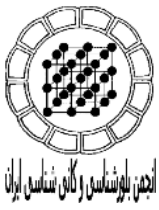
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و یکم، شمارهٔ ۴، زمستان ۹۲، از صفحهٔ ۷۰۳ تا ۷۱۴



دما – فشارسنجی توده‌ی گرانیتوئیدی چشمه بید زاهدان در جنوب خاوری ایران، براساس شیمی کانی‌های سازنده‌ی آن

آمنه اُخوت[1*]، حبیب الله بیابانگرد[1]، علی احمدی[1]، محمد بومری[1]، کازیو ناکاشیما[2]

۱- *گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان*

۲- *گروه زمین و علوم محیط زیست، دانشگاه یاماگاتا، یاماگاتا، ژاپن*

(دریافت مقاله: ۹۱/۱/۱۵، نسخه نهایی: ۹۱/۷/۱۸)

چکیده: توده‌ی گرانیتوئیدی چشمه بید در جنوب شرق زاهدان و در استان سیستان و بلوچستان واقع شده است. این توده‌ی گرانیتوئیدی از نظر ساختاری در مجموعه‌ی فلیشی دگرگون شده‌ی نه، به سن ائوسن میانی دیده می‌شود از نظر کانیایی این گرانیت‌ها اغلب دارای کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند هستند. براساس داده‌های حاصل از آنالیز ریزپردازشی، ترکیب آمفیبول‌ها از نوع کلسیک بوده و در رده‌ی اکتینولیت هورنبلند و مگنزیو هورنبلند قرار می‌گیرند. بر اساس رده‌بندی شیمیایی میکاها، این کانی‌ها در حد فاصل بین دو قطب سیدروفیلیت و بیوتیت قرار دارند و با توجه به مقدار $Fe/(Fe + Mg) > ۰/۳۳$، جزء بیوتیت‌ها محسوب شده و از فلوگوپیت‌ها جدا می‌شوند. ترکیب پلاژیوکلازها در گستره‌ای از آنورتیت بین ۱۹/۵۶ تا ۳۲/۵۱ است، میانگین آنورتیت ۲۳/۷۸ درصد است. با استفاده از روش فشارسنجی Al در هورنبلند، فشاری که برای تشکیل توده گرانیتوئیدی چشمه بید برآورد می‌شود در حدود ۳/۸ کیلوبار است. در ضمن دمای به‌دست آمده برای تشکیل کانی آمفیبول نسبتاً پایین و در حدود ۷۵۱ درجه‌ی سانتی‌گراد در گرانودیوریت‌هاست.

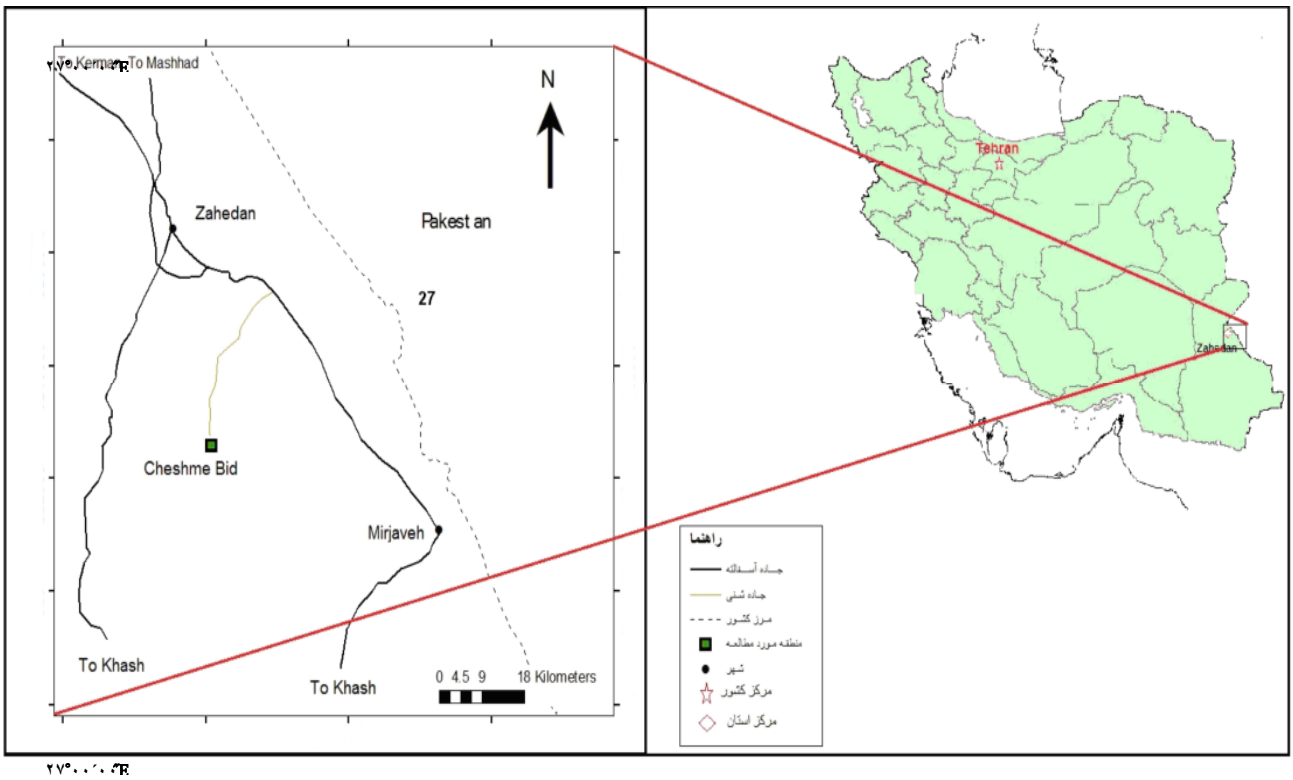
واژه‌های کلیدی: *زاهدان، گرانیتوئید چشمه بید، زمین دماسنجی، زمین فشارسنجی، هورنبلند.*

مقدمه

توده‌ی گرانیتوئیدی چشمه بید در گستره‌ی طول‌های جغرافیایی ´۴۰ °۳۰ تا ´ ۸۰ °۳۰ و عرض‌های جغرافیایی ´ ۲۳ °۳۲ تا´۳۲ °۳۲ در ۳۵ کیلومتری جنوب شرقی زاهدان در استان سیستان و بلوچستان واقع شده است (شکل ۱). این توده بخشی از کمربند گرانیتوئیدی زاهدان- سراوان است. این کمربند گرانیتوئیدی با طیف ترکیبی متنوع و گسترده و با روند شمال باختری – جنوب خاوری یکی از مهم‌ترین توده‌های نفوذی زون فلیش شرق ایران [۱]، زون زابل – بلوچ [۲] یا زون جوش خورده‌ی سیستان [۳] می‌باشد. توده‌های نفوذی در این منطقه با سن احتمالی ۳۲ میلیون سال (اوایل الیگوسن) [۴] فلیش‌های ائوسن را مورد نفوذ قرار داده‌اند. بنابر بررسی‌های پیشین [۵] ترکیب کلی سنگ‌شناختی منطقه گرانودیوریت است. لازم به یادآوری است که بیشترین تفاوت گروه‌های یاد شده در میزان فراوانی پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی‌های مافیک است. گرانیتوئید مورد بررسی از نوع I وS [۵] بوده و دارای طبیعت پر آلومین [۵] هستند. از مهم‌ترین پژوهش‌های انجام شده در سطح منطقه می‌توان به پژوهش‌های پژوهشگرانی چون [۳-۵] اشاره کرد. تاکنون هیچ گونه بررسی در زمینه‌ی دما و فشار در این توده انجام نگرفته است، لذا در این مقاله سعی شد تا از طریق ادغام نتایج بررسی‌های صحرایی، داده‌های سنگ-شناختی و با تکیه بر داده‌های ریز پردازش الکترونی، دما و فشار توده ارزیابی شوند.

* نویسنده مسئول، تلفن: ۲۴۴۲۴۳۰(۰۵۴۱)، پست الکترونیکی: amene_okhovat@yahoo.com

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]



شکل۱ نقشه‌ی راه‌های ارتباطی گستره‌ی مورد بررسی.

روش‌های بررسی

به منظور بررسی‌های سنگ‌شناسی از واحدهای سنگی و متناسب با ماهیت نمونه‌های برداشت شده از آن‌ها، مقاطع نازک و نازک صیقلی تهیه شدند و برای بررسی‌های سنگ نگاری مورد استفاده قرار گرفتند. پس از بررسی‌های سنگ نگاری، ۵۹ تجزیه‌ی نقطه‌ای از کانی های پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، آمفیبول، بیوتیت و اسفن در دانشگاه یاماگاتای ژاپن با استفاده از ریزکاونده‌ی الکترونی(Electron Microprobe)، مدل JXA-8600 و با ولتاژ شتاب دهنده‌ی15 KV، شدت جریان ۱۵ آمپر و زمان شمارش ۴۰ ثانیه انجام گرفت.

زمین‌شناسی منطقه

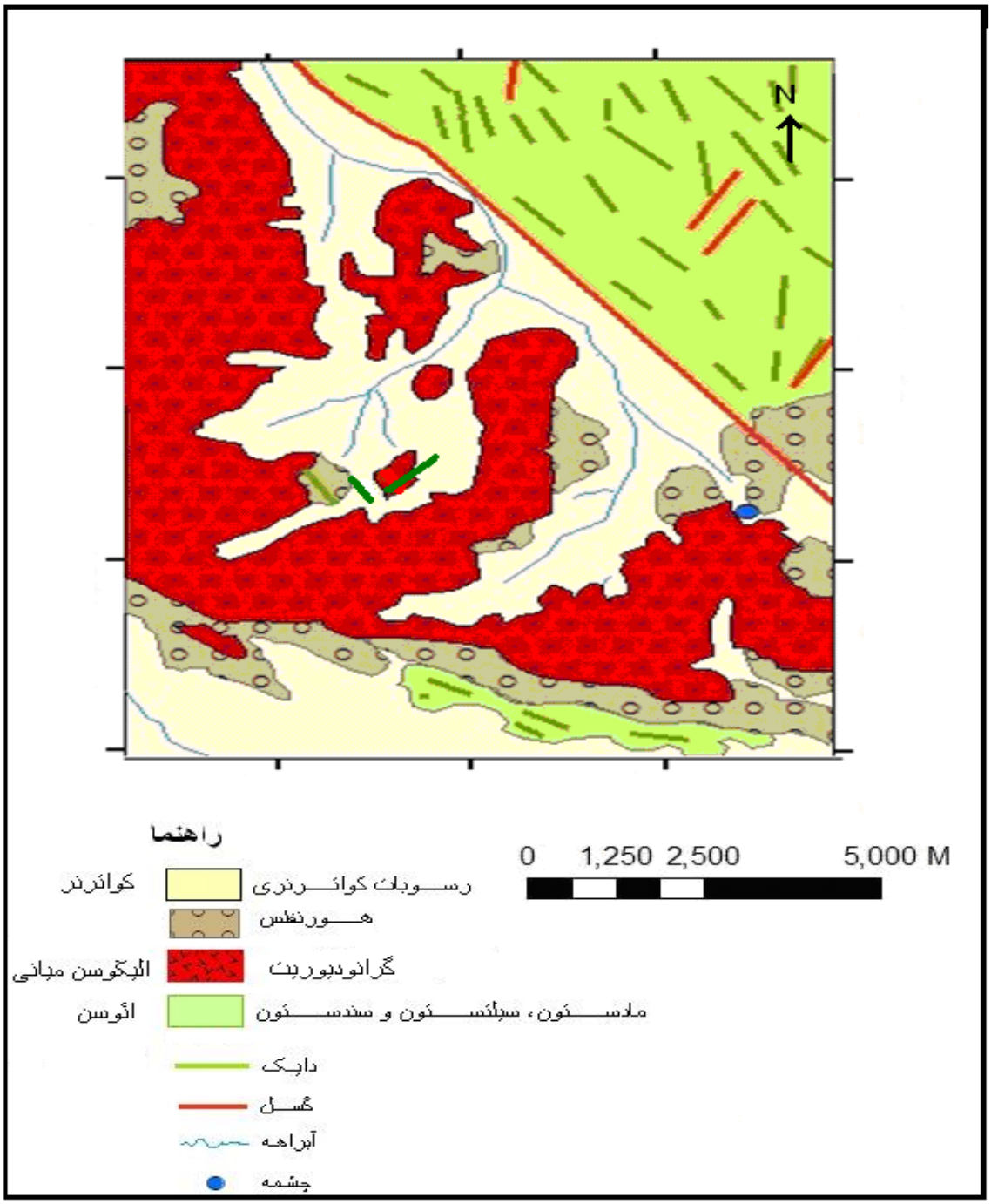
توده‌ی گرانیتوئیدی چشمه بید به سن احتمالی ۳۲ میلیون سال (اوایل الیگوسن) [۴] بخشی از نوار گرانیتوئید زاهدان – سراوان است که با روند کلی شمال باختری – جنوب خاوری در زون فلیش شرق ایران واقع شده است (شکل ۲). این واحد فلیشی طیف گسترده‌ای از ماسه سنگ، سیلتستون و شیل را شامل می‌شود که جایگزینی این گرانیتوئیدها بین سنگ‌های فلیشی ائوسن، باعث ایجاد دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های پیرامون شده است. با توجه به بررسی‌های صحرایی و سنگ نگاری انجام شده در بخشی از مجموعه پلوتونیک چشمه بید، در می‌یابیم که گرانودیوریت‌ها بزرگترین واحد سازنده‌ی توده‌ی گرانیتوئید مورد بررسی هستند و وسعت زیادی از منطقه را به‌صورت ارتفاعات نسبتاً بلند به خود اختصاص می‌دهند و سنگ‌های آن در نمونه‌ی دستی غالباً خاکستری روشن، تمام بلورین و میان دانه‌ای دیده می‌شوند. برونبوم‌های موجود در توده‌ی گرانیتوئیدی مورد نظر در صحرا به شکل‌های گرد، کشیده، عدسی، نیمه بیضوی تا زاویه دارند که با ترکیب دیوریتی، کوارتز دیوریتی در سراسر گرانودیوریت‌ها حضور دارند و از نظر اندازه بیشتر بین ۱۰ تا ۴۰ سانتی‌متر قرار می‌گیرند. این توده به وسیله‌ی دایک‌هایی با ترکیب کوارتز آندزیتی و با روند عمومی شمال باختری – جنوب خاوری (هم روند با توده‌ی اصلی) قطع می‌شود (شکل ۳).

سنگ نگاری

کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول، بیوتیت و به مقدار کمتر فلدسپار قلیایی بوده، اسفن (شکل ۴ الف و ب) و کانی‌های کدر به عنوان کانی‌های

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

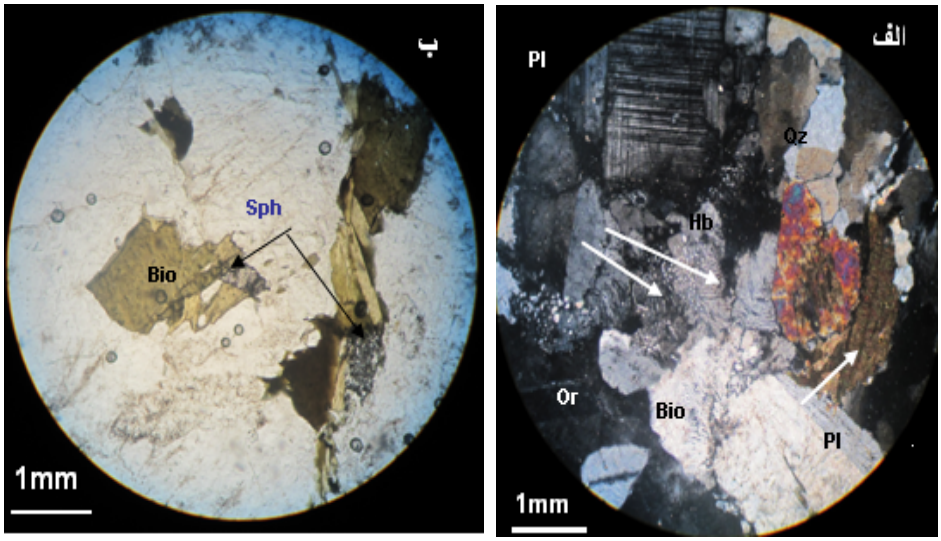
فرعی و کلریت، سریسیت، کلسیت، کانیهای دگرسانی واحد گرانودیوریتی را شامل می‌شوند. از مهم‌ترین ویژگی‌های آن‌ها فراوانی هورنبلند، بیوتیت، نبود مسکویت، بافت دانه‌ای و میرمکیتی (شکل ۴الف) است. میانگین کوارتز در حدود ۲۵-۲۰ درصد حجمی، پلاژیوکلاز با میانگین درحدود ۴۰ تا ۵۰ درصد حجمی، ارتوز حدود ۱۲-۱۷ درصد حجمی، هورنبلند سبز در حدود ۳-۵ درصد حجمی، بیوتیت در حدود ۱۰ درصد حجمی و اسفن در حدود ۲ درصد حجمی کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهند.



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده توده‌ی آذرین چشمه بید، اقتباس از نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ زاهدان [۶] .

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

شکل ۳ توده‌ی گرانودیوریتی چشمه بید و دایک کوارتز آندزیتی موجود در توده (دید به سمت جنوب غربی) .



شکل ۴ الف حضور بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز، بیوتیت، هورنبلند در گرانودیوریت منطقه چشمه بید،جهت فلش بافت میرمکیتی را نشان می دهد (نور قطبیده‌ی طبیعی ، 40x).pl:پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Hb: هورنبلند، Bio : بیوتیت ، Or: ارتوز :ب) حضور بلورهای اسفن در گرانودیوریت چشمه بید، (نور قطبیده‌ی طبیعی ، 40x).BiO :بیوتیت،Sph :اسفن.

بحث و بررسی

به‌منظور بررسی دقیق رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی در ساختار کانی‌ها و تکمیل بررسی‌های کانی‌شناسی، پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری و تهیه‌ی مقاطع نازک صیقلی، تعداد ۵۹ نقطه از کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، بیوتیت، اسفن مورد بررسی ریزپردازش الکترونی قرار گرفتند که نتایج آن در مورد کانی‌های آمفیبول، بیوتیت، پلاژیوکلاز در جدول‌های ۱،۲و۳ دیده می‌شوند.

آمفیبول

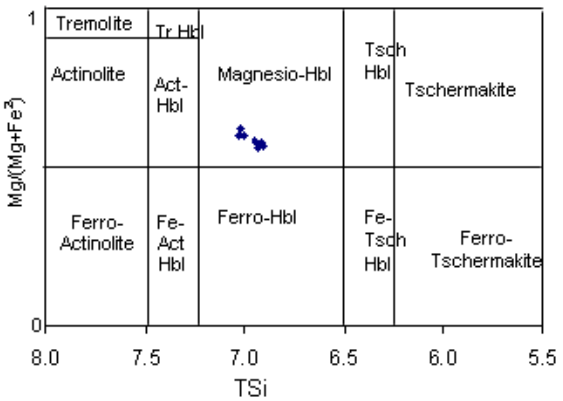
در مجموعه‌ی نفوذی چشمه بید خصوصاً در سنگ‌های گرانودیوریتی، آمفیبول یکی از مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی منطقه است. در این پژوهش ترکیب شیمیایی (جدول ۱) و فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی این کانی بررسی می‌شود. بلورهای آمفیبول اغلب به صورت بی شکل، نیمه شکل‌دار تا خود شکل و در مقاطع عرضی با حاشیه‌های شش ضلعی همراه با دو سیتم رخ مایل و با میانگین در حدود ۵ درصد، کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهند. آمفیبول‌های توده‌ی نفوذی مورد بررسی بر اساس روش لیک [۷] در گروه کلسیک با پارامترهای (Na+K)≥ ۵/۰ و Ca> ۱/۵ و Ti<۰/۵ قرار می‌گیرند. ترکیب این کانی در گرانودیوریت‌های مورد بررسی بر اساس روش [۷] در زیر رده‌ی مگنزیو هورنبلند قرار می‌گیرند (شکل ۵). تغییرات Ti نسبت به AlIV[۸] (شکل۶) برای آمفیبول‌های

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

موجود در سنگ‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که همه‌ی آمفیبول‌ها کمتر از ۰٫۵ اتم Ti در فرمول ساختاری دارند. در همین نمودار میزان AlIV و Ti در فرمول ساختاری آمفیبول با افزایش روند جدایش، کاهش نشان می‌دهند که دلیل آن جای‌گیری بیشتر Si در ساختار آمفیبول‌هاست. بر اساس نمودار رده‌بندی تکتونو ماگمایی [۹] آمفیبول‌های منطقه بیشتر در گستره‌ی آمفیبول‌های وابسته به مناطق فرورانش قرار می‌گیرند (شکل۷).

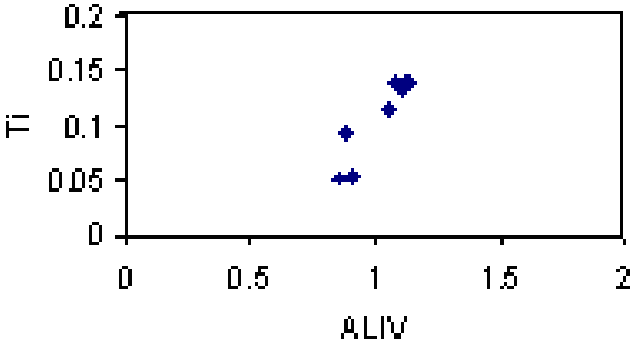
جدول ۱ نتایج ریز پردازش کانی‌های آمفیبول بر پایه‌ی ۲۳ اکسیژن در گرانودیوریت چشمه بید. grd: گرانودیوریت است.

Amp	grd	grd	grd	grd	grd	grd	grd	grd
SiO2	۴۷٫۹۶۸۰	۴۶٫۵۴۲۰	۴۸٫۳۹۱۰	۴۸٫۴۱۴۰	۴۶٫۳۷۱۰	۴۶٫۳۷۸۰	۴۷٫۵۶۹۰	۴۵٫۸۷۹۰
TiO2	۰٫۴۹۴۰	۱٫۱۹۵۰	۰٫۴۸۳۰	۰٫۸۴۵۰	۱٫۲۴۵۰	۱٫۰۰۸۰	۱٫۲۵۵۰	۱٫۲۱۶۰
Al2O3	۷٫۴۵۰۰	۸٫۲۵۷۰	۶٫۸۸۲۰	۶٫۷۷۹۰	۸٫۵۲۹۰	۱٫۱۰۶۰	۸٫۹۳۱۰	۸٫۲۵۱۰
FeO	۱۵٫۷۰۰۰	۱۶٫۴۳۴۰	۱۵٫۷۳۹۰	۱۴٫۲۸۷۰	۱۴٫۷۳۲۰	۱۵٫۹۱۵۰	۱۵٫۲۲۵۰	۱۵٫۰۸۴۰
Fe2O3	۱٫۹۹۴۰	۲٫۶۹۵۰	۱٫۹۸۳۰	۲٫۳۴۵۰	۲٫۷۴۵۰	۲٫۵۰۸۰	۲٫۷۵۵۰	۲٫۷۱۶۰
MnO	۰٫۶۸۹۰	۰٫۷۶۳۰	۰٫۷۴۹۰	۰٫۶۹۱۰	۰٫۸۰۸۰	۰٫۷۱۳۰	۰٫۶۱۴۰	۰٫۶۹۸۰
MgO	۱۰٫۴۳۴۰	۹٫۴۷۰۰	۱۰٫۷۷۶۰	۱۱٫۴۱۳۰	۱۰٫۲۲۷۰	۹٫۵۵۷۰	۱۰٫۱۹۴۰	۹٫۹۸۰۰
CaO	۱۱٫۶۵۶۰	۱۱٫۷۰۱۰	۱۱٫۷۲۰۰	۱۱٫۵۶۲۰	۱۱٫۴۲۴۰	۱۱٫۴۲۵۰	۱۰٫۸۳۱۰	۱۱٫۳۸۴۰
Na2O	۱٫۱۹۱۰	۱٫۲۳۶۰	۰٫۹۷۰۰	۱٫۱۷۸۰	۱٫۴۰۹۰	۱٫۳۵۸۰	۱٫۵۲۵۰	۱٫۳۴۸۰
K2O	۰٫۶۹۳۰	۰٫۸۰۴۰	۰٫۵۶۶۰	۰٫۶۶۲۰	۰٫۶۷۶۷۰	۰٫۶۹۳۰	۰٫۶۶۲۰	۰٫۷۹۹۰
P2O5	۰٫۰۱۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۴۱۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۷۱۰	۰٫۰۶۱۰	۰٫۰۴۰۰	۰٫۰۵۰۰
Total	۹۸٫۲۷۹۰	۹۹٫۰۹۷۰	۹۸٫۳۰۰۰	۹۹٫۲۰۶۰	۹۸٫۲۳۸۰	۹۷٫۷۲۲۰	۹۹٫۶۰۱۰	۹۹٫۴۰۵۰
Si	۷٫۰۹۷۱	۶٫۸۹۳۹	۷٫۱۵۱۴	۷٫۱۲۶۰	۶٫۸۷۷۳	۶٫۹۴۴۹	۶٫۹۲۹۹	۶٫۸۸۱۷
Ti	۰٫۰۵۵۰	۰٫۱۳۳۱	۰٫۰۵۳۷	۰٫۰۹۳۶	۰٫۱۳۸۹	۰٫۱۱۳۵	۰٫۱۳۷۵	۰٫۱۳۷۲
Al	۱٫۲۹۹۱	۱٫۴۴۱۵	۱٫۱۹۸۷	۱٫۱۷۶۰	۱٫۴۹۰۸	۱٫۴۳۰۶	۱٫۵۳۳۴	۱٫۴۵۸۶
Fe2+	۱٫۹۴۲۶	۲٫۰۳۵۷	۱٫۹۴۵۲	۱٫۷۵۸۶	۱٫۸۲۷۲	۱٫۹۹۳۰	۱٫۸۵۴۹	۱٫۸۹۲۱
Fe3+	۰٫۲۲۲۰	۰٫۳۰۰۴	۰٫۲۲۰۵	۰٫۲۵۹۷	۰٫۳۰۶۴	۰٫۲۸۲۶	۰٫۳۰۲۰	۰٫۳۰۶۶
Mn	۰٫۰۸۶۳	۰٫۰۹۵۷	۰٫۰۹۳۸	۰٫۰۸۶۱	۰٫۱۰۱۵	۰٫۰۹۰۴	۰٫۰۷۵۸	۰٫۰۸۸۷
Mg	۲٫۳۰۱۴	۲٫۰۹۱۱	۲٫۳۷۴۰	۲٫۵۰۴۳	۲٫۲۶۱۱	۲٫۱۳۳۴	۲٫۲۱۳۹	۲٫۲۳۱۶
Ca	۱٫۸۴۷۸	۱٫۸۵۷۰	۱٫۸۵۵۸	۱٫۸۲۸۱	۱٫۸۱۵۴	۱٫۸۳۳۱	۱٫۶۹۰۶	۱٫۸۲۹۶
Na	۰٫۳۴۱۶	۰٫۳۵۵۰	۰٫۲۷۷۹	۰٫۳۳۶۲	۰٫۴۰۵۲	۰٫۳۹۴۳	۰٫۴۳۰۷	۰٫۳۹۲۰
K	۰٫۱۳۰۸	۰٫۱۵۱۹	۰٫۱۰۶۷	۰٫۱۲۴۳	۰٫۱۲۸۱	۰٫۱۳۲۴	۰٫۱۲۳۰	۰٫۱۵۲۹
p	۰٫۰۰۱۳	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۵۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۸۹	۰٫۰۰۷۷	۰٫۰۰۴۹	۰٫۰۰۶۳
Total	۱۵٫۳۲۳۶	۱۵٫۳۵۵۴	۱۵٫۲۷۷۷	۱۵٫۲۹۲۹	۱۵٫۳۵۱۸	۱۵٫۳۴۸۳	۱۵٫۲۹۱۷	۱۵٫۳۷۱۰
AlIV	۰٫۹۰۲۹	۱٫۱۰۶۱	۰٫۸۴۸۶	۰٫۸۷۴۰	۱٫۱۲۲۷	۱٫۰۵۵۱	۱٫۰۷۰۱	۱٫۱۱۸۳
AlVI	۰٫۳۹۶۱	۰٫۳۳۵۴	۰٫۳۵۰۰	۰٫۳۰۲۰	۰٫۳۶۸۱	۰٫۳۷۵۵	۰٫۴۶۳۳	۰٫۳۴۰۳

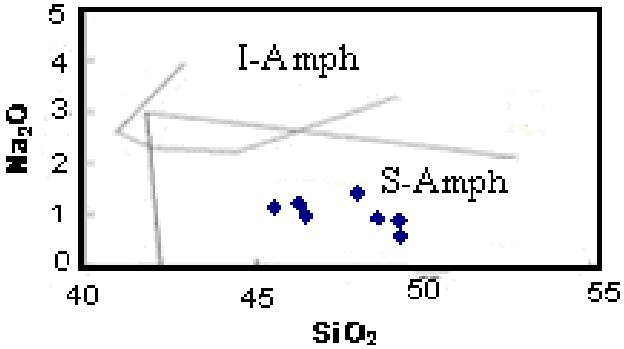


شکل ۵ نمودار نام‌گذاری آمفیبول‌ها [۷]، آمفیبول‌ها بیشتر در زیر رده‌ی مگنزیو هورنبلند قرار می‌گیرند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]



شکل۶ تغییرات Ti نسبت به AlIV [۸] در آمفیبول‌ها، همه‌ی آمفیبول‌ها کمتر از ۰/۵ اتم Ti در فرمول ساختاری دارند.



شکل۷ رده بندی تکتونوماگمایی آمفیبول‌ها[۹]، آمفیبول‌های منطقه بیشتر در گستره‌ی آمفیبول‌های وابسته به مناطق فرورانش (S-Amph) قرار می‌گیرند.

تنوع ساختاری و ترکیب شیمیایی آمفیبول سبب شد تا در دامنه‌ی گسترده‌ای از شرایط دما و فشار ظاهر شوند. اغلب از آمفیبول برای برآورد فشار حاکم بر محیط تبلور در مجموعه-های گرانیتوئیدی استفاده می‌شود. [۱۰] معادله‌ای در رابطه با مقدار Al_t در هورنبلند برای دستیابی به فشار تبلور آن در سنگ‌های گرانیتوئیدی ارائه کرده است که فشار، فقط از روی میزان آلومینیوم موجود در هورنبلند و بدون در نظر گرفتن پارامترهای دیگری چون دما محاسبه می‌شود. این معادله عبارت است از:

$$P = (0.6kbar) = -3.01 + 4.76Al_t \qquad r2 = 0.99$$

در این معادله، P فشار بر حسب کیلو بار و Al_t مقدار آلومینیوم کل در ترکیب آمفیبول است.

فشار به‌دست آمده برای تبلور هورنبلند در نمونه‌ی گرانودیوریتی برابر با ۳/۸۳ کیلو بار است. [۱۱] نیز از تلفیق سه رابطه‌ی [۱۲،۱۰] و رابطه ی دماسنجی [۱۳]، معادله‌ای را برای محاسبه‌ی فشار ارائه کرده است که در این معادله می‌توان به خوبی به تاثیر گذار بودن دما و فشار بر میزان Al هورنبلند پی برد.

$$P = (0.6\ kbar) = -3.01 + 4.76\ Alt\ \{(T[C^o] - 675)/85\} \times \{Al_t\ 0.53 + 0.005294 \times (T[C^o] - 675)\}$$

در نمونه‌ی گرانودیوریتی فشار برای تبلور هورنبلند۲/۷۷کیلو بار برآورد شده است.

ویهنال و همکاران [۱۴] معادله‌ی زیر را در فشار عادی۱تا۲۰ کیلو بار برای تعیین دمای تعادل هورنبلند همزیست با پلاژیوکلاز ارائه کرده‌اند:

$$T = 25.3P(kbar) + 654.9$$

بر اساس این روش دمای تعادل تبلور کانی‌ها ۷۵۱ درجه‌ی سانتی گراد برآورد شد. در آمفیبول‌ها مقدار $[Al^{IV}]$ با دما رابطه‌ی مستقیم دارد هر چند این رابطه متاثر از مقدار آب ماگما نیز هست [۱۵]. فشار بر مقدار آلومینیوم هشت وجهی $[Al^{VI}]$ تاثیر می‌گذارد. ترکیب شیمیایی سنگ تاثیر چندانی بر مقدار آلومینیوم هشت وجهی در شبکه بلوری آمفیبول ندارد [۱۶]. شایان یادآوری است که حضور همزمان مگنتیت، اسفن و کوارتز همراه آمفیبول در گرانودیوریت نشان دهنده‌ی گریزندگی بالای اکسیژن در ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌هاست [۱۷].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

بیوتیت

نتایج حاصل از بررسی بیوتیت های موجود در گرانودیوریت در جدول ۲، ارائه شده‌اند. این کانی به‌طور معمول به‌صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل دار میان دانه‌ای با یک دسته رخ نیمه روشن مشخص می‌شود و در حدود ۱۵ درصد کانی‌های موجود در سنگ را تشکیل می‌دهد. ترکیب بیوتیت‌های مورد بررسی (شکل ۷) بر پایه‌ی رده بندی [۱۹،۱۸] از سمت بیوتیت به سمت سیدروفیلیت کشیده شده و با توجه به مقدار $Fe/(Fe + Mg) > ۰٫۳۳$ جزء بیوتیت‌ها محسوب شده و از فلوگوپیت‌ها جدا می‌شوند. بیوتیت‌های منطقه بیشتر در گستره‌ی بیوتیت‌های آهن‌دار قرار می‌گیرند. بیوتیت در سیستم‌های ماگمایی، دگرگونی و دگرنهادی به تغیرات دما، فشار و فعالیت سازنده‌هایی چون H_2O،F، O_2 و SiO_2 کاملاً حساسند [۲۰]. فاکتورهای فیزیکوشیمیایی یاد شده همراه با امکان جانشینی در چهار منظر ساختاری شامل منظرهای چهار وجهی (T)، هشت وجهی (M)، میان لایه (I) و هیدروکسیل (A) تغییر پذیری بیوتیت‌ها را ممکن ساخته است. همچنین ترکیب بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی تابع ماگمای مولد، گریزندگی [۲۲،۲۱]، دمای گدازه [۲۳] و خاستگاه گرانیت-هاست [۲۵،۲۴]. در شکل (۸) سنگ‌های مختلف کوهزایی قلیایی (A)، پرآلومین (P) و آهکی- قلیایی (C) از هم جدا شده‌اند [۲۴]. بر اساس روش [۲۴]، بیوتیت‌ها در گستره‌ی آهکی- قلیایی (C) قرار گرفته‌اند. از آنجا که ترکیب بیوتیت در سنگ‌های آذرین تابع ترکیب ماگمایی است که از آن متبلور می‌شود، لذا ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها می‌تواند به‌عنوان یک معیار مناسب برای شناسایی محیط زمین‌ساختی تشکیل گرانیتوئیدها به کار رود [۲۶،۲۴].

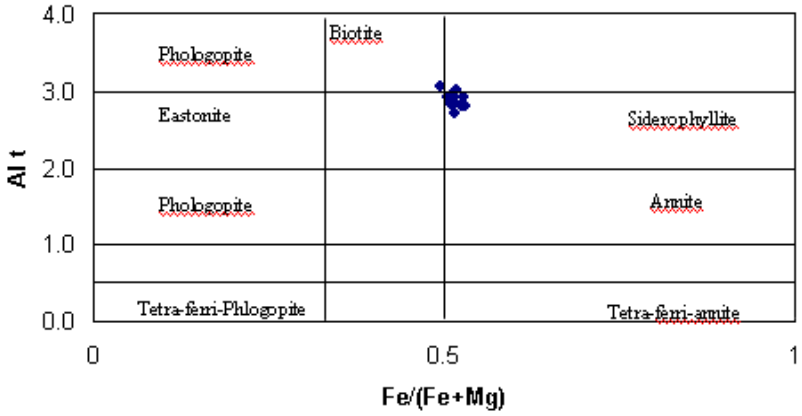
جدول ۲ نتایج ریز پردازش کانی‌های بیوتیت بر پایه‌ی ۲۴ اکسیژن در گرانودیوریت چشمه بید.

Bio	grd	grd	grd	grd	grd	grd	grd
SiO_2	۳۷٫۹۶۳۰	۳۸٫۲۲۹۰	۳۶٫۲۳۹۰	۳۷٫۲۵۹۰	۳۸٫۱۷۹۰	۳۸٫۳۲۴۰	۳۶٫۳۲۱۰
TiO_2	۲٫۷۲۴۰	۲٫۷۴۰۰	۲٫۲۰۱۰	۱٫۷۲۸۰	۲٫۵۰۱۰	۲٫۵۳۹۰	۲٫۲۰۰۰
Al_2O_3	۱۴٫۶۸۹۰	۱۴٫۷۴۰۰	۱۴٫۰۲۴۰	۱۵٫۶۱۰۰	۱۵٫۴۴۱۰	۱۴٫۸۲۹۰	۱۴٫۲۸۸۰
FeO	۱۶٫۶۹۶۰	۱۶٫۵۳۶۰	۱۵٫۳۲۵۰	۱۸٫۲۵۸۰	۱۶٫۶۰۵۰	۱۷٫۸۰۱۰	۱۵٫۸۵۴۰
Fe_2O_3	۴٫۲۲۴۰	۴٫۲۴۰۰	۳٫۷۰۱۰	۳٫۲۲۸۰	۴٫۰۰۱۰	۴٫۰۳۹۰	۳٫۷۰۰۰
MnO	۰٫۵۱۸۰	۰٫۴۰۳۰	۰٫۴۵۳۰	۰٫۲۴۶۰	۰٫۳۹۸۰	۰٫۳۶۹۰	۰٫۴۶۲۰
MgO	۱۰٫۴۵۸۰	۱۰٫۲۹۴۰	۱۰٫۰۸۵۰	۱۱٫۰۷۷۰	۱۰٫۷۸۶۰	۱۰٫۶۷۳۰	۱۰٫۱۷۷۰
CaO	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۱۴۰	۰٫۰۱۷۰	۰٫۲۰۹۰	۰٫۰۸۴۰	۰٫۰۳۶۰	۰٫۰۳۴۰
Na_2O	۰٫۰۵۷۰	۰٫۰۶۵۰	۰٫۰۶۶۰	۰٫۰۴۹۰	۰٫۰۸۷۰	۰٫۰۸۳۰	۰٫۰۹۰۰
K_2O	۱۰٫۲۶۶۰	۹٫۹۷۳۰	۱۰٫۱۴۶۰	۸٫۲۸۹۰	۱۰٫۲۷۲۰	۱۰٫۲۲۵۰	۱۰٫۰۸۵۰
P_2O_5	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۵۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۲۵۰	۰٫۰۳۵۰
Total	۹۷٫۵۹۵۰	۹۷٫۲۴۵۰	۹۲٫۲۵۷۰	۹۵٫۹۵۳۰	۹۸٫۳۵۴۰	۹۸٫۹۴۳۰	۹۳٫۲۴۶۰
Si	۱۶٫۱۸۳۱	۶٫۲۲۵۰	۶٫۲۳۲۶	۶٫۱۲۸۷	۶٫۱۵۱۱	۶٫۱۷۳۳	۶٫۱۹۲۶
Ti	۰٫۳۳۳۷	۰٫۳۳۵۶	۰٫۲۸۴۷	۰٫۲۱۳۸	۰٫۳۰۳۱	۰٫۳۰۷۶	۰٫۲۸۲۱
Al	۲٫۸۱۹۷	۲٫۸۲۹۹	۲٫۸۴۲۶	۰٫۰۲۶۲	۲٫۹۳۲۰	۲٫۸۱۵۲	۲٫۸۷۱۱
Fe^{2+}	۲٫۲۷۴۱	۲٫۲۵۱۸	۲٫۲۰۴۲	۲٫۵۱۱۶	۲٫۲۳۷۳	۲٫۳۹۸۰	۲٫۲۶۰۵
Fe^{3+}	۰٫۵۱۷۷	۰٫۵۱۹۵	۰٫۴۷۹۰	۰٫۳۹۹۶	۰٫۷۸۵۱	۰٫۴۸۶۹	۰٫۴۷۴۷
Mn	۰٫۰۷۱۵	۰٫۰۵۵۶	۰٫۰۶۶۰	۰٫۰۳۴۳	۰٫۰۵۴۳	۰٫۰۵۰۳	۰٫۰۶۶۷
Mg	۲٫۵۳۹۲	۲٫۴۹۸۸	۲٫۵۸۵۷	۲٫۷۱۶۲	۲٫۵۹۰۶	۲٫۵۶۹۲	۲٫۵۸۶۷
Ca	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۲۴	۰٫۰۰۳۱	۰٫۰۳۶۸	۰٫۰۱۴۵	۰٫۰۰۶۲	۰٫۰۰۶۲
Na	۰٫۰۱۸۰	۰٫۰۲۰۵	۰٫۰۲۲۰	۰٫۰۱۵۶	۰٫۰۲۷۲	۰٫۰۲۵۹	۰٫۰۲۹۸
K	۲٫۱۳۳۰	۲٫۰۷۱۶	۲٫۲۲۶۰	۱٫۷۳۹۳	۲٫۱۱۱۲	۲٫۱۰۱۱	۲٫۱۹۳۵
p	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۷	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۳۴	۰٫۰۰۵۱
SumCat.	۱۶٫۸۹۰۰	۱۶٫۸۱۱۵	۱۶٫۹۴۵۹	۱۶٫۸۲۲۱	۱۶٫۹۰۶۴	۱۶٫۹۳۳۶	۱۶٫۹۶۹۰
AlIV	۱٫۸۱۶۹	۱٫۷۷۵۰	۱٫۷۶۷۴	۱٫۸۷۱۳	۱٫۸۴۸۹	۱٫۸۲۶۷	۱٫۸۰۷۴
AlVI	۱٫۰۰۲۸	۱٫۰۵۴۹۰	۱٫۰۷۵۲	۱٫۱۵۴۹	۱٫۰۸۳۲	۰٫۹۸۸۵	۱٫۰۶۳۷

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

ادامه‌ی جدول ۲

Bio	grd	grd	grd	grd	grd	grd	grd
SiO_2	۳۷٫۶۹۵۰	۳۸٫۰۱۷۰	۳۸٫۰۶۵۰	۳۷٫۸۹۴۰	۳۷٫۸۹۲۰	۳۸٫۴۹۹۰	۳۷٫۳۸۷۰
TiO_2	۱٫۷۸۹۰	۳٫۶۰۴۰	۱٫۸۰۰۰	۱٫۶۷۱۰	۲٫۲۴۲۰	۱٫۶۳۸۰	۲٫۳۷۹۰
Al_2O_3	۱۵٫۰۶۲۰	۱۴٫۱۳۷۰	۱۵٫۳۱۵۰	۱۵٫۰۵۵۰	۱۵٫۰۴۱۰	۱۵٫۹۹۳۰	۱۴٫۶۹۸۰
FeO	۱۶٫۹۴۴۰	۱۵٫۰۷۲۰	۱۶٫۹۷۰۰	۱۷٫۴۵۹۰	۱۵٫۵۱۸۰	۱۶٫۰۱۱۰	۱۶٫۰۲۱۰
Fe_2O_3	۳٫۲۸۹۰	۵٫۱۰۴۰	۳٫۳۰۰۰	۳٫۱۷۱۰	۳٫۷۴۲۰	۳٫۱۳۸۰	۳٫۸۷۹۰
MnO	۰٫۴۶۳۰	۰٫۵۵۱۰	۰٫۴۸۲۰	۰٫۵۴۷۰	۰٫۵۱۶۰	۰٫۳۹۴۰	۰٫۴۳۷۰
MgO	۱۰٫۵۸۵۰	۱۰٫۴۰۰۰۰	۱۰٫۷۹۲۰	۱۰٫۲۳۶۰	۱۰٫۴۸۱۰	۱۰٫۸۵۶۰	۱۰٫۵۶۲۰
CaO	۰٫۰۷۶۰	۰٫۰۵۷۰	۰٫۰۲۷۰	۰٫۰۹۶۰	۰٫۰۱۸۰	۰٫۰۸۸۰	۰٫۰۰۱۰
Na_2O	۰٫۰۱۱۰	۰٫۰۴۱۰	۰٫۰۴۵۰	۰٫۰۶۳۰	۰٫۰۶۲۰	۰٫۰۷۳۰	۰٫۰۶۰۰
K_2O	۹٫۷۲۰۰	۱۰٫۲۶۷۰	۹٫۹۲۱۰	۱۰٫۳۱۴۰	۹٫۶۴۳۰	۱۰٫۰۵۸۰	۱۰٫۲۳۹۰
P_2O_5	۰٫۰۲۵۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۴۵۰	۰٫۰۴۵۰
Total	۹۵٫۶۵۹۰	۹۷٫۲۵۰۰	۹۶٫۷۱۷۰	۹۶٫۵۰۶۰	۹۵٫۱۵۵۰	۹۶٫۷۹۳۰	۹۵٫۷۰۸۰
Si	۶٫۲۳۶۸	۶٫۱۸۸۶	۶٫۲۲۶۳	۶٫۲۴۷۹	۶٫۲۶۱۴	۶٫۲۵۳۰	۶٫۱۹۵۹
Ti	۰٫۲۲۲۶	۰٫۴۴۱۳	۰٫۲۲۱۵	۰٫۲۰۷۲	۰٫۲۷۸۷	۰٫۲۰۰۱	۰٫۲۹۶۶
Al	۲٫۹۳۷۱	۲٫۷۱۲۳	۲٫۹۵۲۷	۲٫۹۲۵۵	۲٫۹۲۹۳	۳٫۰۶۱۵	۲٫۸۷۰۸
Fe2+	۲٫۳۴۴۵	۲٫۰۵۱۸	۲٫۳۲۱۴	۲٫۴۰۷۳	۲٫۱۴۴۵	۲٫۱۷۴۸	۲٫۲۲۰۴
Fe3+	۰٫۴۰۹۵	۰٫۶۲۵۲	۰٫۴۰۶۲	۰٫۳۹۳۴	۰٫۴۶۵۳	۰٫۳۸۳۵	۰٫۴۸۳۷
Mn	۰٫۰۶۴۹	۰٫۰۷۶۰	۰٫۰۶۶۸	۰٫۰۷۶۴	۰٫۰۷۲۲	۰٫۰۵۴۲	۰٫۰۶۱۳
Mg	۲٫۶۱۰۸	۲٫۵۲۳۸	۲٫۶۳۱۵	۲٫۵۱۸۹	۲٫۵۸۱۹	۲٫۶۲۸۵	۲٫۶۰۹۴
Ca	۰٫۰۱۳۵	۰٫۰۰۹۹	۰٫۰۰۴۷	۰٫۰۱۷۰	۰٫۰۰۳۲	۰٫۰۱۵۳	۰٫۰۰۰۲
Na	۰٫۰۰۳۵	۰٫۰۱۲۹	۰٫۰۱۴۳	۰٫۰۲۰۱	۰٫۰۱۹۹	۰٫۰۲۳۰	۰٫۰۱۹۳
K	۲٫۰۵۱۶	۲٫۱۳۲۰	۲٫۰۷۰۱	۲٫۱۶۹۳	۲٫۰۳۲۷	۲٫۰۸۴۰	۲٫۱۶۴۶
p	۰٫۰۰۳۵	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۶۲	۰٫۰۰۶۳
Sumcat.	۱۶٫۸۹۸۳	۱۶٫۷۷۳۹	۱۶٫۹۱۵۲	۱۶٫۹۸۰۲	۱۶٫۷۸۸۹	۱۶٫۸۸۴۱	۱۶٫۹۲۸۵
AlIV	۱٫۷۶۳۲	۱٫۸۱۱۴	۱٫۷۷۳۷	۱٫۷۵۲۱	۱٫۷۳۸۶	۱٫۷۴۷۰	۱٫۸۰۴۱
AlVI	۱٫۱۷۳۹	۰٫۹۰۰۸	۱٫۱۷۸۷	۱٫۱۷۳۴	۱٫۱۹۰۷	۱٫۳۱۴۵	۱٫۰۶۶۷



شکل ۸ ترکیب بیوتیت‌های مورد بررسی در نمودار Al_t در مقابل $Fe/(Fe + Mg)$ [۱۹،۱۸].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز یکی از برجسته‌ترین کانی‌های گرانودیوریت است. این کانی به‌صورت نیمه شکلدار تا بی شکل در ابعاد ریز تا متوسط با ماکل پلی سنتتیک در این سنگ‌ها حضور دارند. این کانی به‌طور میانگین در حدود ۳۷ درصد کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهد. تعدادی از پلاژیوکلازهای گرانودیوریت با ریز پردازنده آنالیز شد. نتایج ریزپردازش آن‌ها در جدول۳ آورده شده‌اند مقدار آنورتیت آن‌ها از ۱۹/۵۶ تا ۳۲/۵۱ تغییر می‌کند و میانگین آن ۲۳/۷۸ درصد است. بنابراین پلاژیوکلازهای منطقه از نوع الیگوکلازند. به عقیده‌ی [۲۷] روند خطی آنورتیت نسبت به K_2O بیانگر این است که پلاژیوکلاز سدیم و کلسیم‌دار نسبت به فلدسپار پتاسیم دار فاز اصلی ماگماست (شکل۹). نمودار تغییرات Fet به درصد An ، نشان می‌دهد که با کاهش درصد آنورتیت در پلاژیوکلاز میزان آهن نیز کاهش می‌یابد [۲۹،۲۸] (شکل۱۰). در حقیقت با جایگیری بیشتر Si در ساختار پلاژیوکلاز همراه با کاهش درصد آنورتیت، جایگاه کمتری برای آهن باقی خواهد ماند.

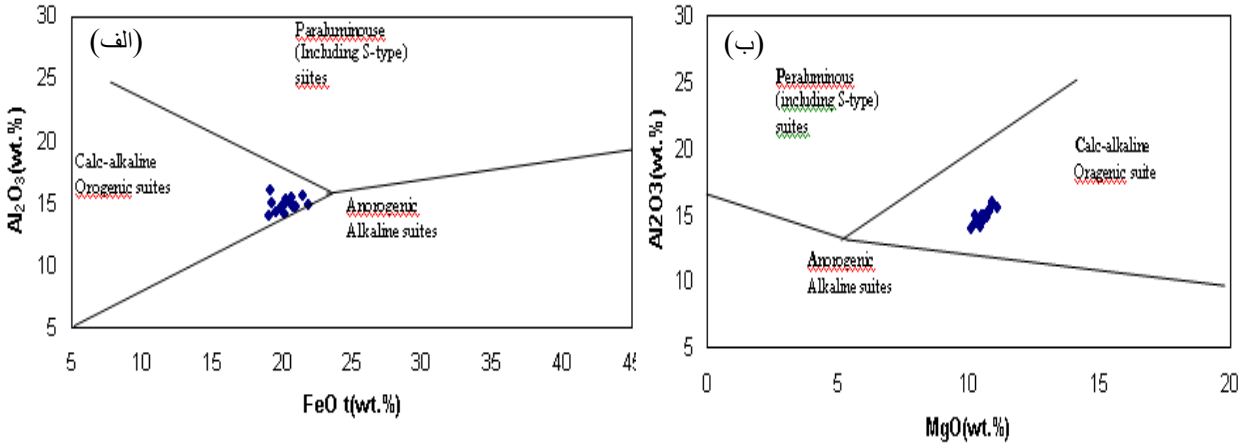
جدول ۳ نتایج ریز پردازش کانی‌های فلدسپار بر پایه‌ی ۳۲ اکسیژن در گرانودیوریت چشمه بید.

Fld.Plg	grd	grd	grd	grd	grd
SiO_2	۶۴/۶۱۶	۶۷/۴۳۹۰	۶۴/۸۷۴۰	۶۳/۷۲۴	۶۴/۲۰۲۰
TiO_2	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰۰۰	۰/۰۳۸۰	۰/۰۲۱۰	۰/۰۰۰۰
Al_2O_3	۲۱/۸۷۹۰	۲۳/۱۹۹۰	۲۳/۹۶۹۰	۲۲/۳۱۵۰	۲۲/۰۳۶۰
Fe_2O_3	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰۰۰	۰/۰۱۲	۰/۰۵۷	۰/۰۷۴
MnO	۰/۰۴۰۰	۰/۰۰۰۰	۰/۰۲۵۰	۰/۰۰۰۰	۰/۰۴۵۰
MgO	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰۰۰	۰/۰۱۲۰	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰۹۰
CaO	۴/۰۷۴۰	۴/۲۶۲۰	۵/۳۱۱۰	۴/۲۹۶۰	۳/۹۶۷۰
Na_2O	۹/۰۵۱۰	۸/۶۸۰۰	۶/۵۳۷۰	۸/۷۳۷۰	۸/۶۹۶۰
K_2O	۰/۳۱۵۰	۰/۱۳۲۰	۰/۱۹۵۰	/۱۸۵۰	۰/۳۶۷۰
p_2O_5	۰/۰۲۷۰	۰/۰۱۶۰	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰۵۰
Total	۱۰۰/۰۰۲۰	۱۰۳/۷۲۸۰	۱۰۰/۹۷۳۰	۹۹/۳۳۵۰	۹۹/۴۰۱۰
Si	۱۱/۴۰۵۸	۱۱/۴۲۰۹	۱۱/۲۵۹۰	۱۱/۳۱۷۱	۱۱/۳۸۷۷
Ti	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰۵۰	۰/۰۰۲۸	۰/۰۰۰۰
Al	۴/۵۵۱۷	۴/۶۳۰۴	۴/۹۰۲۷	۴/۶۷۰۸	۴/۶۰۶۶
Fe3+	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰۱۶	۰/۰۰۷۶	۰/۰۰۹۹
Mn	۰/۰۰۶۰	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰۳۷	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰۶۸
Mg	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰۳۱	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰۲۴
Ca	۰/۷۷۰۵	۰/۷۷۳۴	۰/۹۸۷۶	۰/۸۱۷۵	۰/۷۵۳۹
Na	۳/۰۹۷۶	۲/۸۵۰۰	۲/۱۹۹۶	۳/۰۰۸۴	۲/۹۹۰۵
K	۰/۰۷۰۹	۰/۰۲۸۵	۰/۰۴۳۲	۰/۰۴۱۹	۰/۰۸۳۰
p	۰/۰۰۴۰	۰/۰۰۲۳	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰۰۸
Sum Cat.	۱۹/۹۰۲۶	۱۹/۷۰۳۲	۱۹/۴۰۵۳	۱۹/۸۶۶۰	۱۹/۸۴۰۸
Xor	۱/۸۰۰۷	۰/۷۸۰۹	۱/۳۳۶۴	۱/۰۸۳۶	۲/۱۶۹۶
Xab	۷۸/۶۳۸۱	۷۸/۰۴۲۳	۶۸/۰۹۱۴	۷۷/۷۸۰۹	۷۸/۱۳۲۸
Xan	۱۹/۵۶۱۲	۲۱/۱۷۶۸	۳۰/۵۷۲۲	۲۱/۱۳۵۵	۱۹/۶۹۷۶

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

ادامه ی جدول ۳

Fld.Plg	grd	grd	grd	grd	grd	grd
SiO_2	۶۵٫۲۲۹۰	۶۰٫۹۵۹۰	۶۵٫۰۷۱۰	۶۱٫۷۱۱۰	۶۵٫۹۶۵۰	۶۳٫۸۴۷۰
TiO_2	۰٫۰۳۴۰	۰٫۰۰۴۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۳۰۰	۰٫۰۱۶۰	۰٫۰۰۰۰
Al_2O_3	۲۲٫۹۳۵۰	۲۴٫۶۳۸۰	۲۲٫۵۳۳۰	۲۳٫۲۲۲۰	۲۴٫۲۰۵۰	۲۳٫۹۹۰۰
Fe_2O_3	۰٫۰۸۷	۰٫۰۹۶	۰٫۰۳۰۰	۰٫۰۶۵۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰
MnO	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۳۰۰	۰٫۰۰۰۰
MgO	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰
CaO	۴٫۶۶۸۰	۶٫۶۳۷۰	۴٫۲۹۰۰	۵٫۷۷۰۰	۵٫۹۸۰۰	۵٫۵۴۶۰
Na2O	۸٫۵۹۷۰	۷٫۵۱۷۰	۸٫۸۶۷۰	۸٫۰۶۳۰	۷٫۶۷۵۰	۸٫۰۲۰۰
K2O	۰٫۲۶۱۰	۰٫۱۴۵۰	۰٫۲۴۸۰	۰٫۱۵۹۰	۰٫۱۷۷۰	۰٫۳۹۴۰
p2O5	۰٫۰۵۲۰	۰٫۰۳۷۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۲۱۰	۰٫۰۰۰۰
Total	۱۰۱٫۸۶۳۰	۱۰۰٫۰۳۳۰	۱۰۱٫۰۳۹۰	۹۹٫۰۲۰۰	۱۰۳٫۱۸۷۰	۱۰۱٫۷۹۷۰
Si	۱۱٫۳۰۳۹	۱۰٫۸۳۲۳	۱۱٫۳۵۶۱	۱۱٫۰۵۱۰	۱۱٫۲۴۰۹	۱۱٫۰۹۹۴
Ti	۰٫۰۰۴۴	۰٫۰۰۰۵	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۴۰	۰٫۰۰۲۱	۰٫۰۰۰۰
Al	۴٫۶۸۴۳	۵٫۱۶۰۰	۴٫۶۳۷۴	۴٫۹۰۱۳	۴٫۸۶۱۳	۴٫۹۱۵۳
Fe3+	۰٫۰۱۱۳	۰٫۰۱۲۸	۰٫۰۰۳۹	۰٫۰۰۸۸	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰
Mn	۰٫۰۰۰۰	۰۰۰٫۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۴۳	۰٫۰۰۰۰
Mg	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰
Ca	۰٫۸۶۶۷	۱٫۲۶۳۷	۰٫۸۰۲۲	۱٫۱۰۷۱	۰٫۹۳۰۸	۱٫۰۳۳۰
Na	۲٫۸۸۸۵	۲٫۵۸۹۸	۳٫۰۰۰۲	۲٫۷۹۹۵	۲٫۵۳۵۷	۲٫۷۰۳۲
K	۰٫۰۵۷۷	۰٫۰۳۲۹	۰٫۰۵۵۲	۰٫۰۳۶۳	۰٫۰۳۸۵	۰٫۰۸۷۴
p	۰٫۰۰۷۶	۰٫۰۰۵۶	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۳۰	۰٫۰۰۰۰
Sum Cat.	۱۹٫۸۱۶۹	۱۹٫۸۹۲۰	۱۹٫۸۵۲۳	۱۹٫۹۰۷۹	۱۹٫۶۱۳۵	۱۹٫۸۳۸۲
Xor	۱٫۵۱۳۲	۰٫۸۴۵۸	۱٫۴۳۱۲	۰٫۹۲۱۲	۱٫۰۹۷۸	۲٫۲۸۵۲
Xab	۷۵٫۷۵۵۰	۶۶٫۶۳۸۷	۷۷٫۷۷۴۱	۷۱٫۰۰۰۲	۷۲٫۳۴۵۷	۷۰٫۶۹۷۳
Xan	۲۲٫۷۳۱۷	۳۲٫۵۱۵۵	۲۰٫۷۹۴۷	۲۸٫۰۷۸۶	۲۶٫۵۵۶۵	۲۷٫۰۱۷۵



شکل ۹ الف و ب ترسیم اکسیدهای Al_2O_3 و MgO , FeOt بیوتیت‌های مورد بررسی در نمودارهای[۲۴].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

برداشت

با بررسی شیمی کانی‌ها روی کانی‌های منطقه‌ی چشمه بید نتایج زیر حاصل می‌شوند:

- آمفیبول‌ها از نوع کلسیک و با ترکیب مگنزیو هورنبلند و از فراوان ترین و مهم‌ترین کانی‌های مافیک در این گرانیتوئید هستند. با استناد به نتایج حاصل از دما – فشار سنجی پلاژیوکلاز – هورنبلند، میانگین فشار حاکم برای نمونه‌ی گرانودیوریتی در زمان جایگیری بر اساس Al موجود در آمفیبول‌ها در حدود۳٫۸ کیلوبار و میانگین دمای تعادلی کانی ها ۷۵۱ درجه‌ی سانتی‌گراد برآورد شده است. بر اساس نتایج این کار پژوهشی آمفیبول‌های منطقه‌ی مورد بررسی بیشتردرگستره‌ی آمفیبول‌های وابسته به مناطق فرورانش قرار می‌گیرند

- میکاهای مورد بررسی از توده‌ی گرانیتوئیدی چشمه بید بر اساس شیمی آن‌ها جزء بیوتیت‌های آهن‌دار به شمار می‌روند و روند کوهزایی آهکی- قلیایی را به نمایش می‌گذارند.

- ترکیب مقدار آنورتیت پلاژیوکلازهای منطقه از ۱۹٫۵۶ تا ۳۲٫۵۱ متغیر است و میانگین آن برابر با ۲۳٫۷۸ درصد است. بنابراین پلاژیوکلازهای منطقه از نوع الیگوکلاز است. به نظر می‌رسد روند خطی آنورتیت نسبت به K2O ، نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز سدیم کلسیم‌دار نسبت به فلدسپار پتاسیم دار فاز اصلی ماگماست .

- نمودار تغییرات Fet به An% به این واقعیت اشاره دارد که با کاهش درصد آنورتیت در پلاژیوکلاز میزان آهن نیز کاهش می‌یابد. در حقیقت با جایگیری بیشتر Si در ساختار فلدسپات-ها همرا با کاهش درصد آنورتیت، جایگاه کمتری برای آهن باقی خواهد ماند.

مراجع

[1] Stoklin J., *"Structural history and tectonics of Iran: a review"*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52 (1968)1229-1285.

[2] Berbrian M., KING G.C.P., *"Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran"*, Conadian Journal of Earth Sciences 18 (1981)210-265.

[3]Tirrul R., Bell I.R., Griffis R.G., Camp V .E.,*"The Sistan suture zone of easern Iran"*, Geological Society Of Bullein 94(1983) 134-150.

[4] Camp, V. E. and Griffis, R.J. (1982) Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. Lithose, 15/3, 221-239.

[۵] کرد، م.، *"پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چشمه بید، جنوب شرق زاهدان"*، پایان نامه ی کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود،(۱۳۸۴) ۱۳۹ صفحه.

[6] Berberin M.,(1983) Geological map of Iran at 1/100,000. Sheet 8148, Zahedan.Geol. Surv. Iran, Tehran.

[7] 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.

[8] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Gregoire M ., Oreilly S.Y., Powell W., *"Amphiboles from suprasubduction and intraplate Lithospheric Mantle "*,Lithos (2007) 68-84

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

[10] Anderson JL., Smith D.R., *"The effects of temperature and fO2 on the Al-in-hornblende barometer"*. American Mineralogist 80 (1995) 549-559.

[11] Johnson M.c., Rutherford M.J., *"Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) Volcanic rocks "* Journal of Geology 17 (1989) 837-841

[12] 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.

[13] Vyhnal C. R., H. Y. McEwen, J. A. Speer, *"Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoides: Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability"*, American Mineralogists, 76 (1991) 176 – 188.

[14] Helz R. T., *"Phase relations of basalts in their melting range at P H2O = 5kb. Part2. Melt compositions"*, Journal of Petrology 17 (1976) 139-193.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

[15] Jakes P., White, A. J .R., *"Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas"*. B. G. S. A. 83 (1972) 29-40.

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

[17] Rieder M., Cavazzini G., Yakonov Y.d., Frank-Kanetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Müller, G., Neiva A. M. R., Radoslovich E. W., Robert J. L, Sassi F.p., Takeda H., Weiss Z ., Wones D.R., *"Nomenclature of the micas",* Canadian Mineralogist 36 (3) (1998) 905-912.

[18] Deer W. A., Howie R.A., Zussman J., *"An Introduction to the Rock Forming Minerals",* Second Longman Editions. Longman, London (1992) 696 pp.

[19] Wones D. R., Eugster H.P., *"Stability of biotite: experiment, theory, and application",* American Mineralogist 50 (1965) 1228-1272.

[20] Partin E., Hewitt D.A., Wones D.R., "Quantification of ferric iron in biotite", Geological Society American. Abstract With Program 15 (1983) 656.

[21] Wones D.R., Burns R.G., Carrol B.M., *"Stability and properties of synthetic annite*", American Geophysics. Union Trans. 52 (1971) 369.

[22] Abbot R.N., Clarke D.B., *"Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al2O3-FeO-MgO Projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for (H2O)<1",* Canadian Mineralogist 17(1979) 549-560.

[23] Nachite H., *"Contribution a l é tude analytique et experimental des biotite des granitoids Applications typologiques*" These De Doctorat De L′ Universite De Bretagne Occidentale (1986) 236 p.

[24] Abdel- Rahman A. M., *"Nature of biotites from alkaline, Calc-akaline and peraluminouse magmas",* Journal of Petrology 35 (1994) 525-541.

[25] Spear J.A., "*Mica in igneous rocks"*. In: Micas, Bailey, S.W (ed); Minerlogical Society of America, Review in Mineralogy 13 (1984) 299-356.

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

[27] 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.

[28] Smith J.V., "*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.

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

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]