مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و هشتم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۹، از صفحهٔ ۸۵۹ تا ۸۶۸

بررسی شیمی کانی آمفیبول درتعیین شرایط تشکیل توده گرانیتوئیدی شمال ساردوئیه (دشت شقین و دشت سرتشتک)

الهه حسینی‌نسب[۱]، محمد هاشم‌امامی[*۲]، منصور وثوقی عابدینی[۱]، غلامرضا تاجبخش[۳]، سیدجمال شیخ ذکریایی[۱]

۱-گروه زمین شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی،تهران

۲- گروه زمین شناسی، واحد اسلام شهر، دانشگاه ازاد اسلامی

۳- گروه زمین شناسی دانشگاه یزد، یزد

(دریافت مقاله: ۹۸/۸/۴، نسخه نهایی: ۹۸/۱۲/۱۷)

چکیده: توده‌های نفوذی الیگوسن-میوسن شمال ساردوئیه در پهنه ارومیه-دختر قرار دارد. ترکیب سنگ‌شناسی گرانیتوئیدها شامل کوارتزدیوریت، تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت و گرانوفیر است، بررسی شیمی کانی‌ها در این منطقه نشان می‌دهد که آمفیبول‌ها در گستره آمفیبول‌های کلسیمی و از نوع اکتینولیت تا منیزیوهورنبلند قرار دارند. براساس همه تمامی روش‌های به کار رفته برای دما - فشارسنجی، این توده‌ها در دمای ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد با گریزندگی اکسیژن ۱۳/۵۷- تا ۱۵/۷۶- و فشار پایین ۱ تا ۳ کیلوبار در عمق ۲۰ کیلومتری تشکیل شده‌اند، این آمفیبول‌ها وابسته به محیط فرورانش هستند که با ویژگی‌های زمین‌ساختی ماگمایی پیشنهادی برای این توده ها، یعنی محیط کرانه فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش، همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: *ساردوئیه؛ ارومیه دختر؛ گرانیتوئید؛ آمفیبول؛ دماسنجی؛ فشارسنجی.*

مقدمه

منطقه مورد بررسی در کمربند دهج- سادروئیه، در پهنه ارومیه - دختر قرار دارد. چند مدل زمین دینامیکی برای کمربند ماگمایی ارومیه- دختر توسط پژوهشگران مختلف مطرح شده است گروهی از پژوهشگران فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی را دلیلی برای رخداد فعالیت ماگمایی در این کمربند می‌دانند [۱-۶]. گروهی دیگر به فرورانش صفحه عربی به زیر صفحه اوراسیا اشاره کرده‌اند [۷-۱۰]. پژوهشگرانی دیگر به الگوی کافت درون قاره‌ای برای فعالیت ماگمایی در این کمربند ماگمایی باور دارند [۱۱-۱۳]. برخی نیز دید خود را گسترش داده و کمان ماگمایی ارومیه-دختر را بخشی از یک ایالت ماگمایی وسیع برآمده از همگرایی بین صفحه آفریقا-عربی و اوراسیا دانسته‌اند [۱۴-۱۷] که سنگ‌های آتشفشانی در این ایالت ماگمایی به طور گسترده‌ای در قسمت شمال، شمال غرب زمین درز زاگرس- بلیتیس رخنمون دارد [۱۸]. در این پژوهش، توده‌های نفوذی یاد شده به صورت هر چند اجمالی ولی از زوایای مختلف زمین‌شناسی به ویژه سنگ‌نگاری و با بهره‌گیری از داده‌های شیمیایی کانی آمفیبول و روش‌های دما - فشارسنجی بررسی شده و شرایط تبلور و تعادل کانی‌ها در سامانه ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی آنها تعیین شده است.

روش بررسی

پس از بازدید و بررسی‌های صحرایی از منطقه شمال سادروئیه، از سنگ‌های گرانیتوئیدی نمونه‌برداری شد و به منظور بررسی-های سنگ‌نگاری مقاطع نازک سنگی تهیه گردید. پس از

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۱۶۹۸۲۷۰، پست الکترونیکی: hashememami@yahoo.com

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-20]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.4.0]

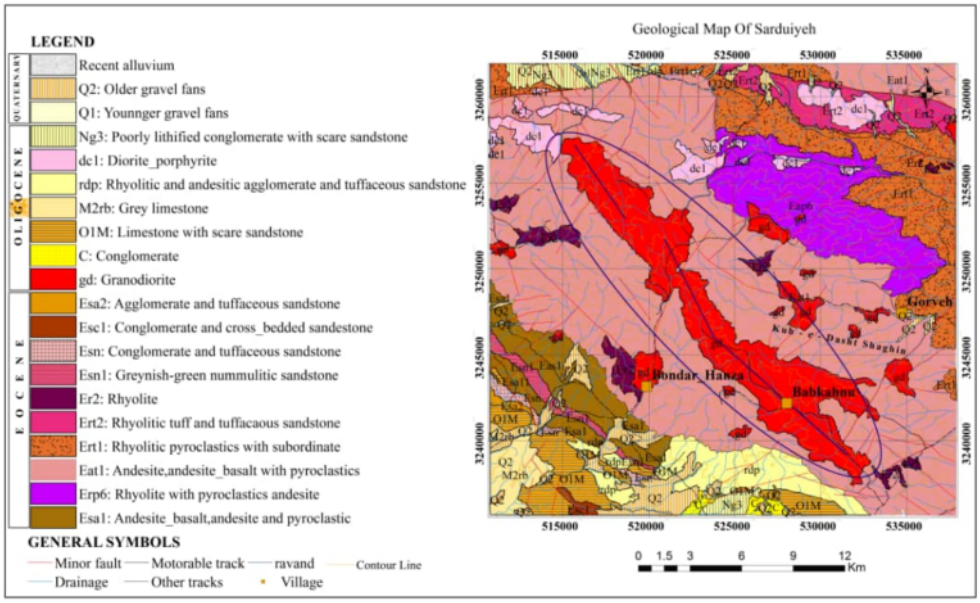
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.859]

بررسی‌های سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری، برای شناسایی نوع و ترکیب شیمی کانی، تعداد ۱۷ نقطه از آمفیبول‌های سنگ‌های دیوریت و گرانودیوریت در آزمایشگاه کانساران بینالود توسط ریزپردازشگر پرتوی x (XPMA) مدل XGT- 7200 با شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ kV و شدت جریان، ۱۸nA تجزیه شدند، محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها و رسم نمودارها با نرم افزارهایی چون Igpet و Corel Draw و Mineral Minpet, Mineral structural formula،Spreadsheets انجام شد.

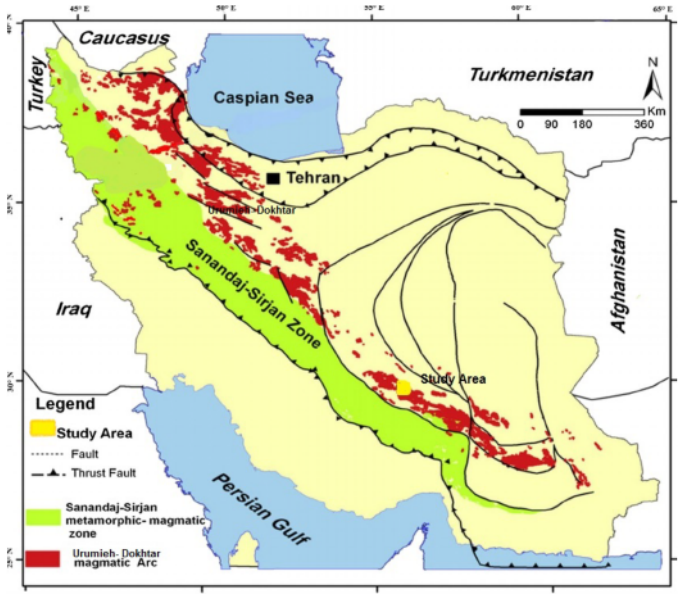
بحث و بررسی

زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد بررسی در جنوب شرق استان کرمان بخشی از ورقه۱:۱۰۰۰۰۰ ساردوئیه است که از جنوب غرب تا جنوب شرق گسترش دارد (شکل ۱). این منطقه بر اساس پهنه‌های ساختاری ایران [۱۹]، در پهنه ارومیه دختر واقع است (شکل ۲).



شکل۱ نقشه زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد بررسی برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ ساردوئیه.



شکل۲ موقعیت منطقه مورد بررسی در پهنه ساختاری ارومیه دختر [۲].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-20]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.4.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.859]

براساس بررسی‌های صحرایی، واحدهای سنگ‌شناسی رخنمون یافته در منطقه بیشتر واحدهای آذرین بیرونی و درونی با ترکیب حد واسط تا اسیدی هستند. رخنمون واحدها در سطح منطقه متوسط تا خوب بوده و بخشی از واحدهای سنگ‌شناسی این منطقه توسط خاک سطحی یا پوشش هوازده- واریزه این واحدها پوشیده شده است. سن واحدهای آتشفشانی- آذرآواری در نقشه مشابه سایر بخش‌های پهنه ارومیه- دختر، ائوسن بوده و سن واحدهای نفوذی نیز پس از ائوسن و به احتمال بسیار الیگومیوسن است. ساختارهای این ناحیه همه دارای روند عمومی شمال غربی بوده و شیب آنها بسوی شمال شرقی است. رخنمون واحد های سنگی آتشفشانی در منطقه مورد بررسی شامل تناوبی از آندزیت – بازالت، آندزیت و آذرآواری است. رخنمون این واحد در قسمت جنوب-جنوب‌غرب و شمال شرق منطقه مورد بررسی قرار دارد. در بازدیدهای صحرایی، این واحد دارای ریختار صخره‌ای و مرتفع با رنگ تیره است، سنگ‌های نفوذی به صورت یک نوار با روند شمال غرب-جنوب شرق و هم‌روند با فعالیت آذرین نفوذی عمومی پهنه ارومیه- دختر در سنگ‌های گدازه‌ای- آتشفشان آواری ائوسن تزریق شده است. برونزدهای متعددی از این نفوذی‌ها پیرامون منطقه مورد بررسی رخنمون دارند که از آن جمله می‌توان به برونزد روستای چهل محراب، باب کهنوج، ده ویران، بندر هنزا و تخت سرتشتک اشاره نمود. از نظر ترکیبی، سنگ‌های این مجموعه دارای روند تغییر ترکیب از دیوریت تا گرانیت هستند و در گروه‌های سنگی کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، تونالیت، گرانیت وگرانوفیر تقسیم شده‌اند. سنگ-های این مجموعه در کل دارای ساخت دانه‌ای هستند که در بخش‌های کم‌عمق، بافت‌های پورفیری در سنگ‌های این مجموعه گسترش یافته است. توده‌های نیمه عمیق بیش‌تر در بخش شمال غربی ظاهر شده‌اند که ترکیب آنها متنوع بوده و از نظر جغرافیایی پراکنده هستند. همچنین، رسوب‌های عهد حاضر نیز در قالب پادگانه‌های جدید آبرفتی و رسوب‌های رودخانه‌ای در بخش‌های محدودی از این منطقه و اغلب در راستای مسیر رودخانه‌ها و آبراهه‌های اصلی و فرعی دیده می-شوند. سامانه‌های دایک بسیار فراوان و از نظر ترکیبی از بازی تا داسیتی متغیر هستند. این دایک‌ها بسته به عمق سرد شدن و بافت، طیفی از دیوریت پورفیری تا بازالت را تشکیل می‌دهند و اغلب از کوارتز دیوریت پورفیری و آندزیت پورفیری تشکیل شده‌اند. آتشفشان‌ها گنبدهای آتشفشانی و فرآورده‌های گدازه-ای و آذرآواری آنها به پلیوسن–کواترنر است.

سنگ‌نگاری

بر اساس بررسی‌های سنگ نگاری، واحدهای سنگی منطقه ترکیبی از سنگ‌های کوارتزدیوریت، تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت و گرانوفیر دارند که ویژگی‌های سنگ نگاری آنها در ادامه بیان می‌شود:

کوارتز دیوریت: بافت اصلی و غالب این سنگ دانه‌ای است. ترکیب کانی‌های اصلی آن شامل ۵۵ درصد بلورهای پلاژیوکلاز و ۲۵ درصد کوارتز است. کانی‌های فرعی نیز شامل ۱ درصد کانی‌های کدر، ۳ درصد فلدسپار قلیایی و ۷ درصد آمفیبول است. با توجه به ترکیب شیمی، آمفیبول‌ها کلسیمی و از نوع هورنبلند هستند.

حضور میانبارهای ریز آپاتیت در پلاژیوکلاز و میانبارهای کدر در بلورهای آمفیبول سبب ایجاد بافت فرعی خال خال شده است (شکل ۲ الف). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل چندریخت و به ندرت با منطقه‌بندی و لبه خورده شده در سنگ پراکنده هستند. گاهی آثار دگرسانی پلاژیوکلاز به کانی-های رسی و سریسیت نیز دیده می‌شود. بلورهای آمفیبول به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار در سنگ پراکنده‌اند و آثار دگرسانی به کلریت نیز در آنها دیده می‌شود. بلورهای کوارتز با اندازه‌های ریز تا متوسط و گاهی درشت در فضای خالی بین بلورها متبلور شده‌اند.

تونالیت: بافت اصلی و غالب این سنگ‌ها دانه‌ای است. ترکیب کانی‌های اصلی این سنگ شامل ۶۰ درصد پلاژیوکلاز و ۲۵ درصد کوارتز است. کانی‌های فرعی آن (۱۲ درصد) اسفن، آپاتیت، آمفیبول، فلدسپار قلیایی، کانی‌های کدر و بیوتیت هستند (شکل ۲ ب). بلورهای پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار اغلب با ماکل چندریخت و به ندرت با منطقه-بندی دیده می‌شوند. این کانی گاهی به کانی‌های رسی و سریسیت تبدیل شده است. فلدسپار قلیایی به مقدار بسیار کم به صورت بلورهای بی‌شکل در فضای بین پلاژیوکلازها قرار دارد و گاهی به کانی‌های رسی تبدیل شده است. آمفیبول (۵

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-20]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.4.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.859]

درصد) شکلدار تا بی شکل به صورت میانبار در بلورهای پلازوکلاز دیده می‌شود و گاهی در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده است. کوارتز به صورت بلورهای ریز تا درشت بی-شکل فضای بین بلوری را پرکرده است.

گرانودیوریت: بافت اصلی این سنگ دانه‌ای است و در بعضی نمونه‌ها، بافت خال خال دیده می‌شود (شکل ۲ پ) کانی‌های اصلی آن شامل ۴۵ درصد پلاژیوکلاز، ۲۰ درصد فلدسپار قلیایی و ۲۰ درصد کوارتز است. کانی‌های فرعی (۱۲ درصد) شامل آمفیبول، آپاتیت، زیرکن و اسفن هستند. بلورهای پلاژیوکلاز اغلب شکل‌دارتا نیمه شکلدار به صورت متوسط تا درشت بلور با ترکیب آندزین- لابرادوریت با ماکل چندریخت و آلبیت، منطقه‌بندی نوسانی، لبه خورده شده و بافت غربالی در نمونه‌ها دیده می‌شود. گاهی آثار دگرسانی به کانی‌های رسی و سریسیت نیز دیده می‌شوند. بلورهای آمفیبول به صورت شکل-دار تا نیمه شکل‌دار، گاهی با آثار دگرسانی به کلریت دیده می‌شود. بلورهای کوارتز با اندازه‌های ریز تا متوسط و گاهی درشت در فضای خالی بین بلورها متبلور شده‌اند.

گرانیت‌ها: بافت اصلی این سنگ‌ها دانه‌ای است و بافت فرعی خال خال نیز دیده می‌شود (شکل ۲ ت). ترکیب کانی‌های اصلی این سنگ‌ها ۴۰ درصد پلاژیوکلاز، ۲۰ درصد فلدسپار قلیایی و ۲۰ درصد کوارتز است و کانی‌های فرعی (۱۵ درصد) نیز شامل آمفیبول، آپاتیت، کانی‌های کدر و بیوتیت هستند. کانی‌های ثانویه آن (۵ درصد) شامل، کلریت، کلسیت و اسفن هستند. پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و اغلب با ماکل آلبیت و به ندرت مشبک دیده می‌شود، پلاژیوکلازها گاهی به کانی‌های رسی و سریسیت تبدیل شده‌اند. فلدسپار-های قلیایی اغلب به صورت بی شکل تا نیمه شکلدار دیده می‌شوند که گاهی آثار تجزیه‌شدگی به کانی‌های رسی را نشان می‌دهند. آمفیبول به عنوان کانی اصلی مافیک، به صورت بی-شکل و گاهی شکل‌دار دیده می‌شود. در این سنگ‌ها، ریز بلورهای آمفیبول به صورت میانبار توسط بلورهای کدر دربرگرفته شده‌اند. برخی از بلورهای آمفیبول در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده‌اند، کوارتز نیز به صورت بی شکل فضای بین بلورها را پر کرده است.

گرانوفیر: بافت اصلی این گروه از سنگ‌ها گرانوفیر تا گرانوفیری است (شکل ۲ ث). کانی‌های اصلی این سنگ فلدسپار قلیایی، کوارتز و پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی شامل کانی‌های کدر، آمفیبول، بیوتیت، زیرکن و آپاتیت هستند. فلدسپارهای قلیایی به صورت بلورهای بی شکل و تک با همرشدی کوارتز که بافت نگاشتاری تا گرانوفیری را ساخته است، دیده می‌شوند. در این کانی، گاهی آثار دگرسانی به کانی رسی نیز دیده می‌شود. کوارتز با همرشدی همزمان با فلدسپار قلیایی بافت گرانوفیری تا گرافیکی را تشکیل داده است. پلاژیوکلازها به صورت خودشکل تا نیمه شکل‌دار با ماکل آلبیت و در حد الیگوکلاز هستند. برخی از پلاژیوکلازها به کانی های سریسیتی و رسی تبدیل شده‌اند.

شیمی کانی آمفیبول

آمفیبول‌ها در گستره وسیعی از فشار و دما ظاهر می‌شوند. در مجموعه نفوذی ساردوئیه، آمفیبول مهمترین کانی مافیک در سنگ‌های مورد بررسی است. محاسبات کاتیونی براساس ۲۳ اتم اکسیژن برای آمفیبول سنگ‌های گرانودیوریت و دیوریت انجام شد که نتایج در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است. آمفیبول‌های سنگ‌های دیوریتی و گرانودیوریتی برپایه رده-بندی مرجع [۲۰] در گروه آمفیبول‌های کلسیمی و براساس آن، آمفیبول‌های تجزیه شده در زیر رده‌های مگنزیوهورنبلند و اکتینولیت هورنبلند قرار دارند (شکل ۳ الف). تغییر ترکیب از منیزیوهورنبلند در مرکز آمفیبول تا اکتینولیت آمفیبول در لبه آن می‌تواند نشان دهنده تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما در آخرین مراحل تبلور باشد. [۲۱]، برای تفکیک آمفیبول‌های تشکیل شده در سنگ‌های آذرین از سنگ‌های دگرگونی از نمودار Si نسبت‌به Na+Ca+K [۲۲] استفاده شد بر این اساس، آنها که در گستره آمفیبول‌های آذرین قرار دارند (شکل ۳ ب). ترکیب آمفیبول نشان دهنده ویژگی‌های ماگمای مادر است. از این رو، براساس رده‌بندی‌های مرجع [۲۳]، ترکیب آمفیبول‌های سنگ‌های دیوریتی و گرانودیوریتی نشان می‌دهد که ماگمای مولد ماهیت نیمه قلیایی دارد (شکل ۳ ج).

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-20]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.4.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.859]

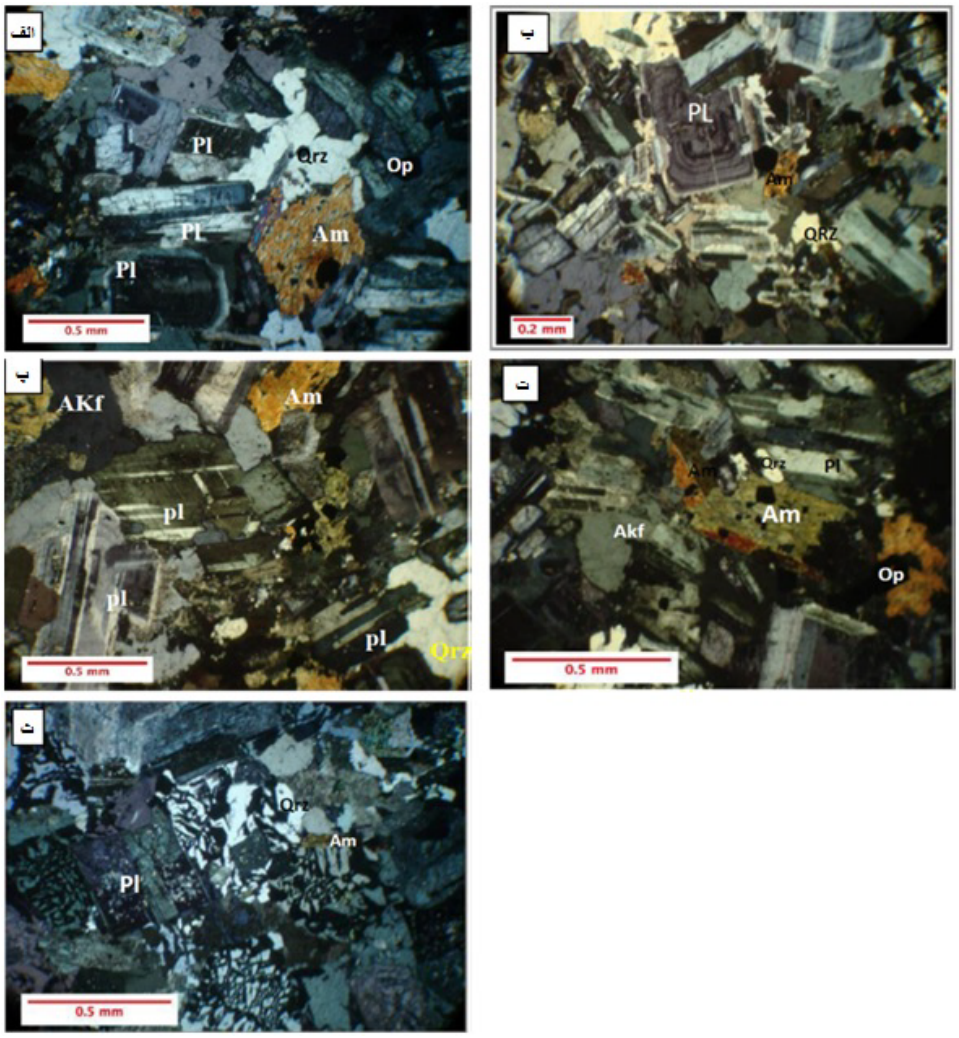
جدول۱ نتایج ریزپردازش کانی‌های آمفیبول در دیوریت بر اساس ۲۳ اکسیژن ساختاری

	دیوریت						
	E1	E2	E3	E3	E4	E9	E6
SiO_2	۵۱٫۸۹	۴۹٫۹۱	۴۸٫۳۶	۴۸٫۴۲	۴۸٫۲۴	۴۷٫۶۶	۴۷٫۵۴
TiO_2	۰٫۲۵	۰٫۸۸	۱٫۲۴	۱٫۲۷	۱٫۲۹	۱٫۶۲	۱٫۶۷
Al_2O_3	۲٫۷۲	۴٫۷۸	۵٫۵۵	۶٫۰۷	۶٫۰۰	۶٫۷۶	۷٫۰۳
FeO	۱۸٫۳۱	۱۳٫۸۷	۱۳٫۹۹	۱۳٫۸۴	۱۳٫۷۹	۱۳٫۸۲	۱۳٫۷۶
MgO	۱۷٫۴۴	۱۵٫۹۹	۱۵	۱۵٫۰۲	۱۴٫۹۹	۱۴٫۷۲	۱۴٫۶۷
MnO	۰٫۹۳	۰٫۴۲	۰٫۳۴	۰٫۳۹	۰٫۳۸	۰٫۳۲	۰٫۳۲
CaO	۵٫۵۴	۱۰٫۸۷	۱۱٫۱۱	۱۰٫۹۹	۱۰٫۹۷	۱۱	۱۱٫۰۵
Na_2O	۰٫۴۱	۰٫۸	۱٫۱۴	۱٫۱۴	۱٫۵	۱٫۶۵	۱٫۵۵
K2O	۰٫۱۸	۰٫۵۴	۰٫۵۸	۰٫۴۷	۰٫۵۶	۰٫۵۵	۰٫۵۴
مجموع	۹۷٫۶۷	۹۷٫۰۶	۹۷٫۳۱	۹۷٫۶۱	۹۷٫۷۲	۹۶٫۱۰	۹۸٫۱۳
Si	۷٫۵۳۴	۷٫۲۰۶	۷٫۰۷۶	۷٫۰۲۵	۷٫۰۲۷	۶٫۹۱۳	۶٫۸۸۱
Al^{iv}	۰٫۴۶۶	۰٫۷۹۴	۰٫۹۲۴	۰٫۹۷۵	۰٫۹۷۳	۱٫۰۸۷	۱٫۱۱۹
Al_{total}	۰٫۴۶۶	۰٫۸۱۴	۰٫۹۵۷	۱٫۰۳۸	۱٫۰۳۰	۱٫۱۵۶	۱٫۲۰۰
T	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
Al^{vi}	۰٫۰۰۰	۰٫۰۲۰	۰٫۰۳۴	۰٫۰۶۳	۰٫۰۵۷	۰٫۰۶۹	۰٫۰۸۰
Ti	۰٫۰۲۷	۰٫۰۹۶	۰٫۱۳۶	۰٫۱۳۹	۰٫۱۴۱	۰٫۱۷۷	۰٫۱۸۲
Fe^{+3}	۰٫۲۶۲	۰٫۳۳۳	۰٫۳۱۱	۰٫۴۵۹	۰٫۳۲۳	۰٫۳۹۱	۰٫۴۵۲
Mg	۳٫۷۷۴	۳٫۴۴۱	۳٫۲۷۱	۳٫۲۴۷	۳٫۲۵۴	۳٫۱۸۲	۳٫۱۶۴
Mn	۰٫۱۱۴	۰۰٫۵۱	۰٫۰۴۲	۰٫۰۴۸	۰٫۰۴۷	۰٫۰۳۹	۰٫۰۳۹
Fe^{+2}	۰٫۸۲۳	۱٫۰۶۰	۱٫۲۰۶	۱٫۰۴۴	۱٫۱۷۷	۱٫۱۴۱	۱٫۰۸۳
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
C	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
Fe	۱٫۱۳۹	۰٫۲۸۲	۰٫۱۹۵	۰٫۱۷۶	۰٫۱۷۹	۰٫۱۴۴	۰٫۱۳۱
Ca	۰٫۸۶۱	۱٫۶۸۲	۱٫۷۴۲	۱٫۷۰۸	۱٫۷۱۲	۱٫۷۱۰	۱٫۷۱۴
Na	۰٫۰۰۰	۰٫۰۳۷	۰٫۰۶۳	۰٫۱۱۶	۰٫۱۰۹	۰٫۱۴۶	۰٫۱۵۵
B	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na	۰٫۱۱۵	۰٫۱۸۷	۰٫۲۶۱	۰٫۲۰۵	۰٫۳۱۵	۰٫۳۱۸	۰٫۲۸۰
K	۰٫۰۳۳	۰٫۰۹۹	۰٫۱۰۸	۰٫۰۸۷	۰٫۱۰۴	۰٫۱۰۲	۰٫۱۰۰
مجموعA	۰٫۱۴۹	۰٫۲۸۷	۰٫۳۶۹	۰٫۲۹۲	۰٫۴۱۹	۰٫۴۱۹	۰٫۳۷۹
مجموع کاتیون ها	۱۵٫۱۴	۱۵٫۲۸	۱۵٫۳۶	۱۵٫۲۹	۱۵٫۴۱	۱۵٫۴۱	۱۵٫۳۷

جدول۲ نتایج ریزپردازش کانی‌های آمفیبول در گرانودیوریت بر اساس ۲۳ اکسیژن ساختاری.

	E1m50	E2m50	E1m53	E2m53	E3m53	E4m53	E1m20	E2m20	E3m20	E3m20
SiO_2	۴۹٫۷۸	۵۰٫۰۹	۴۹٫۶۶	۴۹٫۵۸	۴۹٫۸۱	۴۸٫۹۸	۵۰٫۸۱	۴۹٫۱۵	۴۸٫۹۱	۴۹٫۱۴
TiO_2	۱٫۲۶	۰٫۹۶	۱٫۰۷	۱٫۲۵	۱٫۲۲	۱٫۳۶	۱٫۰۵	۱٫۳	۱٫۳۶	۱٫۳۴
Al_2O_3	۵٫۰۳	۴٫۷۲	۵٫۶۱	۵٫۸۸	۵٫۲۷	۵٫۸۹	۵٫۴۶	۵٫۴۳	۵٫۸۳	۵٫۷۱
FeO	۱۱٫۵	۱۲٫۲۴	۱۲٫۵۶	۱۲٫۶۷	۱۲٫۰۷	۱۲٫۲۵	۱۲٫۰۹	۱۱٫۸۵	۱۲٫۱۴	۱۲٫۸۲
MgO	۱۶٫۰۷	۱۵٫۲۴	۱۵٫۳۷	۱۵٫۲۷	۱۵٫۷	۱۵٫۲۲	۱۵٫۸	۱۵٫۰۹	۱۵٫۵۳	۱۵٫۵
MnO	۰٫۳۵	۰٫۴	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۳۲	۰٫۳	۰٫۳۲	۰٫۳۵	۰٫۳	۰٫۳۲
CaO	۱۱٫۵۳	۱۱٫۳۵	۱۱٫۳۵	۱۱٫۶	۱۱٫۴۵	۱۱٫۳۶	۱۱٫۴۲	۱۱٫۴۴	۱۱٫۵	۱۱٫۴۳
Na_2O	۱٫۳۱	۱٫۴۴	۱٫۲۸	۱٫۲۷	۱٫۲۹	۱٫۴۷	۱٫۱۵	۱٫۵	۱٫۵۳	۱٫۶
K2O	۰٫۵۵	۰٫۶۴	۰٫۵۱	۰٫۴۸	۰٫۳۱	۰٫۳۵	۰٫۳۳	۰٫۷۵	۰٫۵۲	۰٫۵۴
مجموع	۹۷٫۳۸	۹۶٫۱۰	۹۷٫۷۷	۹۸٫۳۵	۹۷٫۴۴	۹۷٫۱۸	۹۸٫۴۳	۹۶٫۸۶	۹۷٫۶۲	۹۷٫۶۵
Si	۷٫۱۹۳	۷٫۲۶۷	۷٫۱۴۰	۷٫۰۹۵	۷٫۱۷۶	۷٫۰۸۳	۷٫۲۲۵	۷٫۱۵۹	۷٫۰۷۰	۷٫۱۸۰
Al^{iv}	۰٫۸۰۷	۰٫۷۳۳	۰٫۸۶۰	۰٫۹۰۵	۰٫۸۲۴	۰٫۹۱۷	۰٫۷۷۵	۰٫۸۴۱	۰٫۹۳۰	۰٫۹۴۰
Al_{total}	۰٫۸۵۷	۰٫۸۰۷	۰٫۹۵۱	۰٫۹۹۲	۰٫۸۹۵	۱٫۰۰۴	۰٫۹۱۵	۰٫۹۳۲	۰٫۹۹۴	۰٫۹۲۹
T	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
Al^{vi}	۰٫۰۵۰	۰٫۰۷۴	۰٫۰۹۱	۰٫۰۸۷	۰٫۰۷۱	۰٫۰۸۷	۰٫۱۴۰	۰٫۰۹۱	۰٫۰۶۴	۰٫۸۶
Ti	۰٫۱۳۷	۰٫۱۰۵	۰٫۱۱۶	۰٫۱۳۵	۰٫۱۳۲	۰٫۱۴۸	۰٫۱۱۲	۰٫۱۴۲	۰٫۱۴۸	۰٫۱۴۴
Fe^{+3}	۰٫۲۸۴	۰٫۳۸۰	۰٫۴۸۰	۰٫۴۷۸	۰٫۴۰۱	۰٫۴۶۸	۰٫۴۰۲	۰٫۳۳۸	۰٫۳۶۰	۰٫۴۰۴
Mg	۳٫۴۶۱	۳٫۲۹۵	۳٫۲۹۴	۳٫۲۵۷	۳٫۳۷۱	۳٫۲۸۰	۳٫۳۴۸	۳٫۲۷۶	۳٫۳۴۶	۳٫۳۴۵
Mn	۰٫۰۴۳	۰٫۰۴۹	۰٫۰۴۴	۰٫۰۴۲	۰٫۰۳۹	۰٫۰۳۷	۰٫۰۳۹	۰٫۰۴۳	۰٫۰۳۷	۰٫۰۳۶
Fe^{+2}	۱٫۰۲۶	۱٫۰۹۷	۰٫۹۷۵	۱٫۰۰۲	۰٫۹۸۵	۰٫۹۸۰	۰٫۹۶۰	۱٫۱۰۵	۱٫۰۴۶	۰٫۰۴۹
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
C	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
Fe	۰٫۰۸۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۵۵	۰٫۰۳۷	۰٫۰۶۷	۰٫۰۳۴	۰٫۰۷۶	۰٫۰۰۰	۰٫۰۶۲	۰٫۰۶۴
Ca	۱٫۷۸۵	۱٫۷۶۴	۱٫۷۴۹	۱٫۷۷۹	۱٫۷۶۸	۱٫۷۶۰	۱٫۷۴۰	۱٫۷۸۲	۱٫۷۸۱	۱٫۷۴۷
Na	۰٫۱۳۵	۰٫۲۲۷	۰٫۱۹۷	۰٫۱۸۴	۰٫۱۶۵	۰٫۲۰۶	۰٫۱۸۴	۰٫۲۱۸	۰٫۱۵۷	۰٫۱۵۹
B	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na	۰٫۲۳۳	۰٫۱۷۸	۰٫۱۶۰	۰٫۱۶۸	۰٫۱۹۵	۰٫۲۰۶	۰٫۱۳۳	۰٫۲۰۵	۰٫۲۷۲	۰٫۲۰۶
K	۰٫۱۰۱	۰٫۱۱۸	۰٫۰۹۴	۰٫۰۸۸	۰٫۰۵۷	۰٫۰۶۵	۰٫۰۶۰	۰٫۱۳۹	۰٫۰۹۶	۰٫۰۸۷
مجموعA	۰٫۳۳۴	۰٫۲۹۶	۰٫۲۵۴	۰٫۲۵۶	۰٫۲۵۲	۰٫۲۷۱	۰٫۱۹۳	۰٫۳۴۵	۰٫۳۶۸	۰٫۳۴۸
مجموع کاتیون ها	۱۵٫۳۳	۱۵٫۲۹	۱۵٫۲۵	۱۵٫۲۵	۱۵٫۲۵	۱۵٫۲۷	۱۵٫۱۹	۱۵٫۳۴	۱۵٫۳۶	۱۵٫۳۵

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-20]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.4.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.859]



شکل ۳ : (الف) بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل چندریخت و منطقه‌بندی کنار بلور آمفیبول و بلور بی شکل کوارتز در بین بلورها در دیوریت ب بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل چندریخت و زونینگ در مجاورت با بلور آمفیبول، بلور بی شکل کوارتز در بین بلورها و کانی فرعی کدر در تونالیت، پ) بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل چندریخت و پریکلین، بلور امفیبول، آلکالی فلدسپار و کانی کوارتز در گرانودیوریت، ت) سنگ بافت خال خال، بلور الکالی فلدسپارو کانی کوارتز در گرانیت، ث) همرشدی الکالی فلدسپار و کوارتز و بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول در گرانوفیر . تصاویر در نور قطبیده متقاطع، XPL، ثبت شده‌اند. (نشانه های اختصاری: Epi : اپیدوت، Cl: کلریت، Kfs: فلدسپارقلیایی، Pl: پلاژیوکلاز، Am: آمفیبول و Qxz: کوارتز)

دماسنجی و فشارسنجی

به گزارش اندرسن و اسمیت [۲۴]، مقدار Ti در هورنبلند با افزایش دما افزایش می‌یابد. هلز [۲۵] با استفاده از تغییرات مقدار Al^{IV} نسبت به Ti در واحد فرمولی آمفیبول‌ها، دمای تشکیل این کانی‌ها را ارزیابی کرده است. براین اساس دمای حدود ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد برای تبلور آمفیبول‌های سنگ‌های دیوریتی به دست آمد (شکل ۴ الف).

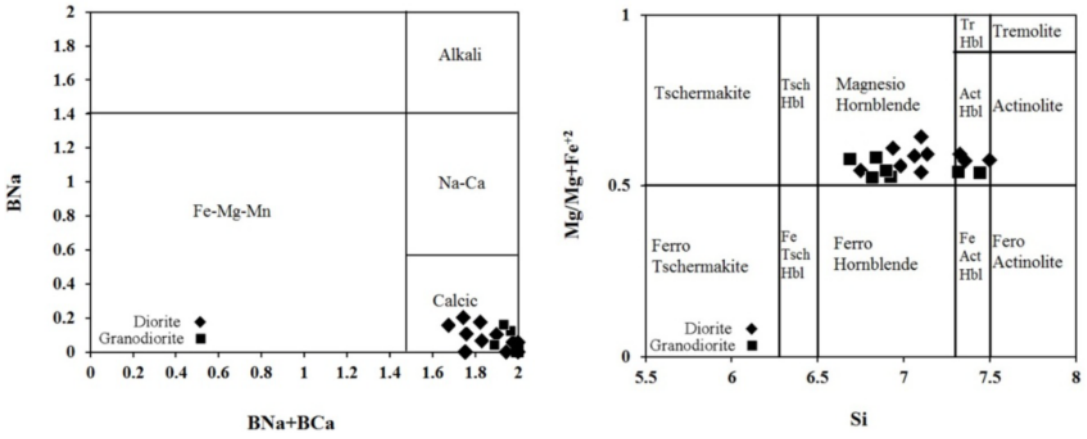
گریزندگی اکسیژن از عوامل اثرگذار بر مجموعه کانی‌های سنگ است. گریزندگی اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول نسبت به متوسط تا بالا بوده است [۲۶] (شکل ۴ ب). تغییر در ترکیب آمفیبول‌ها ناشی از تغییر در گریزندگی اکسیژن و فعالیت سیلیس ماگمایی است. مقدار گریزندگی اکسیژن در زمان تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه بر اساس رابطه زیر [۲۷] برابر با ۱۳/۵۷- تا ۱۵/۷۶- است:

$$\text{Log } fO2 = -30930/T + 14.98 + 0.142(P-1)/T \quad (۱)$$

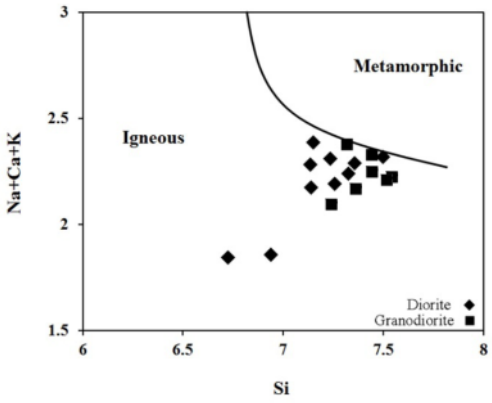
آمفیبول‌های گرانیتوئیدها به طور گسترده‌ای برای برآورد فشار به کار می‌روند. فشارسنجی آمفیبول‌ها برپایه اندازه‌گیری مقدار آلومینیم موجود در هورنبلند انجام می‌شود. با توجه به رده-بندی بر اساس مقادیر Al^{T} نسبت به Fe/Fe+Mg [۲۸]، می‌توان گستره فشاری ۱ تا ۳ کیلوبار را برای آمفیبول‌های

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-20]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.4.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.859]

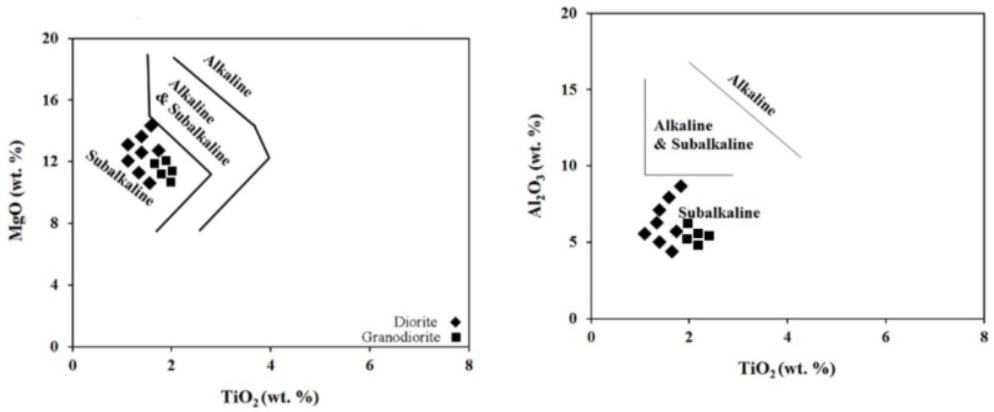
تشکیل شده در سنگ‌های دیوریتی و گرانودیوریتی مشخص کرد. (شکل ۵ پ) بررسی‌ها نشان می‌دهد که برای آمفیبول-های تشکیل شده در سنگ‌های دیوریتی وگرانودیوریتی، مقدار Al با فشار تبلور رابطه خطی دارد [۲۹]. بین Al^{T} و Al^{IV} آمفیبول همبستگی وجود دارد، در نتیجه می‌توان از روش مرجع [۳۰] برای زمین‌فشارسنجی توده گرانیتوئیدی استفاده کرد (شکل ۴ ت). از میان محاسبات انجام شده با واسنجی‌های مختلف، با روش مرجع [۳۱] با کمترین خطا بیشینه فشار ۲٫۲۱ و کمینه فشار ۱٫۰۹ کیلوبار به دست آمد.



(الف)



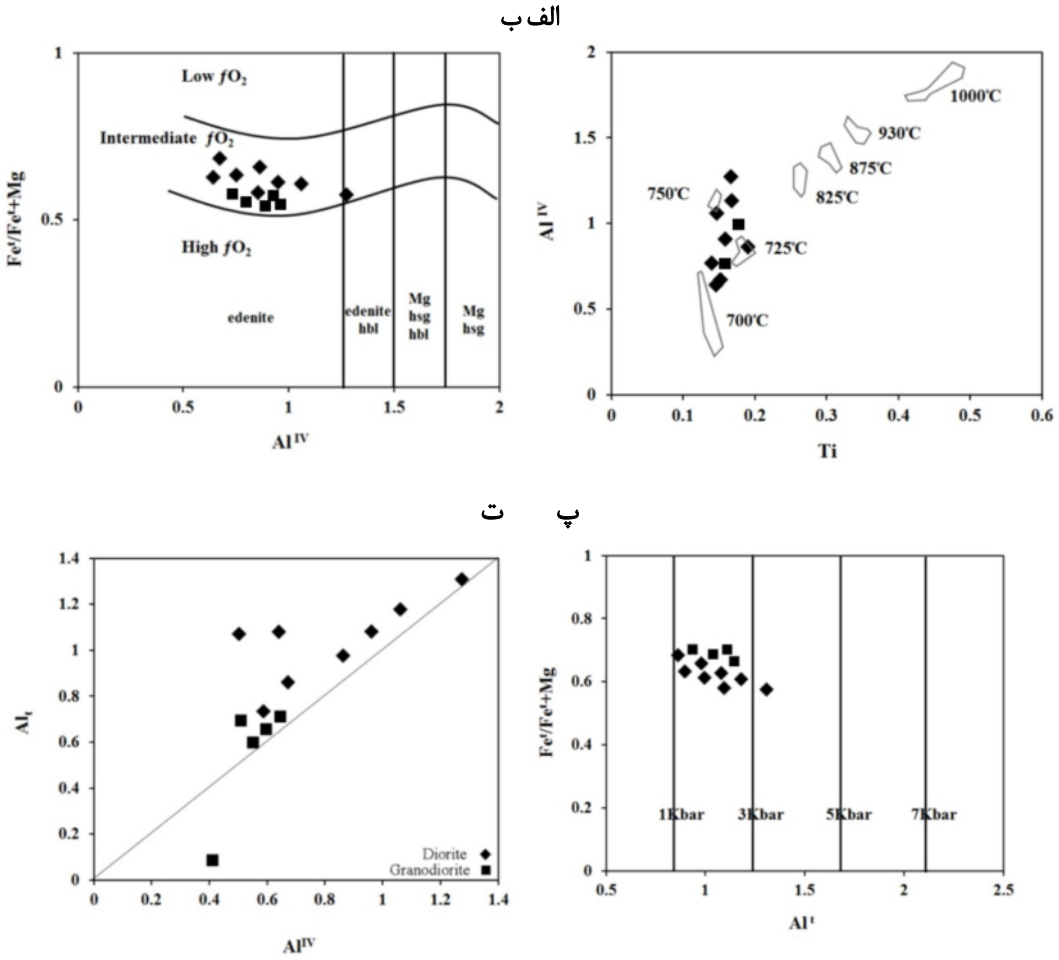
(ب)



(پ)

شکل۴ الف) نمودارهای رده بندی و نامگذاری آمفیبول ها [۲۰]. ب) جداسازی آمفیبول‌های ناشی از فرایندهای آذرین و آمفیبـول‌هـای برآمـده از دگرگونی [۲۳]. پ) نمودار تعیین ماهیت ماگما با استفاده از ترکیب شیمی آمفیبول‌های دیوریت [۲۲].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-20]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.4.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.859]



شکل۵ (الف) نمودار رده بندی و محاسبه دمای تقریبی تبلور آمفیبول‌های دیوریت[۲۵] . ب) نمودار تعیین گریزندگی اکسیژن بـر پایـه‌ی ترکیـب آمفیبول‌های دیوریت [۲۶]. پ) نمودار Al^T نسبت به Fe/Fe+Mg [۲۸] برای تعیین فشار. ت) همخوانی خطی Al^T و Al^{IV} در نمودار فشارسنجی [۳۰].

برداشت

منطقه مورد بررسی در استان کرمان در شمال شهرستان ساردوئیه واقع است. از نظر تقسیم‌های ساختاری ایران زمین، این منطقه در کمربند آتشفشانی ارومیه – دختر قرار دارد. توده های نفوذی با ترکیب سنگ‌شناسی مشابه کوارتز دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت و گرانوفیر هستند. بررسی آمفیبول در سنگ‌های نفوذی براساس شیمی کانی از گروه آمفیبول‌های کلسیمی و از نوع اکتینولیت تا منیزیوهورنبلند است. براساس همه روش‌های به کار رفته برای دما - فشارسنجی، این توده‌ها در دمای ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد، گریزندگی اکسیژن ۱۱/۵۷- تا ۱۵/۷۶- و فشار پایین ۱ تا ۳ کیلوبار در بخش پایینی پوسته زیرین تشکیل شده‌اند.

مراجع

[1] Aftabi A., Atapour H., "*Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran"*, Episodes, (2000) 23:119-125.

[2] Alavi M., "*Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran : new data and interpretations, Tectonophysics*" , (1994) 229:211-238.

[3] Berberian M,, King G., *"Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, Canadian journal of earth sciences",* (1981) 18:210-265.

[4] McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev G., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., , *"Journal of Geophysical Research"* 105: 5695–5719.

[5] Molina J., Scarrow J., Montero P.G., Bea F., *High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of*

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-20]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.4.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.859]

magma chemistry: evidence for mildly alkalichybrid melts during evolution of Variscan basic– ultrabasic magmatism of Central Iberia˝, Contribution to Mineralogy and Petrology,(2009) 158 69-98.

[6] Sabzehei, M., *"Geological Quadrangle Map of Iran"*, No. 12, Hajiabad, 1:250,000, First compilation by Berberian, M., final compilation and revision by Sabzehei, M., Geological Survey of Iran (1994).

[7] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F.,*"Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, International journal of earth sciences"* , (2005) 94:401-419.

[8] Agard P et al., "*Zagros orogeny: a subduction-dominated process"*, Geological Magazine, (2011) 148:692-725.

[9] Dilek Y., Imamverdiyev N., Altunkaynak Ş., *"Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region"* , collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint, International Geology Review, (2010) 52:536-578.

[10] Ghasemi A., Talbot CJ A., *"new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran)"* , Journal of Asian Earth Sciences, (2006) 26:683-693.

[11] Emami, M.H., "*Ge´ologie de la re´gion de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'e´tude dynamique et ge´ochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central, Ph.D. thesis"*, France, University of Grenoble, France, (1981) 489 p.

[12] Leake, B.E., Woolly, 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., Maresch, W.V., Nickel, E.h., Rock, N.M.S., Schmucher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N, Ununga retti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., *"Nomenclature of Amphiboles, Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names"*, Europian Journal of Mineralogy,(1997) 9: 623-651.

[13] Rasouli J., Ghorbani M., Ahadnejad V., Field observations, *"Petrography and microstructures study of Jebale Barez Plutonic complex (East-North East Jiroft)"*, Journal of Tethys: (2014) Vol 2:178-195.

[14] Allen M., Jackson J., Walker R., *" Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, Tectonics Allen M, Jackson J, Walker R Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, Tectonics"* , (2004) 23.

[15] Dilek Y., Altunkaynak Ş., Öner Z., *"Syn-extensional granitoids in the Menderes core complex and the late Cenozoic extensional tectonics of the Aegean province"*, Geological Society, London, Special Publications , (2009) 321:197-223.

[16] Dewey J., Helman M., Knott S., Turco E., Hutton D., *"Kinematics of the western Mediterranean"*, Geological Society, London, Special Publications , (1989) 45:265-283.

[17] Lescuyer JL., Riou R., *"Géologie de la région de Mianeh (Azerbaijan)"* , contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de l'Iran. (1976), Université Scientifique et Médicale de Grenoble.

[18] Dilek Y., Imamverdiyev N., Altunkaynak Ş., *"Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region"* , collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint, International Geology Review, (2010) 52:536-578.

[19] Alavi M., "*Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran : new data and interpretations, Tectonophysics*" , (1994) 229:211-238.

[20] Leake, B.E., Woolly, 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., Maresch, W.V., Nickel, E.h., Rock, N.M.S., Schmucher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N, Ununga retti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., *"Nomenclature of Amphiboles, Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names"*, Europian Journal of Mineralogy,(1997) 9: 623-651.

[21] Celic, O.F., Delaloye, M.F., *"Characteristics of ophiolite related metamorphic rocks in the Beysehir ophiolitic mélange (central taurides, Turkey)"* , Deduced from whole rock and mineral chemistry. J. of Asian Earth Science, (2006) 26: 452-476.

[22] Sial A., V. Ferreira, A. Fallick and M. J. M. Cruz, *˝Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province, northeastern Brazil˝*, Journal of South American Earth Sciences, (1998) 11: 457-471.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-20]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.4.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.859]

[27] Anderson, J.L., D.R. Smith, *The effects of temperature and fogasite on the Al-in-hornblende barometer*˝, American Mineralogist,(1995) 80: 549-559

[28] Schmidt M.W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer"*, Contribution Mineralogy and Petrology,(1992) 110: 304-305.

[29] Vyhnal, C.R., Mcsween, H.Y. and Speer, J.A., *"Hornblende Chemistry in Southern Appalachian Granitoids: implications for aluminum hornblende thermo barometry and magmatic epidote stability"*, American Mineralogist,(1991) 76: 176-188.

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

[31] Molina J., Scarrow J., Montero P.G., Bea F., *˝High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalichybrid melts during evolution of Variscan basic– ultrabasic magmatism of Central Iberia*˝, Contribution to Mineralogy and Petrology,(2009) 158 69-98.

[23] Molina J., Scarrow J., Montero P.G., Bea F., *˝High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalichybrid melts during evolution of Variscan basic– ultrabasic magmatism of Central Iberia*˝, Contribution to Mineralogy and Petrology,(2009) 158 69-98.

[24] Anderson, J.L., D.R. Smith, *The effects of temperature and fogasite on the Al-in-hornblende barometer*˝, American Mineralogist,(1995) 80: 549-559

[25] Helz, R.T., *˝Phase relations of basalts in their melting ranges at P H2O= 5 kb. Part II. Melt compositions*˝, Journal of Petrology, (1976) 17: 139-193.

[27] Anderson, J.L., D.R. Smith, *The effects of temperature and fogasite on the Al-in-hornblende barometer*˝, American Mineralogist,(1995) 80: 549-559.

[26] Schmidt M.W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer"*, Contribution Mineralogy and Petrology,(1992) 110: 304-305.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-04-20]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.4.0]

[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.859]