

Vol. 17, No. 2, Summer 1388/2009



Determination of tectonomagmatic environment of volcanic and subvolcanic rocks in North of Shahrekord by amphiboles geothermobarometry

N. Emami¹, M. Khalili², M. Noghreyan²

1- Agyricaltare and Natural resources research center of Chaharmahal and Bakhtiary Province 2- Department of Geology, University of Isfhan Email: emami1348@yahoo.com

(Received: 7/5/2008, in revised form: 21/1/2009)

Abstract: On the basis of geothermobarometric calculations, amphiboles in volcanic and subvolcanic rocks belong to Upper Jurassic volcanism of Sanandaj-sirjan zone in north of Shahrekord. Using Hamarstrom ,Schmidt, Johnson - Rutherford and Hollister methods, amphiboles have crystallized about 635 to 715° c and 2.68 to 7.5 kbar at the depth about 17 to 25 km. The result of calculations has moderate accuracy. The lower FET/ (Fe_t + Mg) ratio in amphibles is characteristic of calc-alkaline magma suites. Calculated temperatures, pressures and depths for amphiboles is coincide with a subduction tectonical environment. The maximum depth of crystallization of amphiboles is 25km and subduction angle is lower than 45 km on the basis of 35 km distance between this volcanic belt and main Zagros fault. Al^{iv} measures of amphiboles are higher than 1.5 that indicate an island arc suite. The presence of this old island arc had predicted in Zagros orogenic belt.

Keywords: Jurassic Volcanism, Sanandaj-sirjan zone, Tectonomagmatic, Geothermobarometry, Amphibole.

Archive of SID



مبه بلورشناسی وکانی شناسی ایر ان

سال هفدهم، شمارهٔ ۲، تابستان ۸۸، از صفحهٔ ۲۶۷ تا ۲۷۸

تعیین محیط تکتونوماگمایی سنگهای آتشفشانی و نیمه عمیق شمال شهرکرد با استفاده از گرما-فشارسنجی (Geothermobarometry) آمفیبولها

سید نعیم امامی'، محمودخلیلی'، موسی نقرہئیان'

۱ - مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان چهارمحال و بختیاری ۲– دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی پست الکترونیکی : emami1348@yahoo.com

(دریافت مقاله: ۸۷/۲/۱۸ ، نسخه نهایی: ۸۷/۱۱/۲)

چکیده بر اساس نتایج حاصل از گرما- فشارسنجی آمفیبولهای موجود در سنگهای آتشفشانی و نیمه عمیق حاصل از آتشفشانی ژوراسیک فوقانی در بخش مرکزی زون سنندج – سیرجان، واقع در شمال شهرکرد به روشهای هاماراستروم، اشمیت، جانسون – رادرفورد و هالیستر، این کانیها در دماهایی بین ۳۶۵ تا ۲۱۵ درجه سانتیگراد و فشارهای ۳٫۵۲ تا ۲٫۵۷ کیلوبار و معادل ۲۰ تا ۲۵ کیلومتر عمق تشکیل شدهاند. نتایج محاسبات به دست آمده در تعیین فشار حاکم بر تشکیل آمفیبولها از دقت متوسطی برخوردار و بوداند. پائین بودن میزان (Fet + Mg در آمفیبولها از دقت متوسطی برخوردار ویژگیهای باز مجموعههای ماگمایی آهکی- قلیبولهای یاد شده و به طور کلی پائین بودن نرخ افزایش پارامتر مورد نظر از ویژگیهای بارز مجموعههای ماگمایی آهکی- قلیبی است. دما، فشار و عمق به دست آمده برای آمفیبولها از دقت متوسطی برخوردار ویژگیهای بارز مجموعههای ماگمایی آهکی- قلیبی است. دما، فشار و عمق به دست آمده برای آمفیبولهای مورد براسی که غالباً ویژگیهای بارز مجموعههای ماگمایی آهکی- قلیبی است. دما، فشار و عمق به دست آمده برای آمفیبولهای مورد بررسی که غالباً میترگزیت تا منیزیو هستنگزیتاند، با شرایط پایداری هورنبلند سبز سازگار بوده و موید شکلگیری این گروه از آمفیبولها در یک زون فرورانش همراه با ماگمایی آهکی- قلیبی است. به طوری که عمق بیشینهی تشکیل آمفیبولهای موره از آمفیبولها در یک کیلومتر و با توجه به فاولهی مامای این گروه از آمفیبولها در یک کیلومتر و با توجه به فاصلهی مجموعه سنگهای آتشفشانی و نیمه عمیق در بردارنده این کانیها تا گسل زاگرس که حدود ۲۵ کیلومتر است، زاویهی فرورانش کمتر از ۴۵ درجه ارزیابی میشود. با توجه به مقادیر ۲٫۵ در آمفیبولهای مورد بررسی، سنگ-کیلومتر است، زاویهی فرورانش کمتر از ۵۹ درجه ارزیابی میشود. با توجه به مقادی ۵٫۱ حال در آمفیبولهای مورد برسی، سنگ- کیلومتر است، زاویها در کاره کی در موسی ژورایی کانی ها تا گسل زاگرس که حدود ۳۵ کیلومتر است، زاویهی فرورانش کمتر از ۴۵ درجه ارزیابی میشود. با توجه به مقادی ۱٫۵ حال این کانیها در قلمری ورورانی که مورد زار می گیرند. این مجموعه سنگهای آذرین یکی از جزایر قوسی ژوراسیک مورد انتظار و گمامی است که در کمربند کوهزاد زاگرس حضور آن پیش میوه هستگرهای آذرین یکی از جزایر قوسی ژورا می گیرند. این مجموعه سنگهای آذرین یکی از جزایر وسی ژوراسیک مورد انظار و گما می ا

واژههای کلیدی: آتشفشانی ژوراسیک، زون سنندج – سیرجان، تکتونوماگمایی، گرما– فشارسنجی، آمفیبول.

لقدمه

پتروژنز و جایگاه تکتونوماگمایی سنگهای آتشفشانی و توده-های نیمه عمیق (استوکها و دایکهای) وابسته به ژوراسیک در پهنهی زمینساختی سنندج – سیرجان از نکات ناشناخته در رویدادهای زمینشناختی به ویژه سنگشناسی کشور محسوب میشود که پرداختن دقیق و سیستماتیک به آن از جایگاه علمی ارزشمندی برخوردار است.

کمربند سنگهای آذرین به سن ژوراسیک میانی تا فوقانی که به سبب فراوانی سنگهای آتشفشانی از این پس تحت عنوان سنگهای آتشفشانی شمال شهرکرد از آنها یاد می شود،

به صورت نواری با طول حدود ۵۰ و پهنای تقریبی ۴ تا ۲/۵ کیلومتر و مساحت کلی بالغ بر ۲۰۰ کیلومتر مربع به صورت شکاف فرو افتادهای است که از شمال باختری استان چهارمحال و بختیاری (ناحیه فریدون شهر) آغاز و پس از عبور از شمال سامان (پل زمانخان) به ارتفاعات پیر شمع الدین در شمال تا شمال باختری کلیشاد رخ در استان اصفهان، بین مختصات شمال باختری کلیشاد رخ در استان اصفهان، بین مختصات "۲۰ و ۲۰ و ۴۰ تا " ا و ۶۰ و ۵۱۵ طول شرقی و "۴۴ و ۲۵ و (شکل ۱). در جریان بررسیهای دامنه داری که بر روی این مجموعه سنگهای آتشفشانی و نیمه عمیق همراه صورت

پذیرفت، ابعاد مختلف زمینشناختی منطقه شامل سنگ-شناختی، پتروژنز و سن نگاری این سنگها مورد بررسی دقیق قرار گرفت [۱]. دراین مقاله با توجه به نتایج آنالیز ریز پردازندهی الکترونی (EMPA) روی آمفیبولهای موجود در سنگهای آتشفشانی آندزیتی و سنگهای نیمه عمیق دیوریتی و دولریتی منطقه، ضمن محاسبه فشار و دمای تشکیل این سنگها، جایگاه تکتونوماگمایی آنها نیز با استفاده از نمودارهای تجربی تعیین شدهاند.

روش مطالعه

در راستای این کار پژوهشی، پس از جدایش واحدهای سنگ-شناسی در تصاویر هوایی و ماهوارهای و تهیه ینقشه زمین-شناسی، نخست ۲۰۰ مقطع نازک از سنگهای آتشفشانی و نیمه عمیق تهیه شده و با میکروسکوپ قطبشی (OlympusBH2) مورد بررسی دقیق کانی شناسی قرار گرفتند. سپس با انتخاب چند مقطع مناسب با کم ترین آثار دگرسانی در سطح کانی ها، بین تعداد معدودی از مقاطع دارای کانی آمفیبول، با استفاده از ریز پردازنده ی الکترونی (EMPA) روی آمفیبول های موجود در سنگهای نیمه عمیق و آتشفشانی بررسی های لازم انجام گرفت. این آنالیزها در دانشگاه نورمن

اکلاهمای آمریکا بهوسیله یک دستگاه (Cameca, SX-50) صورت پذیرفت. بر اساس نتایج این بررسیها، پس از ردهبندی و نام گذاری این کانیها [۲]، محاسبات دما و فشار بر اساس روشهای تجربی و پیشنهادی توسط هاماراستروم [۳]، اشمیت [۴]، جانسون-رادرفورد [۵] و هالیستر [۶] انجام گرفت.

بحث و بررسی

در منطقهی مورد بررسی، سنگهای آذرین بیشتر شامل بازالت و حجمهای کمتری از آندزیت، آندزیت بازالتی همراه با توده-های نیمه عمیق دولریتی و میکرودیوریتی به شکل دایک و استوک وجود دارند.

هورنبلند یکی از کانیهای نوعی سنگهای آتشفشانی، تودههای نفوذی و نیمه عمیق آهکی- قلیایی است [۴]. نتایج حاصل از ریز پردازندهی الکترونی (جدول ۱) بر روی آمفیبول-های موجود در نمونه سنگهای آتشفشانی با بافت پورفیری و ترکیب آندزیتی و نیمه عمیق با بافت میکرولیتی و ترکیب دیوریتی و دولریتی مؤید آن است که علیرغم تفاوتهای موجود در مقاطع میکروسکوپی از جمله تفاوت در رنگ، هوازدگی، هابیت و فرم کانیها، همهی آنها کلسیم دارند (شکلهای ۲ و ۳).



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه.

نمونه		۲۶-۳	-		۷۴-۱			۷۴-۲		٣٠-۶
	هسته	حاشيه	میانگین	هسته	حاشيه	میانگین	هسته	حاشيه	ميانگين	ميانگين
نوع سنگ		دزيت بازالتي	آن		آندزيت			آندزيت		ديوريت
SiO ₂	47/11	47,18	47,180	44,74	47,74	۴۳,۲۹	40,91	47,94	47,47	47,9
TiO ₂	7,49	۲/۴۲	۲,۴۴	١,٧٢	۲,•۲	١,٨٢	1,14	۱,۹۵	1,545	۲٫۲۳
Al_2O_3	۱۲٬۵۳	17/14	۱۲٫۳۵	٩,٢١	17/17	۱ <i>۰</i> ٬۶۶	$\mathbf{A}_{i}\mathbf{Y}\mathbf{Y}$	11,14	٩,٧۵۵	۱۱/۳۰
FeO^+	11,74	15/10	11,94	۱ <i>۶</i> ٬۹۰	۱۲٬۹۳	14,91	۱۶/۸۱	۱۵,•۳	1 a/92	17,49
MgO	14/11	١٣٫٨٩	14	11,47	۱۳٫۲۱	17/87	١٢/١٩	۱۲/۷۰	17,44	18,84
MnO	.,18	٠,١۴	۰,۱۶۵	• ,87	•,٣٣	•,44	٠٫۶٧	٠٫٣١	۰٫۳۵	۳۲٫۰
CaO	11,41	11,4.	11,4.	۱۰,۷۴	11/88	۳ ۱ ۱٫۰۳	۲۰,۴۷	۱۰,۹۶	۱٠ _/ ۷۱	۱۱,۳
Na ₂ O	5,10	١/٩١	٣,٠٣	۱,۴۸	۱/۹۴	۱ ۲/۱	1,44	١,٧٨	۱,۶۱	۱٫۸۸
K ₂ O	٠٫٩٩	٠,٩٩	٠,٩٩	۰,۸۵	۰,۹٣	٠,٨٩	۰ _/ ۵۹	٠٫٨۴	۰,۷۱۵	۰ _/ ۸۶
F	•,18	۰,۲۵	۵ • ۲٫۰	•,17	۰,۰۱	۰,۰۶۵	•,17	٠٫١٣	۰,۱۲۵	۰ _/ ۰۶
Cl	• ,• ٣	• ,• ٣	۰,۹۳	•,1٣	٠,٠٣	• , • A	•,17	•,18	۰, · ۹	•,• ۴
H_2O	5,10	۲,46	۲٫۳۰	۲,4۶	٣,•٣	۲,۷۴۵	۲,۱۷	۲/۳۶	۰,۹ ۰ ۶	٣,• ٧
Sum	۱۰۰	١٠٠	۱۰۰	١٠٠	١٠٠	1	۱۰۰	١٠٠	۱۰۰	١٠٠
محاسبه کاتیون ها براساس ۲۳ اکسیژن صورت گرفته و تمام آهن بصورت Fe O می باشد.										
Si	۶,۱۵۰	۶,۱۸۲	P1199	8,8.4	۶٫۲۳۶	<i>۶</i> ,۴۲	۶٬۷۵۸	۶٫۳۱۳	۶٬۵۳۵	۶,۳۲
Al ^{IV}	۱٬۸۵	۱,۸۱۸	۱,۸۳۴	۱,۳۹۶	1,784	١,۵٨	1,474	۱,۶۸۷	1,484	۱,۶۸
(Sum) T	٨	٨	٨	٨	٨	٨	٨	٨	٨	٨
Al ^{IV}	۰٫۳۰۵	•,٢٨۴	•,794	•,77	•,٣۴٣	۰ ٫۲۸ ۱	•,٢١٠	•,747	۰,۲۲۶	• , Y X Y
Fe ²⁺	۰٫۹۰۳	۰٬۹۰۸	۰٬۹۰۵	۶ • ۵۱	۴۷ ،	1,778	1/821	۱,۱۰۱	1/511	۴ ۴
Mg	٣,•٧٢	۳,۰۳۶	۳,۰۵۴	۲٬۵۳۸	۲٫٩۰۷	۲٫۷۲۲	۲,۶۷۵	۲٫۷۸۴	T / VT9	۲,۹۹۷
Fe ³⁺	•,44	6.44	•,484	۵ • ۵ _۱ •	•,۴۶۵	۰,۴۸۵	• <i>,</i> 877	۰,۶۲۸	• ,887	•,447
Ti	•, ٢ ٧	۰ ٬۲۶۷	۰,۲۶۸	٠٫١٩٣	•,774	۰,۲ • ۸	•,178	۰,۲۱۶	۰,۱۸۸	•,747
Mn	•,• • •	•,• • •	•,• \ •	۰٬۰۳۹	•,• 14	·,· ۲۶	•,•۴١	٠,٠١٩	۰,۰۳	•,•144
(Sum) M1.M2.M3	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
Mn	• ,•) •	•,• • • •	•,• • • 1	•,• *•	•,•14	•,• * *	•,• ۴۲	٠,٠١٩	•,• ••	•,•14
Fe ²⁺	۰٬۰۹۱	•,• \ ۴	•,• . \٩	۰,۰۹۵	۰,۰ ۸۴	٠٬٠٨٩	•,177	٠٫١٠٩	۰,۱۱۵	۰,• ۸۶
Mg	• , • •	• / • •	• / • •	• / • •	• / • •	•,• •	•,••	• / • •	• / • •	• / • •
Ca	۱,۴۸۵	١,٧٩١	١,٧٨٨	1,714	۱٫۷۹۰	1,757	1,801	1,424	۱,۶۸۹	١,٧٨
Na	•,114	•,111	•,117	•,105	•,111	•,131	۰,۱۸۵	•,140	۰,۱۶۵	۰,۱۱۵
(Sum) M4	٢	٢	٢	٢	٢	٢	٢	٢	٢	٢
Ca	•,••	• / • •	• / • •	•,••	• / • •	• / • •	• , • •	• / • •	• / • •	• / • •
Na	۰,۴۹۵	•,482	•,۴۶۳	۰,۲۷۶	•,444	۰,۳۶	۰,۲۲۶	۰,۳۶۲	•, ٢ ٩۴	• /47 1
K	۰,۱۸۴	۰,۱۸۵	۰,۱۸۵	•,188	٠٫١٧۵	۰٫۱۶ ۸	•,111	۰,۱۵۸	٠,١٣۴	•,11•
Asite	<i>۰</i> ٬۶۷۹	۰ <i>،</i> ۶۱۷	·,841	•,۴۳۸	٠ ,۶۱۹	۰٬۵۲۸	٠٫٣٣٧	۰٫۵۲۰	•,۴۲٨	۰٫۵۳۱
جمع كاتيونها	۱۵ _/ ۶۷۹	10,81	۱۵,۶۴۸	۱۵٫۴۳۸	۱۵,۶۲	۱۵٬۵۲۸	۱۵٫۳۳۷	۱۵٬۵۲	۱۵,۴۲۸	۱۵/۵۳
Al _{total}	۲,۱۵۵	۲,۱۰۲	۲,۱۲۸	1,81	۲,۱۰۷	۱,۸۵۳	1,807	1,979	۱,۶۹۰	١,٩۶٢
Fe _t /(Fe _t +Mg)	۰٫۳۱۸	•,٣٢٩	•,٣٢٣	•,۴۵۳	•,۳۵۴	٠٫۴٠٣	۴۳۶,	۰ ٬۳۹۸	٠٫٤١٧	۸۳۳ .

جدول۱ نتایج أنالیز الکترون مایکروپروب أمفیبولهای منتخب شمال شهرکرد.



شکل۲ درشت بلورهای هورنبلند منیزیوهستنگزیتی در زمینه کوارتز- فلدسپاتی در هورنبلند آندزیتXPL × 40 .



شکل۳ تصویر الکترون مایکروپروب از یک هورنبلند منیزیوهستنگزیتی در هورنبلند آندزیت.

```
فرمولهای محاسبه شدهی این کانیها به شرح زیرند (شکل ۴).
هورنبلند منیزیو – هستنگزیتی (در آندزیتها)
Si<sub>6.15</sub> Al<sup>IV</sup><sub>1.841</sub>O<sub>22</sub>(Ca<sub>1.77</sub> Na<sub>0.564</sub> K<sub>0.149</sub>)
(Mg <sub>2.958</sub> Fe<sup>2+</sup><sub>0.735</sub> Al<sup>VI</sup><sub>0.202</sub> Fe<sup>3+</sup><sub>0.785</sub> Mn<sub>0.026</sub>)
هورنبلند هستنگزیتی منیزیمدار (در دایکهای دیوریتی)
Si<sub>6.251</sub>Al<sub>1.749</sub>O<sub>22</sub>(Ca<sub>1.709</sub>Na<sub>0.503</sub>K<sub>0.156</sub>)
(Mg <sub>2.755</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0.748</sub>Al<sub>0.167</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>1.082</sub>Mn<sub>0.038</sub>)
تجارب و آزمایشهای صورت گرفته روی آمفیبولها نشان
میدهد که ترکیب این کانیها به شیمی سنگ کل، فشار، دما و
فشار جزیی (فوگاسیته) اکسیژن بستگی دارد (جدول ۲). فشار
یک عامل غالب و مؤثر بر اختلافات بارز در محتوای آلومینیم
```

کل آمفیبولهای کلسیمدار و معرف عمق جایگزینی پلوتونها و تودههای نیمه عمیق است [۳، ۷].

با توجه به این که بیشتر سنگهای رخنمون یافته در منطقه، سنگهای آتشفشانی گنبدی شکل بوده که با تودههای نیمه عمیق (استوک و دایک) همراهی میشوند، در این کار پژوهشی از روشهای تجربی هاماراستروم، اشمیت، جانسون – رادرفورد و هالیستر برای تعیین فشار و دمای حاکم بر این سنگها استفاده شد. در این میان روش اختصاصی در مورد سنگهای آتشفشانی و نیمه عمیق، روش جانسن– رادرفورد بوده که نتایج آن به عنوان روش اصلی با سایر روشهای مورد اشاره مقایسه و در مورد امکان به کارگیری آنها در سنگهای آتشفشانی و نیمه عمیق قضاوت خواهد شد.



شکل ۴ نمایش موقعیت بلورهای آمفیبول آنالیزشده بر روی نمودار طبقه بندی آمفیبولهای کلسیک.

جدول ۲ مثال هایی از وابستگی ترکیبی آمفیبول ها به حرارت (T)، فشار (P) فوگاسیته اکسیژن fO₂ و ترکیب کل (+ افزایش، - کاهش، خالی: بی اثر)

منابع	غلظت	فوگاسيته اكسيژن fo ₂	فشار (P)	حرارت (T)	عنصر
[٢], [Y]	+				Si
[٩] , [٨]				+	Al^{IV}
[11],[14],[1]			+	-	Al^{VI}
[\],[\+],[٩]	+	-		+	Ti
[٢]				-	Mn
[1٣]				-	$Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$
[٢] , [٨]	+	+		+	$Mg/(Mg+Fe^{2+})$
[٩]				+	موقعيت A
[نقل از ۱]	+				قلیایی ها
[نقل از ۱]			+		آلومينيم كل

فشارسنجی براساس آلومینیم در هورنبلند

- روش هاماراستروم وزن [۳]

هاماراستروم و زن با آنالیز هورنبلندهای پنج مجموعهی آهکی-قلیایی به عنوان معرف رژیمهای فشار پائین و بالا با استفاده از یک ریزپردازندهی الکترونی، یک رابطه خطی بین آلومینیم کل (AI^T) و محتوای آلومینیم با همارایی۴(AI^{iv}) با ۲۳ اکسیژن به شرح زیر برقرار کردند:[۳]

$$Al^{i\nu} = 0.15 + 0.69 Al^T$$
 (r² = ·/ 4 V)
P (±3kbar) = -3.92 + 5.03 Al^T (r² = 0.8)

سنگهای مورد آزمایش شامل کانیشناسی نوعی ماگمایی مثل پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، فلدسپات پتاسیک، کوارتز، اسفن، مگنتیت یا ایلمنیت ± اپیدوت بودند که احتمالاً در دماهای مشابه متبلور شدهاند. آمفیبولهای آهکی فشار بالا (دارای اپیدوت ماگمایی) با ^T Al بالا بوده که مستقل از ترکیب کل است. گرچه ^{vi} Al وابسته به دماست ولی به تنهایی نمیتواند مسئول تفاوتهای مشاهده شده در ^T Al بین ترکیبهای فشار پائین و فشار بالا باشد [۷].

بر اساس محاسبات انجام شده در نمونهی سنگ دولریتی (نمونه۳-۲۶) میانگین فشار بدست آمده هسته۳٫ ± ۶٬۹۱۹ و

حاشیه ۳٫ ± ۶٫۶۵ کیلوبار، در سنگ آتشفشانی آندزیتی (نمونه ۱-۷۴) میانگین فشار محاسبه شده برای هسته هورنبلند ۳، ± ۵٬۵۶ کیلوبار و برای حاشیه ۳، ± ۶٬۴۴ کیلوبار است. میانگین فشار برای کل کانی در این نمونه معادل ۳ ± ۶٬۲۵ کیلوبار است. در یک هورنبلند دیگر (۲-۷۴) در همین سنگ میانگین فشار هسته ۳. \pm ۳ کیلوبارو در حاشیه ۳. \pm ۸/۷۸ میانگین فشار هسته ۲. کیلوبار است که متفاوت از کانی قبلی است. در سنگ نیمه عميق (با تركيبي ديوريتي) (۶–۳۰) ميانگين فشار محاسبه شده برای هورنبلند ۶٬۵۶ کیلوبار بوده که نزدیک به مقادیر محاسبه شده برای سنگهای آتشفشانی حدواسط است. بالاتربودن فشار حاشیه نسبت به هستهی برخی از آمفیبولهای موجود در سنگهای آتشفشانی را میتوان به سرعت زیاد فوران پس از تبلور این کانیها در زیر سطح زمین و عدم وجود فرصت مناسب برای ایجاد تعادل بین هسته و حاشیه در نظر گرفت [۵، ۸ و ۹]. بدین ترتیب، این سنگ در فشار کم تا متوسط متبلور شده است.

- روش اشميت [۴]

در این روش، فشارسنج آلومینیم در هورنبلند که مبتنی بر رابطهی خطی بین ^TAI هورنبلند ماگمایی با فشار تبلور در تودههای نفوذی و آتشفشانی کم عمق است، به طور تجربی در شرایط اشباع از آب و در فشارهای ۲٫۵ تا ۱۳ کیلوبار و دماهای ۲۰۰ – ۶۵۵ درجه سانتیگراد همسنجی شده است. درجریان ایجاد تعادل بین مجموعه هورنبلند – بیوتیت– پلاژیوکلاز– ایجاد تعادل بین مجموعه هورنبلند – بیوتیت– پلاژیوکلاز– ایجاد تعادل بین مجموعه هورنبلند – بیوتیت– پلاژیوکلاز– ایجاد تعادل بین مجموعه هورنبلند – میوتیت – پلاژیوکلاز– ایجاد تعادل بین محموعه مورنبلند – میوتیت – پلاژیوکلاز– این مذال مال می معادل ۱۵ تا ۲۰ درجه (AI^T) هورنبلند دستخوش تغییر می شود [۴، ۱۰]. معادله ی این تغییرات عبارت است از [۴]:

 $P(\pm 0.6kbar) = -3.01 + 4.76Al_{H1b}^{Total} (r^{2} = \cdot,99)$ محاسبات انجام شده بر اساس معادلهی فشارسنجی اشمیت بیانگر آن است که در سنگهای دولریتی فشار در هسته هورنبلندها $8/\cdot \pm 8/7$ ، در حاشیه $8/\cdot \pm 6/99$ و با میانگین $8/\cdot \pm 10/7$ ، در حاشیه $8/\cdot \pm 6/99$ ، در حاشیه از فشار در هسته از $8/\cdot \pm 10/97$ تا $8/\cdot \pm 6/9$ ، در حاشیه از $0/75 \pm 10/9$ در میانگین $8/\cdot \pm 10/9$ در حاشیه از میلوبار محاسبه شد. در سنگهای نیمه عمیق با ترکیب

دیوریتی، میانگین فشار تشکیل هورنبلند ۶٫۳۵۲±۶٫۳۵۲ کیلوبار بوده است.

- روش جانسن - رادرفورد[۵]

این پژوهشگران یک فشار سنج تجربی را بر اساس محتوای آلومینیم هورنبلندهای آذرین در تعادل با مذاب، شاره، بیوتیت، کوارتز، سانیدین، پلاژیوکلاز، اسفن و مگنتیت یا ایلمنیت به صورت آزمایشگاهی همسنجی کردند. عمل همسنجی به واسطه تعادل انبوه فازهای یاد شده در گسترهی فشار ۲ تا ۸ کیلوبار و در ۲۸۰– ۲۴۰ درجه سانتیگراد صورت پذیرفت [۵]. آزمایش روی هورنبلندهای شکلدار سنگهای آتشفشانی که در تعادل با زمینهی شیشهای وکوارتز فلدسپاتی (مذاب) بودند انجام شد. معادلهی پیشنهادی در این روش به صورت زیر است: $P(\pm 0.5kbar) = -3.46 + 4.23AI^T$ ($r^2 = 0.99$)

این روش به طور مشخص در مورد سنگهای آتشفشانی با بافت پورفیری با یک فاز فنوکریست به کارگرفته شده، بر ریزپردازش روی فنوکریستهای در تعادل با زمینه، تاکید دارد و از این دیدگاه در فشارسنجی سنگهای آتشفشانی منحصر به فرد است.

بر اساس محاسبات انجام شده مبتنی بر رابطهی بالا، فشار تشکیل هورنبلند در سنگهای دولریتی از ۲٫۵ ± ۵٫۵۵ کیلوبار در هسته تا ۲٫۵ ± ۲٫۵ کیلوبار در حاشیه با میانگین ۲٫۵ ± ۲٫۵۵ کیلوبار متغیر است. در سنگهای آندزیتی، فشار تشکیل هورنبلند در هسته ۲٫۵ ± ۲٫۳۵، در حاشیه ۲٫۵ ± ۵٫۵ و با میانگین ۴٫۳۹۹ کیلوبار است. در مورد سنگهای نیمه عمیق دیوریتی نیز میانگین فشار محاسبه شده معادل ۲٫۵ ± ۲٫۸۶ کیلوبار به دست آمد.

چنان که مشاهده می شود ارقام به دست آمده برای فشار تشکیل هورنبلند در این روش کمتر از روش های دیگر است. با توجه به این که این روش به طور اختصاصی برای سنگهای آتشفشانی موزائیکی توصیه شده و به لحاظ این که سنگهای آندزیتی مورد بررسی تنها دارای یک فاز کانیایی به شکل فنو کریست در زمینه یفلسیکاند (شکلهای ۲ و ۳)، نتایج به دست آمده در این شیوه برای سنگهای آتشفشانی آندزیتی قابل اطمینان تر است.

- روش هاليستر و همكاران [۶]

دراین روش با مبنا قرار دادن رابطهی ارائه شده توسط هاماراستروم، با هدف کاهش خطای این روش و تعیین شرایط

مناسب به کارگیری این فرمول، با آنالیز و میانگین گیری از ترکیبهای حاشیه (صرفاً حاشیه) هورنبلند از تودههایی که فشار آنها فقط براساس سنگهای دگرگون میزبان تعیین شده بود، معادلهی جدیدی ارائه شد [۶، ۱۰ و ۱۱]. آنها معتقد بودند که در گسترهای از فشار بین ۲ تا ۸ کیلوبار، محتوای Al متوسط هورنبلند در حاشیه با فشار رابطه خطی دارد. دادههای این یژوهش آن رابطهی خطی را برای فشارهای متوسط (۴ تا ۶ کیلوبار) تأئید میکند. با افزایش دادههای مناطق با فشار متوسط، خطای تعیین فشار بر اساس محتوای آلومینیم در هورنبلند، از ۳ ± کیلوبار (روش هاماراستروم و زن، ۱۹۸۶) به ۱ ± کیلوبار کاهش می یابد. فرض اول آن است که تودههای نفوذی کم عمق و نیمه عمیق آهکی- قلیایی در خلال انجماد و سرد شدن، محدودیتهای ترمودینامیکی قابل ملاحظهای نداشتهاند به طوری که محتوای کل هورنبلند از بدو تولد تابعی از فشار بوده است. فرض دوم آن است که در زیر فشار ۲ کیلوبار دما بر محتوای Al^{T} اثر گذارده و در بالاتر از آن بی تأثير است. همچنين فشار سنجى بايد صرفاً روى حاشيه هورنبلندها صورت گیرد زیرا این بخشها در تعادل با فازهای زمینهی سنگ و نیز شیشه و کانیهای ریز زمینه است.

بدین ترتیب معادلهی جدیدی برای تعیین فشار تبلور هورنبلند و در نهایت فشار تشکیل سنگهای دارای هورنبلند به شرح زیر ارائه شد [8] :

 $P(\pm 1kbar) = -4.76 + 5.64Al^T$ ($r^2 = 0.97$) چنان که که مشاهده می شود در این روش خطای محاسبه به ± 1 کیلوبار تقلیل یافته است.

بر اساس محاسبات انجام شده به روش هالیستر، در سنگ-های دولریتی فشار محاسبه شده در حاشیه $1 \pm 9/\cdot 9$ بوده است که نزدیک به مقادیر محاسبه شده به روش هاماراستروم است. در سنگهای آندزیتی فشار در حاشیه از $1 \pm 7/177$ تا $1 \pm 9/119$ کیلوبار در تغییر است. در سنگهای نیمه عمیق با ترکیب دیوریتی نیز میانگین فشار تعیین شده برای تشکیل هورنبلند برابر با $1 \pm 7/77$ کیلوبار محاسبه شد. چنانکه انتظار می رود فشار تشکیل هورنبلند در سنگهای آتشفشانی با بافت پورفیری و خاستگاه نسبتاً عمیق، بالاتر از سنگهای نیمه عمیق با ترکیب مشابه (حدواسط و بازیک) است.

با توجه به این که هالیستر و همکاران (۱۹۸۷) اندازهی فشار در حاشیهی هورنبلند را نزدیک به واقعیت میدانند، می-توان فشار تشکیل هورنبلند را در سنگهای دولریتی ا $\pm ۹/۰$ ، درسنگهای دیوریتی ا $\pm ۶/۳۳$ و در سنگهای آندزیتی ا $\pm 1/۰$ تا ا $\pm 1/۰$ کیلوبار به دست آوردند که اختلاف قابل ملاحظهای با یکدیگر ندارند و میتواند مؤید خاستگاه مشترک هورنبلندها در سه نوع سنگ یاد شده باشد. در جدول ۳ نتیجهی زمین دما- فشار سنجی به روشهای مختلف پیش گفته درج شده است.

شماره نمونه		$\mathrm{Al}_{\mathrm{Total}}$	روش هاماراستروم ± ۰٫۳ kbar	روش هالیستر ± ۰٫۱ kbar	روش اشمیت kbar ع، ۶ ع	روش جانسن– رادرفورد kbar <u>4</u> ۰٫۵	توصیف سنگهای حامل کانی
	هسته	۲,۱۵۵	۷٫۵۰	۷٬۰۹۵	۷٫۲۴۷	۵٫۶۵۵	بازالت پورفیری حاوی
۲۶-۳	حاشيه	۲,۱۰۲	۷٫۲۲	۷٬۰۹۵	۶٫۹۹۵	۵٫۴۳۰	هورنبلند (هستنگزیتی) و
	میانگین	۲,۱۲۸	۷٬۳۵۸	٧,٢۴١	٧,١١٩	۵٫۵۴۰	پيروكسن (اوژيت)
	هسته	۱٬۶۱	4,817	F,78F	۴,۶۵	٣٫٣۵	
۲۴-۱	حاشيه	۲٫۱۰۷	٧,٢۴٠	٧,١٢٣	۷٫۰۱۹	۵٫۴۵	
	ميانگين	۱٬۸۵۸	۵٫۹۲	۵٫۷۱۹	۵٫۸۳۴	۴٫۳۹۹	هورنبلند آندزيت حاوى
	هسته	1,407	٣٫٧٧	٣,۴٢٩	۳٬۹۰۱	٣٫۵٢	هورنبلند هستنگزيتي
۲۴-۲	حاشيه	١,٩٢٩	۶٫۳۰	۶,۱۱۹	۶٬۱۷۲	۴,٧٩٩	
	میانگین	۱,۶۹۰	۵٬۰۳۷	۴٬۷۷	۵٬۰۳۴	۳٬۶۸۸	
۳۰-۶	میانگین	1/954	۶,۵۰	۶,۲۳۳	۶٬۳۵۲	۴ _/ ۸۶	سنگ نیمه عمیق دیوریتی بلورهای ائوهدرال تا ساب هدرال هورنبلند سبز همراه بالاتهای پلاژیوکلاز آلبیتی شده

جدول۳ نتایج محاسبه فشار تشکیل هورنبلندهای منطقه براساس محتوای آلومینیم کل به روشهای مختلف.

با این حال بسیاری از پژوهشگران معتقدند که تنها فشارسنج هورنبلند نمیتواند فشار دقیق و واقعی تشکیل سنگها را تعیین کند و معمولاً لازم است تا روشهای مکمل نیز به کار گرفته شوند [۱۲]. معادلات مورد استفاده برای تعیین فشار آمفیبولها در شرایط خاصی همسنجی شدهاند.

به عنوان مثال اشمیت (۱۹۹۲) معادلهی خود را در دمای در حدود C^o ۶۷۵ و جانسن و رادرفورد (۱۹۸۹) نیز در C^o ۷۶۰ مدل خود را همسنجی کردند. به این دلیل میتوان پس از محاسبه دمای تشکیل کانی آمفیبول به روشهای دیگر و یا با استفاده از رابطهی عمق – دما، فشار محاسبه شده را تصحیح کرد. به عنوان مثال آندرسون رابطهی اشمیت را به صورت زیر تصحیح کرد [۷].

 $P(\pm 0.6kbar) = 4.76Al - 3.01 - \left\{ T_{(C)}^{O} - 675 \right\} \times \left\{ 0.530Al + 0.005294 \left[T_{(C)}^{O} - 675 \right] \right\}$

به عبارتی چنانچه میزان آلومینیم کل به طور متوسط ۲ در نظر گرفته شود و بالاترین دمای محاسبه شده نیز بنا بر آنچه در بخش پیشین بیان شد ۷۱۵ درجه سانتیگراد باشد، فشار تصحیح شده معادل ۸٬۵۱ کیلوبار است. بنابراین با این دیدگاه فشارهای محاسبه شده به روشهای تجربی پیش گفته تا حدود ۱ کیلوبار کم تر از مقادیر واقعی است که تأثیر چندانی در محاسبهی دما و عمق تشکیل آمفیبولها ندارد. در هر صورت در تمام شیوههای تجربی همخوانی مثبتی بین دما و فشار محاسبه شده با فشارسنج آلومينيم در هورنبلند بدست آمده است [۱۲، ۱۲]. گسترهی تغییرات فشار از ۱/۳ تا ۲ کیلوبار بر ۱۰۰ درجه سانتیگراد است. به عبارتی به ازای افزایش دما به اندازهی $^{\circ}$ ۲۰۰، فشار محاسبه شده باید به اندازهی $^{\circ}$ ۲ تا ۲ کیلوبار همسنجی شود. براین اساس پژوهشگران مختلف بر این نكته اتفاق نظر دارند كه از همه آمفيبولها به خاطر حساسيت زياد به تغييرات دما نمى توان به عنوان فشارسنج استفاده كرد و $Fe_t/(Fe_t + Mg)$ باید آمفیبول هایی را انتخاب کرد که نسبت آنها بین 4' \cdot تا 84' و $(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ و $0.2 < Fe^{2+} < (Fe^{2+} + Fe^{3+})$ باشد [۱۴] . در آمفیبولهای مورد مطالعه در این کار پژوهشی مقدار پارامتر اول بین ۰٬۳۱۸ تا ۰٬۴۳۶ تغییر میکند. این در حالی

است که شرط دوم در تمام نتایج فراهم است. بر این اساس و با توجه به این که دو شرط یاد شده همارزاند، نتایج حاصل از Ket/(Fet + باین بودن میزان + Fet/(Fet) (Mgدر آمفیبولهای شمال شهرکرد و به طور کلی پائین بودن نرخ افزایش پارامتر بالا، ویژگی بارز مجموعههای ماگمایی آهکی- قلیایی است [۱۴، ۱۵].

- تعیین دمای تشکیل آمفیبولها براساس محتوای تیتانیم

حلالیت تیتانیم در کانیهای سیلیکاتی به ویژه آمفیبولها، میکاها و پیروکسنها تابع دماست [۱۶، ۱۷]. در شکل ۵ گسترههای دما تشکیل آمفیبولهای منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار دما- Ti ارائه شده است.

نتایج حاصل از پیاده کردن مقادیر Ti (درصد) آمفیبولهای منطقه روی راس نمودار نشانگر آن است که دمای تشکیل آمفیبولها در سنگهای نیمه عمیق دولریتی ۶۹۰ (حاشیه) تا ۷۱۵ (هسته) درجه سانتیگراد و در سنگهای آندزیتی و دیوریتی ۶۳۵ درجه سانتیگراد در هسته تا ۶۹۰ درجه سانتیگراد در حاشیه است. بدین ترتیب آمفیبولها در دمایی بین ۶۳۵ تا ۷۱۵ درجه سانتیگراد متبلور شدهاند.

-تعيين عمق تشكيل أمفيبولها

با در نظر گرفتن گرادیان فشار از سطح به عمق که در پوسته معادل ۲٫۲۸ بار بر کیلومتر و در مانتوی فوقانی حدود ۲٫۳۳ بار بر کیلومتر است [۱۸]، پس از ترسیم فشارهای محاسبه شدهی برای تشکیل آمفیبولها روی نمودار فشار – عمق، معلوم شد که مجموعه سنگهای آتشفشانی ونیمه عمیق آمفیبولدار منطقه شمال شهرکرد، از اعماق ۲۰ تا ۲۵ کیلومتر ریشه مامقه شمال شهرکرد، از اعماق ۲۰ تا ۲۵ کیلومتر ریشه های آندزیتی در عمق ۲۰ و سنگهای نیمه عمیق دیوریتی در معق در حدود ۲۳ کیلومتری تشکیل شدهاند (شکل۶). با توجه به این که عمق تشکیل بازالتهای حاوی کلینوپیروکسن (اوژیت) و پلاژیوکلاز (لابرادور) همزاد در این کمربند آتشفشانی معادل ۴۰ تا ۴۵ کیلومتر محاسبه شده است [۱] ارقام بالا برای



شکل ۵ نمودار (٪) Ti در برابر دما (T^oC) در کلینو آمفیبول ها، ستون پررنگ نشان دهنده دمای تشکیل آمفیبولهای شمال شهرکرد میباشد. (آبی: دولریت ، قرمز: دیوریت، سبز: آندزیت).



شکل۶ عمق تشکیل آمفیبولهای موجود در سنگهای آتشفشانی – نیمه عمیق شمال شهرکرد بر روی نمودار فشار– عمق. مستطیل تیره نشانگر محدوده عمقی تشکیل آمفیبولها (۱۷ تا ۲۵ کیلومتر). نمودار براساس دادههای جدول ۳ ترسیم شده است.

تعيين محيط تكتونوماگمايى

۸/۱ = ^{vi}IA به عنوان مرز و جدایش محیط تکتونوماگمایی آمفیبولها در نظر گرفته شده است به گونهای که ارقام بالاتر از ۱/۵ مربوط به آمفیبولهایی است که در فشارهای در حدود ۱۰ کیلوبار و در محیطهای زمینساختی جزائر قوسی شکل می-گیرند و ارقام پائین تر از ۱/۵ معرف آمفیبولهای تشکیل شده در حاشیهای فعال قارهای در فشارهای کمتر از ۵ کیلوبارند (۱۴، ۱۹ و ۲۰]. براین اساس و با توجه به مقادیر ^{vi}IA (جدول ۱) تقریباً تمام آمفیبولهای شمال شهرکرد مقادیر بالاتر از ۱/۵ را به خود اختصاص داده و در قلمرو جزائر قوسی قرار می گیرند که کاملاً با نتایج زمین دما سنجی و نیز کانیشناسی (ازجمله حضور اپیدوت ماگمایی) سازگار است [1].

پژوهشهای پیشین نشان داده است که مجموعههای آتشفشانی خطی مزوزوییک [میانه زیستی] در کمربند کوهزاد زاگرس که زونهای زمینساختی زاگرس مرتفع، زاگرس چین خورده ساده و زون سنندج- سیرجان را در بر می گیرد، در واقع حاصل ماگماتیسم خطی آهکی- قلیایی به سن ژوراسیک بوده است که به صورت جزایر قوسی مجزا بر روی پی سنگ پرکامبرین در حاشیهی جنوبی اوراسیا به ویژه در زون ساختاری سنندج- سیرجان قرار گرفتهاند [۲۱] برخی پژوهش-ها الگوی ساختاری سنندج - سیرجان را از نوع چینهای بسته ها الگوی ساختاری سنندج - سیرجان را از نوع چینهای بسته برای فرورانش دو مرحلهای در کمربند کوهزایی آناتولی ترکیه و نواحی مجاور (خرده قارهی ایران) مطرح شده است[۳۲، ۲۴]

فرورانش صفحه اقیانوسی عربی به زیر صفحه اقیانوسی نئوتتیس شده و دومین مرحله فرورانش نیز در کرتاسه آغازین باعث فرورانش صفحه نئوتتیس به زیر نواحی مشابه تاروس¹ همچون خرده قاره ایران شده است. حاصل فرورانش صفحهی اول ایجاد جزائر قوسی همراه با افیولیت در پیشانی آنها و فرورانش دوم باعث پیدایش کمان ماگمایی آهکی- قلیایی بر روی یوستهی قارهای شده است[۲۳].

در خرده قارهی ایران، کف اقیانوس نئوتتیس با زاویهای ملایم به زیر زون سنندج - سیرجان رانده شده و کف پوستهی اقیانوسی نایین- بافت در پشت زون سنندج - سیرجان به زیر خرده قارهی ایران مرکزی فرورانش کرده است [۲۴]. در این راستا دیابازها، آندزیتها و پیروکسن آندزیتهای ناحیه ده سرد به سن ژوراسیک پسین - کرتاسه آغازین و سنگهای دگرگون ژوراسیک پسین به سمت باختر سیرجان و دگرگونی فشار کم تا متوسط همراه با فعالیت ماگمایی در راستای زون سنندج-سیرجان نشان دهندهی آن است که فرورانش نئوتتیس زیر زون سنندج - سیرجان (فرورانش ۱) در خلال ژوراسیک پایانی - كرتاسه آغازين تداوم داشته است. شيب صفحه بنيوف در زون فرورانش اول کمتر از ^{° ۴}۵ و در زون دوم فراتر از [°] ۸۰ در نظر گرفته شده است ازسوی دیگر سن سنگهای مورد بررسی در این پژوهش، بر اساس روش ایزوتوپی ⁴⁰Ar/³⁹Ar روی آمفیبولها معادل ۱۴۵ تا ۱۶۹ میلیون سال و با طبقههای كالوين تا تيتونين از روراسيك مياني (دوگر) تا فوقاني (مالم) و حاصل فرورانش پوستهی اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته حدواسط سنندج – سیرجان در تریاس میانی تا فوقانی و در امتداد گسل زاگرس همخوانی دارد [۱]. بدین ترتیب و با توجه به نتایج بررسیهای اشاره شده در بالا و اثبات شباهت سنگ-های آتشفشانی منطقه به جزایر قوسی، میتوان نوار سنگهای آتشفشانی همراه با سنگهای نیمه عمیق در شمال شهرکرد را یکی ازجزایر قوسی قدیمی (ژوراسیک فوقانی) پیش بینی شده دانست[۲۱]، با این توضیح که قرارگیری آن روی پی سنگ پرکامبرین با توجه به سنین اندازه گیری شده، با تردید جدی روبروست.

از طرف دیگر با توجه به فاصلهی در حدود ۳۵ کیلومتری نوار سنگهای آتشفشانی مورد بررسی در شمال شهرکرد و عمق در حدود ۲۵ کیلومتری تشکیل سنگهای آندزیتی و نیز

1 - Taurus

عمق در حدود ۴۵ کیلومتری تشکیل بازالتهای همزاد این سنگها [۱]، زاویه فرورانش صفحهی اقیانوسی فرورو (نئوتیس) کمتر از ۴۵ درجه برآورد می شود که با فرورانش اول در ایدهی فرورانش دو مرحلهای پیش گفته همخوانی دارد.

برداشت

براساس نتایج این کار پژوهشی، آمفیبولهای موجود در سنگ-های آذرین شمال شهرکرد در دمایی بین ۶۳۵ تا ۷۱۵ درجه سانتیگراد و فشاری معادل ۳٬۵۲ تا ۷٬۵ کیلوبار و عمقی بین ۱۷ تا ۲۵ کیلومتر تشکیل شدهاند. به دلیل آن که امکان اندازه-گیری مستقیم دما و فشار تشکیل سنگهای آمفیبولدار به خاطر فقدان حضور زوج کانیهای متعادل و بافتهای دانهای میسر نشد، با احتیاط میتوان ارقام بالا را به عنوان شرایط ترمودینامیکی تشکیل سنگهای حدواسط منطقه در نظر گرفت. سنگهای مورد مطالعه غالباً ماهیت آهکی- قلیایی داشته و به صورت یک جزیره قوسی قدیمی به سن ژوراسیک گرفته است.

همخوانی ارقام فشار و دمای بدست آمده برای آمفیبولها درسنگهای آتشفشانی حدواسط و سنگهای نیمه عمیق دیوریتی میتواند تاییدی بر همخوانی و همزمانی تشکیل این سنگها باشد. به علاوه این نتایج بر امکان استفاده از روشهای تجربی مورد اشاره در این مقاله برای زمین دماسنجی بر اساس آلومینیم در هورنبلند در انواع سنگهای آتشفشانی حدواسط و نیمه عمیق تاکید میکند.

با مقایسهی اعداد به دست آمده برای فشار و دمای تشکیل آمفیبولها در مجموعه سنگهای یاد شده و نیز با در نظر گرفتن شرایط همسنجی فرمولهای تجربی به کار رفته، در سنگهای آتشفشانی حدواسط با بافت موزائیکی و دارای یک فاز فنوکریست و زمینهی ریز بلورین کوارتز فلدسپاتی، روش جانسن – رادرفورد و برای سنگهای نیمه عمیق روشهای اشمیت، هاماراسترام و هالیستر با تاکید بر ترکیب حاشیه بلورهای درشت مافیک نتایج مطلوبتری ارائه میدهند. بر اساس نتایج این کار پژوهشی و استناد به پژوهشهای صورت گرفتهی دیگر در منطقهی مورد بررسی، سنگهای آتشفشانی حدواسط و تودههای نیمه عمیق وابسته در یک محیط تکتونوماگمایی برخوردی از نوع فرورانش تشکیل شده و ویژگی های جزایر قوسی را نشان می دهند. این برخورد و فرورانش

www.SID.ir

[12] Ghent E. D., Nicholls j., Simony, P. S., Sevigny J H., Stout M. Z., "Hornblende barometry of the Nelson batholith, southeastern British Columbia: Tectonic implications", Canadian Journal of Earth Sciences 28(1991) 1982-1991.

[13] Vynhal C. R., McSween H. Y., Speer J. A., "Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminium hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability", American Mineralogist 76(1991) 176-188.

[14] Miyashiro A., "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins", American Journal of Sciences 247(1974)321-355.

[15] Kuno H., "*Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas*", Japan. Geological Society American Bulltein 61(1950)957-1020.

[16] Raase P., "Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism", Contributions to mineralogy and Petrology 45(1974) 231-236.

[17] Ernest, W. G., "Paragenesis and thermobarometry of Ca-amphiboles in the Barcroft granodioritic pluton, central White Mountains, eastern California", American Mineralogists, 87(2002) 478-490.

[18] Hall A., *"Igneous petrology"* (1987) Longman, London, 573 P.

[19] Ghent, E. D., j. Nicholls, P. S.Simony, J. H. Sevigny, M. Z. Stout, *"Hornblende barometry of the Nelson batholith, southeastern British Columbia: Tectonic implications",* Canadian Journal of Earth Sciences, 28(1991) 1982 - 1991.

[20] Vynhal C. R., H. Y. McSween, J. A. Speer, "Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoides: Implications for aluminium hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability", American Mineralogists, 76(1991) 176 - 188.

[21] Kazmin V.C., "Volcanic belts as markers of the Mesozoic – Caenozoic active margin of Eurasia", Tectonophysics 123(1986) 123 – 152.

[22] Mohajjel, M. and C.L. Fergusson, "Dexteral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj - Sirjan zone, Western Iran", Journal of Structural Geology, 22 (8)(2000) 1125 - 1139.

[23] Parlak, O., V. Hock, H. Kozlu, M. Dlaloye, "Oceanic crust generation in an island arc tectonic setting, SE Anatolian orogenic belt (Turkey)", Geological Magazine, 141 (5) (2004) 583 - 603.

[24] Ghasemi A., C.J. Talbot, "A new tectonic scenario for the Sanandaj - Sirjan zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences, 26 (6) (2006) 683-693.

متعاقب آن، احتمالاً در تریاس فوقانی و بین پوستهی اقیانوسی نئوتتیس و پوستهی حدواسط سنندج – سیرجان رخداده است.

مراجع [۱] امامی س. ن.، *"بررسیهای پترولوژیکی با تاکید بر پهنههای* دگرسانی و ارزیابی آثارزیست محیطی آنها درسرزمین آتشفشانی شمال شهرکرد"، پایاننامه دکتری پترولوژی (۱۳۸۷) دانشگاه اصفهان، ۲۶۵ص.

[2] Leake B. E., IMA Commission, "Nomenclature of amphiboles of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names", Europian Journal of mineralogy 9(1997) 623-651.

[3] Hammarstrom Jane M., E-AN Zen., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", American Mineralogist 71(1986) 1297-1313.

[4] Schmidt M. W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al- in hornblende barometer", Contributions to mineralogy and Petrology 110(1992)304 -310.

[5] Johnson M. C., Malcolm J. Rutherfurd, "Experimental calibration of the aluminum- inhornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks", Geology 17(1989) 837- 841.

[6] Hollister L. S., et al., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons", American Mineralogists 72(1987) 231-239.

[7] Anderson J. Lawford., "The effects of temperature and fO_2 on the Al- inhornblende barometer", American Mineralogists 80(1995) 549-559.

[8] Wones D. R., Gilbert M. C., "Amphiboles in the igneous environment", Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, 9(1982) 355-390.

[9] Cawthorn P.C., G. Davies, "Amphibole fractionation in calcalkaline magma genesis", American journal of sciences, 276 (1982) 309 – 329.

[10] Helz R. T., "Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H2O} = 5kb$ as a function of oxygen fugasity", Journal of Petrology 14(1973) 249-302.

[11] Helz R. T., "Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H2O} = 5kb$. PartII. Melt compositions", Journal of Petrology 17(1976) 139-193.