



IRANIAN SOCIETY of
CRYSTALLOGRAPHY
and MINERALOGY

IRANIAN JOURNAL of
CRYSTALLOGRAPHY
and MINERALOGY

Vol. 17, No. 1, Spring 1388/2009

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

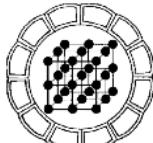
1- Departement of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

2- Departement of Agriculture, University of Shahrkord Shahrkord, Iran,
Email: Mojganjavamardi@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 داودیان دهکردی^{۲*}

۱- دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

۲- دانشگاه شهرکرد، دانشکده کشاورزی

پست الکترونیکی: Mojganjavanmardi@yahoo.com

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

چکیده: سنگ‌های آتشفسانی ائوسن جنوب اسدآباد واقع در شمال خاوری کوهپایه (استان اصفهان) تحت تأثیر دگرگونی با درجه بسیار ضعیف (دگرگونی گرمابی) 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 (فراآکتینولیت) به صورت ثانویه در متن سنگ اصلی دیده شوند. داده‌های حاصل از تجزیه ریز کاوندهای و بررسی‌های سنگ شناختی نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی تشکیل دهنده بازالت‌های منطقه شامل اوزیت و لایبرادریت بوده و زنولیت‌های مشاهده شده در آنها نیز دارای چنین ترکیبی هستند. شواهد صحرایی و میکروسکوپیکی نشان می‌دهد که در این منطقه تنایوی از مagma تیسیم اسیدی و بازیکی وجود داشته است. شرایط تشکیل کانی‌های دگرگون با درجه بسیار ضعیف شامل PH خنثی تا اندرکی قلیایی، CO₂ پایین، دمای ۲۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد و فشار کمتر از ۳ کیلوبار است. با توجه به محاسبات انجام شده روی فنوکریستهای کلینوپیروکسن و پلازیوکلاز تشکیل دهنده مagma بازالتی در منطقه، معلوم شد که این کانی‌ها در دمای حدود ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۱۷ کیلوبار متبلور شده‌اند. این فشار معادل عمق حدود ۱۱ کیلومتر است. بررسی شیمی کانی‌های پركننده درز و شکاف‌ها، و شیمی سنگ‌های آتشفسانی نشان می‌دهد که ترکیب این دو تقریباً به هم نزدیک بوده و هر دو از عناصر Ca، Na، K، Fe، Al، Si و Mn غنی و از عناصر VAB = Volcanic Arc Basalts می‌باشند. این مسئله نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفسانی 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 آتشفسانی (Volcanic Arc Basalts = VAB) قرار می‌گیرند. از نظر سری مagma بازالت‌های منطقه در سری مagma آهکی قلیایی قرار می‌گیرند.

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

روش تحقیق (WDS) ۸۸۰۰، تحت شرایط ولتاژ شتاب دهنده^{*} ۲۰kV و جریان ۱۲nA. 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 ریزکاوندۀ الکترونی در دانشگاه کانازاوای ژاپن مورد بررسی قرار گیرد. مدل دستگاه و شرایط آنالیز چنین است: ساخت شرکت JEOL، مدل-XA-

جدول ۲ نتایج آنالیز با ریز کاونده الکترونی کانی پلازیوکلаз از بازالت‌های منطقه مورد مطالعه (علامت * در این جدول و جدول ۲ برای کانی‌های موجود در زنولیت‌ها است).

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

Sample	۳۰	۳۱	۳۵	۳۶*	۴۳	۴۵
SiO ₂	۵۰,۸۹	۵۱,۱۴	۵۰,۱۲	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	۲,۳۱	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	۱۵,۷۲	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⁺	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۱۲	۰,۲۷
Fe ³⁺	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	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 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 ۵ نتایج آنالیز نقطه‌ای زئولیت‌های موجود در درز و شکاف‌های بازالت‌های منطقه و فرمول ساختاری محاسبه شده آنها.

Sample	۲۲	۲۳	۲۵	۲۶
SiO₂	۴۷,۳۷	۴۷,۶۲	۴۷,۹۱	۴۸,۹۳
TiO₂	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰
Al₂O₃	۲۴,۸۲	۲۵,۴۹	۲۵,۰۸	۲۵,۱۶
Cr₂O₃	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
Na₂O	۳,۱۲	۲,۴۹	۲,۷۲	۳,۹۴
K₂O	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
Fe²⁺	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe³⁺	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

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

Sample	۳۸	۳۹	۴۱
SiO₂	۵۴,۱۵	۵۲,۷۱	۵۳,۲۰
TiO₂	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۲
Al₂O₃	۲,۳۲	۰,۴۳	۰,۷۲
Cr₂O₃	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
Na₂O	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۱۰
K₂O	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
Fe²⁺	۲,۱۲	۲,۸۴	۲,۵۹
Fe³⁺	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 ماقمایی ارومیه-دختر است [۲]. این نوار ماقمایی از شناخته شده ترین پنهانهای آذربایجان در ایران بوده و سنگ‌های آتشفسانی (بیشتر از بازالت‌ها در منطقه مورد بررسی) بخش قابل ملاحظه‌ای از آن را تشکیل می‌دهند. با استفاده از بررسی بازالت‌ها، می‌توان به ماهیت آتشفسانی 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

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.

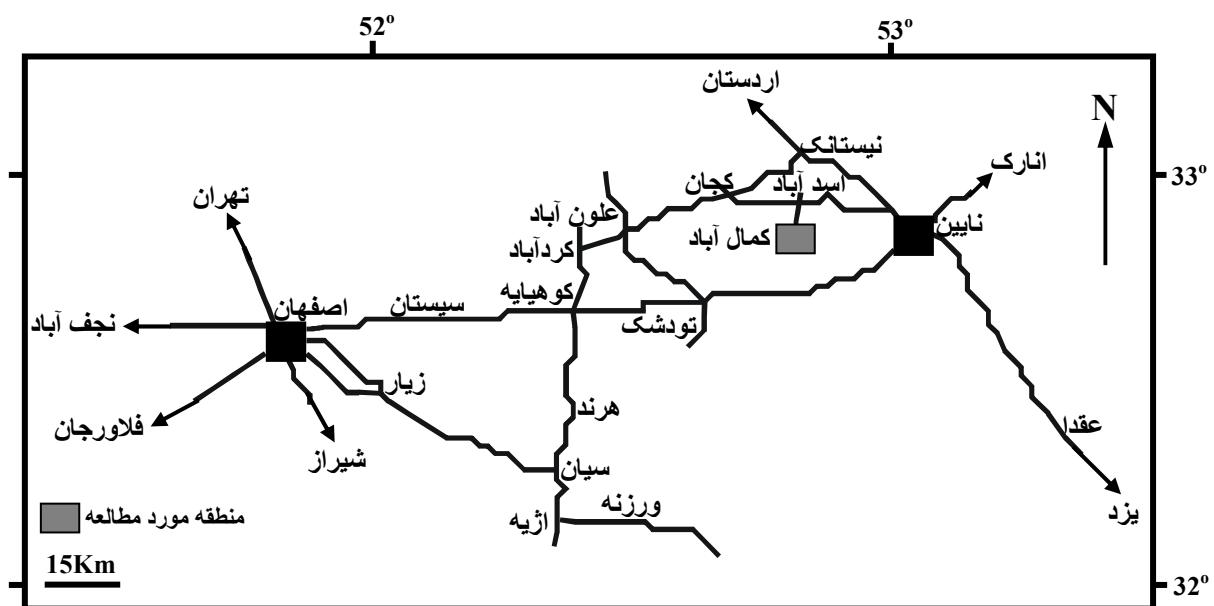
در این مقاله سعی شده است تا با استفاده از بررسی‌های سنگ شناختی، داده‌های حاصل از آنالیز با ریز کاونده الکترونی و پراش پرتو ایکس (XRD) شرایط تشکیل بازالت‌های منطقه، محیط زمین ساختی آنها و چگونگی تشکیل کانی‌های موجود در درز و شکاف‌ها مورد بررسی قرار گیرد.

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

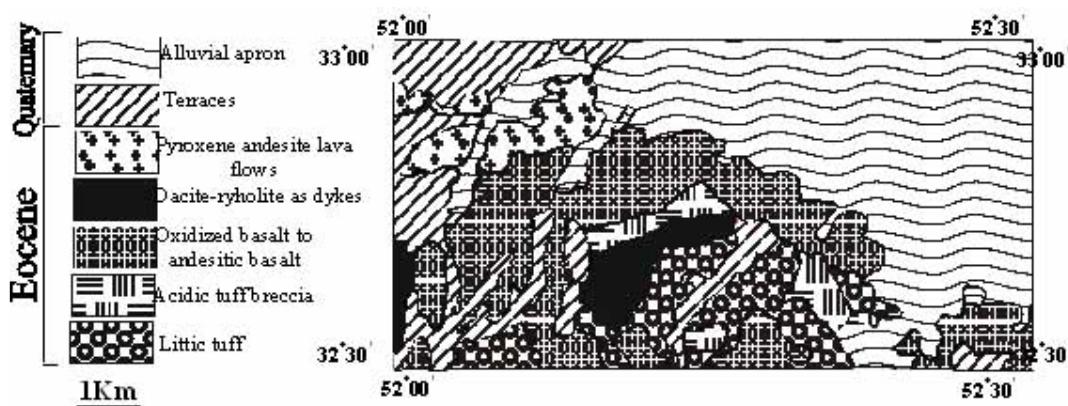
سنگ‌های آتشفشاری اوسن موجود در منطقه بیشتر در حد اولیوین بازالت تا بازالت آندزیتی بوده که با سنگ‌های آذرآواری پوشانده شده‌اند (شکل ۳). تعدادی از دایک‌ها این سنگ‌های آتشفشاری را قطع کرده که جنس آنها در گستره داسیت تا ریولیت است. سنگ‌های آتشفشاری این منطقه تحت تأثیر دگرگونی بسیار ضعیف (از نوع دگرگونی گرمابی) قرار گرفته و در درز و شکاف‌های آنها کانی‌های بسیار متنوعی تشکیل شده‌اند که عبارتند از: پرھنیت، زئولیت، کوارتر، 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 $52^{\circ}30' - 53^{\circ}00'$ خاوری و عرض $32^{\circ}30' - 33^{\circ}00'$ شمالی قرار گرفته است (شکل ۲) [۳].

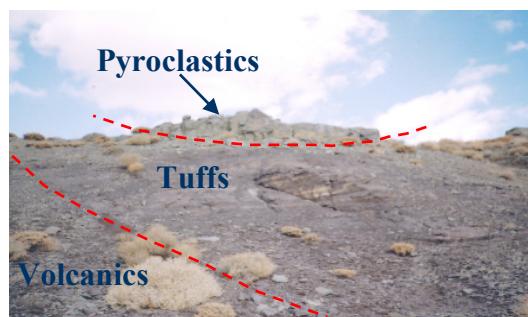
عده‌ای از پژوهشگران مانند امامی [۴]، ماجماتیسم این ناحیه را به کافتهاي درون قاره‌ای، و برخی دیگر [۵] فروانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس به زیر ایران مرکزی بر رخداد ماجماتیسم در این زون می‌دانند. از بررسی‌های صورت گرفته در مناطق هم‌جوار این منطقه می‌توان به بررسی‌های منصوری [۶] و خدامی [۷] اشاره کرد. اخیراً فقیهیان و مکی زاده [۸] به زئولیت 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 آتشفسانی قرار گرفته‌اند.



شکل ۴ شکستگی‌ها و رگه‌های پر شده با کانی‌های گرمابی.

های میکروسکوپیکی نشان می‌دهد که در سنگ‌های آتشفسانی منطقه، زنولیت وجود دارد و نتایج آنالیز ریزکاوی ثابت کرد که ترکیب کانی‌های سنگ‌های آتشفسانی و زنولیت‌های آنها یکسان بوده و زنولیتها از نظر سنگ‌شناختی در حد بازالت و بازالت آندزیتی هستند (شکل ۵-ج).

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

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

سنگ‌شناسی و شیمی کانیها

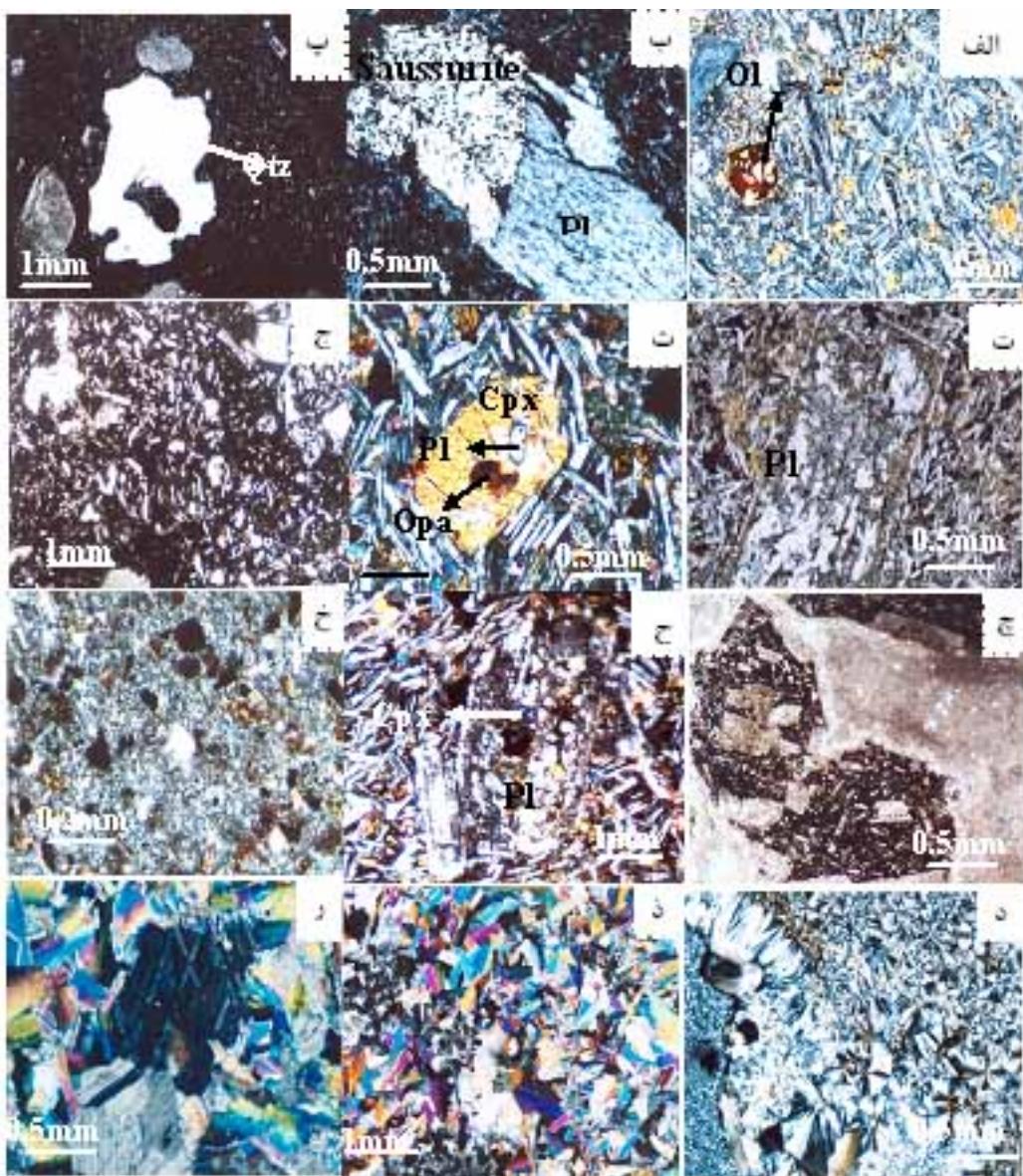
(۱) سنگ‌شناسی و شیمی کانی‌های سنگ‌های آتشفسانی
بررسی ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های این منطقه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها بیشتر از نوع بازالت اولیوین دار، بازالت و بازالت آندزیتی هستند. این نشان می‌دهد که آنچنان تنوعی در فرایند سنگ‌شناسی و نیز جدایش گستره‌های در ماقمای سازای این سنگ‌ها صورت نگرفته است، بلکه این ماقماً به سرعت به بالا حرکت کرده است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را پلازیوکلاز کلیسیک، کلینوپیروکسن، اولیوین، و کانی‌های کدر تشکیل داده‌اند. اولیوین‌ها کلریتی (شکل ۵-الف)، پلازیوکلازها سوسوریتی (شکل ۵-ب) و کلینوپیروکسن‌ها به فرواتکینولیت تبدیل شده‌اند. بافت این سنگ‌ها از نوع پورفیری و میکرولیتی پورفیری است (شکل ۵-الف). وجود خوردگی خلیجی در کوارتز موجود در قطعات تشکیل دهنده آذرآواری‌ها (شکل ۵-پ) و دیده شدن بافت غربالی در پلازیوکلاز و در کلینوپیروکسن موجود در بازالت‌های منطقه (اشکال ۵-ت، ۵-ث) نشانی از کاهش ناگهانی فشار در زمان فوران است. وجود پلازیوکلاز‌های سوزنی انبوه شده در نمونه سنگ‌های آذرآواری منطقه (شکل ۵-ج)، نشان دهنده افت دمای ناگهانی ماقماست، یعنی ماقماً سرداش سریعی را تحمل کرده است [۹]. بررسی-

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

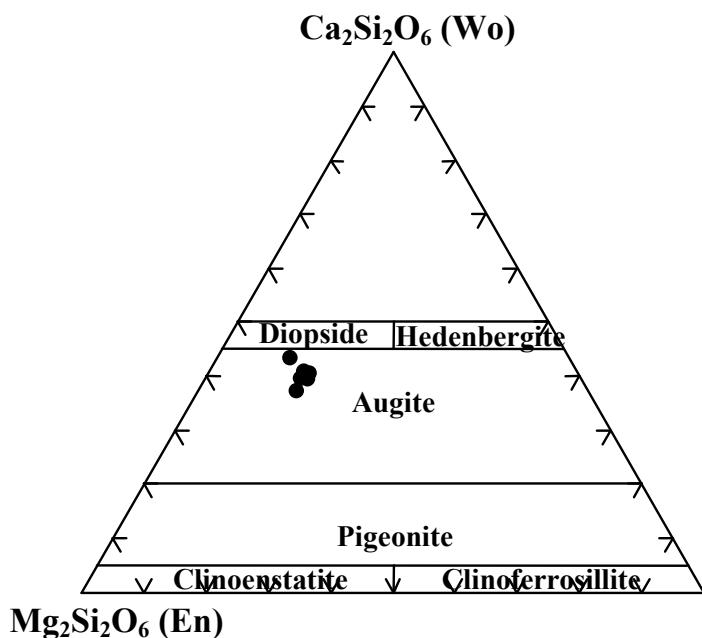
هجوم گرمابی‌ها بر کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های منطقه (از نوع اوژیت) نیز اثر کرده و آنها را در برخی موارد به آمفیبول تبدیل کرده است. چنانکه آنالیز ریز کاوی الکترونی ۳ کانی آمفیبول نشان می‌دهد (جدول ۴) آمفیبول‌های ثانویه موجود در منطقه در دسته کلی آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند که از نوع فرواکتینولیت‌اند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

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

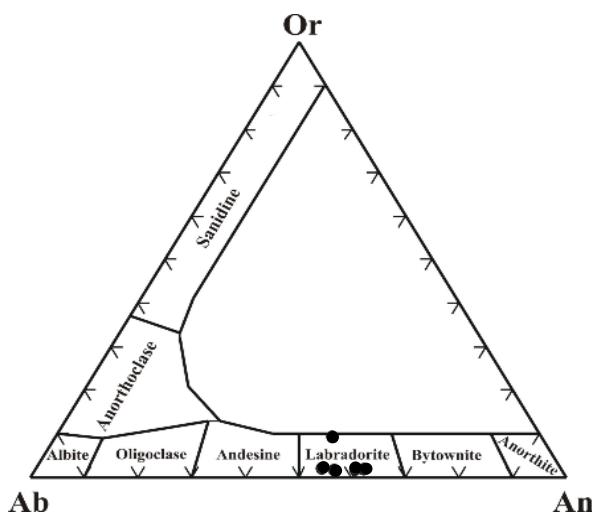
چنانکه گفته شد همه اولیوین‌های موجود در بازالت‌های منطقه کلریتی شده‌اند، و یک نمونه از این کلریت‌ها مورد بررسی ریز کاوی الکترونی قرار گرفت (جدول ۳) که معلوم شد از نوع برونسویگایت (Brunsvigite) است [۱۰]. البته انواع دیگر کلریت‌ها نیز در اولیوین‌های تجزیه شده وجود داشتند و به



شکل ۵ (الف) نمایش بافت کلی و اولیوین کلریتی شده در بازالت (XPL)، (ب) سوسوریتی شدن پلازیوکلازهای بازیک (لابرادریت) (XPL)، (پ) کوارتز با خوردگی خلیجی (XPL)، (ت) پلازیوکلاز با بافت غربالی (PPL)، (ث) کلینوپیروکسن با بافت غربالی (XPL)، (ج) پلازیوکلازهای سوزنی شکل (XPL)، (چ) زنولیت‌های بازیک موجود در سنگ‌های منطقه (PPL)، (ح) پلازیوکلاز با کلینوپیروکسن‌های موجود در متن آن (باft پوئی کلیلیتیک) (XPL)، (خ) باft موجود در دایک اسیدی (XPL)، (ذ) کانی‌های پرهنیت با ماکل پاپیونی (XPL) و (ر) کلسیت‌های گرمابی با دو رخ متقطع 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.

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

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 آتشفسانی را پر کرده‌اند و بافت دیده شده در این نمونه‌ها از نوع دانه‌ای است. با توجه به نمونه برداری‌های صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی و میکروسکوپیکی، ترتیب تشکیل این کانی‌ها را می‌توان بدین صورت بیان کرد: پرهنیت، مالاکیت و آزوریت، زئولیت، کوارتز و کلسیت.

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

زمین دما- فشارسنگی شاره دگرسان کننده
شاره به کمک دمای محیط، عاملی مؤثر در ناپایداری کانی‌های اولیه سنگ‌های ماغمایی 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 ۴۰۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی گراد است.

(۱) زمین دماسنگی کلریت

از حدود ۲۰ سال پیش تا کنون روش‌های بسیار متنوعی برای زمین دماسنگی 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 سامانمندی مابین ترکیب کلریت و دما وجود دارد و تعداد اتم‌های چهار وجهی (Al^{IV}) موجود در کلریت به شدت وابسته به دمای تشکیل کلریت است. این فرمول به صورت زیر است:

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

(۲) زمین دماسنگی کلسیت

کلسیت‌های موجود در نمونه‌های منطقه، دارای ماکلهای دگرگشکی 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 200°C را نشان می‌دهند در حالی که ماکلهای نوع II عریض تر بوده و با دمای 300°C مشخص می‌شوند. در دمای بالای 200°C ماکلهای متقطع نوع III و ماکلهای خمیده حضور دارند که خمیدگی ماکل‌ها می‌تواند ناشی از فعالیت لغزش و جابه جایی روی سطوح f_{II} باشد. در دمای بیش از 250°C ماکلهای نوع IV مرزهای دندانه‌دار دارند که در نتیجه مهاجرت مرز ماکل‌ها، این شکل را ایجاد می‌کنند [۱۸].

کلسیت‌های موجود در منطقه مورد بررسی دارای ماکلهای متقطعی از نوع III (شکل ۵-ر) هستند که دمای بالای 200°C را نشان می‌دهند این دما با توجه به دمای به دست آمده به روش زمین دماسنگی کلریت درست به نظر می‌رسد.

شیمی شاره

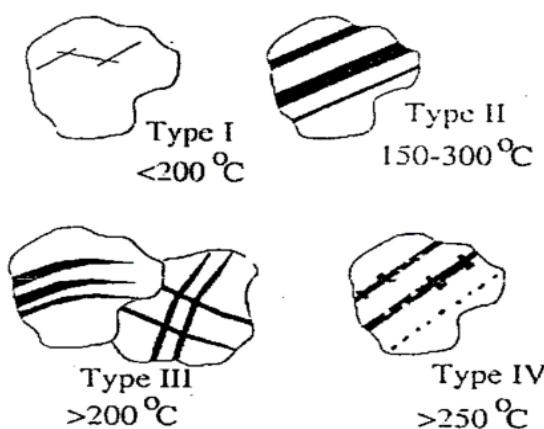
با توجه به بررسی‌های صحرایی، کانی شناسی و نتایج حاصل از آنالیزهای ریز کاوی الکترونی و XRD، می‌توان به ترتیب فراوانی کانی‌های مربوط به دگرگونی درجه بسیار ضعیف تشکیل شده در درز و شکاف‌ها پی برد که عبارتند از: پرهنیت، زئولیت، کوارتز، کلسیت، مالاکیت و آزویریت و لومونتیت.

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 Na, Fe, K, و Mn را در حد کم داشته است. از جمله عواملی که در تشکیل این کانی‌ها تاثیر دارد میزان CO_2 موجود در شاره و PH آن است. اصولاً در شرایط دگرگونی با درجه بسیار ضعیف، میزان بالای CO_2 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 کلسیم دار در چینی شرایطی نشان دهنده پایین بودن فوگاسیتۀ CO_2 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 CO_2 , PH, و $f\text{O}_2$ شاره حساس است [۱۴]، بنابراین تشکیل پرهنیت به مقدار فراوان در درز و شکاف‌های سنگ‌های آتشفسانی 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 جابه جایی و تمرکز Ca, K, Na در نقاط خاصی شده که باعث تشکیل کانی‌های خانواده زئولیت می‌شود.

در هر حال برای تشکیل کلسیت لازم است تا کمی میزان CO_2 موجود در شاره بالاتر رود تا این کانی به خرج هیدروسیلیکات‌های کلسیم-آلومینیم دار 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 CO_2



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

عمق اتاقک ماقمایی که در آن این دو کانی تشکیل شده‌اند، مورب 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 کلینوبیروکسن-پلازیوکلاز 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_{An} و X_{Ab} به ترتیب جزء مولی آنورتیت و آلبیت پلازیوکلاز و T_K دما بر حسب درجه کلوین است. همچنین X_{Ca}^{M2} محتوی Ca در موقعیت بلوری M2 کلینوبیروکسن 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 ۱۱ کیلومتر است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که دو کانی کلینوبیروکسن و پلازیوکلاز در عمق ۱۱ کیلومتری در اتاقک ماقمایی 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 ماقمایی متبلور می‌شوند) و عمق تبلور پیروکسن قرار می‌گیرد [۲۲].

زمین فشارسنجی کلریت-اکتینولیت

فسار از عوامل دیگر ایجاد دگرگونی گرمابی است. فراوانی کانی‌های آبدار در بیشتر سنگ‌هایی که تحت تأثیر این نوع دگرگونی قرار گرفته‌اند، تأییدی بر تأثیر مهم فشار در دگرگونی گرمابی 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:

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

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

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 ۰.۱۹-۱.۲ است. مقادیر تقریبی به دست آمده برای منطقه مورد بررسی به صورت زیر است:

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

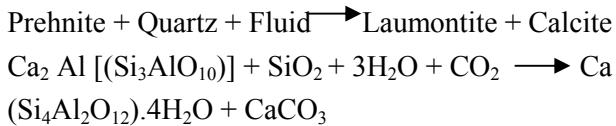
اعداد به دست آمده در بالا تقریبی از فشار و دمای دگرگونی در منطقه را نشان می‌دهند. با این وجود با استناد به این اعداد و دیگر بررسی‌های انجام شده در منطقه، می‌توان گفت که دگرگونی رخ داده در منطقه یک نوع دگرگونی با درجه بسیار ضعیف (دگرگونی گرمابی) است.

شرایط تشکیل بازالت‌ها

تعیین شرایط ترمودینامیکی انجماد ماقمایها (فسار، 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 کلینوبیروکسن و پلازیوکلاز،

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

با توجه به ترتیب تشکیل کانی‌های دگرگون (پرهنیت، مالاکیت 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 پرهنیت مناسب بوده است (PH خنثی تا اندکی قلیایی، CO₂ پایین و دما و فشار در حد رخساره پرهنیت-پومپله ایت). با افزایش مقداری Cu به شاره، مالاکیت 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 مژولیت) 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 پرهنیتها و کوارتزهای تشکیل شده در مراحل قبلی به لومونتیت و کلسیت طبق فرمول زیر تبدیل می‌شوند (شکل ۹):^[۲۵]



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]

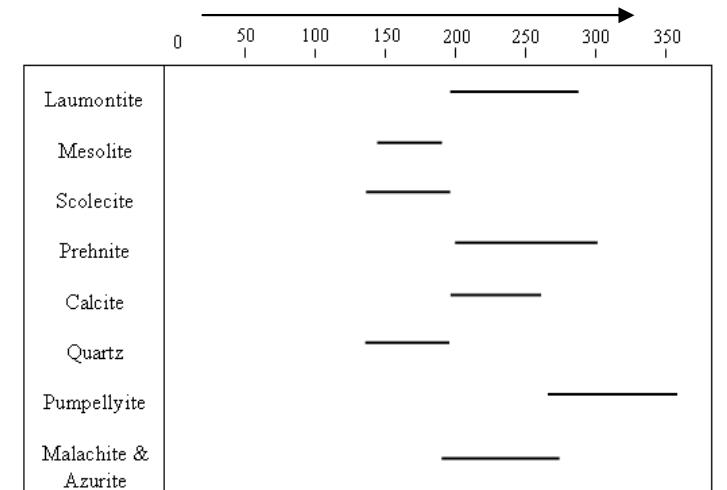
تعیین خاستگاه شاره و رخساره‌های موجود در منطقه

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

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

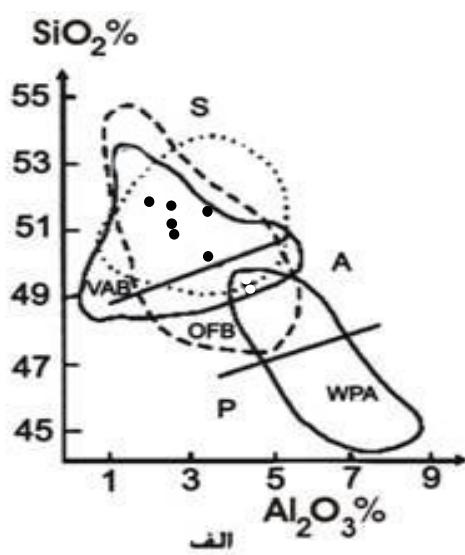
- ۱- آب با خاستگاه ماقمایی که آب جوان خوانده می‌شود. این آب‌ها در مراحل نهایی سرد شدن ماقما تشکیل شده‌اند.
- ۲- آب‌های نزدیک سطح به نام آب‌های جوی (متئوریتی).
- ۳- آب‌های دگرگون که در مراحل آخر کانی‌سازی به وجود می‌آیند.

با توجه به نوع کانی‌های تشکیل شده در سنگ‌های آتشفسانی منطقه، می‌توان گفت که ماقمای تشکیل دهنده آنها کم آب بوده است. به علت بالا بودن مقدار Ca، Si، و Al در ماقما، 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 Mn، K، Na، Fe، و OH در ماقما، 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 ماقما و سرد شدن کامل آن، آب‌های جوی (متئوریتی) در تماس با این سنگ‌های آتشفسانی قرار گرفته‌اند. بنابراین می‌توان گفت که شاره موجود در منطقه دارای خاستگاه ماقمایی-جوی است [۲۴]. نخست



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 آتشفشنانی (Volcanic Arc Basalts = VAB) و بازالت‌های کف اقیانوسی (Ocean-Floor Basalts = OFB) = قرار می‌گیرند. به کمک بررسی‌های دقیق صحرابی 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 آتشفشنانی (VAB) است [۲۶]. برای تعیین سری ماقمایی بازالت‌های منطقه از نمودار شکل ۱۱ استفاده شد. این نمودار بر اساس یک مطالعه آماری که روی مقادیر Ti, Ca, و Na کلینوپیروکسن‌های کلسیک از نواحی مختلف انجام شده، رسم شده است [۲۷]. در این نمودار که نسبت به $(\text{Ca}+\text{Na})$ رسم شده است، ۲ دسته بازالت تولئیتی (T) و دیگر بازالت‌ها (A) از یکدیگر جدا می‌شوند. با توجه به شکل ۱۱ نمونه‌های منطقه مورد بررسی در بخش بازالت‌های تولئیتی قرار نگرفته بلکه در بخش دیگر بازالت‌ها قرار می‌گیرند. از شکل ۱۰ هم معلوم شد که نمونه‌ها نمی‌قليایي هستند، بنابراین ماقمای سازای اين سنگ‌ها به سري آهکی- قليایي تعلق دارد.

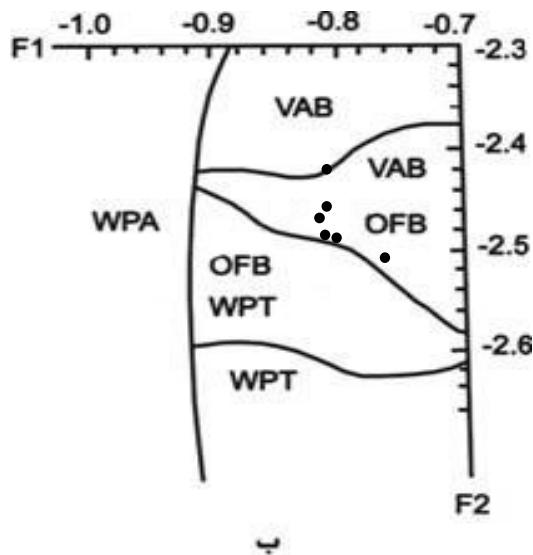


شکل ۱۰ الف: تعیین محیط زمین ساختی نمونه‌های مورد نظر در $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$ نمودار [۲۶] ب: تعیین محیط زمین ساختی نمونه‌های مورد نظر در نمودار F_1F_2 .

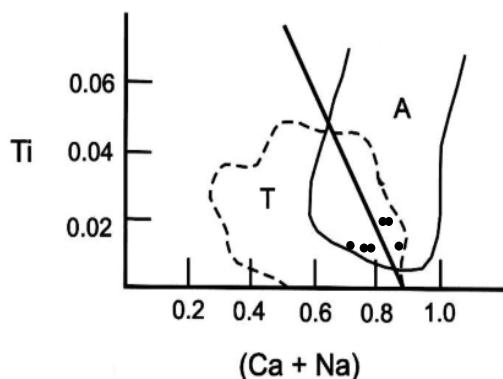
OFB: Ocean-Floor Basalts
WPT: Within Plate Tholeiitic Basalts

تاثیر شاره بر سنگ‌های آتشفشنانی منطقه به صورت تشکیل کلریت‌های ثانویه (بیشتر در الیوین‌ها)، 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 ماقمایی و گرمایی بستگی دارد. در منطقه مورد بررسی به دلیل کم بودن حجم شاره‌های ماقمایی و گرمایی، شدت دگرسانی بالا نیست.

تعیین محیط زمین ساختی و سری ماقمایی بازالت‌های منطقه از آنالیز ریزکاوی الکترونی بلورهای پیروکسن می‌توان برای تشخیص نوع ماقمای سازای بازالت‌های منطقه، تعیین محیط زمین ساختی و سری ماقمایی آنها استفاده کرد. با توجه به ترکیب کلینوپیروکسن و نمایش آن در نمودار $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$ (شکل ۱۰-الف) می‌توان گفت که ماقمای سازای بازالت‌های منطقه از نوع نیمه قليایي است. با استفاده از نمودار F_1F_2



VAB: Volcanic Arc Basalts
WPA: Whthin Plate Alkalie Basalts



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

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 آتشفسانی $= \text{VAB}$ (Volcanic Arc Basalts) قرار می‌گیرند. از نظر مagmaی، بازالت‌های منطقه جزء سری magmaی آهکی-قلایی هستند.

تشکر و قدردانی

بدین وسیله از تحصیلات تكمیلی 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 Magezine. 51 (1987) 431-435.
- [۲] درویش زاده ع، "زمین شناسی ایران"، انتشارات امیرکبیر، صفحه ۹۰۱ (۱۳۸۲)

[۳] امینی ب. و امینی چهرق، ر، "نقشه زمین شناسی ۱۰۰,۰۰۰ کجان"، (۱۳۸۰).

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

برداشت
در درز و شکاف‌های سنگ‌های آتشفسانی اوسن منطقه (اکثرا بازالت‌ها) که دارای کانی‌های اصلی کلینوپیروکسن (اوژیت) و پلازیوکلаз (لابرادوریت) هستند، در اثر دگرگونی با درجه بسیار ضعیف (از نوع دگرگونی گرمابی) 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 اندرکی قلایی، CO_2 پایین، فشار کمتر از ۳ کیلوبار و دمای مابین ۲۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی گراد عمل کرده‌اند.

با توجه به محاسبات زمین دما-فشارسنگی کلینوپیروکسن-پلازیوکلاز، معلوم شد که این فنوکریست‌ها در دمایی در حدود ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد و فشار تقریبی ۳,۱۷ کیلوبار، یعنی در عمق حدود ۱۱ کیلومتری در magma تشکیل شده‌اند.

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

- [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 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.
- [6] منصوری م، "بررسی زمین شناسی و پترولوزی توode های نفوذی گجد"، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، (۱۳۷۷) ۲۴۷ صفحه.
- [7] خدامی م، "بررسی پترولوزیکی سنگ های آتشفسانی شمال باتلاق گاوخونی"، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، (۱۳۷۷) ۱۷۰ صفحه.
- [8] فقیهیان ح. و مکی زاده م، "شناسایی تعدادی از زئولیت‌های طبیعی ایران، مجلة بلورشناسی و کانی شناسی ایران"، سال دهم، شماره دو، (۱۳۸۱) ص ۱۵۶-۱۴۱.
- [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.