سری ماگمایی آهکی-قلیایی هستند.

تشکر و قدردانی

بدین وسیله از تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان سپاسگزاری می‌شود.

مراجع

[1] Droop G.T.R., "A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", Mineral Magazine. 51 (1987) 431-435.

[۲] درویش زاده ع., "زمین شناسی ایران", انتشارات امیرکبیر, (۱۳۸۲) ۹۰۱ صفحه.

[۳] امینی ب. و امینی چهرق م., ر., "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ کجانب", (۱۳۸۰).

[4] Emami M.H., "Geologie de la région de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'étude dynamique et géochimique du Volcanisme Tertiaire de l'Iran Central", Ph.D., Thèse, Univ., Grenoble France, (1981) 489 p.

- [17] Passchier C.W. & Trouw R.A.J., "Microtectonics", Springer, (1998) 289 p.
- [18] Burkhard M., "Calcite-twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain marks and indicators of tectonic regime" a review, *Journal of Structural Geology* 15 (1991) 351-368.
- [19] Laird, J., "Chlorites: Metamorphic petrology, In: S. W., Bailey, (ed.), *Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas)*, *Reviews in Mineralogy*", Mineralogical of Society of America, Michigan 19 (1988) 405-453.
- [20] Ellis D.J., "Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of the deep crust" *Contributions to Mineralogy and Petrology* 74 (1980) 201-210.
- [21] Soto J.I. & Soto V.M., "PTMAFIC: Software package for thermometry, barometry and activity calculation in mafic rocks using an IBM-compatible computer", *Computer and Geosciences* 21 (1995) 619-652.
- [22] Mordick B. E. & A. F. Glazner, "Clinopyroxene thermobarometry of basalts from the Coso and Big Pine volcanic fields", California, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152 (2006) 111-124.
- [23] "Mineral Occurrence", Occurrence Identification, Internet (2004).
- [24] Pirajno F., "Hydrothermal mineral deposits", J. Wiley and Sons, (1995) 709 p.
- [25] Fuentes F., L. Aguirre, M. Vergara, L. Valdebnito & E. Fonseca, "Miocene fossil hydrothermal system associated with a volcanic complex in the Andes of central Chile", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 138 (2004) 139-161.
- [26] Arvin M., "Clinopyroxene composition and genesis of basalts from coloured series and exotic blocks in the Neyriz area (Southern Iran): A comparison with Haybi complex of Oman", *Journal of Science I. R. Iran* 2 (1991) 34-45.
- [27] Leterrier J., R.C. Maury, P. Thono, D. Girard & M. Marchal, "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", *Earth and Planetary Science Letters* 59 (1982) 139-154.
- [5] Berberian M. & King G.C.P., "Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Can. J. Earth Sci.* 18 (1981) 210-265.
- [۶] منصوری م., "بررسی زمین شناسی و پترولوژی توده های نفوذی گجد", پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، (۱۳۷۷) ۲۴۷ صفحه.
- [۷] خدای م., "بررسی پترولوژیکی سنگ های آتشفشانی شمال باتلاق گاوخونی", پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، (۱۳۷۷) ۱۷۰ صفحه.
- [۸] فقیهیان ح. و مکی زاده م., "شناسایی تعدادی از زئولیت های طبیعی ایران، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران"، سال دهم، شماره دو، (۱۳۸۱) ص ۱۴۱-۱۵۶.
- [9] Barker D., "Igneous rocks", Prentic-Hall, (1983) 417 p.
- [10] Deer W.A., R.A. Howiean & J. Zussman, "An introduction to the rock forming minerals" Longman Scientific and Technical, (1992) 528 p.
- [11] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. & Birch W.D., "Nomenclature of amphiboles", Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 35 (1997) 219-237.
- [12] Gottardi G., & Galli E., "Natural zeolites" Springer-Verlag, Berlin, Germany, (1985) 711 p.
- [13] Liou J. G., "Recent high CO₂ activity and Cenozoic progressive metamorphism in Taiwan" *Geol. Soc. China Memoir* 4 (1981) 451-501.
- [14] Wheeler R.S., Browne P.R.L. & Rodgers K.A., "Iron-rich and iron-poor prehnites from the Way Linggo epithermal Au-Ag deposit, Southwest Sumatra, and the Heber geothermal field, California" *Mineralogical Magazine* 65 (2001) 397-406.
- [15] Frey M., "Low temperature metamorphism" M. Frey, ed., Blackie, Glasgow and London, Published in the USA by Chapman and Hall New York, (1987) 351 p.
- [16] Cathelineau M., & Nieva D., "A chlorite solid solution geothermometer-The Los Azufres (Mexico) geothermal system" *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91 (1985) 235-24.