

Vol. 17, No. 3, Fall 1388/2009



## Mineralogy, geothermobarometry and magmatic series of Natanz plutonic complex

M. Honarmand<sup>1\*</sup>, M. Moayyed<sup>1</sup>, A. Jahangiri<sup>1</sup>, J. Ahmadian<sup>2</sup>

1- Geology Department, Tabriz University, Iran 2- Geology Department, Payame – Noor University, Isfahan, Iran

(Received: 9/9/2008, in revised form: 5/3/2009)

Abstract: The Natanz plutonic complex is located in north of Isfahan and in the Orumieh – Dokhtar magmatic belt. Based on petrographic studies, the Natanz complex is composed of six rock types, which are granodiorite, quartz-diorite, diorite, gabbro, quartz-monzonite and granite monzogranit. The intrusive rocks of Natanz are related to the calc-alkaline magmatic series and I-type granitoids. These rocks are mainly composed of plagioclase, quartze, amphibole, alkali-feldspar, biotite, and pyroxene. The composition of olivine is Fo<sub>67-70</sub>. Pyroxene is Na-poor. The Composition of clinopyroxenes is in the diopside – augite range and orthopyroxenes are enstatite. All clinopyroxene analyses display compositional differences between cores and rims. Calcic amphibole with magnesiohornblende composition is one of the mafic minerals in the rocks. Composition of plagioclase is An<sub>11</sub> (the minimum value in granite) to An<sub>92</sub> (the maximum value in gabbro) and in some samples this mineral has normal zoning. Micas are Mg-rich biotite. Application of Al in hornblende barometry indicates a pressure of  $\approx$  2 kbar for the intrusion. Thermometry yields low temperatures, which probably reflects late stage, post - magmatic re-equilibration of the minerals.

**Keywords:** *mineral chemistry, geothermometry, geobarometry, calc-alkaline, Orumieh – Dokhtar, Natanz.* 

Corresponding author, Tel.: +98 (0311) 2615796, Fax: +98 (0311)7381002, E-mail: honarmand@modares.ac.ir



سال هفدهم، شمارهٔ ۳، پاییز ۸۸، از صفحهٔ ۳۲۵ تا ۳۴۲

# کانی شناسی، دما – فشار سنجی و تعیین سری ماگمایی مجموعهٔ آذرین نفوذی نطنز

مریم هنرمند'\*، محسن مؤید'، احمد جهانگیری'، جمشید احمدیان<sup>۲</sup>

۱ – دانشگاه تبریز، گروه زمین شناسی ۲– دانشگاه پیام نور اصفهان، گروه زمین شناسی

(دریافت مقاله: ۸۷/۶/۱۹ ، نسخه نهایی: ۸۷/۱۲/۱۵ )

**چکیده**: تودههای آذرین نفوذی نطنز در شمال اصفهان و در امتداد کمربند ماگمایی ارومیه-دختر رخنمون یافتهاند. بر اساس بررسی-های سنگشناختی این تودهها از گابرو، دیوریت، کوارتزدیوریت، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و مونزوگرانیت تشکیل یافتهاند، و از نظر سری ماگمایی آهکی- قلیایی و از گرانیتوئیدهای نوع I هستند. دادههای حاصل از آنالیز ریزپردازشی حاکی از آن است که ترکیب الیوین موجود در گابروها در حد Fo<sub>67-71</sub> است و پیروکسنهای منطقه از نوع آهن، منیزیم و کلسیمدار (فقیر از Na) هستند. آمفیبول-ها نیز از نوع کلسیک و بیشتر در ردهٔ مگنزیوهورنبلند قرار می گیرند. پلاژیوکلازهای منطقه در گسترهای از ترکیب (فقیر از An<sub>11.43</sub> تا Re قرار دارند. بیوتیتهای تجزیه شده بیشتر در گسترهٔ بیوتیتهای غنی از منیزیم قرار می گیرند. با استفاده از روش فشار سنجی Al در هورنبلند، فشاری که برای تشکیل تودههای آذرین نفوذی منطقه برآورد می شود در حدود ۲ کیلوبار است. همچنین دمای بدست آمده برای تشکیل کانیهای آمفیبول و پیروکسن، با استفاده از روشهای مختلف، نسبتاً پایین (در حدود <sup>C</sup>

واژههای کلیدی: شیمی کانی، زمین دما سنجی، زمین فشارسنجی، آهکی قلیایی، ارومیه دختر، نطنز.

#### مقدمه

ناحیهٔ مورد بررسی در استان اصفهان و در شمال شهر اصفهان واقع شده است. این منطقه بین طولهای جغرافیایی '۴۲ °۵۱ و '۵۶ °۵۱ شرقی و عرضهای جغرافیایی '۳۲ °۳۳ و ن ۲۶ °۳۳ شمالی قرار گرفته است (شکل ۱). تودههای نفوذی به سن الیگو- میوسن در کنار گسل نطنز (که بخشی از گسل قم زفره به شمار میآید) رخنمون دارند. قدیمی ترین رخنمون-های سنگی در چارگوش مورد بررسی، بیشتر در بخشهای شمال و شمال غرب آن قرار گرفته است (شکل ۱) و معادل سازند شمشک در نظر گرفته می شود. سنگهای آتشفشانی ناحیهٔ مورد نظر بیشتر از واحدهای آندزیت، تراکی آندزیت، آندزی بازالت و توفهای اسیدی هستند که مجموعهٔ نفوذی

نطنز با طیف ترکیبی از گابرو تا مونزوگرانیت در این سنگهای آذرآواری و آتشفشانی چین خوردهٔ ائوسن نفوذ کرده و هالهٔ دگرگونی مجاورتی درحد رخسارهٔ آلبیت- اپیدوت هورنفلس را در آنها به وجود آورده است. به نظر می رسد واحدهای مختلف این مجموعهٔ نفوذی هم خاستگاه بوده و احتمالاً از تزریقهای پی در پی حاصل شدهاند (بر اساس نتایج شیمی سنگ کل و روابط سنگشناختی و صحرایی [۱]). در این مجموعهٔ نفوذی گابروها قدیمی ترین واحد بوده و با دیوریت، گرانیت و رگههای آپلیت قطع شدهاند. سنگهای حدواسط (دیوریت، گرانودیوریت و کوار تزمونزونیت) مهمترین انواع سنگی دیده شده در مجموعهٔ پلوتونیک مورد نظر می باشند. به طور کلی واحدهای آذرین درونی موجود در این منطقه را بر اساس بررسیهای

\* نویسنده مسئول، تلفن: ۲۶۱۵۷۹۶ (۰۳۱۱) ۹۸+، نمابر: ۷۳۸۱۰۲ (۰۳۱۱) ۹۸+، پست الکترونیکی: honarmand@modares.ac.ir

توسط [۵] که در قالب رسالهٔ دکتری در سال ۱۳۵۹ انجام شده، اشاره کرد. با این توضیح که استفاده از آنالیزهای ریز پردازشی توسط ایشان تنها محدود به آگاهی از ترکیب کانی-شناسی در مبحث کانی شناسی بوده است و این نوشته نخستین پژوهش در زمینهٔ بررسیهای زمینی دما- فشار سنجی با تکیه بر دادههای جدید ریزپردازش در مجموعهٔ نفوذی نطنز محسوب میشود. علاوه بر این سعی شده است تا با تاکید بر ترکیب کانیشناسی، ویژگیهای ماگمای سازندهٔ این مجموعه، ارزیابی فشار و دما، سنگزایی و در نهایت سری ماگمایی منطقهٔ مورد بررسی به عمل آید. سنگ شناختی می توان در شش گروه، گابرو، دیوریت، کوارتزدیوریت، کوارتزمونزونیت، مونزوگرانودیوریت و گرانیت تقسیم بندی کرد. بیشترین تفاوت گروه های یاد شده در میزان پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی های مافیک می باشد (شکل ۲). لازم به یادآوری است که مجموعهٔ گرانیتوئیدی این منطقه از نظر ژئوشیمی سنگ [۱] و بر اساس تقسیم بندی [۲] نوع-I بوده و در سری ماگمایی آهکی قلیایی [۳] قرار می گیرد. بر اساس شیمی عناصر کمیاب در تجزیهٔ سنگ کل [۱]، مجموعهٔ مورد بررسی در نمودار [۴] در گسترهٔ ماگماهای با ویژگی های مناطق فرورانش قرار می گیرد.

از پژوهشهای مهم در ناحیه میتوان به بررسی انجام شده



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقهٔ مورد بررسی در ایران و نقشهٔ زمینشناسی ۱/۱۰۰۰۰ منطقه. واحدهای غیر پلوتونیکی منطقه به ترتیب سن عبارتند از: J-S شیل و ماسه سنگ سازند شمشک، E1 آندزیت پورفیری، E4 توف اسیدی، E6 تراکی آندزیت، E7 آندزی بازالت، 5-E1 آندزیت و آنـدزی بازالـت، 5-E2 تـوف ریوداسـیتی، 5-E3 پیروکلاسـتیک آنـدزیتی، OM1 کنگلـومرا و بـرش آنـدزیتی، Qt نهـشتههـای کـواترنر.



شکل ۲ تصویر A- منطقهبندی در پلاژیوکلاز موجود در دیوریت (XPL)، تصویر B- ادخال کانیهای آپاتیت و مگنتیت در هورنبلند، گرانیـت اوره (XPL)، تصویرC- بلورهای همزیست آمفیبول و کلینوپیروکسن در نمونهٔ دیوریتی (XPL)، تصویر C- بلورهای همزیست آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمونهٔ گرانودیوریتی (XPL) و تصویر E- بافت گرانوفیر در کوارتز مونزونیت (PPL).

## روش مطالعه

در این کار پژوهشی، جمعاً ۶۷ تجزیهٔ نقطهای از کانیهای پلاژیوکلاز، فلدسیار پتاسیک، الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و کلریت در دانشگاهNaruto زاپن و با استفاده از دستگاه Joel ،EPMA مدل -JXA 8800R، با ولتاژ شتاب دهندهٔ KV 15، شدت جریان A

و زمان شمارش ۴۰ ثانیه انجام شد. علاوه بر دادههای ریزپردازشی فراهم شده در این پژوهش از نتایج آنالیز ریزپردازش [۵] نیز در برخی نمودارها، به استثنای مبحث دما-فشارسنجی، (با نمادهای نیمه پر) نیز استفاده شد. در شکل ۳ علائم وابسته به سنگهای مختلف که در کلیهٔ نمودارها استفاده شد، دیده می شود. ۳۲۸



#### سنگ شناختی

گابرو در بخش شــمالی چهـارگوش مـورد بررسـی برونـزد دارد (شکل ۱) و کانیهای اصلی موجود در آن شامل پلاژیوکلاز، پيروكسن و به مقدار كمتـري آمفيبـول اسـت. اليـوين نيـز در برخی از مقاطع بیشتر به صورت ریز بلور تا متوسط دیده می-شود. آمفیبول مهمترین کانی مافیک در دیوریتهای منطقه بوده و به دو صورت اولیه (هورنبلند سبز) و ثانویهٔ (اکتینولیت و اوراليت) حاصل تجزية پيروكسنها، ديده مي شود [1]. همانند گابروها، پلاژیوکلاز مهمترین کانی فلسیک موجود در دیوریت-هاست و بیشتر دارای ماکل مکرر بوده و در برخی موارد دارای منطق بندى است (شكل A-۲ ). پلاژيوكلازها معمولاً به سریسیت تجزیه شدهاند. همچنین نفوذی هایی از آپاتیت، زیرکن و هورنبلندسبز در بلورهای پلاژیوکلاز دیده میشوند. بـر پایه بررسیهای کانیشناختی، کانیهای کدر موجود در این سنگها بیشتر از نوع مگنتیت بوده که در برخی نقاط بخشی از این کانیها همراه با آیاتیت به وسیلهٔ آمفیبول و بیوتیت فرا گرفته شدهاند (شکل ۲- B) که نـشانگر تقدم تبلور مگنتیت است. آمفیبول و کلینوییروکسن کانیهای مافیک غالب در نمونههای دیوریتی منطقه هستند. در شکل C - T نمونهای از کانیهای آمفیبول و کلینوییروکسن همزیست موجود در این سنگها نشان داده شده است. بافتهای مشاهده شده در کوارتز دیوریت ها شامل گرانولار، بوئی کلیتیک، افیتیک و کرونا می باشند. کانی های اصلی موجود در این سنگ ها و نیز گرانوديوريتها شامل يلاژيوكلاز، آمفيبول (شكل ۲- D)، كوارتز، کلینوییروکسن (در کوارتزدیوریتها)، فلدسیار یتاسیک و بیوتیت است. در بیشتر مقاطع کوارتز دیوریتها، فراوانی، آمفیبول بیشتر از بیوتیت است. بافت گرانوفیری که محصول

هم رشدی کوارتز و فلدسیار قلیایی است و خاص تودههای نفوذی نیمه عمیق است، نیز در برخی نمونههای کوارتز مونزونیتی دیدہ می شود (شکل K – T). کانی های اصلی موجود درمونزوگرانیتهای منطقه شامل کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، بيوتيت و آمفيبول هستند. بيوتيت كاني فرومنيزين غالب در گرانیتهای منطقه است و در حدود ۱۵ درصد حجمی این سنگها را تشکیل میدهد. شواهد سنگشناختی نشان میدهد که پس از تبلور هورنبلند و پلاژیوکلاز، آبگون باقیمانده از یتاسیم غنی شده و ترکیب ماگما به سمت تبلور ارتوز ییش رفته است. فلدسپار پتاسیم فاز اصلی را در سنگهای اسیدی و حدواسط منطقه تشکیل میدهد و بلورهای آن گاهی به صورت شکلدار دیده میشوند ولی معمولاً به صورت نیمـه شـکلدار و بی شکل فضای بین دانههای دیگر را بر کردهاند. برخی از آنها ماكل كارلسباد داشته و در برخی بلورها نيز بافت يرتيتی قابل مشاهده است. در برخی مقاطع پلاژیوکلاز با فلدسیار قلیایی فراگرفته شده است که نشانهٔ ترتیب تبلور آنهاست.

## بحث و بررسی ۱- پیروکسن

یکی از تشکیل دهندههای مهم سنگهای گابرویی منطقه، پیروکسن است که پس از پلاژیوکلاز، فراوانترین کانی سنگ به حساب میآید. این کانی گاهی دستخوش دگرسانی شده و طی فرایند اورالیتی شدن بوسیلهٔ آمفیبول جایگزین شده است. پدیدهٔ بالا احتمالاً ناشی از دگرسانی در مرحلهٔ دوتریک است. پیروکسنها در گابروها و دیوریتها بافت افیتیک و شبه افیتیک نشان میدهند که مبین تبلور همزمان آنها با

پلاژیوکلاز و یا کمی دیرتر از آن، است. لازم به یادآوری است که بیشتر پیروکسنهای موجود در مقاطع بررسی شده از نوع کلینوپیروکسن هستند. به طور کلی پیروکسنهای منطقه اعم از ارتو و کلینو در نمودار J – Q ( شکل ۳ – A) که برای رده-بندی پیروکسنها پیشنهاد شده است [۶]، در گسترهٔ وابسته به پیروکسنهای آهن– منیزیوم– کلسیمدار قرار می گیرند، چنانکه در نمودار یادشده دیده می شود، این پیروکسنها فقیر از سدیم هستند.

## I - ارتوپيروكسن

این کانی به صورت بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار در گابروهای منطقه دیده میشود. ترکیب ارتوپیروکسنهای ناحیه (جدول ۱) در قلمرو انستاتیت قرار میگیرد. برای جدایش میزان <sup>+4</sup>Fe و<sup>4+</sup> از روش پیشنهادی [۷] استفاده شد. درصد

انستاتیت همهٔ نمونهها در گسترهٔ ترکیبی 63-65 En واقع شده است. چنانکه در نمودار۳ -B مشاهده میشود مقدار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در ارتوپیروکسنهای موجود در گابرو، نسبت به تغییرات "Mg تقریباً ثابت است ولی در نمونههای وابسته به دیوریتها تغییرات Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> نسبت به "Mg، قابل توجه است. این حالت میتواند ناشی از بالا رفتن میزان Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ماگما در حین Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> میتواند ناشی از بالا رفتن میزان Al<sub>2</sub>O<sub>1</sub> ماگما در حین ماگما، بلورهای پلاژیوکلاز پیش از ارتوپیروکسن متبلور می-شوند و در نتیجه بر اثر ورود Al به شبکهٔ پلاژیوکلاز، ارتوپیروکسنها از Al فقیر میشوند [۱]. مقادیر وابسته به تار به Mg<sup>#</sup> (درصد انستاتیت) و یا به عبارتی با افزایش درجهٔ جدایش و تبلور ماگما، کم و بیش کاهش مییابند.

جدول ۱ نتایج ریز پردازش کانی های کلینو پیروکسن (Cpx) بر اساس ۶ اکسیژن، نمادهای استفاده شده در همهٔ جدول ها شامل: gb: گابرو، dio: دیوریت، grd: گرانودیوریت و gr: گرانیت، هستند.

	0	. 1.	. 1.	. 1.		11.	11.	11.	1.
	Срх	gb	gb	gb	gb	dio	<b>d</b> 10	<b>d</b> 10	<b>d</b> 10
	SiO <sub>2</sub>	۵۱٬۰۴	51,15	۵۲٬۰۷	21,74	۵۲,۱۷	۵۲٬۵۰	۵۱٫۳۸	01,49
	TiO <sub>2</sub>	۰ <sub>/</sub> ۵۹	۵۵, ۰	۰٫۴۷	·,۵1	• 17 •	۰٫۳۵	۳۶,	۰,۴۵
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,94	۲/۳۴	۱,۶۸	1,9.	۶ ۱٬۰	۲,۰۱	۲٫۳۰	7,8F
	FeO	۷٬۹۰	٨,۵١	٩,٢٠	A/AA	٩,٨٧	٩,۶١	٧,٧۴	٨,٢۶
	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۰۲	•/11	•,•*	•,••	•,••	٠٬٠۴	•,14	•,••
	MnO	• 191	۰,۳۲	•,47	• ,٣٣	۰,۳۵	٠,٢٩	۵۲٬	۲۲٫۰
	MgO	14,19	14,09	۱۵,۰۰	14,88	14,02	18,191	۱۴٬۷۰	10,88
	CaO	21,98	51,00	۲۰,۶۸	۲۰,۵۲	۲۰,۸۴	۱۹٫۲۳	۲۱٬۴۳	۲۱٬۱۳
	Na <sub>2</sub> O	•,٣۴	•,٣٢	۰,۳۰	۰,۳۹	۳۳ ٫	•,74	•,٣٣	۳۳/
	K <sub>2</sub> O	•,••	•,••1	•,••	۰,۰۲	•,••	• / • •	•,••	۰,۰۱
	NiO	•/•1	•,••	•,••	•,••	•,••	۰,۰۲	•,••	•,••
	Total	٩٨,٣۵	۹۹ <sub>/</sub> ۰۴	۹۹ <sub>/</sub> ۸۶	٩٨٫١٢	۹۹٫۳۵	۱۰۰٬۷۱	٩٨٫۶٣	٩٩٫٨٠
	T- Si	۱/۹۲۵	1,974	۱/۹۳۶	١/٩٣٩	۱,۹۵۵	۱٫۹۳	١/٩٢٧	۱,۹۰۶
	T- Al	۰٬۰۷۵	۰,۰ <b>۷۶</b>	•,•\$4	•,•۶١	۰٬۰۴۵	• ,• Y	۰,۰۷۳	•,•9۴
	M <sub>1</sub> Al	•,• ) )	۰٬۰۲۸	۰,۰۱	•,•74	•,••٢	٠٬٠١	۰٬۰۲۸	•,• **
V	M <sub>1</sub> Cr	•,••	•,••٣	•,•• <b>)</b>	•,••	•,••	•,••	•,••۴	•,••
	M <sub>1</sub> Fe <sup>3+</sup>	۰٬۰۵۱	•,•٣٧	<b>۰٬۰۴</b> ۸	•,•٣٧	۰,۰۵۶	<b>۰٫۰۵۶</b>	•,•٣	• ,• Y
	M <sub>1</sub> Ti	۰,۰۱۷	۰,۰۱۶	۰٬۰۱۳	۰,۰۱۵	•,••۶	۰,۰۱	•,• <b>)</b>	۰٬۰۱۳
	$M_1 Mg$	۰ <sub>/</sub> ۷۹۸	۰,۷۸۸	۰٫۸۳۱	۰,۸۰۸	۰٫۸۱۱	۸۹۸ <sub>/</sub>	۰٫۸۲۲	۰٫۸۴
	$M_1  Fe^{2+}$	۰٫۱۷۳	۰,۱۶۵	۰,۱۴۵	۰,۱۵۳	۰,۱۸۱	•,•YY	۰,۱۳۶	•,179
	M <sub>1</sub> Ni	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••1	•,••	•,••
	$M_2 Mg$	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••	• / • •	•,••	•,••
	M2 Fe2	۰,۰ <b>۷۶</b>	•, <b>\</b> • <b>\</b>	•,141	۸۲۱٬۰	۸۲۱٬۰	۸۲۲٬۰	۰,۱۰۷	٠٫١٣
	M2 Mn	•,•1٣	۰,۰۱	۰٬۰۱۳	•,• • • •	۰,۰۱۱	٠,٠٠٩	•,•• <b>A</b>	•,••A
	M2 Ca	۰ <sub>/</sub> ۸۸۶	۰٫۸۶۵	۰,۸۲۴	۰٫۸۳۲	۰٫۸۳۷	۰٫۷۵۶	۰٫۸۶۱	۸۳۸٬۰
	M2 Na	۰٬۰۲۵	•,• ٣٣	•,• ٢١	۰٬۰۲۸	•,•74	•،•،۷	•,•74	•,• ٣٣
	M2 K	•,••	•,••	•,••	•,••)	•,••	•,••	•,••	•,••
	Sum Cat.	۴,۰	۴,۰	۴,۰	<b>٣</b> /٩٩٩	۴,۰	۴,۰	۴,۰	۴,۰

## II -كلينوپيروكسن

این کانی در سنگهای گابرو، دیوریت و کوارتزدیوریت ناحیه وجود دارد. كلينوپيروكسنها بيشتر از نوع كلسيك [كلسيمدار] هستند [۸]. در نمونههای تجزیه شده تغییر ترکیب از حاشیه به مرکز دیده میشود. ترکیب کلینوپیروکسنهای منطقه بیشتر از نوع دیوپسید و اوژیت است. کلینوپیروکسنهای تجزیه شده (جدول ۲) در حاشیه، Fe/Mg بیشتری نسبت به بخش مرکزی دارند که نشانگر منطقهبندی عادی در این کانیهاست. این تفاوت ترکیبی بین حاشیه و هسته را به تغییرات دما و فشار ماگما ضمن صعود نسبت دادهاند [۹] در حالیکه [۱۰] منطقه-بندی عادی در کلینوپیروکسن را ناشی از جدایش در فشار ثابت و یا صعود ماگمای آبدار (در دمای ثابت) و یا هر دوی این عوامل میداند. مقدار Fe<sup>3+</sup> در پیروکسنها بستگی به میزان اکسیژن محیط تـ شکیل آن هـ ا دارد و از روی نمودار تغییرات Al<sup>IV</sup>+Na نسبت به Al<sup>VI</sup>+2Ti+Cr قابل ارزیـابی اسـت Al<sup>IV</sup>+Na 17]. چنانکه در نمودار (شکل۴ – A) ملاحظه می شود بیشتر نمونهها در گسترهٔ بالای خـط 0 = Fe<sup>3+</sup> قـرار مـیگیرنـد. ایـن نمودار بر اساس موازنهٔ Al موجود در موقعیت چهاروجهی با . موجود در موقعیت هـشت وجهـی بنـا شـده اسـت. Al بنابراین می توان گفت قرار گیری نمونهها در بالای خط یادشده احتمالاً نشانهٔ بالا بودن فوگاسیتهٔ اکسیژن و قرار گیری آنها در زیر خط نشانهٔ پایین بودن فوگاسیتهٔ اکسیژن در محیط تشکیل آنهاست [17]. در عين حال [١٣] به فاصلهٔ نمونه ها از خط +Fe<sup>3</sup> اشاره کرده و یادآور شدهاند که هر چه فاصلهٔ نمونهها از این خط بیشتر باشد مقدار فوگاسیتهٔ [مدسانی] اکسیژن در محیط تشکیل آنها بیشتر بوده است. با توجه به این که مجموع کاتیونهای موقعیت چهاروجهی در فرمول ساختاری کلینوپیروکسنها برابر ۲ است، در نمودار شکل ۴ – B که در آن میزان Al نسبت به Si موجود در کلینوپیروکسن ترسیم شده است، کلیهٔ نمونهها (اعم از گابرو و دیوریت) در بالای خط Si +Al = 2 قرار می گیرند. کـه گویـای آن اسـت کـه در کلینوپیروکسنها موقعیت چهار وجهی، تماماً با کاتیونهای Si و بخشی از کاتیونهای Al (Al<sup>IV</sup>) اشغال شده و بقیهٔ کاتیون-های Al اضافی (Al<sup>VI</sup>) در موقعیت هشت وجهی وارد شدهاند. قرار گیری نمونهای زیر خط یادشده حاکی از این است که نه تنها همهٔ کاتیونهای Si و Al وارد جایگاه هشت وجهی شده-اند، بلکه به دلیل تکمیل نشدن این موقعیت، کاتیون های سه

ظرفیتی دیگر از قبیل Cr ،Ti و Fe<sup>3+</sup> نیز وارد آن شدهاند. به عبارت دیگر چنین پیروکسنی فاقد آلومینیوم هشت وجهی (Al<sup>VI</sup>) است. لازم به یادآوری است که مقدار Al در کلینوپیروکسنها در فشارهای زیاد (3.5Gpa <) بواسطهٔ واکنش (a) و در فشارهای پایین (Apa Gpa – 0.5) با واکنش (b) کنترل میشود [۱۴] . واکنش (a) در اعماق بیش از ۱۲۰ کیلومتر رخ میدهد [۱۴] .

 $\label{eq:aligned_states} \begin{array}{ll} NaAlSi_{3}O_{8} = NaAlSi_{2}O_{6} + SiO_{2} & (a) \\ CaAl_{2}Si_{2}O_{6} = CaAl_{2}SiO_{6} + SiO_{2} & (b) \end{array}$ 

از آنجا که ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسنها تابعی از ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای سازندهٔ آنهاست، بنابراین نمودارهای (شکل ۴– D,C) میتواند اطلاعاتی را در رابطه با سری ماگمایی تشکیل دهندهٔ سنگها ارائه دهد [۱۵، ۱۶]). چنانکه در این نمودارها مشاهده میشود کلینوپیروکسنهای ناحیه بیشتر در گسترهٔ تولئیتی و آهکی- قلیایی (شبه قلیایی) قرار میگیرند. این کلینوپیروکسنها در مقایسه با انواع موجود قرار میگیرند. این کلینوپیروکسنها در مقایسه با انواع موجود در سنگهای قلیایی از Si غنیترند. چنانکه در نمودار شکل ۴-قرار آنکه در نمودار iT فنی ترند. چنانکه در نمودار شکل ۴ حال آنکه در نمودار Ti این رابطه وارون است (شکل ۴ - Ti ) که میتواند بازتابی از جانشینی Ca(Mg,Fe)Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> Mg<sup>VI</sup> + 2 Si<sup>IV</sup>  $\rightarrow$  Ti<sup>VI</sup> + 2 Al<sup>IV</sup>

خطی که مشخص کنندهٔ جانشینی ایـده آل Ti-Al<sup>IV</sup> اسـت در شکل۴ – E ترسیم شده است. در این نمودار نمونهها در پایین خط (سمت Al<sup>IV</sup>) قرار گرفتهاند که نـشان مـیدهـد Al در موقعیت چهار وجهی قرار گرفته تا دیگر جانشینیهای دوتایی را که شامل Ti می شود جبران کند. در رابطه با کم بودن میزان Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در این بلورها می توان گفت که این پیروکسنها از یک ماگمای جدایشی متبلور شدهاند، به عبارت دیگر ماگمای سازندهٔ گابروهای منطقه، اولیه نبوده و خود حاصل جدایش یک ماگمای بازیکتر بودہ است. گابروهای منطقه نسبت به دیوریتها حاوی Ti بیشتری هستند. این در حالی است که کلینوپیروکسن موجود در گابروها Ti کمتری نسبت به نمونه-های موجود در دیوریتها دارند. پایین بودن میـزان تیتـانیم در تركيب اين كلينوپيروكسنها به حضور مقدار بيشترى ايلمنيت در گابروها وابسته است. زیرا با تبلور ایلمنیت Ti موجود در آبگون بیشتر وارد شبکهٔ ایلمنیت شده و پیروکسنهای همزيست با ايلمنيت، از تيتانيوم فقير مي شوند. <sup>+4</sup> در

دیوریتی در حدود ۸۰۰ درجهٔ سانتیگراد است. در شکل ۵– B

با استفاده از نمودار Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> نسبت به Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در

کلینوپیروکسن می توان فشار در زمان تبلور کلینوپیروکسنها را معادل فشارهای موجود در پوستهٔ زمین بر آورد کرد (بخش

بالای نمودار معادل فشار در گوشته است)، لازم به یادآوری

است که این نمودار یک برآورد کلی در مورد فشار تبلور این

کانی ارائه می کند. همچنین برخی از پژوهشگران نظیر [۲۰] و [۲۱] معتقدند که نسبت Al<sup>VI</sup>/Al<sup>IV</sup> با فشار در زمان تبلور

کلینوپیروکسن رابطهٔ مستقیمی دارد. بنابراین کم بودن این نسبت (۲۰٫۰۹– ۰٫۰۴) در کلینوییروکسنهای منطقه میتواند

دلیل دیگری بر فشار نسبتاً پایین حاکم بر محیط تبلور این

کلینوپیروکسنها میتواند به عنوان یک عنصر اصلی قلمداد شود. این عنصر موقعیت هشت وجهی  $M_1$  را اشغال میکند و بخاطر تفاوتهای بین ظرفیت  $H_1$  با Mg و Fe (که در این موقعیت میزبانند)، جایگیری Ti در شبکهٔ بلور کلینوپیروکسن نیازمند دو جانشینی همزمان است. به عبارت دیگر نخست جانشینی  $H^{3+} = AI$  در موقعیت هشت وجهی بایستی انجام شود [۱۷]. یکی از روشهای دماسنجی بر پایهٔ تبادل کاتیون-های Mg و Fe بین کانیهای آمفیبول و کلینوپیروکسن میدهد (از آنجائیکه به برقراری تعادل این دو کانی را به دست میدهد (از آنجائیکه به برقراری تعادل کامل ترمودینامیکی پیرامون بلور، اطمینان بیشتری میتوان داشت، لذا از ترکیب این کانیها در حاشیهٔ بلور استفاده شد) (شکل۵- A). با

		r, 0	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,			,
	Opx	gb	gb	gb	gb	gb
	SiO <sub>2</sub>	۵۲٬۹۶	۵۳,۳۸	57,77	53,26	۵۳٬۲۹
	TiO <sub>2</sub>	۰,۳۵	۰,۲۸	•,74	۰٫۲۷	۲۲ <sub>1</sub> .
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰٫۸۹	•٫٩٠	•/18	•,98	• ،٨٨
	FeO	19,75	۱۹٫۵۰	۳۹,۰۲	۱۸٫۸۱	۱۹٫۳
	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	•,• 1	•,••	۰,۰۱	•,••	•,•74
	MnO	•,89	• 88	•,84	<i>۶۹ (</i>	• ، ۲۷
	MgO	۲۳٬۹۲	۲۴,۶۰	۲۳٫۶۲	۲۴٬۵۵	۲۴٫۸۴
	CaO	1,77	۱٫۳۱	۲٫۲	۶۸/	۰,γ۸
	Na <sub>2</sub> O	•,•٢	•,••	۲ • ٫	۰,۰۱	•,••
	K <sub>2</sub> O	•,••	۰,۰۲	•,••	•,••	•,• ١٣
	NiO	•,••	• , • V	•,••	•,••	•,••٣
p 🔪	Total	۲۳٫۰۰۱	۲۷٬۰۰۱	۲,۰۰۱	۲۳٬۰۰۱	۷۰۰٬۰۷
	T- Si	۱,۹۴۵	۱,۹۴۸	1,981	1,949	1,957
	T- Al	٠,٠٣٩	٠٬٠٣٩	•,•٣٧	•,•۴١	۰٬۰۳۸
	M <sub>1</sub> Al	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••
	M <sub>1</sub> Cr	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••)
	M <sub>1</sub> Fe <sup>3+</sup>	۰,۰۵۴	۰٬۰۵	۰,۰۲۸	•,• 48	•,••
	M <sub>1</sub> Ti	۰,۰۱	۰,۰۱	•,••Y	•,••٧	•,••۶
	$M_1 Mg$	٠,٩٩	۰,۹۹	۰,۹۹۳	۰,۹۹۳	۰,۹۹۳
	$M_1 Fe^{2+}$	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••
	M <sub>1</sub> Ni	•,••	•,••٢	•,••	•,••	•,••
	$M_2 Mg$	• /87	• / ٣۴٧	•,٣•۴	• / ٣۴٧	•,٣۶٣
	$M_2 Fe^{2+}$	۰,۶۰۶	۵۹۵ <sub>/</sub> ۰	•,879	۵۷۵٬ •	۰٬۵۹۳
	$M_2 Mn$	•,• ۲ ۱	۰,۰۲	۲ • ٫۰	•,• ۲ ۱	•,• **
	M <sub>2</sub> Ca	•,•۶ <b>λ</b>	۰,۰۵۱	•,• 44	•,•\$\$	۳۱.
	M <sub>2</sub> Na	•,••٢	•,••	•,••١	• / • •	• /• •
	M <sub>2</sub> K	•,••	•,••)	•,••	• / • •	•,••1
	Sum Cat.	۴,۰	٣,٩٩٩	۴,۰	۴,۰	٣,٩٩٩

				/		
<1 <b>6</b> 5.1	$(Onv) \cdot \zeta$	<u>, , , , , , , , , , , , , , , , , , , </u>		1	4	1
یایه ۲۲ نسیرن.	کسن (۵۹۸) بر	تانی های از تو پیر و	یریردارس ه	سايج ر	١.	جدول

کانی قلمداد شود.



**Mg** شكل ۴ ( A) نمودار تعيين فوگاسيته اكسيژن در محيط تشكيل پيروكسنها [١٢] تركيب كليئوپيروكسنها بيشتر نشاندهندهٔ بالا بودن نـسبی فوگاسيتهٔ اكسيژن در زمان تبلور آنهاست، (B) نمودار تعيين ميزان اشباع جايگاه چهار وجهی در كلينوپيروكسنها موقعيت چهاروجهی، تماماً با كاتيونهای Si و بخشی از كاتيونهای Al (AlIV) اشغال شده و بقيهٔ كاتيونهای Al اضافی (AlVI) در موقعيت هشتوجهی وارد شـدهانـد، (C و (D) تعيين سری ماگمايی با استفاده از تركيب كلينوپيروكسنها [١٢]، كلينوپيروكسنهای ناجيه بيشتر در گسترهٔ تولئيتی و آهكی - قليايی (ساب آلكالن) قرار می گيرند، (E) نمودار تغييرات Ti نسبت به AlIV در پيروكسنهای منطقه و(F) تغييرات Ti نسبت به Mg، گابروهای منطقـه نسبت به ديوريتها حاوی Ti بيشتری هستند، نمادها نظير شكل ۳ هستند.



**شکل ۵** (A) تعیین دمای تعادل کلینوپیروکسن و آمفیبول همزیست در نمونهٔ دیوریتی [۸] و (B) نمودار درصد وزنی Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> نسبت به Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در کلینوپیروکسن [۱۹]. نمادها نظیر شکل۳ هستند.

www.SID.ir

#### ۲- آمفيبول

آمفیبول ها در دامنهٔ گستردهای از شرایط فشار و دما ظاهر می شوند و از سازندگان عادی سنگهای آذرین بویژه سنگهای درونی از نوع آهکی- قلیایی و سنگهای دگرگونی به شمار می آیند. در مجموعه نفوذی نطنز نیز آمفیبول مهمترین کانی مافیک به ویژه در سنگهای حدواسط منطقه است. آمفیبول های منطقه بر اساس رده بندی [۸] از نوع کلسیک [کلسیم دارند] اند. این کانی در ردهبندی [۲۲] نیز در گروه آمفیبول های کلسیک (منوکلینیک) [تک میل] با پارامترهای آمفیبول های کلسیک (منوکلینیک) [تک میل] با پارامترهای  $1 \leq (Ca + Na_B) = 0.5 > Na_B$  و د.1 < 20 و نیز زیر ردهٔ می گیرند (شکل 9 - A = B) و سری 5.0 > Ti قرار می گیرند (شکل 9 - A = B) که مطابق با آن، آمفیبول های

تجزیـه شـده در زیـرردههای مگنزیوهورنبلنـد، هورنبلنـد و اکتینولیت قرار می گیرنـد. از آنجا کـه مقـدار <sup>+3</sup>Fe در فرمول سـاختاری آمفیبولهای موجـود در مونزوگرانودیوریـتها و گرانیتها و نیز برخی از دیوریتها بیشتر از یک است (فرمول ساختاری آمفیبول بر اساس ۱۳ کاتیون و روش پیشنهادی [۷ ]محاسبه شده است) بنـابراین میتوان پیشوند فرو را برای نامگذاری هورنبلندهای موجود در این سـنگها بـه کار برد (جدول ۳). لازم به یادآوری است که در این میان تنها یکی از آمفیبولهای مربوط بـه [۵] در گسترهٔ آمفیبول Na دار قرار می گیرد. چنانکه در نمودار A دیده میشود نمونههای وابسته به سنگهای مونزوگرانیتی دارای Na بیشتری نسبت بـه دیگر مونهها هستند.

			÷ ), ), ,							
Amp	dio	dio	dio	dio	dio	grd	grd	grd	grd	gr
SiO <sub>2</sub>	41/21	41,81	۵۳٬۵۱	47,30	41,19	47,79	47,70	41,40	41/41	41/222
TiO <sub>2</sub>	1,77	۱,۱۹	۰,۱۷	1,49	1,49	1/17	١/٣٧	۰٬۶۵	۱,۱۰	· ,۳۶۸
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۵,۷۸	۶,۱۷	۲٬۵۳	۶٬۷۸	8,82	8,78	8,40	۵,۱۴	۶,۱۲	8,182
FeO	۱۲٬۵۳	۱۴,۵۹	14,42	14,48	17/17	1٨,٨٢	14,84	۱۸٬۲۹	۱۸٫۳۵	19,707
$Cr_2O_3$	•,••	• /• ۲	•,••	۰٬۰۵	• /• 1	•	٠٬٠٣	۰٬۰۵	۰,۰۱	•,• • •
MnO	•٣.	•,78	٠,٢٨	• 189	• ,٣٣	1,10	۲,۰۲	۱/۳۰	۶۸ ·	۰,۷ <b>۸۴</b>
MgO	۱۵/۱۰	۱۳٫۷۸	18,98	10,1.	14,79	11/10	11,84	۱۱,۹۸	17,18	۵۸۹ ا ۰
CaO	11,77	11,47	11,79	11/11	۱۰٬۸۵	۱۰٫۳۵	1.,84	٩,٩۵	٩٫٧٣	11,408
Na <sub>2</sub> O	•,97	• , ٨٧	<b>٠</b> ,٢٩	1/17	۱,۱	171	۱/۲۰	۱,۰۱	۱,۱۰	٠, <b>٧</b> ٩٩
K <sub>2</sub> O	٠,٣٢	• ,47	• / •	•,49	٠٫٣٩	• ,٣۶	• /41	٣٣	•,*•	•,474
NiO	۰,۰۲	··· •	•,••	•,••	• , <b>١</b>	•,••	• ,• 9	۰٬۰۳	•,••	• ,• ٣٧
Total	۹۵,۶۹	98,87	91, . 8	98,10	98,17	٩٧٫٧٨	٩٧,۶٨	٩٧٫١٣	٩٧٫١٠	۹۷٬۵۱
T- Si	۲ <sub>/</sub> ۰۲۶	8,984	V/DIA	۶٬۸۷۵	8,949	۶,۹۳۱	۶,۹۱۵	۲,۰۵۶	۶٬۸۸۷	٧,• ۴٩
T- Al	•,974	1,.78	• 419	1,180	۱,۰۵۱	۱ <sub>/</sub> ۰۶۹	۱,•۸۵	۰,۸۸۲	1,.44	۰ <sub>/</sub> ۹۵۱
<b>T- Fe<sup>3+</sup></b>	•	•,••	• ,• ۶۳	•,••	•,••	•,••	• / • •	•,• \$7	•,••Y	•,••
T- Ti	• . •	·,··	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••
Sum T	$\lambda_{l}$ .	٨,٠	٨,٠	٨,٠	٨,.	٨,٠	٨,٠	٨,٠	٨,٠	٨,٠
C- Al	·/· 1V	٠,٠٣٩	•,••	۰,۰۳۵	•,• * *	٠٬٠١	۰,۰۱۷	•,••	•,••	•/17
C- Cr	• • • •	•,••٢	•,••	•,••۶	•,•••	۱,۰۰	•,•••	• • • • 9	•,••1	• • • • •
C- Fe <sup>3+</sup>	۵۸٬۰	۰ <i>،</i> ۸۱۲	٠٫٨٠٩	٠٫٨٩٩	۰,۹۵۳	1,148	۱,۰۱۱	۱,۳۴۸	1,481	·,VAT
C- Ti	• ، ۱۳۹	•,131	•,• <b>١</b> ٨	•,18٣	•,18	•,129	۰,۱۵	•,•Y1	•/11٨	•,• ۴1
C- Mg	٣,٢٧٩	۳٬۰۰۹	348	۳,۲۶	۳/۱۹۵	5,417	۲,۵۴۴	۲,۶۰۲	۲٫۶۳۳	۳۴۳,۲
<b>C- Fe<sup>2+</sup></b>	۰,۶۷۷	۰,۹۷۵	<b>۰</b> ٬۵۹۴	• 1818	• ,84	1,124	1,144	۰٫۸۱۹	٣٠٧٠٣	1,818
C- Mn	•,• ۳٧	• ,• ٣٣	• ,• ٣٣	•,• ۲ ۱	•,• ٢٩	•,147	·/17V	• 108	•,•*	•,• ٩٩
Sum C	۵,۰۰	۵,۰۰	۵,۰۰	۵,۰۰	۵,۰	۵,۰	۵,۰	۵,۰	۵,۰	۵,۰
B- Ca	1,104	1,793	١,٧٧	١,٧٢٩	۱,۶۸۸	1,877	۱,۶۶۸	۱٬۵۶	۱,۵۱۵	١ ٦٨,١
B- Na	• ,749	• , <b>٢</b> • <b>٢</b>	۰,۰ <b>۷</b> ۹	٢٧٦,٠	۵۰۳٫۰	• , ٣۴ ١	• /٣٣٢	۰,۲۸	• / ۳۱۱	•,179
Sum B	۲,۰۰	۲,۰۰	۱,۸۴۹	۲٬۰	1,994	1,988	۲,۰	۱,۸۳۶	۱,۸۲۵	۲,۰
A- Na	•,•10	•,• ٣٩	•••	۰,۰۴۵	•,••	•,••	٠,٠٠٩	•,••	•,••	۰٬۰۵۱
A- K	•,•9	٠,·٧٩	٠,٠١٩	۰,۰ <i></i> ۸۶	•,• ٧٣	• • • • •	۰,·۷۶	• ,• 81	•,•Y۵	۰,۰۹۲
Sum A	•,•Y۵	•/119	٩,٠١٩	٠٫١٣	• ,• ٧٣	• • • • •	•،•۸۵	• ,• 81	۰,·۷۵	•,147
Sum Cat.	$1 \Delta_{/} \cdot V$	10/119	14/200	10/17	10,.84	۱۵,۰۳	۱۵,۰۸۵	14,9.	14,91	10/144

جدول ۳ نتایج ریزیردازش کانیهای آمفیبول (Amph) بر بر پایهٔ ۲۳ اکسیژن.

در نمودار تغییرات Ti نسبت به  $Al^{IV}$  (شکل P - O) همهٔ آمفیبولها کمتر از 0.5 اتم Ti در فرمول ساختاری دارند. چنانچه نمودار مورد نظر را برای آمفیبولهای موجود در واحدهای مختلف سنگی جداگانه ترسیم کنیم، همهٔ این نمودارها دارای روند مشابه با نمودار P - O بوده و مقدار آمفیبول در هر کدام از آنها بین صفر تا ۲۰/۲ تغییر میکند. در نمودار P - O با کاهش میزان Al چهاروجهی، میزان Ti در آمفیبولها کاهش می باد که این کاهش خود ناشی از افزایش Si در ساختار بلور بوده و معرف پیشرفت جدایش ماگماست. پژوهشهای [TT] نشان می دهد که مقدار کاتیونهای  $Fe^{3+}$ پروهشهای [TT] نشان می دهد که مقدار کاتیونهای بجای پروهش های [TT] نشان می دهد که مقدار کاتیونهای یا در پروهی ایمان ایمان می ایم موجود در موقعیت چهاروجهی یکدیگر، وابسته به مقدار AI موجود در موقعیت چهاروجهی

آمفیبولها وابسته به این جایگزینیهاست، می بایست ترکیب Asite + 2Ti محموع  $\mathrm{AI}^{\mathrm{IV}}$  نمونهها در نمودار دوتایی  $\mathrm{AI}^{\mathrm{IV}}$  نسبت به مجموع مصتقیم با نمونهها در نمودار دوتایی  $\mathrm{Y}^{\mathrm{IV}}$  اسبت به مجموع مصتقیم با نسبت ۱ به ۱ قرار گیرند. به عبارت دیگر مجموعهٔ کاتیونی  $\mathrm{Y}^{\mathrm{IV}} + \mathrm{Fe}^{\mathrm{IV}} + \mathrm{Fe}^{\mathrm{IV}}$  و نیز کاتیونهای موجود در نمای A که شامل Aa و Na می شوند بایستی رابطهٔ خطی مستقیم با شمل Aa و Na می شوند بایستی رابطهٔ خطی مستقیم با مقدار کاتیونهای IA چهاروجهی داشته باشند. چنانکه در شکل (۶ – D) دیده می شود نمونههای مورد بررسی در همهٔ واحدهای منطقه از گابرو تا مونزوگرانیت در یک روند تقریباً نمویبولهای موجود در هر کدام از انواع سنگهای منطقه تابع آمفیبولهای موجود در هر کدام از انواع سنگهای منطقه تابع میزان  $\mathrm{Y}^{\mathrm{IV}}$  و جایگزینی کاتیونهای  $\mathrm{Fe}^{\mathrm{IV}}$  (Na+K) م



**شکل۶** (A و B) نمودارهای ردهبندی و نامگذاری آمفیبولها[۲۲]، آمفیبولهای تجزیه شده بیشتر در زیرردههای مگنزیوهورنبلند، هورنبلند و (D) نمودار می گیرند، (C) نمودار IT در فرمول ساختاری دارند.، (D) نمودار تغییرات قرار می گیرند، (C) نمودار IT در آمفیبولها تمامی آمفیبولها کمتر از 0.5 اتم IT در فرمول ساختاری دارند.، (D) نمودار تغییرات VI مودار می گیرند، (C) نمودار الختاری دارند.، (C) نمودار تغییرات VI مودار می گیرند، (C) مودار IT نسبت به Al<sup>IV</sup> در آمفیبولها تمامی آمفیبولها کمتر از 0.5 اتم IT در فرمول ساختاری دارند.، (C) نمودار تغییرات VI می گیرند، (C) نمودار می گیرند، (C) نمودار تغییرات VI مود بررسی در همهٔ واحدهای منطقه از گابرو تا مودار تغییرات VI نسبت به مجموع Al<sup>IV</sup> + Fe<sup>3+</sup> Al<sup>VI</sup> + 2Ti + Al<sup>VI</sup> + Fe<sup>3+</sup> مودار تغییرات Al<sup>IV</sup> نسبت به عدد <sup>#</sup>Fe آمفیبولها، آمفیبولهای مودود در سنگ نسبت به عدد <sup>#</sup>Fe آمفیبولهای مودود در این موجود در این مودار تغییرات Fe<sup>\*</sup> مولاها موران می گیرند، (C) می گیرند، (C) می گیرند، (C) مودار مولاه می مودود در این مودار می در مولاه می مودود در این مودار مولاه مودولهای آمودار مولاه مودار می مودود (C) مولاه می مودود در این مودوله در این مودار مولاه مودود در این مودود در این مودار مولاه مولاه مولاه می مودود مودار مولاه می مودود در مولاه مولوه مولاه مودود در این مودود در این مودار مولاه مولاه مولاه مودود مولاه مولوه مولوه مولوه موجود در این مودود در این مولاه مولاه مولاه مولاه از آهن نیز غنی می شوند،، نمادها نظیر شکل۳ هستند.

www.SID.ir

پایداری کانیهای فرومنیزین یک فاکتور شاخص در ارزیابی فشار و دما در طول انجماد ماگماست. با بررسی میزان آهان در واحدهای مختلف همبافت نطنز، میتوان دریافت که کانیهای فرومنیزین (برای مثال آمفیبول) موجود در ایان مجموعه به موازات افزایش سیلیس سنگ، از آهن نیز غنی میشوند (شکل - 8-).

نتیجهایی که در مورد میزان فوگاسیتهٔ اکسیژن در زمان تشکیل کلینوپیروکسنها در بخش قبلی بدست آمد، در مورد آمفیبول ها نیز صدق می کند (شکل A-Y]) و مؤید بالا بودن نسبی فوگاسیتهٔ اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول است. نسبت (FeOt / (FeOt+MgO) در مگنزیوهورنبلند با افزایش روند جدایش، از ۰٬۱۲ تا ۰٬۴۲ افزایش می یابد (شکل۶ – F). در سنگهایی که آمفیبول کلسیم دارند، ترکیب سنگ بیشتر غنی از سیلیس و آهن است. تغییر ترکیب آمفیبولها، ناشی از تغییر در فوگاسیتهٔ اکسیژن و فعالیت سیلیس ماگمایی است. در حقیقت هر چه فوگاسیتهٔ اکسیژن کمتر باشد، <sup>+2</sup>Fe مے تواند به مقدار بیشتری در شبکهٔ هورنبلند جایگزین شود. بالا بودن نسبت <sup>+</sup>Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> باعث جانـشینی بیـشتر Mg بـه وسیلهٔ Al می شود [۲۶]. آمفیبول یکی از فراوانترین کانی های تیره در مجموعه آذرین نفوذی نطنز است. این امر گویای غنی بودن ماگمای در حال تبلور از سازندهٔ آب است. معمولاً از آمفیبول برای تعیین فشار حاکم بر محیط تبلور ماگما در مجموعههای گرانیتوئیدی استفاده می شود (البته با در نظر گرفتن شرایط خاصی که مربوط به وجود تعادل بین کانی های مورد نظر است). [۲۷] معادلهای را در رابطه با مقدار Altot در هورنبلند برای دستیابی به فشار تبلور آن، در سنگهای گرانیتوئیدی پیشنهاد کرده است که عبارت است از؛

 $P = (\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}_{tot} \text{ } r^2 = 0.99 \quad (\text{o})$ T/01 جمق تبلور آمفیبول با استفاده از این روش به ترتیب ۲/۵۱ (نمونهٔ دیوریت) و ۲/۲۸ (نمونهٔ گرانودیوریت) و ۲/۲۸ (نمونهٔ مونزوگرانیت) کیلوبار برآورد می شود. [۲۵] فرمولی را برای محاسبهٔ فشار ارائه کردند که در واقع تلفیقی از سه رابطهٔ [۲۷، محاسبهٔ فشار ارائه کردند که در واقع تلفیقی از سه رابطهٔ [۲۸، ایرای المالی المالی

P[±0.6Kbar] = -3.01 + 4.76 Altot - {(T [C°] - 675) / 85} × {0.53Altot + 0.005294 × (T[C°] - 675) در این روش فشار، به دست آمده برای تبلور هورنبلند در نمونهٔ گرانودیوریت برابر با ۱/۸۱ کیلوبار است.

[۲۹] نیز روشی را برای دماسنجی با استفاده از زوج آمفیبول - پلاژیوکلاز همزیست ارائه کردند (در این روش پلاژیوکلازها نباید دارای منطقهبندی باشند که این موضوع در مقاطع بررسی شدهٔ وابسته به واحد گرانودیوریتی منطقه، هم در بررسیهای شدهٔ وابسته به واحد گرانودیوریتی منطقه، هم در بررسیهای شدهٔ وابسته به واحد گرانودیوریتی منطقه، هم در بررسیهای سنگ شنگ شاختی و هم در بررسیهای SEM مورد تأیید قرار گرفت و در کلیهٔ پلاژیوکلازهای مشاهده شده در مقاطع گرانودیوریتی، منطقهبندی ترکیبی مشاهده شده در مقاطع گرانودیوریتی، منطقهبندی ترکیبی مشاهده نشد). این روش تنها برای سنگهای منطقهبندی ترکیبی مشاهده نشد). این روش تنها برای سنگهای منطقهبندی ترکیبی مشاهده نشد). این روش تنها برای سنگهای منطقهبندی ترکیبی مشاهده نشد). این روش تنها برای سنگریوکلاز منها کمتر از 2.00 بود، و مقدار اتم Si در فرمول ساختاری آن- اسیدی و حدواسط که حاوی کوارتز و درصد An پلاژیوکلاز من روش آنها کمتر از 1.20 بود. و مقدار اتم Si در فرمول ساختاری آن- مای کمتر از 1.20 بود. و مقدار اتم Si در فرمول ساختاری آن- مای کمتر از 1.20 بود. و مقدار اتم Si در فرمول ساختاری آن- اسیدی تعادل آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمونهٔ گرانودیوریت برابر با دمای تعادل آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمونهٔ گرانودیوریت برابر با دمای تعادل آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمونهٔ گرانودیوریت برابر با دمای T [±311 K] = 0.677P [kbar] – 48.98/ 10.00429-0.0083144 اn {(Si-4/8-Si)Xab

0.0083144 In {(SI-4/8-SI)X<sub>Ab</sub><sup>476</sup> قابل یادآوری است که حضور همزمان مگنتیت، اسفن و کوارتز همراه با آمفیبول در گرانودیوریتها و گرانیتهای منطقه مبین بالا بودن فوگاسیتهٔ اکسیژن در ماگمای سازندهٔ این سنگهاست [۳۰]. این مطلب با محاسبهٔ کمی مقدار فوگاسیتهٔ آمدسانی] اکسیژن با رابطهٔ زیر [۳۰] تأیید میشود. برای نمونهٔ گرانودیوریتی منطقه مقدار  $fO_2$  او در زمان تشکیل سنگ، برابر با (bars) ۱۶/۳۷ – به دست میآید.

 $\log fO_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142 (P-1)/T$ از ویژگیهای ژئوشیمیایی آمفیبولها که بیشتر بر پایهٔ بررسی زینولیتهای گوشتهایی حاصل شده، برای مقایسهٔ ویژگیهای دگرنهادی محیطهای تکتونوماگمایی مختلف (به ویژه محیطهایفرورانش subduction و میانصفحهای ویژه محیطهایفرورانش TiO2 و میانصفحهای فرورانش، Na<sub>2</sub>O و TiO2 پایینتری نسبت به انواع میان صفحهای (I-Amph) دارند. بر اساس نمودار طبقهبندی صفحهای (I-Amph) دارند. بر اساس نمودار ملقهبندی آمفیبولهای وابسته به مناطق فرورانش (S-Amph) قرار می-گیرند. (شکل ۲–۵).

#### ۳– فلدسپار

پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در تمامی واحدهای سنگی منطقه از بازیک تا اسیدی حضور دارند و مهمترین کانیهای فلسیک سنگهای ناحیه محسوب میشوند. در اینجا ترکیب شیمیایی این کانیها (جدول ۴) و فرایندهای فیزیکی و شیمیایی حاکم بر محیط تشکیل آنها بررسی میشود.



شکل ۷ (A) نمودار تعیین فوگاسیتهٔ اکسیژن بر پایهٔ ترکیب آمفیبولها [۲۵] در نمودار نشاندهندهٔ بالا بودن نسبی فوگاسیتهٔ اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول است. و (B) نمودار طبقهبندی تکتونوماگمایی آمفیبولها [۳۱] آمفیبولهای منطقه بیشتر در گسترهٔ آمفیبولهای وابسته به مناطق فرورانش (S-Amph) قرار می گیرند، نمادها نظیر شکل۳ هستند.

	Flds	gb	dio	dio	dio	grd 🌙	grd	gr	gr
	SiO <sub>2</sub>	۵۰٬۰۷	۵۵,۴۴	۵۳٬۵۷	۵۲٬۲۹	69,69	87,41	81,98	۶۴٬۹۹
	TiO <sub>2</sub>	•,• ١	•,••	•,••٢	۰,۰۳	•,••	•,••	$\cdot_{l}$ .	٠,٠٢٩
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۳۱٬۲۲	۲۷٬۷۸	۲٩,٢۵	۲٩,۴۰	T0,79	TT,9V	22/92	١٨,٢٧
	FeO	•,٣۴	۰٬۲۰۸	•,٣٧	•,71	•,17	• 117	•،١٢	۰,۱۶
	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	•,• •	•,••	•,••	•,••	•,• 1	•,••	•,••	۰,۰۲
	MnO	•,• •	•,••٢	•,• ٢	۰,۰۲	•,••	•,••	•,•۴	۳ ۰٫۰
	MgO	۰,۰۲	•,••	• /• )	•/••	• / • ٣	•,••	•,••	•,••
	CaO	14,71	٩,٨٢۴	۱۱٫۳۹	11,24	٧٠٣	۴,۵۷	4,74	۰,۰۲
	Na <sub>2</sub> O	٣,١٠	۵٫۶۱۷	۴,۷۱	4,89	۲٫۲۱	٨,٧٢	A/YA	۱,۱۶
	K <sub>2</sub> O	۰,۰۵	۰,۱۵۲	·//·	•, \ •	۵۲٬۰	•,٣٢	٠٫١٨	18,80
	NiO	۰,۰۳	•,••	۲.,۰۲	•,••	۰,۰۱	•,••	•,••	•,•Y
	Total	<b>۹۹</b> /۰۲	99,.7	99,79	٩٨٫٢٩	۹۹٬۵۱	۹۸٫۷۲	٩٨٫٣٣	1.1.1
	Si	۹,۲۱۳	٧٠,٠٧	9,741	٩,۶۲۶	1.542	11,189	۲,۷۸۷	11,947
	Al	8,784	۵,9۴	8,794	۶/۳۷۵	۵٫۳۲۶	۴٬۸۷۶	۱/۲۱۵	۳,۹۵۳
	Ti	•,••1	•,••	•,••	•,••٣	•,••	•,••	•,••	•,••۴
	Fe <sup>2+</sup>	•,•۵۲	•,• ٣٢	•,•۴١	•,•٣٣	•،•۱۸	٠,٠١٩	۵	۰,۰۲۵
	Mn	• • •	•,••	•,••٣	•,••٣	•,••	•,••	•,••٢	•,••۴
	Mg	۴۴	•,••	•,••٢	•,••)	•,••٧	•,••	•,••	•,••
	Ca	۲/۸۰۰	1/911	۲,۲۲۰	۲٫۳۳۶	1,868	۰,۸۷۸	۰,۲۰۹	۰,۰۰۵
	Na	۱,۰۹۶	١/٩٧٨	1,888	۱/۵۶۸	۲٬۵۰۵	۳,۰۳۰	۰,۷۶۶	۰,۴۱۵
	К	۰٬۰۱۳	•,• ٣۶	•,•74	•,•74	۰,۰۵۸	۰,۰۵۰	• ، • )	۳,۸۳۲
$\mathbf{X}$	Sum Cat.	19,988	۱۹٫۹۶	۱۹,۹۵۷	۱۹٫۹۶۸	۱۹٬۹۳۵	19,988	4,994	۲۰,۱۸۰
	X <sub>Or</sub>	٣	۰٫۹	۶ <sub>۱</sub> ۶	۶ <sub>۱</sub> ۶	۱٫۵	٦٫٣	۰,۰ ۱	٩٠٫١
	X <sub>Ab</sub>	۲۸٬۰	۵۰,۴	۴۲,۵	٣٩,٩	۶۴,۰	۷۶٬۶	<b>۰</b> ٬۷۸	٩٫٨
	X <sub>An</sub>	۷۱,۶	۴٨,٧	۵۶,۸	۵۹٬۵	۳۴٬۵	۲۲/۲	٠,٢١	•,1

جدول ۴ نتایج ریزپردازش کانیهای فلدسپار (Flds) بر بر پایهٔ ۳۲ اکسیژن.

سنگی یاد شده، بیشترین میزان مربوط به هسته و کمترین میزان مربوط به حاشیهٔ بلورهای پلاژیوکلاز وابسته میباشند. در شکل ۸ ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه به تفکیک نمونهٔ سنگی روی نمودارهای [۸]، تصویر شدهاند. چنانکه در نمودار دیده میشود، فلدسپارهای منطقه عمدتاً محلول جامد دوتایی تشکیل میدهند. [۳۲] معتقدند که عدم حضور میانبار از فازهای دیگر در بخش مرکزی بلورهای پلاژیوکلاز و روند خطی آنورتیت نسبت به K<sub>2</sub>O نشانگر آنست که پلاژیوکلاز فاز اصلی پلاژیوکلاز فراوانترین کانی فلسیک در نمونههای گابرویی تا گرانودیوریتی منطقه است. به طور کلی ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه در گسترهای بین An <sub>11.43</sub> تا An <sub>20.37</sub> An قرار می گیرد. به این ترتیب که ترکیب این کانیها در گابروها An <sub>49.65</sub> An تا An تا ما حدر کوارتزدیوریت- An <sub>45.63</sub> An تا An <sub>74.70</sub> در کوارتزدیوریت-ها 22.17 ما در کوارتزمونزونیتها An <sub>25.64</sub> An تا An <sub>25.78</sub> ما در گرانودیوریتها An <sub>20.20</sub> An تا An <sub>60.29</sub> An و در گرانیت-ها ما <sub>11.43</sub> An از نمونههای An <sub>11.43</sub> هستند. برای هر کدام از نمونههای (به صورت Fe<sup>+2</sup>) رخ میدهد و میزان این جایگزینی به شدت به حالت اکسایش آهن وابسته است. بررسیهای انجام شده روی پلاژیوکلازهای طبیعی [۳۴، ۳۵] نشان میدهد که میزان آهن در پلاژیوکلاز با کاهش درصد آنورتیت آن، کاهش مییابد که این ویژگی را میتوان در پلاژیوکلازهای منطقه نیز مشاهده کرد (نمودار ۹- B) ایس مسئله با نتیجهٔ عنصر سنجی پلاژیوکلاز، نیبز سازگار است، به ایس ترتیب که افزایش مقدار+Si<sup>4</sup> باعث میشودکه جایگاه M کمتری برای جانشینی آهن در پلاژیوکلاز، همراه با کاهش درصد An، برجای بمانند. ماگماست. دو ویژگی یادشده در بلورهای پلاژیوکلاز ناحیه قابل رؤیت است (شکل ۹–۸). گابروها دارای پلاژیوکلازهای با هسته کلسیمدار هستند و به نظر می سد که این هسته های غنی از An در مراحل اولیهٔ جدایش ایجاد و سپس با پلاژیوکلاز با درصد An کمتر پوشیده شدهاند. این فرایند محصول کاهش در ماگماست. در حقیقت ترکیب عناصر اصلی مربوط به فنوکریست همراه با تغییرات ترکیب ماگما تغییر می کند، چرا که ترکیب ماگما و فنوکریستها از لحاظ ترمودینامیکی به هم وابسته هستند. به نظر [۳۳] جایگزینی آهن در پلاژیوکلاز در M موقعیت چهار وجهی (به صورت +Fe<sup>2</sup> و +Fe<sup>3</sup>) و موقعیت M



شکل ۸ ترکیب فلدسپارهای منطقه با جدایش واحدهای سنگی [۸]، شامل: مونزوگرانیت (A)؛ گرانودیوریت (B)؛ کوارتزمونرونیت (C)؛ کوارتزدیوریت (D)؛ دیوریت (E) و گابرو (F)، نمادها نظیر شکل ۳ هستند.



شکل ۹ (A) نمودار تغییرات مقدار An در برابر K<sub>2</sub>O موجود در پلاژیوکلاز روند خطی آنورتیت نسبت به K<sub>2</sub>O نشانگر آنست که پلاژیوکلاز فاز اصلی ماگماست، (B) نمایش تغییرات میزان آهن کل در پلاژیوکلاز نسبت به میزان آنورتیت میزان آهن در پلاژیوکلاز با کاهش درصد آنورتیت آن، کاهش می یابد. نمادها نظیر شکل ۳ هستند.

www.SID.ir

نتایج تجزیهٔ چند نمونه از فلدسیارهای پتاسیم در نمودارهای شکل ۸ و نیز درجدول ۴ نمایش داده شدهاند. چنانکه انتظار می رود در سنگهای بازیک ناحیه درصد آنورتیت در فلدسیارهای قلیایی نسبت به واحدهای دیگر، افزایش مى يابد.

## ۴– بیوتیت

به منظور تحلیل سنگشناختی و نحوهٔ ارتباط واحدهای سنگی در مجموعه نفوذی نطنز تلاش شد تا ترکیب شیمیایی کلیهٔ بیوتیتهای تجزیه شده (از واحدهای مختلف سنگی) در نمودارهای واحدی به نمایش درآید. میکاهای تجزیه شده (جدول ۵) مطابق با تقسیمبندی [۸] در گروه میکاهای هـشت وجهی سه گانه قرار می گیرند. همچنین بر پایهٔ ردهبندی یاد شده این کانی بیشتر از نوع بیوتیت است (مقدار ۰۰٫۳۳ Fe/Fe+Mg) (شکل ۱۰–B). بر پایهٔ طبقه بندی [۳۶] این بیوتیتها از نوع منیزیمدارند (شکل۸۰– A-C-D). ایـن نـوع بیوتیت، در واقع نتیجهٔ تبلور اولیهٔ اکسیدهای آهن و Ti دار است و نــشان دهنـدهٔ فوگاسـیتهٔ نـسبتاً بـالای اکـسیژن

است. چنانکه از این نمودار بر میآید بیوتیتهای موجود در گرانیتها و گرانودیوریتها حاوی Mg کمتری نسبت به نمونه-های بازیکترند. از نظر میزان Si، بیوتیتهای موجود در مونزوگرانیت ها دارای Si بیشتری نسبت به نمونه های گرانودیوریت و دیوریت دارند (شکل ۱۰- C). از آنجا که ترکیب بیوتیت در سنگهای آذرین تابع ترکیب ماگمایی است که از آن متبلور می شود، لذا ترکیب شیمیایی بیوتیت ها می تواند به عنوان یک معیار مناسب برای شناسایی محیط زمین ساختی تشکیل گرانیتوئیدها به کار رود (۳۷، ۳۸]. بنابر با ردهبندی [۳۷] این نمونهها در گسترهٔ سنگهای آهکی- قلیایی کوهزایی قرار می گیرند (شکل۱۱– A، A). برای تعیین سری ماگمایی سازندهٔ بیوتیتها نیز از ردهبندی [۳۹] استفاده شد. این رده-بندی بر پایهٔ مقدار Al نسبت به مقدار Mg در واحد مولکولی بیوتیتها بنا شده است (شکل ۱۱- B) و در آن گسترههای پرآلکالن [قلیایی]، قلیایی، آهکی- قلیایی و آلومینوپتاسیک تفکیک شده است. مطابق با این ردهبندی نمونههای موجـود در مجموعه نفوذی نطنز در گسترهٔ سنگهای آهکی-قلیایی وابسته به کمربندهای کوهزایی قرار می گیرند.

۲۲ اکسیژن	بر پايهٔ	ت (Bio)	مای بیوتیہ	کانی	زيردازش	نتايج ريز	جدول ۵
-----------	----------	---------	------------	------	---------	-----------	--------

نسيرن	بر پایه ۱۱۱	(DIO) C	ى بيوىيد	ں تانی ہا	يرپردارس	۵ تايج ر
	Bio	gr	gr	grd	grd	grd
	SiO <sub>2</sub>	361,42	362,08	89/88	۳۵٫۸۶	36/16
	TiO <sub>2</sub>	37,01	٣/٩۴	۲٫۸۳	۳,۵۸	۳/۳۵
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,89	۶۹/	14,89	١٣٫٧٩	۱۴,۰۰
	FeO	۲۱٬۵۶	21,26	۲۱٬۵۷	۳۲٬۲۳	22/21
	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۰۲	۰,۰۲	•,•۴	۰,۰۱	۰,۰۱
	MnO	<b>۲</b> ۳ <sub>۱</sub>	<b>۰</b> ″۳۹	۰,۵۲	۰٫۵۱	•,44
	MgO	۱۰٫۸۸	۳۶,	۱۰,۴۸	۶-۱۰	٩,٩٢
	CaO	•,••	•,••	٠٫١٣	•,••	۰,۰۱
	Na <sub>2</sub> O	•,•۴	۰٬۰۹	۰,۱۵	٠,١٠	•,1۲
	K <sub>2</sub> O	۱۰٬۱۸	۱۰,۱۳	٩٫٧٧	۹٫۹۵	٩٫٣۶
	NiO	•,••	•,••	• ،• ١	•,••	•,••
	Total	٩۶٫٧٣	۹ <i>۶</i> ٬۶۰	۹ <i>۶</i> /۵۲	٩۶,١٠	۹۵٫۸۶
	Si	۵٫۸۴۴	$\Delta_{/} A V A$	۵٫۸۶۴	۵٫۸۱۱	۵٫۸۵۸
	Al <sup>IV</sup>	۲,۱۵۶	۲٫۱۲۲	۲,۱۳۶	۲,۱۸۹	۲,۱۴۲
	Al <sup>VI</sup>	۴۲۶ <sub>/</sub>	<b>۰</b> ٬۴۵۹	۰٬۵۷۸	•,۴۴۳	۰,۵۲۳
	Cr	•,••٣	•,•••	•,••۴	•,••١	•,••٢
	Ti	۴۲۳ <sub>/</sub>	۰٬۴۷۵	•,٣۴١	•,۴۳۶	•,*•٧
	Fe <sup>2+</sup>	۲٫۸۸۹	۲٫۸۴۳	۲٫۸۸۹	۳,۰۱۲	۳,• ۳
	Mg	۲٫۶	۲/۴۷۲	۲٬۵۰۳	۲,۴۲۷	۲٫۳۹
	Mn	۰,۰۵	۰٬۰۵۳	۰,۰Y۱	۰,۰۶۹	۰,۰۶
	Ca	•,••	•,••	•,• ٣٣	•,••	•,••٢
	Na	۰,۰۱۱	۰,·۲۹	•,• 49	۰٬۰۳	<b>۰</b> ٬۰۳۷
	К	۲٬۰۸۲	۲,•۶۸	۱,۹۹۶	۲٬۰۵۸	۱٬۹۳۱
	Sum Cat.	18,48	18,40	18,40	18,44	18,88



شکل ۱۰ (A و C) تعیین ترکیب بیوتیتهای منطقه در نمودار تغییرات فراوانی کاتیونهای موجود در فرمول ساختاری بیوتیت نسبت به Fe<sup>#</sup>، (B) نمودار ردهبندی میکاهای منطقه [A]، میکاهای تجزیه شده بیشتر در ردهٔ بیوتیتهای غنی از Mg قرار میگیرند، (D) نیز تعیین ترکیب (B) نمودار ردهبندی میکاهای منطقه [A]، میکاهای تجزیه شده بیشتر در ردهٔ بیوتیتهای غنی از Mg قرار میگیرند، (D) نیز تعیین ترکیب (B) شرمیایی بیوتیتها با استفاده از روش [۳۶] در اینجا نیز میکاها در ردهٔ بیوتیتهای غنی از Mg بوده و انواع موجود در سنگهای اسیدی تره Mg شیمیایی بیوتیتها با استفاده از روش [۳۶] در اینجا نیز میکاها در ردهٔ بیوتیتهای غنی از Mg بوده و انواع موجود در سنگهای اسیدی تره Mg شیمیایی بیوتیتها با استفاده از روش [۳۶] در اینجا نیز میکاها در ردهٔ بیوتیتهای غنی از gg بوده و انواع موجود در سنگهای اسیدی تره می کمتری نشان میدهند، (E) نمودار میگیرند که می می می می می می نواند حالی از جذب بخش بزرگ AI موجود در ماگما در شبکهٔ فلدسپارها باشد. نمادها نظیر شکل ۳ هستند.



**شکل ۱۱** (A) تعیین محیط زمین ساختی و سری ماگمایی با استفاده از ترکیب شیمیایی میکاهای منطقه [۳۷] و نمودار (B) میکاهای تجزیه شده بیشتر در گسترهٔ میکاهای آهکی- قلیایی در کمربندهای کوهزایی [۳۸] قرار میگیرند.

**برداشت** با بررسی تجزیههای ریزپردازشی و بررسیهای شیمی کانیها بر روی کانیهای منطقه، نتایج زیر حاصل میشود: - پیروکسنهای سنگها ازانواع فقیر از سدیماند. ترکیب کلینوپیروکسنها بیشتر در گسترهٔ دیوپسید – اوژیت و

ارتوپیروکسنها در گسترهٔ انستاتیت قرار میگیرند. کلینوپیروکسنها با توجه به پایین بودن مقدار Fe در مرکز بلور، در فشار نسبتاً پایین متبلور شدهاند. ترکیب این کانیها منطبق بر پیروکسنهای موجود در سری ماگمایی شبه قلیایی

همخوانی دارد، ولی بررسیهای ژئوشیمی سنگ کل نشان داد که ماهیت ژئوشیمیایی مجموعهٔ آذرین مورد نظر از نوع پتاسیم آهکی- قلیایی پتاسیم متوسط [۱] است که نتیجهٔ مشابه آن با استفاده از ترکیب بیوتیتها و آمفیبولها به دست میآید. بنابراین ماگمای مولد سنگهای منطقه از نوع آهکی- قلیایی است که در واقع زیر مجموعهای از سری ماگمایی شبه قلیایی است.

- آمفیبول ها از نوع کلسیک و با ترکیب غالب مگنزیوهورنبلند و هورنبلند از فراوانترین کانیهای مافیک در این مجموعه هستند. بررسیهای فشار سنجی بر پایهٔ AI موجود در آمفیبولها [۲۷] نشان دهندهٔ عمق تبلور آمفیبول به ترتیب ۲/۵۱ Kbar (برای نمونهٔ دیوریتی)، ۲/۲۳ Kbar (برای نمونهٔ گرانودیوریتی) و ۲/۰۸ Kbar (برای نمونهٔ گرانیتی)، است. - ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه از An<sub>11</sub> (کمترین مقدار در گرانیت) تا 2012 (بیشترین مقدار در گابروها) بوده و در برخی

از مقاطع، این کانی دارای منطقهبندی عادی است. - دمای تعادل آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمونهٔ گرانودیوریت با استفاده از روش [۲۸] برابر با ۲۰۵٬۱۵ درجهٔ سانتیگراد برآورد می شود.

– میکاهای منطقه بیشتر از نوع بیوتیت غنی از Mg هستند. بـر پایهٔ ردهبندی [۳۹، ۳۷] ماگمای سازندهٔ بیوتیتهای منطقـه در گروه کوهزایی آهکی– قلیایی قرار می گیرند.

با بررسی مقدار آهن موجود در واحدهای مختلف مجموعه
 نطنز ملاحظه میشود که کانیهای فرومنیزین موجود در این
 مجموعه به موازات افزایش سیلیس سنگ، از آهن نیز غنی می شوند.

- بر پایهٔ ترکیب آمفیبولها، کلینوپیروکسنها، بیوتیتها و نیز محاسبهٔ فوگاسیتهٔ اکسیژن با استفاده از رابطهٔ [۳۰] به نظر میرسد که میزان فوگاسیتهٔ اکسیژن در ماگمای سازندهٔ نمونه-های دیوریتی، گرانودیوریتی و مونزوگرانیتی منطقه، نسبتاً بالا بوده است. میزان فوگاسیتهٔ اکسیژن در ماگما بستگی به جنس مواد در خاستگاه ماگما دارد که آن نیز خود وابسته به جایگاه زمین ساختی است [۴۰]. ماگماهای گرانیتی با خاستگاه ته نشستی بیشتر حالت احیایی دارند در حالیکه گرانیتهای نوع انیسبتاً اکسایشی هستند [۴۰]. میزان محاسبه شدهٔ فوگاسیتهٔ اکسیژن در سنگهای منطقه به خوبی خاستگاه رسوبی را برای ماگمای سازندهٔ آنها رد میکند (نتایج حاصل از بررسی شیمی سنگ [۱] نیز این موضوع را تأیید میکند).

مراجع [۱] هنرمند، م.، "مطالعات پتروگرافی، پترولوژی و پتروژنز توده-های نفوذی غرب و جنوب غرب نطنز با نگرشی بر تعیین شرایط ترمودینامیکی تبلور"، پایان نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۴۱ صفحه (۱۳۸۵).

[2] White, A.J.R. and Chappll, B.W., "*Ultrametamorphism and granitoid genesis*", Tectonophysics 43 (1977) 7-22.

[3] Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Science 8(1971) 523-548.

[4] Pearce J.A., "Source and setting of granitic rocks", Episode, 19 (1996) 120-125.

[5] Pourhoseini F., (1981) Ph.D (Cambridge.U.K.) "Petrogenesis of Iranian plutons, a study of the Natanz and Bazman Intrusive complexes", Geological survey of Iran, Report No. 53, 1983.

[6] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K., Gottardi G., "*Nomenclature of pyroxenes*". Mineralogical Magazine, 52 (1988) 535-550.

[7] Droop, G.T.R., "A general equation for estimating  $Fe^{3+}$  Concentration in ferromanesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stochiometric criteria", Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-435.

[8] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the Rock – forming minerals", Longman, London, (1991) 528 p.
[9] Mordick B.E., Glazner A.F., "Clinopyroxene

[9] Mordick B.E., Glazner A.F., "*Clinopyroxene thermobarometry of basalts from the Coso and Big Pine volcanic fields, California*", Contributions to Mineralogy and Petrology 152 (2006) 111–124.

[10] PePiper G., "Zoned Pyroxenes from Shoshonite Lavas of esbos, Greece: Inferences concerning Shoshonite Petrogenesis", Journal of petrology, 25 (1984). Part 2, 453-4721.

[11] Bence A.E., Papike J.J., Ayuso R.A., "*Petrography of Atlantic island arcs*", Bulletin of volcanology 32 (1975) 189-206.

[12] Schweitzer E.L., Papike J, J., bence A.E., "Statitical analysis of clinopyroxenes from deepsea basalts", American Mineralogist 64 (1979) 501-513.

[13] Cameron M., Papike J.J., "*Structural and chemical variations*", American Mineralogist, 66 (1981) 1-50.

[14] Zhu Y., Ogasawara Y., "Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokchetav UHP massif, North Contributions to Mineralogy and Petrology 110 (1992) 304-310.

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

[29] Blundy J.D., Holland T.J. B., "*Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer*", Contributions to Mineralogy and Petrology 104 (1990) 208-224.

[30] Wones D.R., "Significance of the assemblage titanite + mognetitet + quartz in granitic rocks", 74 American Mineralogist, (1989) 744-749.

[31] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Powell W., "*Amphiboles from suprasubduction and intraplate* lithospheric mantle", 99 Lithos (2007)68-84.

[32] Pietranik A., Koepke J., Puziewicz J., "Crystallization and resorption in plutonic plagioclase: Implications on the evolution of granodiorite magma (Gesiniec granodiorite, Strzelin Crystalline Massif, SW Poland)", 86 Lithos (2006) 260-280.

[33] Tegner C., "Iron in plagioclase as a monitor of the differentiation of the Skaergaard intrusion", Contribution to Mineralogy Petrology 128 (1997) 45-51.

[34] Smith JV., "*Phase equilibria of plagioclase*", In: Ribbe PH (ed) Feldspar mineralogy, 2nd edn Mineralogical Society of America, Washington DC, (Reviews in Mineralogy vol. 2) (1983) 223-239.

[35] Smith J.V., Brown W.L., "Feldspar minerals. Crystal structures, physical, chemical and microtextural properties", Springer, Berlin-Heidelberg-New York, (1988) 828p

[36] Foster M.D., "Interpretation of the composition of trioctahedral micas". U.S. Geological Survey, Prof. Pap, 354 (1960) 11-49.

[37] Abdel – Rahman A. M., "Nature of biotites from alkaline, Calc-alkaline and peraluminous magmas", Journal of Petrology 35 (1994) 525-541.
[38] Spear J.A., "Mica in igneous rocks". In: Micas, Bailey, S.W. (ed); Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy 13 (1984) 299-356.

[39] Nachit H., "*Contribution a I é tude analytique et experimental des biotite des granitoids Applications typologiques*", These de Doctorat De L'univesité de Bretagne accidental (1986) 236p.

[40] Helmy H.M., Ahmed A.F., El Mahallawi M.M., Ali S.M., "Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications" Journal of African Earth Sciences 38 (2004) 255–268.

*Kazakhstan*". Journal of Asian Earth Sciences 22 (2004) 517–527.

[15] LeBas N.J., "*The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage*", American Journal of Science 260 (1962) 267-288.

[16] Leterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., "*Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series*", Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 139-154.

[17] Nosova A. A., Sazonova L. V., Narkisova V. V., Simakin S. G., "*Minor elements* 

*in clinopyroxene from Paleozoic volcanics of the Tagil Island Arc in the Central Urals*", Geochemistry International 40 (2002): 219-232.

[18] Anderson JL., "*Status of thermobarometry in granitic batholiths*", Trans Roy SocEdinb: Earth Science 87 (1997) 125-138.

[19] Ramsay R.R., "*Geochemistry of Diamond Indicator Minerals*". PhD Thesis, University of Western Australia, Perth, WA. 1992.

[20] Thompson R.N., "Some high-pressure

*pyroxenes*". Mineralogical Magazine 39(1974) 768-787.

[21] Wass, S.Y., Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks, Lithos 12 (1979) 115–132.

[22] Leake B.E., Woolley A.R., Birch W.c., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthone F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovicher V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., "Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new mineral and mineral names", Mineralogical Magazine 61 (1997) 295-321.

[23] Spear F.S., "*Metamorphic phase equilibria* and pressure – temperature – time paths" Mineralogical Society of America, Washington, (1993) 799.

[24] Jarrar GH, "*Mineral chemistry in dioritic hornblendite from Wadi Araba, Southwest Jordan*", Journal of African Earth Sciences 26 (1998) 285-295.

[25] Anderson JL., Smith D.R., "*The effects of temperature and*  $f_{02}$  *on the Al-in-hornblende barometer*". Amarican Mineralogist 80 (1995) 549-559.

[26] Stein E., Dietl C., "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald", Mineralogy and Petrology 72 (2001) 185-207.

[27] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer".