مقاله يژوهشي

Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران سال سی و دوم، شمارهٔ سوم، پاییز ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۵۶۵ تا ۵۸۰

دمافشارسنجی تودههای نفوذی غرب تفت بر پایه دادههای شیمی کانیها

جواد قانعی اردکان

گروه زمینشناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

(دريافت مقاله: ۱۴۰۲/۱۰/۲۷، نسخه نهايي: ۱۴۰۳/۱/۱۵)

چکیدہ: بررسی تودہھای گرانیتوئیدی غرب تفت، در بخش میانی پھنہ ایران مرکزی، بیانگر حضور کانی های کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز به عنوان کانیهای اصلی و آمفیبول، بیوتیت، اسفن، زیرکن و آپاتیت به عنوان کانیهای فرعی است. در این سنگها، بافتهای دانهای دانهمتوسط تا دانهریز، گرانوفیری و میرمیکیتی دیده میشوند. دادههای تجزیه شیمی کانیها نشان میدهد که در این تودهها، آمفیبولهای نوع کلسیمی با ماهیت منیزیوهورنبلند تا اکتینولیت در دمای ℃ ۶۹۹-۸۹۱، فشار ۴٫۹-۲٫۱ Kbar و عمق ۶−۴٫۴ Km متبلور شدهاند. همچنین فلدسپارهای نوع الیگوکلاز تا آندزین متعلق به دمای ℃ ۲۰۰-۸۰۰، و بیوتیتهای نوع منیزیمدار متعلق به دمای $^{\circ}C$ ۲۰۰–۷۵۰ متبلور شدهاند. شیمی کانی بیوتیت نشانگر ماهیت گوشتهای ماگمای سازنده این سنگهاست که طی صعود دچار آلایش یوستهای متوسط تا شدید شدهاند. شیمی کانی کلریت به دخالت فرآیندهای دگرسانی و تشکیل این کانی در دمای ۳۳۰ تا ۳۶۰ درجه سانتی گراد اشاره دارد. ترکیب همه دادهها گویای ماهیت آهکی قلیایی نوع I تودههای نفوذی مورد بررسی است که در پهنه ساختاری فرورانش و در ارتباط با کرانه قارهای فعال تشکیل شدهاند.

واژەھاي كليدى: شىمى كانى؛ تودە گرانىتوئىدى؛ آھكى قليايى؛ تفت؛ دمافشارسنجى.

مقدمه

امروزه دادههای تجزیه شیمی کانیها برای تعیین سیر دگرگونیها، نوع ماگما و موقعیتهای زمینساختی بسیار و زمینشناسان با استفاده از تجزیههای ریزپردازشی به نتایج جالبی پیرامون منطقه و سنگ مورد بررسی دست مییابند. در این بین، استفاده از شیمی کانیهایی چون آمفیبول، بیوتیت و فلدسپاتها بسیار رایج است. با توجه به حضور این کانیها در گرانیتوئیدها، می توان با ریزیردازش کانی های نام برده سرگذشت تودههای گرانیتوئیدی را برآورد کرد. در یی فازهای فعالیت ماگمای متنوعی در ایران، تودههای گرانیتوئیدی شکل گرفته و توسط زمینشناسان بررسی شدهاند.

یکی از این فازهای فعالیت ماگمایی، فاز ماگمایی شیرکوه است که در اثر فازهای تاخیری آن، تودههای نفوذی روشن متنوعی در منطقه علیآباد، حسنآباد و دره زرشک تشکیل شدهاند (شکل ۱) [۱]. برخی زمین شناسان بر این باورند که

*نويسنده مسئول: ۹۱۳۳۵۵۷۲۳۶، پست الکترونيکي: <u>ghaneijavad@pnu.ac.ir</u>

بررسی شده است.

زمين شناسي عمومي منطقه

را تشکیل داده و شامل شیل و ماسهسنگ است. دولومیتهای

چرتدار سازند سلطانیه در منطقه خضرآباد بهصورت ناهمساز

روی نهشتههای کهر قرار گرفتهاند و سپس با مجموعه رسوب

های تخریبی و لایههای سنگ آهک و دولومیت یرمین دنبال

تودهی گرانیتوئیدی علیآباد دارای ترکیب گرانیت تا Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10] کوارتزدیوریت و مشخصههای ماگمای آهکی قلیایی، متاآلومین و از گرانیتوئیدی نوع I بوده که در یک محیط زمینساختی-ماگمایی وابسته به کمانهای آتشفشانی یا کمانهای آتسفشانی- نفوذی شکل گرفته است [۲]. در این یژوهش، شیمی کانیهای آمفیبول، بیوتیت، فلدسپار وکلریت و مگنتیت دو تودهی گرانیتوئیدی علیآباد و آدربلندان در غرب تفت قدیمی ترین سازند منطقه، سازند کهر بوده که پی سنگ منطقه

Copyright © 2024 The author(s). This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International License (<u>https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/</u>) Non-commercial uses of the work are permitted, provided the original work is properly cited



شکل ۱ موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه زمین شناسی واحدهای ساختاری ایران [۱].

می شوند. رسوب های مزوزوئیک شامل سنگ های لاتریت -آتشفشانی تریاس پیشین، شیل ماسه ای، ماسه سنگ و آهک تریاس پسین هستند [۳]. رسوب های تخریبی کرتاسه به صورت پیشرونده روی نهشته های تریاس پسین قرار دارند [۴]. در آخر پالئوژن با تشکیل کنگلومرای کرمان در قاعده، آغاز و سپس با جایگیری نهشت های رسوبی - آتشفشانی روی آن تکمیل می گردد.

توده نفوذی علی آباد در ۴۰ کیلومتری غرب تفت و به صورت پراکنده در پیرامون روستای علی آباد، دره زرشک و حسن آباد با رنگ سفید مایل به خاکستری روشن دیده می شود (شکل ۲). این توده شکل کشیده با روند عمومی شمال غربی – جنوب شرقی دارد و به نظر می رسد که حدود گسترش آن با گسل های منطقه کنترل می شود و در مقیاس بزرگ تقریباً در راستای

گسلهای اصلی کشیدگی دارد. در پی تزریق این توده به درون شیل، ماسه سنگ و آهکهای مزوزوییک، اسکارن و هورنفلس و تشکیل شده و کانهزایی آهن و مس رخ داده است (شکل ۳ الف). همچنین دگرسانیهای گرمابی در منطقه دیده میشود. **توده نفوذی آدربلندان** در ۴۵ کیلومتری غرب تفت و در شرق روستای استاژ بدرون سنگهای آهکی کرم تا سفید رنگ کرتاسه نفوذ کرده و منجر به تشکیل اسکارن، مرمر، هورنفلس و کانهزایی مس شده است (شکل ۲). این توده با روند شمال غربی- جنوب شرقی به صورت توده کشیده، کم ارتفاع و تپه ماهوری دیده میشود. این توده در نمونه دستی دارای رنگ روشن، تمام روشن و هولوکریستالین و دربردارنده درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز است (شکل ۳).



شکل۲ نقشه زمینشناسی تودههای گرانیتوئیدی علیآباد و آدربلندان برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰ علیآباد [۳].



شکل ۳ الف) نفوذ توده نفوذی گرانیتوئیدی علیآباد (ALG) در سازند تفت (TF) و تشکیل اسکارن (SK) در غرب روستای حسنآباد ب) ارتباط صحرایی توده نفوذی گرانیتوئیدی آدربلندان (ADG) با سازند تفت (TF) و تشکیل اسکارن (Sk) و هورنفلس (HF) در غرب نصرآباد.

روش بررسی

پس از تهیه بیش از ۵۷ مقطع نازک و انجام بررسیهای سنگ-نگاری، تعداد ۱۲ مقطع نازک از نمونههای سالم و با کمترین دگرسانی تهیه شد. سپس کانیهای مناسب، برای تجزیه نقطه ای با ریزپردازشگر الکترونی انتخاب و به دانشگاه اکلاهماسیتی امریکا ارسال شدند. در مجموع ۸ نقطه فلدسپار، ۹ نقطه آمفیبول، ۵ نقطه بیوتیت، ۳ نقطه کلریت و ۳ نقطه مکنتیت از تودههای نفوذی علیآباد و آدربلندان به روش طیفسنجی تفکیک طول موج (WDS) تجزیه ریزپردازشی شدند. تجزیه-مای ریزپردازشی با دستگاه Cameca مدل 2010 با ولتاژ شتابدهنده V1 51 و شدت جریان 15 nA انجام شد. در آخر شتابدهنده Spreetsheel با نرمافزارهای 2.02 لاماسیجی از نتایج پردازش دادهها با نرمافزارهای 2.02 مقادیر +Fe و زمینفشارسنجی استفاده شد. برای تفکیک مقادیر +Fe و زمینفشارسنجی استفاده شد. برای تفکیک مقادیر +Fe و ت⁴ در فرمول ساختاری کانیهای بیوتیت و آمفیبول از روش پیشنهادی مرجع [۵] استفاده شد.

بررسیهای سنگشناسی و کانیشناسی

توده نفوذی علیآباد با بافت گرانوفیری، پورفیری، ریزنگاشتاری، دانهای ریز تا متوسط دانه شامل کانیهای اصلی پلاژیوکلاز، هورنبلند، کوارتز، ارتوکلاز و بیوتیت قابل مشاهده است. پلاژیوکلازها در اندازه چند میکرون تا چند میلیمتر با فراوانی مناعه بندی عادی و نوسانی هستند. گاهی در پلاژیوکلازها آثار خوردگی و گردشدگی با پوششی از ارتوکلاز یا رشد کرمی شکل کوارتز در لبهها دیده میشود. (شکل ۴ الف). کوارتزها با فراوانی ۲۱ تا ۳۳ درصد اغلب بیشکل و به صورت بیندانهای هستند. همرشدی این کانی با فلدسپاتها بافت نگاشتاری ایجاد

کرده است. ارتوکلازها با فراوانی ۲۳ تا ۳۷ درصد به صورت بی شکل تا نیمه شکل دار و گاهی با بافت پرتیتی رشته ای وجود دارند.

فراوانترین کانیهای مافیک، آمفیبولهای درشت و ریزبلور نیمهشکلدار تا شکلدار با فراوانی ۲ تا ۵ درصد از نوع هورنبلند هستند (شکل ۴ ب). بیوتیت با فراوانی ۲ تا ۳٫۵ درصد به صورت تیغههای نیمهشکلدار تا بیشکل دیده میشود. گاهی انباشت بلورهای بیوتیت (ثانویه) در راستای رخها و لبه هورنبلند دیده میشود. کانیهای فرعی بیشتر اسفن، پیروکسن، زیرکن و کانیهای کدر هستند. بر اساس ردهبندی مودال، توده رانیتوئیدی علیآباد دارای ترکیب مونزوگرانیت تا گرانودیوریت است (جدول ۱). همچنین کانیهای ثانویه اپیدوت، کلریت، اسفن ،کلسیت و بیوتیت ناشی از دگرسانی پلاژیوکلاز، اسفن ،کلسیت و میوتیت ناشی از دگرسانی پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند به طور گسترده دیده میشوند (شکل ۴

توده نفوذی آدربلندان دارای کانیهای اصلی پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز و هورنبلند و کانیهای فرعی بیوتیت، پیروکسن، آپاتیت، اسفن و کانیهای کدر است. همچنین کانیهای ثانویه ناشی از دگرسانی شامل کلریت، اپیدوت، سریسیت، اسفن و کانیهای رسی نیز در این سنگها دیده میشوند. بافتهای اصلی شامل دانهای ریز تا متوسطدانه، پورفیری، گرانوفیری و حال خال هستند (شکل ۴ ت). پلاژیوکلازها بیشتر با فراوانی صورت درشت بلور با ماکل تکراری، ماکل صفحهٔ شطرنجی، منطقهبندی ترکیبی و خاموشی غیریکنواخت دیده میشوند. در برخی از بلورها، لبه واکنشی، آثارخوردگی و محوشدگی تیغههای ماکل وجود دارند (شکل ۴ ث).

جدول ۱ نتایج آنالیز مدال سنگهای تودههای نفوذی غرب تفت. علایم اختصاری به کار رفته , Qtz=Quartz, A.F=Alkali Feldspar Pl=Plagioclase, Bit=Biotite, Hbl=Hornblende, Px=Pyroxene, Ap=Apatite, Opq=Opaque

| Sample | Sample No. | Rock Type | Qtz | A.F | Pl | Bit | Hbl | Px | Ар | Opq | Counted |
|--------|------------|--------------|-------|-------|-------|-----|-----|----|------|------|---------|
| | GH.AL.30 | Monzogranite | 21/26 | ۲۳٫۲ | 41,78 | ٣,۵ | ۲٫۴ | - | <•1) | ١٫٢ | ۶۲۵ |
| | GH.AL.33 | Monzogranite | ۳۱ | ۳۷ | ۳۵٫۸ | ٣/٣ | ٣/۴ | - | - | • ,۵ | ۶۹۵ |
| bad | GH.AL.34 | Monzogranite | ۳۱,۷ | ۲۸۸ | ۳۱٫۳ | ۲,۶ | ۴,٧ | - | - | ٠,٩ | ٧۶٠ |
| lia | GH.AL.41 | Granodiorite | ۲۳۸ | 24/1 | 48,1 | ۲,۵ | ۲۷ | - | <•1) | • ,٧ | ۵۲۰ |
| • | GH.AL.49 | Granodiorite | YQ,V | 27,4 | 40,4 | ۲٫۲ | ٣۵ | - | - | • ,٨ | 54. |
| | GH.AL.57 | Monzogranite | ٣٢,٨ | ٣١/٢ | 29,1 | ۲٫۴ | ٣٨ | - | - | • 8 | ۵۲۰ |
| a | GH.AD.1 | Granodiorite | ۲۳,۵ | 77 | ۵٠,۲ | ١,٧ | ۲,۲ | - | <•1 | ٣,٠ | ۵۸۰ |
| pue | GH.AD.2 | Granodiorite | TI,V | 241 | 41.1 | ٣ | ۲۵ | - | <•1 | ج. | ۵۷۰ |
| n pols | GH.AD.5 | Monzogranite | ۲۵ | ۲۵,٩ | 47,4 | ۲٫۲ | ۲۸ | - | - | • ,٧ | ۵۱۰ |
| ler | GH.AD.9 | Monzogranite | ۳۰,۶ | ۲١,۲۰ | 47,7 | ٣ | ۲ | - | - | ج. | ۵۸۰ |
| A | GH.AD.12 | Monzogranite | ۲٨,٢ | ۲۵/۴ | ۳۸٫۹ | ۲,۶ | ٣,٨ | - | - | 1,1 | ۶۰۵ |



شکل ۴ تصاویر (XPL) از الف) بافت گرانولار و بلورهای پلاژیوکلاز در توده علی آباد، ب) بافت گرانولار و منشورهای هورنبلند در توده علی آباد، پ) بافت میرمکیتی وگرانوفیری در توده علی آباد، ت) بافت گرانولار و حضور پلاژیوکلاز، ارتوکلازپرتیتی، هورنبلند، بیوتیت و کوارتز در توده نفوذی آدربلندان، ث) هورنبلند، بیوتیت، اسفن و اوپک در توده آدربلندان، ج) درشت بلور پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و کلریت در توده نفوذی آدربلندان.

کوارتزها با فراوانی ۲۲ تا ۳۱ درصد بی شکل و به صورت بیندانهای هستند و اغلب بواسطه همرشدی با ارتوکلازها با بافت گرانوفیری آشکار می شوند. ارتوکلاز با فراوانی ۲۲ تا ۲۶ درصد به صورت بی شکل تا نیمه شکل دار و گاهی با بافت پرتیتی رشته ای و یا همرشدی با کوارتز (بافت نگاشتاری) وجود دارد. آمفیبول با فراوانی ۲ تا ۴ درصد، فراوان ترین کانی مافیک در توده آدربلندان است که به صورت نیمه شکل دار تا شکل دار دیده می شود. بیوتیت با فراوانی ۱/۵ تا ۲/۵ درصد به صورت تیغه های نیمه شکل دار تا بی شکل دربردارنده میانبارهایی از زیرکن، اکسیدآهن و اسفن است (شکل ۴ ج). گاهی بیوتیت های در حال تبدیل به کلریت و اسفن دیده می شوند.

براساس ردهبندی مودال، توده نفوذی آدربلندان در گستره مونزگرانیت تا گرانودیوریت قرار دارد (جدول ۱).

شيمي آمفيبول

آمفیبول براساس تنوع ساختاری و ترکیب شیمیایی میتواند در گستره وسیعی از انواع سنگها با شرایط دما و فشار متفاوت ظاهر شود [۶]. بر پایه ترکیب شیمیایی این کانی، میتوان به سرنوشت تبلور ماگمایی آن پی برد. در جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازشی ۹ نقطه از دو توده نفوذی مورد بررسی آورده شدهاند. در شکل ۵ تصاویر الکترون های پس پراکنده (BSE) از آمفیبولهای مورد بررسی نشان داده شدهاند. جایابی دادههای ریزپردازشی آمفیبول در نمودارهای مرجع [۸،۷]

نشانگر ترکیب کلسیمی این کانیهاست که در گستره فروهورنبلند، ترمولیت و فرواکتینولیت قرار دارند و شاخص گرانیتهای نوع I هستند [۹] (شکل ۶). آمفیبول کانی مناسبی برای زمین دمافشارسنجی به شمار میرود [۹، ۱۰] . مقدار AI، AI، D و Na در ترکیب آمفیبول تابع فشار، دما و گریزندگی اکسیژن است. همچنین کاتیونهایی چون تیتانیم، آلومینیم کل و آلومینیم چاروجهی (AI^{IV}) نسبت به دما حساس هستند؛ بهطوری که افزایش دما، باعث افزایش مقدار Ti و سرانجام افزایش مقدار ^{VI}IA می گردد. مقدار آلومینیم

هشتوجهی (Al^{VI}) بر خلاف Al^{IV} با افزایش فشار افزایش می ابد و دما بر آن بی اثر است. محاسبه مقدار Al^{VI} و AIT اساس سنجش فشار بر پایه ترکیب آمفیبول است، زیرا مقدار Al در آمفیبول تابع غلظت Al در ماگمای مادر نبوده بلکه تابع شرایط محیط تبلور این کانی یعنی فشار حاکم بر تبلور است. شرایط مقدار Al در ارتباط مستقیم با عمق جایگیری توده است و هرچه مقدار Al موجود در آمفیبول بیشتر باشد، توده گرانیتی در عمق بیشتری جایگیری نموده است.

جدول۲ نتایج آنالیز مایکروپروب آمفیبولهای تودههای نفوذی علیآباد، آدربلندان (بر اساس ۲۳ اکسیژن). علایم اختصاری به کار رفته در جدول R=Rim M=Middle C=Core Mg-Hb=Magnesio-Homblende Tre=Tremolite Ede=Edenite:

| | | maare | 0 0010 | 1115 110 | inaginer | Jio Home | ienae . | rie rienn | |
|--------------------------------|----------------------|---------------------|------------------|----------|----------------|----------------|----------------|--------------|--------------------|
| N.Sample | AL.35 | AL.35 | AL.35 | AL.35 | AL.35 | AL.35 | AD.5 | AD.5 | AD.5 |
| Position | 2/1/R | 2/2/M | 2/3/C | 4/7/C | 4/8/M | 4/9/R | 1/4/R | 1/5/M | 1/6/C |
| SiO ₂ | ۴۶٬۸۹ | 48,89 | 40,91 | 48,98 | 41,49 | 41,80 | ۷۴٫۸۵ | 41,94 | ۴٨,٠۴ |
| TiO_2 | ۱,۳۴۰ | ۲,۵۴۰ | ۲,۴۹۰ | 1,810 | ۱,۷۸۰ | 1,49. | ٠,٢١٠ | ۰,۱۵۰ | •۱۲۰ |
| Al ₂ O ₃ | ٨,۵۶۰ | ٨,٧۵٠ | ٨,٧٢٠ | ۷٫۸۳۰ | ٨, ٢٢. | ۷٫۷۸۰ | ٩,٧٧٠ | ٨,۴٨٠ | ٩٫٧۵٠ |
| FeO | ۱۰٬۶۰ | 1.44 | ۱۰٬۹۹ | 14,48 | ۱۲٬۵۳ | ۵۲/۰۵ | ۱۰٫۸۰ | 11/29 | ۱۱٬۰۳ |
| MnO | • ۲۳۲ • | ٠,٣٠٠ | • ۲۳۲ • | • ,٣۶• | •,٣۴• | ٠,٣٩٠ | • ، ۱۲ • | ۰, • ۹ • | •,1•• |
| MgO | 18,88 | 18,14 | ۱۵,۷۳ | ۱۵,۳۴ | ۱۵٫۸۳ | ۱۵٫۸۰ | 14/17 | 14,84 | ۱۴٬۰۸ |
| CaO | ۱۱/۴۰ | ۲۱/۴۸ | 11,47 | ۱۰٬۹۷ | ١١/٠٧ | ۶ ۱۱٬۰۶ | ۱ \/Υ٨ | 11,98 | ۱۱٬۸۸ |
| Na ₂ O | ۲٬۵۷۰ | ۲٫۷۵۰ | ۲٫۷۰۸ | ۲,۴۱۰ | ۲,۴۰۰ | ۲/۳۷۰ | ۱,۷۸۰ | ۰ • ۷٫۱ | ۱,۷۸۰ |
| K ₂ O | ۰ <i>،</i> ۶۹۰ | • ۶۷۰ | ۶ | • ,88• | ٠٫۵٧ | • ،۵۹ • | ۰٫۱۵۰ | ٠,١٣٠ | ۰٫۱۶۰ |
| F | •,••• | •,••• | •,••• | •,••• | •,••• | •,••• | •,••• | •,••• | •,••• |
| Cl | •,••• | •,••• | •,••• | •,••• | •,••• | •,••• | •,••• | •,••• | •,••• |
| Total | ۹۹/۱۶ | ۹۹ /۹۲ | ٩٩٫۵٠ | ۹٩,۲٩ | ۱ • ۱٬ • ۹ | ٩٩٫٨٨ | ۹ <i>۶</i> ٬۷۹ | ٩۶,٧٨ | ۹۷٫۱۴ |
| Si | 8,8X | ۶٬۵۸ | ۶,۵۶ | ۶,۷۱ | ۶,۶۵ | ۶,۷۴ | ۶,۹۳ | <i>۶</i> ,۹۷ | -8,90 |
| AlIV | ۲۳۲ | 1,47 | 1,44 | ٩ ٢,١ | ۱/۳۵ | ۱,۲۶ | ٧,•٧ | ۳. | ۵-۱ |
| AlVI | •,11 | •,•۴ | ٠٬٠٣ | • , • ۲ | •,•• | ۳.,۰ | • ,8 • | ۰٬۴۸ | ۶۱، ۲ _۱ |
| AlT | ۱/۴۳ | 1,48 | 1,44 | ۱,۳۱ | ۱/۳۵ | ١,٢٩ | 1,84 | ۱۵۱ | ۱,88 |
| Ti | •,14 | • ۲۷ | • ۲۷ | ٠,١٧ | ٠,١٩ | •,18 | ۰,۰۲ | ۰,۰۲ | ۰,۰۱ |
| Fe ⁺³ | <i>۱</i> ۶۱ ا | ۸۴ _۱ , ۰ | ۲ ۹, ۰ | • ,YA | • ٫٩ • | • , / • | ٠٫٢٣ | ۸۲٬۰ | ۲۱,۰ |
| Fe ⁺² | 64, + | ۶۷ _/ | ۰٫۸۳ | ۰,۷۱ | ۶۵/ ۰ | ۶۳, | ۸,•۸ | ۱,۱۰ | ۱,۱۲ |
| Mn | ۴,۰۴ | •,•۴ | •,•۴ | •,•۴ | ۰,۰۴ | ۰,۰۵ | ۱,۰۱ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ |
| Mg | ۳/۴۴ | 37,47 | ٣٫٣۵ | 3,7V | ٣/٣٠ | ٣٫٣٣ | ۳٬۰۵ | ٣,١٠ | ٣,٠٣ |
| Ca | ۱,۷۴ | ۱,۷۴ | ۵۷٫۱ | ۱,۶۸ | 1,88 | ۱,۵۸ | ۱٫۸۳ | ۱٫٨۶ | ۱,۴۸ |
| Na | • ۲۷۱ | ۶۷ _/ | • , YY | • ,87 | 64, • | ۰ ٬۶۵ | • , ۵ • | ۰٬۴۸ | ۰۵۰ |
| K | ٠٫١٣ | •,17 | •,17 | •/11 | • / \ • | • / ۱ ۱ | ۳.,۰۳ | ۰٬۰۲ | ۰٬۰۳ |
| F | •,•• | •,•• | •,•• | •,•• | • , • • | •,•• | •,•• | • / • • | •,• • |
| Cl | •,•• | •,•• | • / • • | •,•• | • / • • | •,•• | •,•• | •,•• | •,• • |
| SUM | $\Delta_{0}\Delta V$ | 10,88 | 10,84 | 10,48 | 10,41 | 10,47 | ۱۵,۳۶ | ۱۵/۳۷ | ۱۵٬۳۷ |
| (Na+Ca)B | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ |
| Na B | ۰,۲۶ | ۰,۲۶ | ۵۲٫۰ | • /٣٢ | •,٣۴ | ۳۳, • | ٠,١٧ | • ,14 | ۰,۱۶ |
| (Na+K) A | ٠٫۵٧ | •,87 | •,84 | •,48 | ٠٫۴١ | •,۴٣ | ۰٫۳۶ | • ،٣٧ | ٠٬٣٧ |
| Mg/(Mg+Fe+2) | ٠٫٨۴ | ٠٫٨٢ | ۰ ۸ _۱ | ٠٫٨٢ | ۰,۸۵ | ۰٫۴۸ | ٠٫٧۴ | ٠٬۴٧ | ٠٬٧٣ |
| Fe+3/(Fe+3+AlVI) | ٠٫٨۴ | ٠٫٩٢ | ۴ ۹۲ · | ٠٫٩٧ | ۱,۰۰ | ۰ ٬۹۶ | ٠,٢٨ | • ،٣٧ | ۰,۲۶ |
| Name | Ede | Ede | Ede | Mg-Hb | Mg-Hb | Mg-Hb | Mg-Hb | Mg-Hb | Mg- |



شکل ۵ تصاویر BSE از آمفیبولهای تودههای نفوذی غرب تفت، الف) آمفیبول بیشکل با ترکیب ادنیت و همزیست با پلاژیوکلاز در کوارتزدیوریت علیآباد، ب) آمفیبول نیمهشکلدار با ترکیب منیزیو تا فرهورنبلند و در تعادل با پلاژیوکلاز در مونزوگرانیت آدربلندان.



شکل ۶ الف) تقسیمبندی آمفیبولهای تودههای نفوذی غرب تفت در نمودار [۸]، ب) نمودار متمایز کننده آمفیبولهای آذرین از دگرگونی[۸]، پ) نمودار مجموع کاتیونهای Na+K+Ca نسبت به Si [۱۸]، ت) نمودار AIVIنسبت به AIVI [۱۹]، دایره بنفش: آدربلندان، دایره آبی: علی آباد.

پژوهشگران بسیاری روابطی را برای محاسبه فشار و دما برپایه ترکیب شیمیایی آمفیبول ارائه کردهاند [۱۱– ۱۷]. نتایج محاسبه فشار بر اساس شیمی کانی آمفیبول به روشهای مختلف در جدول ۳ آمده است. بر اساس این دادهها، تودههای گرانیتوئیدی غرب تفت دارای میانگین گستره فشار ۱٫۵ تا ۴٫۹ کیلوبار را نشان میدهند (شکل ۷ الف). همچنین بر اساس محاسبات اشمیت [۱۶]، سنگهای منطقه گسترده دمای ۶۵۹ تا ۸۹۱ درجه سانتی گراد را دارند (جدول ۳، شکل ۷ ب)[۸۸]. گریزندگی اکسیژن، عامل مهمی در تعیین مجموعه کانیایی سنگ است [۱۹]. از اینرو، برپایه آمفیبولهای مورد بررسی

مقادیر گریزندگی بالاست (#Fe کمتر از ۵/۰). برای محاسبه کمی گریزندگی اکسیژن از رابطه زیر استفاده شد [۲۰]: Log fO₂= -30930 / T + 14.98 + 0.142 (P-1) / T (۱) T (۱) مقدار گریزندگی اکسیژن تودههای غرب تفت بین ۱۰/۷ - تا مقدار گریزندگی اکسیژن تودههای غرب تفت بین ۱۰/۷ - تا امالا اکسیژن قرار میگیرند [۱۲]. سه نمونه از ترکیب آمفیبولهای توده علیآباد که مقدار ⁺²Fe آنها کمتر از ۲۳ است، دارای گریزندگی اکسیژن کمتر (۱۰/۷-) و دمای بالاتر (۵٬۰۰۳) نسبت به دیگر نمونهها بوده و دارای ترکیب ادنیت هستند، زیرا در دماهای بالاتر جانشینی ادنیت بیشتر انجام شده و سبب افزایش AI در شبکه هورنبلند میگردد. بر پایه ترکیب

آمفیبولها، خاستگاه و محیط زمینساختی ماگمایی سنگهای آذرین منطقه در گستره نیمه قلیایی و در گستره زمینساختی ماگمایی وابسته به مناطق فرورانش قرار دارند (شکلهای ۲ ت

و ث). [۲۲،۲۱]. همچنین عدد منیزیم (#Mg) در هورنبلندهای مورد بررسی برای شناسایی خاستگاه ماگما [۲۳] نشانگر خاستگاه گوشتهای است (جدول ۲).

جدول ۳ مقایسه محاسبات فشار، دما، عمق و فوگاسیته اکسیژن تودههای گرانیتوئیدی غرب تفت به روشهای مختلف.

| Sample | Point | Amphibole | | | Pressur | e (Kbar) | | | | Tem | peratu | re (°C) | | LogfO ₂ | Deptl | 1 (km) |
|-------------------------|------------|-----------|------------|-----------|---------|--------------|------------|------------------|---------|---------|--------|---------|---------|--------------------|-------------------|----------------|
| | | Ttaine | ١ | ٢ | ٣ | ۴ | ۵ | ۶ | Y | ٨ | ٩ | ۱. | 11 | (bars) | ١٢ | ١٣ |
| GH.AL.35 | 2/1/R | Edenite | 57,57 1 | ۳٫۳۴ | 7,97 | ۳,۸۳ | ۲,۱ | ۳,- ۴ | ٨٧. | YDA | ٧٧٩ | YT 1 | ۷۸۶ | -) • /Y | ۵,۳ | ΔY |
| GH.AL.35 | 2/2/M | Edenite | ٣,4٣ | ٣/۴٩ | ۲,۷۳ | ۳,۹۵ | ۲,۱ | 5,14 | ٨٩١ | ۷۹۷ | ۸V۵ | ٧۶٧ | ۸۳۳ | - 1 • /Y | $\Delta_i \Delta$ | ۵۹ |
| GH.AL.35 | 2/3/C | Edenite | ۳٬۴۷ | ۳,۵۲ | ۲٫۷۵ | ۳,۹۸ | ۲,۲ | ۳,۱۸ | ٨٩١ | 714 | ٨٨٠ | ۲۹۳ | ٨۴٧ | - \ - A | ۵,۶ | ۶,• |
| GH.AL.35 | 4/7/C | Mg-Hbl | ۲,۷۱ | ۲,۶۸ | ۲,۱۲ | ٣,٢٧ | ۲,۱ | ۲,Δ۸ | 744 | - | - | - | 744 | -11/4 | ۴,۵ | ۴A |
| GH.AL.35 | 4/8/M | Mg-Hbl | ۲,٩٠ | ٢٨٩ | ۲,۲۸ | 7,44 | ۲,۱ | ۲,۷۲ | ۸۵۱ | - | - | - | ۸۵۱ | -11,7 | ۴,۸ | $\Delta_{j} 1$ |
| GH.AL.35 | 4/9/R | Mg-Hbl | ۲,۶۱ | ۲,۵۶ | ۲,- ۳ | ٣,١٧ | ۲,۱ | ۲,۴۹ | ٨۴٠ | - | - | - | ۸۴. | -11/4 | ۴,۴ | ۴,۷ |
| Average AL | - | - | ۳,- ۷ | ۳,• ۸ | ۲/۴۲ | ۳,۶۱ | ۲/۱۱ | ۲٬۸۶ | ٨۶۵ | ۷۹۳ | ۸۴۵ | 794 | ٨٣٣ | -11/•٣ | Δ, • | ۵٫۳ |
| GH.AD.5 | 1/4/R | Fe- Hbl | ۴,۴۷ | 4,90 | ۳,۶۰ | 4,97 | ۳,۸۰ | 4,19 | ۸۴۲ | 767 | 880 | 444 | ٧۴٩ | - | - | - |
| GH.AD.5 | 1/5/M | Fe- Hbl | ۳,۷۰ | ۳,۷۸ | ۲,۹۵ | ۴,۲۰ | ۳,۲۰ | ۳,Δ٧ | ٨٢٩ | ۷۴۲ | 844 | 811 | 41. | - | - | - |
| GH.AD.5 | 1/6/C | Fe- Hbl | 4,44 | 4,91 | Ψ,ΔV | ۴,٩٠ | ۳,۸۰ | 4,19 | ٨۴٠ | ۲۲۶ | 877 | ۶۸۵ | 441 | - | - | - |
| Average AD | - | - | ۴,۲۰ | 4,74 | ٣,٣٧ | ۴ ,98 | ۳,۶ | ۴,• ۴ | ۸۳۷ | ۷۴۵ | ۶۵۹ | ٧٠۶ | 777 | | | |
| l= Hammarstro (1986) | om and Zei | n 5= Ande | rson and | Schmidt | (1995) | | 9= | Holland | and Blu | ndy (1 | 994) | 13= | Contine | ental depth (km | i) (ρ=27 | 00 kg/m. |
| 2= Hollister et a | al. (1987) | 6= Aver | age Press | sure | | | 10= | = Vynhal | and Mo | sween | (1991) | Mg | -Hb = M | lagnesio- Hom | blende | |
| 3= Johnson and | Rutherfor | d 7= Schn | nidt (1992 | 2) | | | 11= | = Average | e Temp | erature | e (°C) | Fe-l | Hb = Fe | rro-Homblende | e | |
| 4= Schmidt (19 | 92) | 8= Blun | dy and H | olland (1 | 990) | | 12= kg/ | = Oceanic m3) | c depth | (km) (| p=2890 | Tre | -Act= 7 | Fremolite- Acti | inolite | |



شکل ۷ ترسیم دادههای آمفیبول تودههای غرب تفت: در نمودار الف) فشار برحسب کیلوبار در مقابل Al^T [۱۶] و محدوده دمایی تشکیل آمفیبول، ب) نمودار دما برحسب درجه سانتی گراد در مقابل AlT [۱۲]، پ) نمودار Al^{IV} در مقابل (Fe^T+Mg/Feo^T]، ت) جایگاه تکتونیکی آمفیبولهای مورد مطالعه [۲۱]، ث) موقعیت ترکیب شیمیایی آمفیبولها درنمودار [۲۲] (I-Amph): آمفیبول درون صفحهای، (S-Amph): آمفیبول وابسته به مناطق فرورانش.

شیمی بیوتیت

کاتیونهای Mg ،Fe و Al درکانی بیوتیت به فرآیندهای ماگمایی حساس هستند؛ از این رو، از کانی بیوتیت برای بررسی سنگزایی تودههای گرانیتوئیدی استفاده می شود [۲۴، [۲۵]. در شکل ۸ تصاویر میکروسکوپی نوری و الکترونی (BSE)

بیوتیت دیده می شود. نتایج تجزیه ریز پردازشی ۵ نقطه بیوتیت پس از تفکیک مقادیر +Fe² و +Fe³ و بر اساس روش پیشنهادی مرجع [۵] و محاسبه فرمول ساختاری بر پایه ۲۴ اکسیژن در جدول ۴ آورده شده است.



شکل ۸ تصاویر میکروسکوپی و الکترونی (BSE) از بیوتیتهای همزیست با آمفیبول و پلاژیوکلاز در کوارتز دیوریت علی آباد.

| m N | /I=Middle | C=Coer Mg-I | Bit=Magnesi | ول: Biotite | ار رفته در جد | اختصاری به ک |
|-----|---------------------|------------------|------------------|------------------|---------------|---------------|
| | Sample Number | AL35 | AL35 | AD.5 | AD.5 | AD.5 |
| | Position | 4/12/R | 4/10/C | 3/9/R | 3/8/M | 3/7/ C |
| | SiO ₂ | ۳۷,۲۴ | ۳۶,۲X | ۳۶٬۸۷ | ۳۶,۰۳ | 391.08 |
| | TiO ₂ | ۳٬۵۰۰ | ۳٬۸۵۰ | 4,59. | ۴,۵۵۰ | 4,900 |
| | Al_2O_3 | ۱۵,۲۸ | ۱۴٬۷۵ | 14,51 | 10/11 | 14,97 |
| | FeO | ۱٩,۴۵ | ۱۹٬۸۷ | ۲۰,۴۱ | ۲۰,۱۴ | 20,19 |
| | MnO | •,٢٣• | • ۲۳۲ • | ٠,٢٩٠ | • , ۲۷ • | •,٢٩• |
| | MgO | 11/44 | 11/22 | 11,44 | 11,47 | 11,19 |
| | CaO | • / •) • | • / • ۲ • | •,••• | •,••• | •/• ١• |
| | Na ₂ O | • / • Y • | • • • • • | ٠,١٩٠ | .,14. | •,٢٣• |
| | K ₂ O | ۱٠/۵٨ | 1.11 | ۱۰,۰۷ | ۱۰,۰۰ | 9,944 |
| | F | • / • • • | •,••• | •,••• | •,••• | •,• • • |
| | Cl | •,••• | •,••• | •,••• | •,••• | •,• • • |
| | Total | ۹۸٫۳۳ | <i>۹۶</i> ٬۵۹ | ۹۷٬۸۰ | 91/16 | 97,89 |
| | Si | ۵,۵۴۳ | 0,418 | 0,410 | ۵,۵۳۵ | 6/616 |
| | Al ^{IV} | Y/40V | ۲,۵۸۴ | γ,ΔλΔ | 5,480 | ۲٬۴۸۵ |
| | Al ^{VI} | •,•۶١ | ۰,۱۰۵ | • ,• ۵ ٨ | •,٢٩٩ | ۰٬۱۵۸ |
| | Al ^T | ۲,۵۱۸ | ۲٫۶۸۹ | ۲,۶۴۳ | 7,V8F | 1,84 7 |
| | Ti | · , ۴۸۵ | · /۵۱۴ | • ۵۵۹ | ٠,٣٩١ | •,44• |
| | Fe | •,••• | •,••• | •,••• | •,••• | •,• • • |
| | Mn | 5,088 | ۲/۵۳۲ | ۲٬۵۳۶ | ۲/۴۱۸ | 2,028 |
| | Mg | • /• * Y | • ,• ٣۴ | • ,• ٣٧ | ۰,۰۲۹ | •/• *1 |
| | Ca | •,••• | •,••• | •,••• | •,••• | •,• • • |
| | Na | • / • ۵۵ | •,•۴١ | •,• ۶ ٧ | • / • ۲ • | ·/· 1A |
| | K | 1,981 | 1,917 | 1,9.4 | ۲,۶ | 1,988 |
| | F | • / • • • | •,••• | •,••• | •,••• | • • • • |
| | Cl | •,••• | •,••• | •,••• | •,••• | • • • • |
| | SUM | 77,77 | 27,79 | 22/22 | 47,FV | 11,19 |
| | Y _{Total} | ٨,٣٣٨ | ٨,۴٣۶ | ٨,٣۶٠ | ٨,۴۴۲ | A/TYT |
| | X _{Total} | 1,988 | 1,988 | 1,977 | 5, · TV | 1,988 |
| | Al _{Total} | Y, DIA | ۲,۶۸۹ | 7,84 7 | 7,754 | 1,84 |
| | Fe/Fe+Mg | • , ۵ • • | . 491 | • , Δ • 1 | · / ۴۸۸ | .,495 |
|] | Mn/Mn+Fe | • /• 14 | ۰,۰۱۳ | •,•14 | • /• 18 | •1• 18 |
| | Mg# | • , Δ • • | • • \$\Delta_1\$ | • · ۵. • | • ۵۱ • | • ,۵ • • |

جدول ۴ نتایج آنالیز مایکروپروب بیوتیتهای تودههای گرانیتوئیدی غرب تفت (بر اساس ۲۴ اکسیژن). R=Rim M=Middle C=Coer Mg-Bit=Magnesio-Biotite علایم اختصاری به کار رفته در جدول:

شاخص ترین ویژگی بیوتیت حساسیت بالای آن نسبت به مقدار و یا تغییر مقدارهای Fe/Fe+Mg و A ماگمای مادر است که این دو اثرپذیری بیوتیت ماگمای مادر، شرایط در سنگ میزبان را به طور مستقیم نشان میدهند [۲۶]. براساس نمودار سهتایی MgO-TiO2 FeO+MnO [۲۷] بیوتیتهای مورد بررسی از نوع اولیه برآمده از تبلور ماگما هستند (شکل ۹ الف). همچنین مقدار کمتر از یک I^{VI} (بر اساس ۲۴ اکسیژن) الف). همچنین مقدار کمتر از یک I^{V7} (بر اساس ۲۴ اکسیژن) سوتیتهای مورد بررسی بین ۲۰٬۰۳۷ تا ۲۹۹٬۰ بیانگر ماهیت الف). ماگمایی آنهاست (جدول ۴). در تقسیم،ندی بیوتیتها بر ماگمایی آنهاست (جدول ۴). در تقسیم،ندی بیوتیتها بر اساس تغییرات Si به (Fe+Mg)، در تقسیم،ندی بیوتیت ها بر بررسی در گستره منیزیو بیوتیت قرار می گیرند (شکل ۹ پ) اساس تغییرات (آماگی ماگمای مادر است آ



جایابی نمونههای بیوتیت در نمودار تغییرات (Fe+Mg/Fe) نسبت به Al^{IV} [۲۹]، نوع گرانیتهای I را نشان می دهد (شکل ۲۰۵ الف). همچنین بیوتیتها در نمودار مثلثی -FeO-MgO مای الف). همچنین بیوتیتها در نمودار مثلثی -Al₂O3 مایکی قلیایی قرار دارند (شکل ۱۰ ب). نمودار تعیین دما برپایه مقدار تیتان بیوتیتها [۳۰]، دمای ۲۰۰–۷۰۰ درجه سانتی گراد رانشان می دهند (شکل ۱۰ پ). میزان گریزندگی استفاده از نمودار دوتایی Log O2*f* نسبت به دما [۲۰]، بین استفاده از نمودار دوتایی Log O2*f* نسبت به دما [۲۰]، بین استفاده از نمودار دوتایی Log O2*f* نسبت به دما [۲۰]، بین مودارهای تعیین کننده میزان آلودگی پوستهای نشانگر اثر نمودارهای تعیین کننده میزان آلودگی پوستهای نشانگر اثر



شکل ۹ الف) نموار سهتایی تمایز انواع بیوتیتها [۲۷]، ب) نمودار مثلثی (MgO-FeO-Al₂O₃) [۳۱] و جایگاه ترکیب شیمیایی بیوتیتها، پ) ردهبندی شیمیایی میکاهای توده نفوذی مورد بررسی در نمودار [۲۸].



شکل ۱۰ الف) نمایش نمونههای بیوتیت در نمودار تغییرات (Fe-Mg)/Fe در مقابل AIIV [۲۹]، ب) نمودار مثلثی FeO-MgO-Al₂O₃ در مقابل ۱۰ الف) نمایش نمونههای بیوتیت در نمودار مثلثی FeO-MgO-Al₂O₃ در مقابل ۱۰ الف) نمایش نمونههای بیوتیت در نمودار مثلثی FeO-MgO-Al₂O₃ در مقابل ۱۰ المتفاده از مقدار تیتان بیوتیتها [۳۰] ت) ترسیم نمونهها در نمودار تغییرات Log *f*O2 در مقابل ۱۰ المتفاده از مقدار تیتان بیوتیتها [۳۰] ت) ترسیم نمونهها در نمودار تغییرات (۲۹] در مقابل ۲۹] می نمودار مثلثی FeO-MgO-Al₂O₃ در موادار مثلثی در نمودار مثلثی FeO-MgO-Al₂O₃ در موادار مثلثی در نمودار مثلثی FeO-MgO-Al₂O₃ در موادار تعیین دما با استفاده از مقدار تیتان بیوتیتها [۳۰] ت) ترسیم نمونهها در نمودار تعییرات Log *f*O2 در مقابل دما بر حسب درجه سانتیگراد [۳۰]، ث) ترسیم بیوتیتهای مورد بررسی در نمودارهای تخمین میزان آلودگی پوستهای [۳۲].

شيمى فلدسپار

تصاویر میکروسکوپی نوری و الکترونی (BSE) نشان میدهند که پلاژیوکلازهای منطقه مورد بررسی به صورت بلورهای تیغهای نیمهشکلدار تا شکلدار و در تعادل با کانیهای آمفیبول، کوارتز، بیوتیت، ارتوکلاز و مگنتیت هستند. (شکل ۱۱). نتایج تجزیه شیمی فلدسپارهای منطقه مورد بررسی در جدول ۵ آورده شده است. این نتایج پس از محاسبه فرمول ساختاری بر پایه ۸ اکسیژن ارائه شدهاند. نتایج نشان میدهد

که ترکیب پلاژیوکلازهای قلیایی گرانیت خضرآباد از An₀ تا An₂₀ An₂₄)، کوارتز دیوریت علیآباد از An₂₄ تا An₂₄ و مونزوگرانیت آدربلندان از An₃₄ تا An₄₆ متغیّر است (جدول ۵). بررسی ترکیب لبه و مرکز بلورهای پلاژیوکلازها نشان میدهد که ترکیب پلاژیوکلازها از مرکز به لبه در کوارتز دیوریت علیآباد از An₃₄ به An₂₄ و در مونزوگرانیت آدربلندان از An₃₄ به An₄₆ تغییر میکند.

بر اساس دادههای ریزپردازشی، پلاژیوکلازهای علی آباد در مرکز دارای آنورتیت بیشتری نسبت به لبه هستند و منطقهبندی عادی نشان میدهند. این در حالی است که در توده گرانیتوئیدی آدربلندان لبه پلاژیوکلازها نسبت به مرکز دارای درصد آنورتیت بیشتری بوده و کلسیمی تر است و منطقهبندی غیرعادی و معکوس نشان میدهد. بر اساس نمودار

سه متغیره An-Ab-Or [۳۳]، نمونههای علیآباد در گستره الیگوکلاز تا آندزین و نمونههای آدربلندان دارای بیشترین درصد آنورتیت (An₃₄ تا An₄₆) هستند (شکل ۱۲ الف). نمودار سهتایی ارتوز – آلبت – آنورتیت [۳۴]، دمای ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی گراد را برای فلدسپاتهای تودههای غرب تفت نشان میدهد (شکل ۱۲ ب).



شکل ۱۱ تصاویر الکترونی(BSE) و میکروسکوپی از فلدسپارهای مورد بررسی: الف) پلاژیوکلاز شکلدار با منطقهبندی و ترکیب آندزین در کوارتزدیوریت علیآباد (BSE)، ب) پلاژیوکلاز شکلدار با منطقهبندی و ترکیب آندزین در کوارتزدیوریت علیآباد (XPL)، پ)پلاژیوکلاز نیمهشکلدار با ترکیب آندزین در گرانودیوریت آدربلندان (BSE)، ت) پلاژیوکلاز نیمهشکلدار با ترکیب آندزین در گرانودیوریت آدربلندان (XPL).

جدول ۵ نتایج آنالیز مایکروپروب فلدسپارهای تودههای گرانیتوئیدی غرب تفت (بر اساس ۸ اکسیژن). علایم اختصاری به کار رفته در جدول .R=Rim M=Middle C=Coer Mg-Bit=Magnesio-biotite

| | | | | | | | | | 8 | 8 | |
|---------------|----------------|-------|--------|-------|------|--------|--------|------|-------------------|---------|------------|
| Sample Number | Position | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | Total |
| AL.35 | 3/4/C | ۵۷٬۸۶ | •_•• | 78,90 | ۳۷ | • /• ٢ | • /• ۲ | ٨٨٠ | 8,72 | ۰,۳۸ | ۱ • ۱٬ • ۷ |
| AL.35 | $3_{1}5_{1}$ M | ۵٩٫٨٣ | •,•• | 20,41 | ۰٫۳۸ | •,•• | ۰,۰۱ | ۲٬۰۴ | ۷٫۸۲ | +۵۴ | ۱۰۱٬۰۹ |
| AL.35 | 3/6/R | ۶۲,۵۰ | •,•• | 24,18 | ۰٫۳۱ | ۰,۰۱ | • /• • | ۵٫۵۶ | ٨,۴٨ | ۵۱ م. | ۱۰۱/۶۸ |
| AD.5 | 1/1/R | ۵۷/۱۲ | ۵ • ر | ۲۸٬۰۷ | ۰٫۲۱ | •,•• | • /• 1 | ٩٫۵٠ | ۶,۲۵ | ۳۳٫۰ | 1.1/04 |
| AD.5 | 1/2/M | 00,47 | •,•• | ۲۷٬۰۳ | ۰,۰۲ | •,•• | • /• • | ٨,١۴ | ۲ _/ ۷۱ | • , ٣٢ | ٩٨,۵۵ |
| AD.5 | 1/3/C | 54,40 | • ,• Y | ۲۷٬۹۳ | ۰,۰۲ | • ١ | • | ٩٫٧۵ | 0,44 | •,18 | ٩٧,٢۵ |
| AD.5 | 4/13/R | ۵۶,۷۸ | ۰٬۰۳ | ۲۷٬۰۹ | ۳۳٫۰ | • /• ۲ | • /• ۲ | ٩٫٧۵ | 8,18 | • , ٣ • | 1 |
| AD.5 | 4/14/C | 54,91 | •,•• | ۲۸,۷۵ | •,•۴ | •,•• | •,•• | ٩,٠٩ | 8.4 | ۰,·۹ | ٩٨,٩٩ |

| Sample | Position | | | | Cations Based on 8 Oxygen | | | | | | | Ab | An |
|--------|----------|-----|------|------|---------------------------|-----|------------|-----|-----|--------------------|-------------------|------|------|
| Number | | Si | Al | Fe | Mn | Mg | Ca | Na | Κ | Sum | | | |
| AL.35 | 3/4/C | ٣٫٣ | ٩,٢ | •,• | • / • | •,• | • ,Y | 1/1 | ٠٫١ | ۵,۶ | ٣٫٣٠ | ۵۸٫۴ | ۳۸٫۳ |
| AL.35 | 3/5/M | ۲٫۴ | ٣٫١ | •,• | • , • | •,• | ۶ ا | ۱٫۲ | ٠٫١ | ۵,۶ | ۴٬۵۰ | ۶۵٫۸ | ۲٩,۶ |
| AL.35 | 3/6/R | ۲٫۵ | ۳٫۲ | •,• | • / • | •,• | ۴,٠ | ۳٫۲ | ۰,۱ | ۵,۶ | ۴,۳۰ | ۷۱٫۸ | ۲۳٬۹ |
| AD.5 | 1/1/R | ۲,۲ | ۵, ۱ | •,• | • , • | •,• | • ٫٨ | ۰٫٩ | •,• | ۵,۵ | ۱,۵۰ | ۵۲/۱ | 48,4 |
| AD.5 | 1/2/M | ۲,۲ | ۵, ۱ | •,• | • , • | •,• | • ,V | ۱,۰ | •,• | ۵,۵ | ۰ _/ ۸۰ | 58,8 | 47,8 |
| AD.5 | 1/3/C | ۲٫۲ | ۵, ۱ | •,• | • , • | •,• | • ,V | ۳٫۲ | •,• | ۵ _/ ۷ | ۱٫۸۰ | ۶۴٫۳ | ٣٣٫٩ |
| AD.5 | 4/13/R | ٣٫٣ | ٩,١ | •,• | • / • | •,• | ۰,۸ | ۱,۰ | •,• | ۵,۵ | ۲,۶۰ | ۵۴٫۳ | ۴۳,۰ |
| AD.5 | 4/14/C | ٣ | ۱٫۵ | • ,• | •,• | •,• | • , Y | ۱,۰ | ٠٫١ | $\Delta_{/}\Delta$ | ۲٫٩۰ | ۵۵,۲ | ۴۱٫۹ |



شکل ۱۲ الف) موقعیت فلدسپارهای غرب تفت در نمودار سه متغیره An- Ab-Or [۳۳]، ب) تخمین دمای تشکیل فلدسپارها در نمودار سه متغیره An- Ab-Or همراه با ایزوترمهای سولوس از [۳۴].

شیمی کلریت

ترکیب کلریتها میتواند برای تعیین ترکیب کانیهای اولیه، دمای دگرسانی توده و نقش سیالها استفاده شود. این کلریتها از دگرسانی کانیهای آمفیبول و بیوتیت تشکیل شدهاند و در راستای رخها و لبه این کانیها دیده میشوند (شکل ۱۳ الف و ب).

نتایج تجزیه ریزپردازشی کلریتها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها بر اساس ۲۸ اکسیژن در جدول ۶ ارائه شدهاند. بر اساس نمودار مرجع [۳۵]، کلریتهای مورد بررسی از نوع ریپیدولیت و پیکنوکلریت هستند (شکل ۱۴). با استفاده از روش مرجع [۳۶] دمای دگرسانی کلریت بین ۳۳۰ تا ۳۶۰ درجه سانتی گراد محاسبه شد.

برداشت

بررسی مودال تودههای گرانیتوئیدی علی آباد و آدربلندان بیانگر حضور تودههای مونزوگرانیتی و گرانودیوریتی است. تجزیه شیمی آمفیبولها به حضور آمفیبولهای نوع ماگمایی کلسیمی در گستره فروهورنبلند، ترمولیت و فرواکتینولیت (شاخص گرانیتهای نوع I) اشاره دارد. این آمفیبولها در گستره فشار م.۰ تا ۴٫۳ کیلوبار و گسترده دمایی ۶۵۹ تا ۸۹۱ درجه سانتی گراد در اعماق ۲٫۱ تا ۴٫۹ کیلومتر تشکیل شدهاند. ترکیب شیمیایی آمفیبولها به مقادیر بالای گریزندگی اکسیژن اشاره دارد. شیمی کانیهای بیوتیت نشانگر بیوتیتهای اولیه ناشی از تبلور ماگما با ترکیب بین دو قطب آنیت و فلوگویت و بیانگر گرانیتهای نوع I آهکی قلیایی وابسته به فرورانش است.



شکل ۱۳ الف و ب) تصاویر میکروسکوپی (XPL) و الکترونی (BSE) و از کلریت و بیوتیتها در مونزو گرانیت آدربلندان.

| Sample Number | AD.5 | AD.5 | AD.5 | |
|--------------------|----------------|--------------------|-------------------------------------|--|
| Position | ٣,١٠ | ۳٫۱۱ | ٣٫١٢ | |
| SiO ₂ | ۲۶٬۸۲ | ۲۷٬۵۰ | ۲۷٫۴۳ | |
| TiO ₂ | •,14• | ۰ _/ ۰۵۰ | • /FV• | |
| Al ₂ O3 | ۱۹٬۵۸ | ۱۸٬۹۵ | ۲۱,۱۷ | |
| FeO | ۲۵٬۸۰ | ۲۵,۱۸ | ۲۵٫۶۸ | |
| MnO | • ۱۶۱۰ | ۰٫۴۵۰ | • ,40 • | |
| MgO | ۱۵,۷۰ | ۱ <i>۶٬</i> ۰۹ | 1Δ/YY | |
| CaO | •,• . . | ۰ _/ ۰۵۰ | •,• *• | |
| Na ₂ O | •,••• | •,•••• | •,• • • | |
| K ₂ O | •, • • • | •,••• | •,• • • | |
| Total | ۸۸٬۸۳ | ٨٩,٣٠ | ٩٠,٧٢ | |
| 28 Oxygen (| Cations Base | ed on | | |
| Si | ۵,۵۹۰ | ۵٫۷۰۰ | $\Delta_{j}\Delta \mathcal{F}$ · | |
| AlIV | ۲,۴۱۰ | ۲,۳۰۰ | 7,44. | |
| AlVI | ۲,۴۱۰ | ۲,۳۴۰ | ۲,۶۳۰ | |
| AIT | ۴٬۸۲۰ | 4,84. | $\Delta_{I} \cdot \mathbf{V} \cdot$ | |
| Ti | •,• ۲ • | ٠,٠١٠ | •,• • • | |
| Fe ³⁺ | •,• • • | •,• ••• | •/11• | |
| Fe ²⁺ | ۴,۴۸۰ | ۴٬۵۱۰ | 4,74. | |
| Mn | •,\\• | •,• . . | • ,• ٩ • | |
| Mg | ۴٫۸۸۰ | ۴٬۹۷۰ | ۴,۶۷. | |
| Ca | •,• • • | ٠,٠١٠ | •,•) • | |
| Na | •,••• | •,• • • | •,•) • | |
| Κ | ۰,۰۵۰ | •,••• | • /•) • | |
| SUM | ۲۸٬۰۲ | ۲۸٬۰۲ | ۲۸,۰۶ | |
| Fe/Fe+Mg | • ,۴٨ • | • ,۴٨• | • ,44• | |

Pseudormuingite 1 runsvigite) Repidulite Fe/(Fe+Mg) Diabantite P.c. achlori, Corendophilite 0.5 reminite Tale Optorite 0 7.5 2.5 3.5 6.5 4 3 4.5 5.5 7 6 5 8

شکل ۱۴ جایگاه ترکیب و نوع کلریتهای مورد بررسی در نمودارتغییرات Si در مقابل (Fe/(Fe+Mg].

Si

stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine 51 (1987) pp. 431-435.

[6] Esawi E. K., "AMPH-CLASS: An excel classification spreadsheet for the and nomenclature of amphibole based on the 1997 recommendations of the International Mineralogical Computers Association", Geosciences 30 (2004) pp. 753-760.

[7] Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G., "Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names", Eur. J. Mineral. 9 (1997) pp. 623–651.

[8] Leake B.E., Woolley A. R., Birch W. D., Burke E. A. J., Ferraris G., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Schumacher J. C., Stephenson N. C. N., Whittaker E. J. W., *"Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature"*, American Mineralogist, 89, pp. 883–887.

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

[10] Blundy J.D., Holland T. J., "*Calcic amphibole equilibrium and a new amphibole plagioclase geothermometrs*", Cont. Minerol. Petrol. 104 (1990) pp. 208-224.

[11] Pal N., Pal D.C., Mishra B., Meyer F. M., "*The evolution of the Palim granite in the Bastar tin province*", Central India, Mineralogy and Petrology 72 (2001) pp. 281-304.

[12] Anderson J. L., Smith D. R., "The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry", American Mineralogist 80 (1995) pp. 549-559.

[13] Hammarstrom J. M., Zen E., *"Aluminium in hornblende and empirical igneous geobarmometre*, Am. Mineral 710 (1986) pp.1297-1313.

همچنین نتایج بیانگر تشکیل آنها در دمای بین ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی گراد بوده که طی صعود و جایگیری دستخوش آلودگی و آلایش متوسط تا شدید مواد پوستهای شدهاند. پلاژیوکلازهای مورد بررسی دارای ترکیب الیگوکلاز تا آندزین هستند که در دمای ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی گراد متبلور شدهاند. کلریتهای مورد بررسی از نوع ریپیدولیت و پیکنوکلریت هستند که در دمای ۳۳۰ تا ۳۶۰ درجه سانتی گراد تشکیل شدهاند همچنین اکسیدهای آهن مورد بررسی دارای ترکیب بین مگنتیت و هماتیت هستند.

قدردانى

خداوند بزرگ را سپاس که به من توفیق داد گامی هر چند کوچک در راه تعالی علم و دانش بردارم. برخود لازم میدانم از معاونت پژوهشی دانشگاه پیام نور بابت بخشی از هزینههای تحقیق در قالب طرح پژوهشی و گرانت تشکر نموده و همچنین از سردبیر، هیات تحریریه، داوران محترم و خانم قوامی مسئول دفتر مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران تشکر و سپاس فراوان داشته باشم.

مراجع

[1] Shabanian N., Davoudian A. R., Dong Y., Liu X., "U-Pb zircon dating, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic ratios from Azna-Dorud Cadomian metagranites", Sanandaj-Sirjan zone of western Iran. Precambrian Research, 306 (2018)41-60. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.037.

[2] Ghanei ardakanei J., "*Chemical mineralogy of the western Ardakan granitoid mass (Central Iran)*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy,32 (2024) pp. 338-325.

[3] Haj Molaali A., Ghomashi A., Afsharian A.M., Hadadian M., "*Geology map 1/100000 of Khezrabad*", Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (1996).

[4] Khosro tharani Kh., Vaziri Moghadam h., "Stratigraphy of the Lower Cretaceous in the western and southwestern areas of Yazd", Journal of Geology, 7 (1985) pp. 36-45.

[5] Droop G. T. R., "A general equation Fe^{3+} concentration in ferromagnesian silicates and oxygen from microprobe analysis using peraluminous magmas. Journal of petrology 35, 2, pp. 525-541.

[25] Ben, Ohoud, M. D., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. Publhshed by Elsevier SAS.

[26] Speer, J. A., 1984. Micas in igneous rocks, In Micas (S. W. Baliley, ed). Rev. Mineral. 13, pp. 299-356.

[27] Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. l .H, Ohoud, M. B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, C. R. Acad. Science. Paris Geoscience 337, pp.1415-1420.

[28] Forster, H. J., and Tischendorf, G., 1989. Reconstruction of the volatile characteristics of granitoidic magmas and hydrothermal solutions on the basis of dark micas: The Hercynian Postkinematic granites and associated hightemperature mineralization of the Erzgebirge (G.D.R), Chemie der Erade (Geochemistry) 49, pp.7-20.

[29] Jiang, Y., Jiang, S., Ling, H., Zhou, X., Rui, X., and Yang, W., 2002. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: Implications for granitoid geneses. Lithos 63, pp. 165-187.

[30] Henry, D. J., Guidotti, C. V., Thomason, J. A., 2005. The Ti-substitution surface for low-tomedium pressure metapeliticbiotites: Implications for geothermometry and Ti- substitution mechanisms, American Mineralogist 90, pp. 316-328.

[31] Nockolds, S. R., 1947. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. Am. J. Sci. 245, pp.401-420.

[32] Ague, J. J., Brimhall G. H., 1988. Regional variations in bulk chemistry, mineralogy and the compositions of mafic and accessory minerals in the batholiths of California. Geological Society of America Bulletin, 100, pp. 891-911.

[33] Deer, W.A., Howie, R. A. and J., Zussman, 1991. An introduction to the rock forming minerals. Longman Scientific and Technical, 528 p. [14] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters EK, Stowell HH, Sisson VB., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. Am Mineral 72(3–4): 231–239.

[15] Johnson, M., C., Rutherford, M. J., 1989. Experimental Calibration of the aluminium in – hornbhende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) Volcanic rocks, Geology 17, pp.837-841.

[16] Schmidt, M., 1992. Amphibole composition in tonalities as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hombelende barmometre, Cont. Mineal. Petrol. 110, pp. 304-310.

[17] Sial, A.N., Ferreira, V.P., Fallick, A.E., Jeronimo, M., Cruz M, 1998. Amphibole- rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazil, Journal of South American Earth Science 11, pp. 457-471.

[18] Fleet, M.E., Barnett R., L., 1978. Partitioning in calciferous amphiboles from the Frood mineSudbury, Ontario, The Canadian Mineralogist 16, pp. 527–532.

[19] Anderson, J. L., 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. Earth Science Review 87, pp. 125-138.

[20] Wones, D. R. and Eugster, H. P., 1965. Stability of biotite experiment, theory, and application. Am. Mineral. 50, pp.1228-1272.

[21] Molina, J., Scarrow, J., Montero, P.G. and Bea, F., 2009. High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: Evidence for mildly alkalichybrid.

[22] Coltorti, M., Bondaiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S. Y., Powell W., 2007. Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle, Lithos 99, pp. 68-84.

[23] Zhang, C.L., Yu, H.F., Ye, H.M., Zhao, Y., and Zhang, D.S., 2006. Aoyitake plagiogranite in western Tarim block, NW China: Age, geochemistry, petrogenesis and its tectonic implications: Science in China Series D: Earth

Sciences, v. 49, no. 11, p. 1121-1134.

[24] Abdel- Rahman, A. M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and

[36] Cathelineau, M., and Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer-The Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contribution to Mineralogy and Petrology 91, pp. 324-351.

[34] Elkins, L.T., Grove, T. L., 1990. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. American Mineralogist 75, pp. 544-559.

[35] Deer, W.A., Howie, R. A., Zussman, J. (1996) Rock forming mineral, Longman 1, 333 p.