

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. Javanmardi<sup>1</sup>, A. Davoudian<sup>2</sup>

 Departement of Geology, University of Isfehan, Isfehan, Iran
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 CO<sub>2</sub>, at temperature of 200-400°C and pressure lower than 3 Kbars. Based on calculations, clinopyroxene and plagioclase phenocrysts in basaltstic 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.



سال هفدهم، شمارهٔ ۱، بهار ۸۸، از صفحهٔ ۲۹ تا ۴۲

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

مژگان جوانمردی'، علیرضا داودیان دهکردی'

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 آتشفشانی ائوسن جنوب اسدآباد واقع در شمال خاوری کوهپایه (استان اصفهان) تحت تأثیر دگرگونی با درجهٔ 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 (فرواکتینولیت) به صورت ثانویه در متن سنگ اصلی دیده می-شوند. دادههای حاصل از تجزیه ریز کاوندهای و بررسیهای سنگ شناختی نشان میدهد که کانیهای اصلی تشکیل دهندهٔ بازالتهای منطقه شامل اوژیت و لابرادوریت بوده و زنولیتهای مشاهده شده در آنها نیز دارای چنین ترکیبی هستند. شواهد صحرایی و درگرون با درجهٔ بسیار ضعیف شامل PH خنثی تا اندکی قلیایی، CO<sub>2</sub> پایین، دمای ۲۰۰ تا ۲۰۰ درجه سانتیگراد و فشار کمتر از کیلوبار است. با توجه به محاسبات انجام شده روی فنوکریستهای کلینوپیروکسن و پلازیوکلاز تشکیل دهندهٔ ماگمای بازالتی در منطقه، معلوم شد که این کانیها در دمای حدود ۱۱۰ درجهٔ سانتیگراد و فشار ۲۰۱۷ کیلوبار متبلور شده اند. این فشار معادل عمق مطقه، معلوم شده که این کانیها در دمای حدود ۱۱۰ درجهٔ سانتیگراد و فشار ۲۰۱۷ کیلوبار متبلور شده این فشار معاد این مودود ۱۱ کیلومتر است. با توجه به محاسبات انجام شده روی فنوکریستهای کلینوپیروکسن و پلازیوکلاز تشکیل دهندهٔ ماگمای بازالتی در معقوب معلوم شد که این کانیها در دمای حدود ۱۱۰ درجهٔ سانتیگراد و فشار ۲۰۱۷ کیلوبار متبلور شده این فشار معادل عمق می منطقه، معلوم شد که این کانیها در دمای دود ۲۰ دار درجهٔ سانتیگراد و فشار ۲۰۱۷ کیلوبار متبلور شده این نو شار معدل عمق مودود ۱۱ کیلومتر است. برسی شیمی کانیهای پرکنندهٔ درز و شکافها، و شیمی سنگهای آتشفشانی نشان می دهد که ترکیب این می منطقه، معلوم شد که این کانیها در دمای دوست در ترکیب شارهٔ ایجاد کندهٔ کانیهای متبلور شداند. این فشار معادل عمق مودود ۱۷ کیلومتر است. برسی شیمی کانیهای پرکنیو محود در ترکیب شارهٔ ایجاد کندهٔ کانیهای درگون، اثر داشته اند. بر پایه بررسیهای می مید که سنگهای آتشفشانی موجود در منطقه، در ترکیب شارهٔ ایجاد کندهٔ کانیهای دگرگون، اثر داشته در سری ماگمای آوتش تشفیشایی (کارهای ارائه شده برای محیطهای زمینساختی مختلف، بازالتهای منطقه در گسترهٔ زمینساختی بازالتهای قوس

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

### روش تحقيق

پس از بررسیهای صحرایی و نمونه برداری سامانمند از همهٔ 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 ریزکاوندهٔ الکترونی در دانشگاه کانازاوای ژاپن مورد بررسی قرار گیرد. مدل دستگاه و شرایط آنالیز چنین است: ساخت شرکت JEOL مدل -XA

(WDS) 8800، تحت شرایط ولتاژ شتاب دهنده<sup>4</sup> 20kV و جریان 12nA. نتایج آنالیز نقطهای کانیها و محاسبهٔ فرمول ساختاری آنها در جدولهای ۱ تا ۵ آورده شدهاند. از نرم افزار Fe<sup>2+</sup> در محاسبات استفاده شده است. در جدایش Fe<sup>2+</sup> از Fe<sup>3+</sup> در دستیابی به فرمول ساختاری کانیها از [۱] استفاده شد.

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

						- 0
Sample	۳۰	۳١	۳۵	۳۶*	47	40
SiO <sub>2</sub>	۵۰٫۸۹	61,14	۵۰٫۱۳	۵۱٬۸۷	۵۱٫۳۵	۵۱٬۶۰
TiO <sub>2</sub>	۶٩ <sub>/</sub> ۶۹	۶۸ <sub>ا</sub> ،	٠٫٨۵	٠٫۴٧	۰٫۴۵	۱۹٫۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲٫۸۵	۲٫۸۰	٣٫۵٩	1/94	٣,٣١	۲٫۶۳
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۰۱	•,• •	• / • •	•,••	•،۵۲	۰٫۳۵
FeO*	۳۹/۱۰	1.141	۱۰٫۶۵	۵۵/ ۱۰	۶,۲۷	۰۴
MnO	۰٫۳۸	•,47	۰٫۳۵	•,47	۰,۱۷	•,77
MgO	14,82	14,4.	14,11	۱۴٫۸۴	۱۵/۷۳	18,77
CaO	۱۹٫۷۵	۱۹٬۰۳	۱۹٫۳۱	۱۹٬۰۸	۲۱/۸۷	۱۷٫۲۶
Na <sub>2</sub> O	•,79	۰٫۲۹	٠٫٣٢	٠٫٣٣	۰٬۲۸	۰٫۲۵
K <sub>2</sub> O	•,••	•,• ٢	۰,۰۱	•,••	•,• ٢	•,••
Total	<i>९९<sub>/</sub></i> ۶९	۹۹ <sub>/</sub> ۵۲	۹۹ <sub>/</sub> ۴۳	۹۹ <sub>/</sub> ۵۴	۲۰۰٫۰۲	۹۹٫۸۵
، شدہاند	محاسبه	سیژن ه	اتم اک	بنای ۶	نھا بر م	كاتيو
Si	۱/۹٠	۱/۹۱	١,٨٧	1,94	۱٫۸۸	۱/۹۱
Ti	۰,۰۱	۰,۰۱	•,• ٢	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
Al	•,17	۰,۱۲	٠٫١۵	•,• <b>\</b>	•/14	٠٫١١
Cr	•,••	•,••	• / • •	•,••	۰,۰۱	۰,۰۱
Fe <sup>2+</sup>	•,79	۰٫۳۰	•,77	۰٫۲۹	۰,۱۲	•,77
Fe <sup>3+</sup>	۵.,۰	•,• ٢	۰٬۰۵	•,•٣	۰,۰۶	•,•۴
Mn	۰,·۱	۰,۰۱	•,• ١	۰,·۱	•,••	•,••
Mg	۰٫٧٩	• , <b>\</b> •	۰٫۷۹	۲۸٫۰	۰٫۸۶	•,97
Ca	۰,۷۹	۶۷ <sub>/</sub>	• , <b>YY</b>	۶۷ <sub>/</sub>	۰٫۸۶	۶۸ <mark>۱</mark> ۶
Na	•,•٢	•,• ٢	•,•٢	•,• ٢	۰,۰۲	۰,۰۱
K	•,••	•,••	•,••	•,••	• / • •	•,••
Total	۴,۰۱	۴,••	۴,۰۱	۴,۰۱	۴,•۲	۴,۰۱

ِ كاوندهٔ الكتروني كاني پلاژيوكلاز از بازالت	<b>جدول ۲</b> نتایج آنالیز با ریز
	های منطقهٔ مورد مطالعه.

Sample	٣٢	۳۳*	74*	49	41
SiO <sub>2</sub>	۵۵٬۱۸	۵۳٫۸۹	54,84	۵۲٬۲۲	۵۳٬۰۷
TiO <sub>2</sub>	•,• ۴	•,•۴	•,•۴	•,•۶	•,•۶
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,40	۲۷٬۹۸	۲٧,٩٧	۲۸٬۸۴	۲٩,٠۶
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	•,• <b>)</b>	•,••	• / • •	۵ • ،	•,••
FeO*	•،۶۰	٠٫۵٨	۶۵۶ ،	۰,۹۴	• , <b>YY</b>
MnO	• / • •	•,••	• / • •	۰,۰۱	•,••
MgO	•,•۶	•,•Y	۰, · ۹	•,14	٠٫١٣
CaO	۹ <sub>/</sub> ۹۹	11/51	۱۱,۰۰	17,87	۲۳۷/ ۲۱
Na <sub>2</sub> O	۴,۳۱	4,80	۵,۰۴	4	۴,۳۷
K <sub>2</sub> O	۱٫۸۰	•,77	۰,۲٩	٠٫٣١	• ، ۲۸
Total	٩٨,۴٨	۹ <i>۸٫</i> ۶۳	<i>९९<sub>/</sub></i> ۶۷	۹۹ <sub>/</sub> ۰۶	۱۰۰٫۱۳
ئىدەاند	محاسبه نا	اكسيژن	بنای ۸ اتم	ونھا بر م	كاتير
Si	۲,۵۳	۲,۴۶	۲,۴۷	۲٫۳۹	۲,۴۰
Ti	•,••	•,••	• / • •	•,••	•,••
Al	1,47	۱۵۱	1,49	۱٬۵۵	۱٬۵۵
Cr	•,••	•,••	•,••	•	•
Fe <sup>2+</sup>	•,• ٢	•,• ٢	• , • Y	•,•٣	•,•۲
Fe <sup>3+</sup>	•,••	•,••	•,••	$(\cdot, \cdot, \cdot)$	•,••
Mn	•,••	•,••	• • •	•	•,••
Mg	• / • •	•,••		•,• ١	•,••
Ca	•,۴٩	۰,۵۵	۰,۵۳	• ,8 •	• ,8 •
Na	۰٫۳۸	•,141	•,44	۳۶,	۸۳٫
K	٠, <b>١</b> ٠	• <sub>1</sub> • 1	• ,• )	• /• ١	•,• ١
Total	۴٬۹۸	۴,۹۸	۴,٩٩	۵,۰۰	۵,۰۰

آن.	محاسبه شدهٔ	ساختارى	له و فرمول	بازالتهای منطق	کلریت موجود در	آنالیز نقطهای	<b>جدول ۳)</b> نتایج
-----	-------------	---------	------------	----------------	----------------	---------------	----------------------

Sample	e Si	02	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O	3 Fe	0*	MnO	MgO	Ca	) N	$a_2O$	K <sub>2</sub> O	NiO	Total
47	۲٨	14	۰,۱۸	۱۲٬۸۸	• ,• •	٣٢	<i>'</i> , <b>۶</b> ٩	۰٫۵۸	۱۶,۰۷	<b>۰</b> ٫۵۶		٫۴٨	•,18	•,••	٩١,٧٩
کاتیون ها بر مبنای ۲۸ اتم اکسیژن محاسبه شدهاند.															
	Si	Т	i Cr	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ni	Al(	IV)	Al(VI)	
F	۵٫۸۱	•,•	۲	۶,۱۷	•,••	٠, <b>١</b> ٠	۴,۹۵	•,17	۰٫۳۸	•,• <b>A</b>	•,••	۱,	• ۲	۰٬۵۸	

Sample

SiO<sub>2</sub>

TiO<sub>2</sub>

 $Al_2O_3$ 

 $Cr_2O_3$ 

FeO\*

MnO

MgO

CaO

Na<sub>2</sub>O

 $K_2O$ 

NiO

Total

Si

Ti

Al

Cr

Fe<sup>2+</sup>

Fe<sup>3+</sup>

Mn

Mg

Ca

Na

Κ

Ni

**Total** 

جدول ۵ نتایج آنالیز نقطهای زئولیتهای موجود در درز و شکافهای

۲۳

41,87

• . • •

10,49

• ,• •

• . • •

• , • •

• . • •

11/22

7,49

• /• 1

• , • •

18,94

9,00

• , • •

8.00

• / • •

• , • •

• / • •

•,••

• / • •

7,47

. 98

• • •

• • •

19,00

کاتیونها بر مبنای ۳۰ اتم اکسیژن محاسبه شدهاند.

٢٢

41/21

• . • •

26,22

• ,• •

• ,• •

• ,• •

• ,• •

1.14

3/17

• /• ۲

• . • •

18/19

9,04

• . • •

۵,۸۹

• /• •

• ,• •

• , • •

• ,• •

• . • •

۲/۳۴

1,11

• ,• •

• ,• •

۱٩,٠٠

بازالتهای منطقه و فرمول ساختاری محاسبه شدهٔ آنها.

۲۵

41/91

• .• 1

 $\Upsilon \Omega_{I} \cdot \Lambda$ 

• / • •

• , • •

۰,۰۱

• /• 1

1.91

۲/۷۲

• / • •

• . • •

18,80

9,80

• , • •

0,90

• / • •

• / • •

• / • •

•/•

• / • •

۲/۳۰

1,.8

• • •

. . .

19,00

78

41,98

• . • •

10,18

• /• ۲

...)

۰,۰۱

• . • •

۹,۹۵

37,94

۰,۰۱

• . • •

 $\lambda \lambda_{1} \cdot Y$ 

٩,۵٩

• / • •

۵/۸۱

• / • •

• . • •

•/••

• • •

• • •

5/19

1,49

• , • •

• . • •

11,99

_		· ·	0,						
	Sample	۳۸	۳٩	41					
	SiO <sub>2</sub>	54/10	۵۲,۷۱	۵۳/۲۰					
	TiO <sub>2</sub>	•,•۴	۰,۰۵	۰,۰۲					
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲/۳۲	•,47	• ٫٧٢					
	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	••,•	۰,۰۳	• / • •					
	FeO*	18,47	۲۱٬۵۴	۱۹٫۷۳					
	MnO	۲/٨۶	۱/۵۲	۲٬۰۸					
	MgO	1/01	۰٫۵۹	1,74					
	CaO	۲۰,1۶	19,94	<b>۱</b> ٩٫٧۶					
	Na <sub>2</sub> O	• /• 1	• ، • ١	• ٫ ۱ •					
	K <sub>2</sub> O	•	۰,۰۱	• / • •					
	NiO	•,••	• / • •	• / • •					
	Total	٩٧/۵١	۹۶ <sub>/</sub> ۸۸	<i>۹۶</i> /۸۸					
	کاتیونها بر مبنای ۲۳ اتم اکسیژن محاسبه شدهاند.								
	Si	<b>۲</b> /۹۷	۷٫۷۵	٨,٣۵					
	Ti	• / • •	• / • •	• / • •					
	Al	•/47	• / • <b>A</b>	٠٫١٣					
	Cr	• / • •	• / • •	• / • •					
	Fe <sup>2+</sup>	۲/۱۲	۲٫۸۴	۲٬۵۹					
	Fe <sup>3+</sup>	• / • •	• / • •	• / • •					
	Mn	۳۷ .	•,٢•	<b>۰</b> ٬۲۷					
	Mg	•/٣۴	٠,١۴	٠,۲٩					
	Ca	٣/٣۴	٣,٣٧	٣,٣٢					
	Na	• / • •	• / • •	۰,۰۳					
	K	• / • •	• / • •	• / • •					
	Ni	• / • •	• / • •	• / • •					
	Total	۱۵,۰۰	۱۵,۰۰	۱۵,۰۰					

دربازالتهای	موجود	آمفيبولهاى	نقطەاي	آناليز	نتايج	۴	جدول
		، شدهٔ آنها.	ن محاسبه	باختاري	فرمول س	و	منطقه

#### مقدمه

منطقهٔ مورد بررسی جزئی از نوار ماگمایی ارومیه-دختر است [7]. این نوار ماگمایی از شناخته شده ترین پهنههای آذرین در ایران بوده و سنگهای آتشفشانی (بیشتر از بازالتها در منطقهٔ مورد بررسی) بخش قابل ملاحظهای از آن را تشکیل میدهند. با استفاده از بررسی بازالتها، میتوان به ماهیت آتشفشانی و محیط زمین ساختی منطقهٔ 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 داده های موجود در این زمینه ناچیز است، لذا نتایج این کار پژوهشی میتواند تا حدی به زمینهٔ شناخت دگرگونی با درجهٔ 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 کاوندهٔ الکترونی و پراش پرتو ایکس (XRD) شرایط تشکیل بازالتهای منطقه، محیط زمینساختی آنها و چگونگی تشکیل کانیهای موجود در درز و شکافها مورد بررسی قرار گیرد.

زمینشناسی عمومی و بررسیهای صحرایی منطقه

منطقهٔ مورد بررسی در ۱۱۰ کیلومتری شمال خاوری اصفهان و ۳۵ کیلومتری شمال خاوری کوهپایه (شکل ۱)، بین طول جغرافیایی `۰۰ °۵۳–`۳۰ ۵۲ خاوری و عرض `۰۰ °۳۳–`۳۰ شمالی قرار گرفته است (شکل ۲) [۳].

عدهای از پژوه شگران مانند امامی [۴]، ماگماتیسم این ناحیه را به کافتهای درون قارهای، و برخی دیگر [۵] فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی را دلیلی بر رخداد ماگماتیسم 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

سنگشناسی، کانیشناسی، و ژئوشـیمیایی مـورد بررسـی قـرار 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 گسترهٔ داسیت تا ریولیت است. سنگهای آتشفشانی این منطقه تحت تا<sup>\*</sup>ئیر دگرگونی بسیار ضعیف (از نوع دگرگونی گرمابی) قرار گرفته و در درز و شکافهای آنها کانیهای بسیار متنوعی تشکیل شده-اند که عبارتند از: پرهنیت، زئولیت، کوارتز، کلسیت، مالاکیت و آزوریت و لومونتیت (شکل ۴). دو کانی کلریت و آمفیبول به صوررت ثانویه در متن سنگ اصلی دیده میشوند.



**شکل ۲** نقشهٔ زمین شناسی منطقهٔمورد مطالعه.



www.SID.ir



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

شکل ۴ شکستگیها و رگههای پر شده با کانیهای گرمابی.

### سنگشناسی و شیمی کانیها

## ۱)سنگ شناسی 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 کانی های کدر تشکیل دادەانـد. اوليوين، اكلريتى (شكل ۵-الف)، پلاژيوكلازها سوسوریتی (شکل ۵-ب) و کلینوپیروکسنها به فرواکتینولیت تبدیل شدهاند. بافت این سنگها از نوع پورفیری و میکرولیتی پورفیری است (شکل ۵-الف). وجود خوردگی خلیجی در کوارتز موجود در قطعات تشکیل دهندهٔ آذرآواریها (شکل ۵-پ) و دیــده شــدن بافــت غربـالی در پلاژیــوکلاز 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 دهندهٔ افت دمای ناگهانی ماگماست، یعنی ماگما سردایش سریعی را تحمل کرده است [۹]. بررسی-های میکروسکوپیکی نشان میدهد که در سنگهای آتشفشانی منطقه، زنولیت وجود دارد و نتایج آنالیز ریزکاوی ثابت کرد که

ترکیب کانی های سنگ های آتشف شانی و زنولیت های آنها یکسان بوده و زنولیت ها از نظر سنگ شناختی 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).

زنولیتهای تشکیل دهندهٔ سنگهای آذرآواری منطقه بیشتر همان سنگهای آتشفشانی بازیک ائوسن بوده و تعدادی از این زنولیتها، 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 دایک-هایی 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 آتشفشانی است. بنابراین میتوان گفت که در این منطقه تناوبی از آتشفشانی اسیدی و بازی رخ داده است. بررسی دقیق فرمول ساختاری آنها نشان میدهد که کلینوپیروکسنها در گسترهٔ اوژیت و پلاژیوکلازها در گسترهٔ لابرادوریت قرار می-گیرند (شکلهای ۶ و ۷، جدولهای ۱ و ۲).

چنانکه گفته شد همهٔ 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 دلیل اینکه آنالیز ریز کاوی روی آنها انجام نگرفت، تعیین نوع آنها میسر نبود.

هجوم گرمابیها بر کلینوپیروکسنهای موجود در بازالت-های 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 ثانویهٔ موجود در منطقه در دستهٔ کلی آمفیبولهای کلسیک قرار می-گیرند که از نوع فرواکتینولیتاند [۱۱].



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) زنولیتهای بازیک موجود در سنگهای منطقه (PPL)، ح) پلاژیوکلاز با کلینوپیروکسنهای موجود در متن آن (بافت پوئی کیلیتیک) (XPL)، چ) بافت موجود در دایک اسیدی (XPL)، د) زئولیتهای موجود در شکافها (XPL)، ذ) کانیهای پرهنیت با ماکل پاپیونی (XPL) و ر) کلسیتهای گرمابی با دو رخ متقاطع کاملاً مشخص (XPL).

 $Ca_2Si_2O_6$  (Wo)

www.SID.ir



شکل ۲ 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 صحرایی و بررسیهای آزمایشگاهی و میکروسکوپیکی، ترتیب تشکیل این کانیها را میتوان بدین صورت بیان کرد: پرهنیت، مالاکیت و آزوریت، زئولیت، کوارتز و کلسیت.

زئولیتهای موجود در منطقه در دستهٔ زئولیتهای رشتهای قرار گرفته (شکل ۵–د) و بنا بر نتایج حاصل از آنالیز ریزکاوی

در (جدول ۵) از نوع مزولیت هستند [۱۲]. البت ه آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) روی این کانی ها 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 می شوند. یک دسته دارای رنگهای تداخلی ضعیف تر و دستهٔ دیگر دارای رنگهای تداخلی شدیدترند که احتمالاً علت این پدیدهها به میزان FeO متفاوت در ترکیب آنها بر می گردد. **شیمی شاره** 

با توجه به بررسیهای صحرایی، کانی شناسی و نتایج حاصل از آنالیزهای ریز کاوی الکترونی و XRD، می دوان به ترتیب

فراوانی کانیهای مربوط به دگر گونی درجهٔ بسیار ضعیف تشکیل شده در درز و شکافها پی برد که عبارتند از: پرهنیت، زئولیت، کوارتز، کلسیت، مالاکیت و آزوریت و لومونتیت.

با استفاده از بررسی شیمی این کانیها و ترتیب فراوانی آنها میتوان گفت که شارهٔ موجود در منطقه از یونهای Si، Ca رحد Al، و OM غنی بوده و یونهای K، Na، Fe و Mn را در حد کم داشته است. از جمله عواملی که در تشکیل این کانیها کم داشته است. از جمله عواملی که در تشکیل این کانیها تاثیر دارد میزان CO2 موجود در شاره و PH آن است. اصولاً در شرایط دگرگونی با درجهٔ 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 کانی-هایی مانند پرهنیت و زئولیتهای کلسیمدار در چنین شرایطی نشان دهندهٔ پایین بودن فوگاسیتهٔ CO2 در شاره است [۱۳] و به همین دلیل است که با وجود بالا بودن میزان Ca 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 دهندهٔ این است که شرایط گفته شده در زمان تشکیل آن برقرار بوده است.

زئولیتی شدن نیز در دمای پایین و PH خنثی به وسیلهٔ گرمابیها رخ میدهد. PH خنثی در سنگهای آذرین موجب جابهجایی و تمرکز NA و Ca در نقاط خاصی شده که باعث تشکیل کانیهای خانوادهٔ زئولیت می شود.

در هر حال برای تشکیل کلسیت لازم است تا کمی میزان CO<sub>2</sub> موجـود در شـاره بـالاتر رود تـا ایـن کـانی بـه خـرج هیدروسیلیکاتهای کلسیم-آلومینیمدار به وجود آید. بـا توجـه به پایین بودن میزان کلسیت در منطقه معلوم میشود کـه ایـن شرایط در زمان کوتاهی در شارهٔ 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 شـرایط CO<sub>2</sub> پایین و PH خنثی تـا انـدکی قلیـایی (۲ و کمـی بـالاتر از آن)

### زمین دما- فشارسنجی شارهٔ دگرسان کننده

شاره به کمک دمای محیط، عاملی مؤثر در ناپایداری کانیهای اولیهٔ 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 شارهٔ دگرسان کنندهٔ منطقه در حد ۲۰۰ تا ۴۰۰ درجهٔ 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 پایهٔ این روش رابطهٔ سامانمندی مابین ترکیب کلریت و دما وجود دارد و تعداد اتمهای چهار وجهی AI (<sup>IV</sup>) موجود در کلریت به شدت وابسته به دمای تشکیل کلریت است. این فرمول به صورت زیر است:

 $T(^{\circ}C) = \frac{Al^{IV} + 8.26.10^{-2}}{4.71.10^{-3}} \longrightarrow T = 234.7 \ ^{\circ}C$ 

#### ۲) زمین دماسنجی کلسیت

کلسیتهای موجود در نمونههای منطقه، دارای ماکلهای دگرشکلی هستند. هندسهٔ ماکلها را [۱۷] به عنوان یک نشانگر دما پیشنهاد کرده است (شکل ۸). بر این اساس ۴ ساختار I، II، II، و VI معرفی شده. ماکلهای نوع I دارای باریکههای مستقیم بوده و دمای کمتر از  $2^{\circ}$  ۲۰۰ را نشان می-دهند در حالی که ماکلهای نوع II عریض تر بوده و با دمای دهند در حالی که ماکلهای نوع II عریض تر بوده و با دمای متقاطع نوع III و ماکلهای خمیده حضور دارند که خمیدگی متقاطع نوع III و ماکلهای خمیده حضور دارند که خمیدگی اماکلها میتواند ناشی از فعالیت لغزش و جابه جایی روی سطوح f,r باشد. در دمای بیش از  $2^{\circ}$  ۲۵۰ ماکلهای نوع IV مرزهای دندانهدار دارند که در نتیجهٔ مهاجرت مرز ماکلها، این

کلسیتهای موجود در منطقهٔ مورد بررسی دارای ماکلهای متقاطعی از نوع III (شـکل ۵-ر) هـستند کـه دمـای بـالای ۲۰۰ ۲۰۰ را نشان میدهند این دما با توجه به دمـای بـه دسـت آمده به روش زمین دماسنجی کلریت درست به نظر میرسد.



www.SID.ir

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

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:

$$\begin{split} K_{D} &= \frac{a_{Ca} - T_{s}}{a_{An}^{\#}} \\ A &= 5360 + T_{K}.(2.9876 + 1.9872.LnK_{D}) + 12.864.X_{Ca}^{M2}.(1 - X_{Ca}^{M2}) \\ B &= 26.885.\left[X_{Ca}^{M2}.(1 - X_{Ca}^{M2})\right]^{2} - X_{Ab} - X_{An}.(967 + 715.(X_{Ab} - X_{An})) \\ P_{bar} &= \frac{A.B}{0.349} \end{split}$$

در این فرمول  $X_{Ab}$  و  $X_{Ab}$  به ترتیب جزء مولی آنورتیت و آلبيت پلاژيوكلاز و T<sub>K</sub> دما بر حسب درجه كلوين است. M2 همچنين  $X_{Ca}^{M2}$  محتوى Ca همچنين بلورى کلینوپیروکسن است. با در نظر گرفتن دماهای متعارف تبلور این دو کانی یعنی در حدود C<sup>0</sup>C، فشار در حدود ۳/۱۷ كيلو بار بوده و  $LnK_D = -3.255$  است. اين فشار با احتساب چگالی متوسط پوسته (p) برابر با عمق (h) در حدود ۱۱ کیلومتر است. بنابراین میتوان نتیجه گرفت که دو کانی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در عمق ۱۱ کیلومتری در اتاقک ماگمایی متبلور شدهاند. این عمق در بالای مرز موهو بوده و بین عمق تبلور ریولیت (عمقی که در آن کانیهای تشکیل دهندهٔ ریولیت همانند کوارتز و سانیدین در اتاقک ماگمایی متبلور می شوند) و عمق تبلور پیروکسن قرار می گیرد [۲۲]. 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

زمین فشارسنجی کلریت-اکتینولیت فشار از عوامل دیگر ایجاد دگرگونی گرمابی است. فراوانی کانی-های آبدار در بیشتر سنگهایی که تحت تأثیر این نوع دگرگونی قرار گرفتهاند، تأئیدی بر تأثیر مهم فشار در دگر گونی گرمابی در منطقه است. تعیین فشار در دگرگونی با درجهٔ بسیار ضعیف به صورت سامانمندی، کار دشواری است و اصولاً در این رابطه فشارسنجهای کمتری ارائه شده است. از جملهٔ این روابط می توان به مورد زیر که [1۹] ارائه داده است اشاره کرد:

 $P(Kbar) = 10.5 Ln K_D + 0.5$   $Ln K_D = (Mg/Fe^*)_{Act}/(Mg/Fe^*)_{Chl}$ act lui équed auctor Mg-Fe\* actor acto

Ln KD = 0.2 → P ~ 2.6 Kbar اعداد به دست آمده در بالا تقریبی از فشار و دمای دگرگونی در منطقه را نشان میدهند. با این وجود با استناد به ایـن اعـداد و دیگر بررسیهای انجـام شـده در منطقـه، مـیتـوان گفـت کـه دگرگونی رخ داده در منطقه یک نوع دگرگونی با درجـهٔ بـسیار ضعیف (دگرگونی گرمابی) است.

#### شرايط تشكيل بازالتها

تعیین شرایط ترمودینامیکی انجماد ماگماها (فشار، دما، و عمق) یک مسئلهٔ مهم و قابل توجه در سنگشناسی سنگهای آذرین به شمار میرود. در اینجا با استفاده از آنالیزهای ریز کاوندهٔ الکترونی فنوکریستهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز، عمق اتاقک ماگمایی که در آن این دو کانی تشکیل شدهاند، مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به درشت بلور بودن کانیهای

شده و سنگهای آتشف شانی دگر گون شدهٔ ضعیفی را ایجاد میکند.

به طور کلی می توان ۳ خاستگاه به شرح زیر برای آب موجود در گرماب در نظر گرفت [۲۳]: ۱- آب با خاستگاه ماگمایی که آب جوان خوانده می شود. 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 کانی های تشکیل شده در سنگهای آتشفشانی منطقه، میتوان گفت که ماگمای تشکیل دهندهٔ آنها کم آب بوده است. به علت بالا بودن مقدار Ca، Ca و A در ماگما، مقدار این عناصر در شاره بالا رفته و کانی های تشکیل شده به وسیلهٔ آنها نیز از این عناصر غنی شدهاند. همچنین به شده به وسیلهٔ آنها نیز از این عناصر غنی شدهاند. همچنین به دلیل پایین بودن مقدار M، K، Na، Fe و O 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 می رسد که پس از خروج ماگما و سرد شدن کامل آن، آب های جوی (متئوریتی) در تماس با این سنگ های آتشفشانی قرار گرفتهاند. بنابراین میتوان گفت که شارهٔ موجود در منارهٔ با خاستگاه دارای خاصر را از بازالت جدا کرده و سپس

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

آنها را در فشار کمتر از ۳ کیلوبار و دمای ۲۰۰ تا ۴۰۰ درجهٔ 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 Si، Ca و Al شاره بالا بوده و شرایط PH که نخست میزان aS، Ca و A شاره بالا بوده و شرایط PH CO<sub>2</sub>، دما و فشار نیز برای تشکیل پرهنیت مناسب بوده است رکمارهٔ پرهنیت-پومپله ایت). با افزایش مقداری Cu به شاره، رخسارهٔ پرهنیت-پومپله ایت). با افزایش مقداری Nu به شاره، مالاکیت و آزوریت تشکیل شدهاند. با گذشت زمان از میزان فشار و دمای شاره کاسته شده و تا حدی Na آن بالا می رود (PH شاره به سمت حد خنثی شدن رفته و 2O<sup>2</sup> آن کمتر میشود) که در این شرایط کانیهای زئولیتی (اسکولسیت و مرحلهٔ بعد با کمتر شدن مقدار Na شاره، کمی PH و CO<sup>2</sup> آن مرحلهٔ بعد با کمتر شدن مقدار Na شاره، کمی Hd و 2O<sup>3</sup> آن مرحلهٔ بعد با کمتر شدن مقدار Na شاره، کمی Hd و 2O<sup>3</sup> آن مرحلهٔ بعد با کمتر شدن مقدار Na شاره، کمی Hd و 200 آن مرحلهٔ بعد با کمتر شدن مقدار Na شاره، کمی Hd و 2O<sup>3</sup> آن

Prehnite + Quartz + Fluid Laumontite + Calcite Ca<sub>2</sub> Al  $[(Si_3AlO_{10})] + SiO_2 + 3H_2O + CO_2 \rightarrow Ca$  $(Si_4Al_2O_{12}).4H_2O + CaCO_3$ 

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 [13], تولئیتی (T) و دیگر بازالتها (A) از یکدیگر جدا می شوند. با توجه به شکل ۱۱ نمونههای منطقهٔ مورد بررسی در بخش

بازالتهای تولئیتی قرار نگرفته بلکه در بخش دیگر بازالتها

قرار می گیرند. از شکل ۱۰ هم معلوم شد که نمونهها نمیه

قلیایی هستند، بنابراین ماگمای سازای این سنگها به سری

آهکی- قلیایی تعلق دارد.

(شکل۱۰-ب) معلوم شد که بازالتها در گسترهٔ زمین ساختی تاثیر شاره بر سنگهای آتشفشانی منطقه به صورت تشکیل کلریت های ثانویه (بیشتر در الیوین ها)، فرواکتینولیت در بازالتهای قوس آتشفشانی = Volcanic Arc Basalts) (Ocean-Floor Basalts و بازالتهای کف اقیانوسی VAB) کلینوپیروکـسنها و سوسوریت در پلاژیوکلازهای بازیک مشخص میشود. معمولا در محیطهایی که دگرگونی بـا درجـهٔ (OFB) = قرار می گیرند. به کمک بررسی های دقیق صحرایی و با توجه به اینکه در منطقهٔ مورد بررسی افیولیتی دیده نشد بسیار ضعیفی رخ میدهد عمق نفوذ شاره چندان زیاد نیست. این نشان میدهد که شاره در این محیطها بیشتر خاستگاه می توان گفت که گسترهٔ زمین ساختی صحیح برای بازالتهای سطحی داشته و از اعماق زمین بیرون نیامده است. به نظر می-منطقه، گسترهٔ بازالتهای قوس آتشفشانی (VAB) است [۲۶]. رسد که در این منطقه، یک نوع دگرگونی ناحیهای در مقیاس برای تعیین سری ماگمایی بازالتهای منطقه از نمودار شکل کوچک رخ داده است. به طور کلی گسترش و شدت دگرسانی ۱۱ استفاده شد. این نمودار بر اساس یک مطالعهٔ آماری که به حجم محلولهای ماگمایی و گرمابی بستگی دارد. در منطقهٔ روی مقادیر Ca ،Ti، و Na کلینوییروکسنهای کلسیک از مورد بررسی به دلیل کم بودن حجم شارههای ماگمایی و نواحی مختلف انجام شده، رسم شده است [۲۷]. در این نمودار گرمایی، شدت دگرسانی بالا نیست. که Ti نسبت به (Ca+Na) رسم شده است، ۲ دسته بازالت

> 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<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ترکیب کلینوپیروکسن و نمایش آن در نمودار F<sub>1</sub>F<sub>2</sub> منطقه از نوع نیمه قلیایی است. با استفاده از نمودار F<sub>1</sub>F<sub>2</sub>



شکل ۱۰ الف: تعیین محیط زمینساختی نمونههای مورد نظر در نمودار SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ب: تعیین محیط زمینساختی نمونههای مورد نظر در نمودار F<sub>1</sub>F<sub>2</sub> [۲۶].

OFB: Ocean-Floor Basalts WPT: Within Plate Tholeiitic Basalts VAB: Volcanic Arc Basalts WPA: Whthin Plate Alkalie Basalts



(Ca + Na)

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

#### برداشت

در درز و شکافهای سنگهای آتشفشانی ائوسن منطقه (اکثرا بازالتها) که دارای کانیهای اصلی کلینوپیروکسن (اوژیت) و پلاژیوکلاز (لابرادوریت) هستند، در اثر دگرگونی با درجهٔ 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 کنندهٔ منطقه در PH خنثی تا اندکی قلیایی، CO<sub>2</sub> پایین، فـشار کمتـر از ۳ کیلوبار و دمای مابین ۲۰۰ تا ۴۰۰ درجهٔ سانتی گراد عمل کردهاند.

با توجه به محاسبات زمین دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن-پلاژیوکلاز، معلوم شد که این فنوکریستها در دمایی در حدود ۱۱۰ درجهٔ سانتیگراد و فشار تقریبی ۳٬۱۷ کیلوبار، یعنی در عمق حدود ۱۱ کیلومتری در ماگما تشکیل شدهاند.

بررسی شیمی کانیهای پرکنندهٔ 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 K ،Na ،Fe، و Mn نسبتا فقیرند. این مسئله نشان می-دهد که گدازههای آتشفشانی منطقه و آب جوی هر دو در ترکیب شارهٔ سازای کانیهای دگرگون اثر داشتهاند.

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

بازالتهای منطقه در گسترهٔ 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

مىشود.

#### 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،
(۱۳۸۲) ۹۰۱ صفحه.
[۳] امینی ب. و امینی چهرق م.، ر.، *"نقشهٔ زمین شناسی* [۳] امینی ۲/۱۰۰۰۰ کجان", (۱۳۸۰).

[4] Emami M.H., "Geologie de la r<sup>°</sup>gion de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'e<sup>°</sup>tude dynamique et ge<sup>°</sup>ochimique du Volcanisme Tertiaire de l<sup>°</sup>Iran Central", Ph.D., Th<sup>°</sup>ese, 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 markes 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 Phillosilicates (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, Antartica: 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 deposites*", 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 نامهٔ کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، (۱۳۷۷) ۲۴۷ صفحه.

[٧] خدامی م.، "بررسی پترولوژیکی سنگ های آتشفشانی شمال باتلاق گاوخونی"، پایان نامهٔ کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، (۱۳۷۷) ۱۷۰ صفحه.

[۸] فقیهیان ح. و مکی زاده م.، "شناسایی تعدادی از زئولیتهای طبیعی ایران، مجلهٔ بلورشناسی و کانی شناسی ایران"، سال دهم، شمارهٔ 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 CO*<sub>2</sub> 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.