

منطقه بندی شیمیایی آمفیبول های کلسیک سنگ های حدواسط توده ی گرانیتوئیدی میشو، شمال غرب ایران

ملیحه شاهزیدی، محسن مؤید*، شوجی آرائی، جمشید احمدیان، تهمینه پیرنیا

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۹۱/۷/۲۴، نسخه نهایی: ۹۱/۱۲/۱۳)

چکیده: توده ی گرانیتی میشو در جنوب غرب مرند، شمال غرب ایران (استان آذربایجان شرقی) و دامنه ی شمال غربی کوه های میشو رخنمون داشته و در سنگ های سازند کهر تزریق شده است. این توده از لحاظ سنگ شناسی در برگیرنده ی طیفی از سنگ های نفوذی حدواسط شامل گرانودیوریت، کوارتمونزودیوریت و دیوریت است. کانی های اصلی تشکیل دهنده ی سنگ های منطقه شامل کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن هستند. آمفیبول یکی از کانی های مهم این سنگ هاست. بر پایه ی نتایج حاصل از ریزپردازنده ی الکترونی آمفیبول های موجود در سنگ های این توده در گروه کلسیک قرار گرفته و از نوع مگنزیوهورنبلند، آکتینولیت هورنبلند و آکتینولیت هستند. از طرف دیگر این آمفیبول ها یک منطقه بندی شیمیایی از مگنزیوهورنبلند، آکتینولیت هورنبلند یا آکتینولیت با هسته هایی از آکتینولیت هورنبلند یا مگنزیوهورنبلند نشان می دهند. پیرامون آکتینولیتی و آکتینولیت هورنبلندی به صورت انبوه های بلوری پیرامون مرکز شکل دار تا نیمه شکل دار آکتینولیت هورنبلند و مگنزیوهورنبلند دیده می شوند. بر پایه ی بررسی های کانی شناسی، هسته های بلوری در شرایط پایین گریزندگی اکسیژن تبلور یافته اند که با مقادیر پایین $Mg\#$ در آنها تائید می شود، در حالیکه مقادیر بالای $Mg\#$ در بخش های حاشیه ای بیانگر گریزندگی بالای اکسیژن حین تبلور آنهاست. از طرف دیگر هیچ شاهده ی مبنی بر این که آکتینولیت یا آکتینولیت هورنبلند نتیجه ای از یک رویداد گرمایی نهایی باشد وجود ندارد، با این وجود می توان آن را نتیجه ای از واکنش های نیمه جامد کلینوپیکروکسن در نظر گرفت.

واژه های کلیدی: منطقه بندی شیمیایی؛ گریزندگی اکسیژن؛ واکنش های نیمه جامد؛ گرانیت میشو.

مقدمه

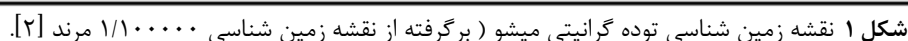
آمفیبول ها به عنوان کانی های اصلی سنگ ساز در طیف گسترده ای از سنگ های آذرین و دگرگون قرار می گیرند. این سنگ ها به ویژه از نوع آذرین آهکی-قلیایی و دگرگون، به صورت رخساره شیبست سبز و آمفیبولیت فراوان ترند. حضور همیشگی آمفیبول در تمام سنگ های آذرین و دگرگون تائید کننده ی پایداری آن در دامنه ی گسترده ای از شرایط دما (۱۱۵۰-۴۰۰ درجه سانتیگراد) و فشار (۱-۲۳ کیلو بار) می باشد

[۱]. بنابراین می توان آمفیبول ها را به عنوان شاخصی برای

ارزیابی شرایط تبلور ماگما به کاربرد [۱].

منطقه ی مورد بررسی در استان آذربایجان شرقی، در ۱۰۰ کیلومتری جنوب غربی تبریز و در بخش غربی نقشه ی ۱/۱۰۰۰۰۰ مرند واقع شده است [۲] (شکل ۱). این منطقه در گستره ای بین طول های جغرافیایی $45^{\circ}31'15''$ تا $45^{\circ}38'13''$ خاوری و عرض های جغرافیایی $38^{\circ}19'48''$ تا $38^{\circ}22'27''$ شمالی قرار دارد. توده ی مورد بررسی از دیدگاه سنگ شناسی

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۴۱۲۵۱۱۹، پست الکترونیکی: Moayyed@tabrizu.ac.ir



از دو بخش سنگ‌های اسیدی و حدواسط به همراه دایک‌های اسیدی و بازی تشکیل شده‌است. سنگ‌های حدواسط یاد شده از نظر سنگ شناختی شامل گرانودیوریت، کوارتز مونوزودیوریت و دیوریت هستند که بیشترین بخش آن از گرانودیوریت تشکیل شده‌است. این سنگ‌ها به همراه رخنمون کوچکی از سنگ‌های دیوریت و کوارتزیدیوریت در بخش‌های شمالی و شرقی توده‌ی میشو حضور دارند. بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمیایی سنگ‌های حدواسط (گرانودیوریت، کوارتز مونوزودیوریت و دیوریت)، نشان‌دهنده‌ی یک منطقه بندی شیمیایی در آمفیبول‌هاست که با رنگ سبز تیره‌تر و چندرنگی شدیدتر در مرکز بلورها دیده می‌شود که با حرکت به سمت کرانه‌های دانه‌ها به سمت سبز کم‌رنگ و حتی بیرنگ کاهش می‌یابد. در این مقاله سعی شد تا با اتکاء به نتایج حاصل از بررسی روابط صحرایی حاکم بر بخش‌های حدواسط توده‌ی نفوذی میشو، سنگ‌نگاری حدود ۴۰ مقطع نازک و آنالیزهای ریزپردازشی عناصر اصلی حدود ۱۰ نمونه از سنگ‌های منطقه ارتباط بافتی و شیمیایی آمفیبول‌های کلسیک موجود در سنگ‌های حدواسط این توده تشریح شود.

از ۱۰ نمونه سالم انتخاب شده، مقاطع نازک میکروسکوپی استاندارد تهیه و پس از صیقل کاری کامل آنها را با یک ریز-پدازنده‌ی الکترونی آنالیز نقطه‌ای کردیم. در این نمونه‌ها ۵۲ نقطه از کانال‌های آمفیبول و ۹ نقطه از کانال‌های بیروکسن با

نوع گرانیتوئیدهای I-type بوده و در سری ماگمایی آهکی قلیایی قرار می‌گیرد. همچنین بر اساس شیمی عناصر اصلی و کمیاب، نمونه‌های مورد بررسی حاصل جدایش یک ماگمای بازی هستند [۵]. علاوه بر این دایک‌های اسیدی و بازی با بافت پورفیری، مجموعه نفوذی یاد شده را قطع کرده‌اند. از نظر سن چینه شناسی با توجه به این که گرانیت نوع I میشو در کوه-های میشو با نهشته‌های کهر و سنگ‌های مافیک-الترامافیک میشو برخورد گرمایی کرده است و انشعابهایی از آن در نهشته-

های پرمین و جوانتر دیده نمی‌شود لذا وابستگی آن به کرتاسه (۴) در نقشه‌ی زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰۰۰ موند [۲] صحیح به- نظر نمی‌رسد. [۴] معتقدند که توده‌ی گرانیتوئیدی نوع A شرق کوه‌های میشو به حرکتهای پایانی هرسینین وابسته بوده و توده‌ی نوع S را نیز به برخورد قاره-قاره و به سن هرسینین نسبت داده‌اند. اما بر اساس نتایج اخیر سال‌سنجی سنگ کل توده‌های گرانیتوئیدی S-type و I-type میشو، سن این توده‌ها ۵۴۰ میلیون سال (فاز کوهزایی کاتانگایی) تعیین شده‌است [۵].

جدول ۱ آنالیزهای ریزپردازشی الکترونی از آمفیبول‌های سنگ‌های گرانودیوریتی میشو.

شماره نمونه	018-1	018-1	018-1	018-1	018-1	018-1	018-1	018-3	018-3	018-3	018-4	018-4	018-4
موقعیت آنالیز	هسته داخلی	هسته خارجی	میانه خارجی	میانه	میانه داخلی	حاشیه داخلی	حاشیه خارجی	هسته	میانه	حاشیه	هسته	میانه	حاشیه
SiO ₂	۴۹٫۲۲	۵۱٫۵۱	۵۰٫۳۸	۴۹٫۹۷	۵۰٫۲۸	۴۹٫۱۱	۴۹٫۰۷	۴۹٫۲۶	۵۰٫۱	۵۰٫۳۹	۴۸٫۸۴	۴۸٫۹۹	۴۹٫۰۴
TiO ₂	۰٫۵۶	۰٫۳۸	۰٫۳۴	۰٫۵۲	۰٫۳۹	۰٫۵۵	۰٫۶۱	۰٫۳۹	۰٫۳۵	۰٫۳۴	۰٫۷۳	۰٫۷۱	۰٫۵۹
Al ₂ O ₃	۶٫۹۲	۴٫۳۹	۵٫۸۷	۵٫۸۵	۵٫۶۸	۶٫۴۹	۶٫۴۷	۶٫۹۵	۶٫۱۷	۵٫۹۴	۶٫۷۵	۶٫۸۳	۷٫۰۲
FeO	۱۷٫۴۱	۱۶٫۵۱	۱۶٫۷۴	۱۶٫۸۶	۱۶٫۷	۱۷٫۵	۱۶٫۸۵	۱۷٫۳۷	۱۶٫۷۱	۱۶٫۵۵	۱۷٫۹۳	۱۷٫۵۹	۱۷٫۴۹
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۳	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۲	۰
MnO	۰٫۵۴	۰٫۴۵	۰٫۵۲	۰٫۴۹	۰٫۴۸	۰٫۵۳	۰٫۴۷	۰٫۴۸	۰٫۴۸	۰٫۴۷	۰٫۵۳	۰٫۵۲	۰٫۵۱
MgO	۱۱٫۷۲	۱۳٫۳۰	۱۲٫۹۱	۱۲٫۳۶	۱۲٫۷۱	۱۲٫۰۴	۱۱٫۶۶	۱۱٫۹۳	۱۲٫۴	۱۲٫۵۹	۱۱٫۳۲	۱۱٫۳۹	۱۱٫۵۰
CaO	۱۰٫۹۲	۱۱٫۲۲	۱۰٫۷۵	۱۱٫۴۶	۱۱٫۲۴	۱۱٫۰۱	۱۱٫۰۰	۱۱٫۲۹	۱۱٫۳۷	۱۱٫۵۰	۱۱٫۳۷	۱۱٫۲۵	۱۱٫۳۴
Na ₂ O	۰٫۷۷	۰٫۴۹	۰٫۶۰	۰٫۷۳	۰٫۶۵	۰٫۷۸	۰٫۷۴	۰٫۶۶	۰٫۶۴	۰٫۷۱	۰٫۷۴	۰٫۷۸	۰٫۸
K ₂ O	۰٫۵۳	۰٫۲۷	۰٫۳۶	۰٫۳۹	۰٫۳۶	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۴۶	۰٫۳۸	۰٫۳۵	۰٫۵۱	۰٫۵۱	۰٫۴۹
total	۹۸٫۶۰	۹۸٫۵۲	۹۸٫۴۸	۹۸٫۶۳	۹۸٫۴۸	۹۸٫۴۹	۹۷٫۳۹	۹۸٫۷۸	۹۸٫۶۰	۹۸٫۸۴	۹۸٫۷۱	۹۸٫۵۸	۹۸٫۷۶
TSi	۷٫۱۶	۷٫۴۳	۷٫۲۷	۷٫۲۶	۷٫۲۸	۷٫۱۵	۷٫۲۳	۷٫۱۴	۷٫۲۹	۷٫۲۸	۷٫۱۴	۷٫۱۶	۷٫۱۵
TAI	۰٫۸۴	۰٫۵۷	۰٫۷۳	۰٫۷۴	۰٫۷۲	۰٫۸۵	۰٫۷۷	۰٫۸۶	۰٫۷۴	۰٫۷۲	۰٫۸۶	۰٫۸۴	۰٫۸۵
TFe ³	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
TTi	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Sum_T	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
CAI	۰٫۳۴۸	۰٫۱۷۶	۰٫۲۶۳	۰٫۲۶	۰٫۲۵۱	۰٫۲۶۴	۰٫۳۵۵	۰٫۳۲۹	۰٫۳۱	۰٫۲۹۵	۰٫۳	۰٫۳۳۶	۰٫۳۵۱
CCr	۰٫۰۰۳	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۰۲	۰
CFe ³	۰٫۴۲	۰٫۴۲	۰٫۵۴	۰٫۳۴	۰٫۴۱	۰٫۴۶	۰٫۳۴	۰٫۴۳	۰٫۳۷	۰٫۳۴	۰٫۳۵	۰٫۳۴	۰٫۳۴
CTi	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۶
CMg	۲٫۵۴	۲٫۸۶	۲٫۷۸	۲٫۶۸	۲٫۷۵	۲٫۶	۲٫۵۶	۲٫۵۸	۲٫۶۸	۲٫۷۱	۲٫۴۷	۲٫۴۸	۲٫۵۰
CFe ²	۱٫۵۹	۱٫۴۸	۱٫۳۶	۱٫۶۴	۱٫۵۲	۱٫۵۸	۱٫۶۵	۱٫۵۹	۱٫۵۸	۱٫۵۹	۱٫۷۸	۱٫۷۳	۱٫۷۲
CMn	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳
CCa	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Sum_C	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
BMg	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
BFe ²	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۳	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۸
BMn	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳
BCa	۱٫۷۰	۱٫۷۴	۱٫۶۶	۱٫۷۸	۱٫۷۵	۱٫۷۱	۱٫۷۴	۱٫۷۵	۱٫۷۷	۱٫۷۸	۱٫۷۸	۱٫۷۶	۱٫۷۷
BNa	۰٫۱۱	۰٫۰۷	۰٫۰۸۳	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۰۹۳	۰٫۰۸۹	۰٫۰۹۸	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۱
Sum_B	۱٫۹۵	۱٫۹۳	۱٫۹۰	۱٫۹۹	۱٫۹۵	۱٫۹۵	۱٫۹۷	۱٫۹۶	۱٫۹۷	۱٫۹۸	۱٫۹۹	۱٫۹۸	۱٫۹۹
ACa	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
ANa	۰٫۱۱	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۱
AK	۰٫۱۰	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۰۹
Sum_A	۰٫۲۱	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۲۰	۰٫۲۰	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۲	۰٫۲۱	۰٫۲۰
مجموع کاتیون	۱۵٫۱۶	۱۵٫۰۵	۱۵٫۰۵	۱۵٫۱۶	۱۵٫۱۱	۱۵٫۱۶	۱۵٫۱۷	۱۵٫۱۴	۱۵٫۱۳	۱۵٫۱۵	۱۵٫۱۹	۱۵٫۱۹	۱۵٫۱۹
مجموع اکسیدین	۲۳٫۰۳	۲۳٫۰۱	۲۳٫۰۱	۲۳٫۰۱	۲۳٫۰۱	۲۳٫۰۱	۲۳٫۰۵	۲۳	۲۳٫۰۱	۲۳٫۰۱	۲۳٫۰۱	۲۳٫۰۳	۲۳٫۰۲

جدول ۲ آنالیزهای ریزپردازشی الکترونی از آمفیبول‌های سنگ‌های گرانودیوریتی میشو.

شماره نمونه	018-5	018-5	018-5	018-5	018-5	018-6	018-6	018-6	018-6	A2-23-1-B	A2-23-1-B	A2-23-1-B	A2-23-1-B1
موقعیت آنالیز	هسته داخلی	هسته بیرونی	میانه داخلی	میانه بیرونی	حاشیه	میانه داخلی	میانه خارجی	هسته	حاشیه	هسته	میانه	حاشیه	حاشیه
SiO ₂	۴۸/۷۲	۴۸/۳۳	۴۸/۴۶	۴۸/۸۵	۴۷/۸۶	۵۱/۰۶	۴۹/۹۶	۴۹/۵۵	۵۲/۲۹	۵۰/۲۶	۴۹/۹۸	۴۹/۳۴	۵۱/۷۰
TiO ₂	۰/۸۹	۰/۸۵	۰/۷۴	۰/۸۶	۰/۶۳	۰/۲۶	۰/۳۹	۰/۴۱	۰/۲۱	۰/۹۰	۱/۰۲	۱/۰۶	۰/۱۰
Al ₂ O ₃	۶/۴۶	۶/۹۶	۶/۸۹	۶/۷۷	۹/۱۵	۴/۳۳	۵/۷۵	۶/۰۶	۳/۷۱	۵/۳۰	۵/۱۷	۵/۶۱	۳/۳۲
FeO	۱۷/۵۵	۱۷/۹۸	۱۷/۵۳	۱۷/۴۴	۱۶/۵۳	۱۶/۷۴	۱۷/۴۱	۱۸/۱۴	۱۶/۳	۱۷/۸۱	۱۷/۶۱	۱۸/۲۳	۱۷/۷۱
Cr ₂ O ₃	۰	۰/۰۶	۰	۰	۰	۰/۰۵	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰
MnO	۰/۴۶	۰/۵۶	۰/۴۶	۰/۵۱	۰/۴۳	۰/۵۱	۰/۴۹	۰/۶	۰/۵۴	۰/۳۵	۰/۲۸	۰/۳۲	۰/۳۸
MgO	۱۱/۶۷	۱۱/۶۳	۱۱/۶۱	۱۱/۶۰	۱۱/۰۴	۱۳/۰۱	۱۲/۲۲	۱۲/۰۵	۱۳/۸۵	۱۱/۷	۱۱/۴۴	۱۱/۱۴	۱۱/۸۹
CaO	۱۱/۶۰	۱۰/۷۸	۱۱/۴۲	۱۱/۲۷	۱۱/۳۴	۱۱/۲۳	۱۱/۰۳	۱۰/۴۷	۱۰/۹۲	۱۱/۰۸	۱۱/۵	۱۱/۳۶	۱۱/۵۸
Na ₂ O	۰/۹۰	۰/۸۹	۰/۹۵	۰/۹۰	۰/۸۲	۰/۵۳	۰/۷	۰/۷۶	۰/۴۶	۰/۷۵	۰/۷۴	۰/۷۴	۰/۵۰
K ₂ O	۰/۵۴	۰/۵۶	۰/۵۶	۰/۵۷	۰/۶۴	۰/۲۵	۰/۳۹	۰/۴۲	۰/۱۸	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳۹	۰/۰۹
total	۹۸/۷۸	۹۸/۶۲	۹۸/۶۱	۹۸/۷۷	۹۸/۴۵	۹۷/۹۶	۹۸/۳۴	۹۸/۴۴	۹۸/۴۵	۹۸/۴۵	۹۸/۰۶	۹۸/۱۹	۹۷/۲۶
TSi	۷/۱۳	۷/۰۵	۷/۰۹	۷/۱۳	۶/۹۹	۷/۴۲	۷/۲۷	۷/۲۰	۷/۵۱	۷/۳۴	۷/۳۶	۷/۲۷	۷/۶۴
TAI	۰/۸۷	۰/۹۵	۰/۹۱	۰/۸۷	۱/۰۱	۰/۵۸	۰/۷۳	۰/۸۰	۰/۴۹	۰/۶۶	۰/۶۴	۰/۷۳	۰/۳۶
TFe ³	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
TTi	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Sum_T	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
CAI	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۲۹۸	۰/۵۶	۰/۱۷	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۱۴	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۲۱
CCr	۰	۰/۰۰۷	۰	۰	۰	۰/۰۰۵	۰/۰۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰
CFe ³	۰/۲۹	۰/۴۹	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۲۹	۰/۴۲	۰/۴۴	۰/۵۸	۰/۵۰	۰/۳۲	۰/۱۹	۰/۲۶	۰/۲۱
CTi	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۰۱
CMg	۲/۵۵	۲/۵۳	۲/۵۳	۲/۵۳	۲/۴	۲/۸۲	۲/۶۵	۲/۶۱	۲/۹۶	۲/۵۵	۲/۵۱	۲/۴۵	۲/۶۲
CFe ²	۱/۸۰	۱/۵۹	۱/۷۵	۱/۷۲	۱/۶۵	۱/۵۳	۱/۵۸	۱/۴۹	۱/۳۴	۱/۷۵	۱/۹۱	۱/۹۱	۱/۹۲
CMn	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
CCa	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Sum_C	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
BMg	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
BFe ²	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۶
BMn	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
BCa	۱/۸۲	۱/۶۹	۱/۸	۱/۷۷	۱/۷۷	۱/۷۵	۱/۷۲	۱/۶۳	۱/۶۸	۱/۷۴	۱/۸۱	۱/۷۹	۱/۸۳
BNa	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۷
Sum_B	۲/۰۰	۱/۹۶	۲/۰۰	۲/۰۰	۱/۹۹	۱/۹۴	۱/۹۵	۱/۹۱	۱/۰۹	۱/۹۶	۲/۰۰	۲/۰۰	۱/۹۸
ACa	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
ANa	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۷
AK	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۲
Sum_A	۰/۲۶	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۱۲	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۰	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۰۹
مجموع کاتیون	۱۵/۲۶	۱۵/۱۹	۱۵/۲۶	۱۵/۲۴	۱۵/۲۴	۱۵/۱۰	۱۵/۱۲	۱۵/۱۰	۱۴/۹۹	۱۵/۱۳	۱۵/۱۷	۱۵/۱۸	۱۵/۰۷
مجموع اکسیژن	۲۳/۰۱	۲۳/۰۱	۲۳/۰۱	۲۳/۰۳	۲۳/۰۴	۲۳/۰۰	۲۳/۰۱	۲۳/۰۱	۲۳/۰۱	۲۳/۰۶	۲۳/۰۶	۲۳/۰۴	۲۳/۰۳

جدول ۳ آنالیزهای ریزپردازشی الکترونی از آمفیبول‌های سنگ‌های کوارتز مونزودیوریتی میشو.

شماره نمونه	A2-41-3	A2-41-3	A2-41-6	A2-41-6	A2-41-6	A2-41-7	A2-41-7	A2-41-7	A2-41-8	A2-41-8	A2-41-8	A2-41-8	A2-41-9
موقعیت آنالیز	حاشیه	هسته	حاشیه	هسته	میان	هسته	میان	حاشیه	هسته داخلی	هسته بیرونی	میان	حاشیه	هسته داخلی
SiO ₂	۴۸٫۶۱	۴۵٫۴۳	۴۵٫۰۵	۴۵٫۱۴	۴۹٫۳۷	۴۶٫۲	۴۶٫۲	۴۹٫۳۹	۴۷٫۸۶	۴۸٫۰۵	۴۷٫۹۶	۴۸٫۸۱	۵۰٫۴۵
TiO ₂	۱٫۰۱	۰٫۸۹	۱٫۰۱	۰٫۹۲	۰٫۴۴	۰٫۷۸	۰٫۷۷	۰٫۴۲	۱٫۰۳	۱٫۲۰	۰٫۸۰	۰٫۹۳	۰٫۲۸
Al ₂ O ₃	۶٫۱۹	۱۰٫۲۴	۱۰	۱۰٫۱۷	۴٫۸۹	۹٫۹۳	۸٫۸۵	۶٫۰۵	۶٫۴۳	۶٫۴۴	۷٫۲۵	۵٫۹۳	۴٫۷۳
FeO	۱۹٫۰۹	۲۰٫۳۷	۲۱٫۵۵	۲۰٫۵۴	۲۲٫۵۷	۲۰٫۲۷	۲۰٫۷۹	۱۹٫۰۲	۲۰٫۱۲	۱۹٫۶۶	۲۰٫۵۱	۱۹٫۹۲	۲۰٫۰۵
Cr ₂ O ₃	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
MnO	۰٫۳۷	۰٫۳۲	۰٫۳۵	۰٫۳۷	۰٫۷۱	۰٫۳۶	۰٫۲۹	۰٫۴۴	۰٫۴۰	۰٫۳۶	۰٫۴۵	۰٫۴۴	۰٫۴۷
MgO	۱۰٫۵۰	۷٫۹۹	۸٫۱۵	۸٫۴۳	۱۰٫۴۱	۸٫۲۴	۸٫۸۴	۱۰٫۶۱	۱۰٫۱۴	۱۰٫۲۴	۱۰٫۲۱	۱۰٫۷۵	۱۱٫۴۵
CaO	۱۱٫۵۷	۱۱٫۱۴	۱۰٫۶۳	۱۱٫۱۶	۹٫۳۴	۱۰٫۸۹	۱۱٫۰۴	۱۱٫۳۷	۱۱٫۰۸	۱۱٫۱۷	۹٫۷۹	۱۰٫۳۹	۱۰٫۱۲
Na ₂ O	۰٫۸۱	۱٫۳۱	۱٫۲۷	۱٫۳۳	۰٫۶۲	۱٫۳۵	۱٫۲۲	۰٫۸۸	۰٫۹۴	۰٫۹۲	۱٫۰۷	۰٫۸۵	۰٫۶۰
K ₂ O	۰٫۴۰	۰٫۶۴	۰٫۶۵	۰٫۶۰	۰٫۲۶	۰٫۵۸	۰٫۵۲	۰٫۲۴	۰٫۴۱	۰٫۴۴	۰٫۳۹	۰٫۳۹	۰٫۲۰
total	۹۸٫۵۷	۹۸٫۳۲	۹۸٫۶۶	۹۸٫۶۵	۹۸٫۶۱	۹۸٫۵۸	۹۸٫۵۲	۹۸٫۴۳	۹۸٫۴۱	۹۸٫۴۸	۹۸٫۴۰	۹۸٫۴۰	۹۸٫۳۵
TSi	۷٫۱۸	۶٫۸۱	۶٫۷۲	۶٫۷۳	۷٫۲۳	۶٫۸۹	۶٫۸۸	۷٫۲۷	۷٫۱	۷٫۱۱	۷٫۰۵	۷٫۱۸	۷٫۳۶
TAI	۰٫۸۲	۱٫۱۹	۱٫۲۸	۱٫۱۷	۰٫۷۳	۱٫۱۱	۱٫۱۲	۰٫۷۳	۰٫۹۱	۰٫۸۹	۰٫۹۵	۰٫۸۲	۰٫۶۴
TFe ³	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۴	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
TTi	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Sum_T	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
CAI	۰٫۲۵	۰٫۶۲	۰٫۴۸	۰٫۵۲	۰٫۱۲	۰٫۶۳	۰٫۴۴	۰٫۳۲	۰٫۲۲	۰٫۲۴	۰٫۳۱	۰٫۲۱	۰٫۱۷
CCr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
CFe ³	۰٫۲۵	۰٫۲۲	۰٫۴۴	۰٫۳۲	۰٫۸۹	۰٫۲۵	۰٫۳۵	۰٫۲۸	۰٫۳۸	۰٫۳۳	۰٫۶۵	۰٫۵۳	۰٫۶۶
CTi	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۰۳
CMg	۲٫۳۱	۱٫۷۷	۱٫۸۱	۱٫۸۷	۲٫۲۷	۱٫۸۳	۱٫۹۶	۲٫۳۳	۲٫۲۴	۲٫۲۶	۲٫۲۴	۲٫۳۶	۲٫۵
CFe ²	۲٫۰۵	۲٫۲۶	۲٫۱۳	۲٫۱۷	۱٫۶۳	۲٫۱۸	۲٫۱۵	۱٫۹۹	۲٫۰۲	۲٫۰۲	۱٫۶۸	۱٫۷۷	۱٫۶۲
CMn	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳
CCa	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Sum_C	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
BMg	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
BFe ₂	۰٫۰۵۶	۰٫۰۷۹	۰٫۱۲	۰٫۰۸	۰٫۲۱	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۱۹	۰٫۱۴	۰٫۱۷
BMn	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳
BCa	۱٫۸۳	۱٫۷۹	۱٫۷	۱٫۷۸	۱٫۴۷	۱٫۷۴	۱٫۷۶	۱٫۷۹	۱٫۷۶	۱٫۷۷	۱٫۵۴	۱٫۶۴	۱٫۵۸
BNa	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۱۶	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۰۸
Sum_B	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۱٫۸۱	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۱٫۹۱	۱٫۹۳	۱٫۸۶
ACa	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
ANa	۰٫۱۴۱	۰٫۲۷	۰٫۲۱	۰٫۲۷	۰٫۰۹	۰٫۲۵	۰٫۲۳	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۰۹
AK	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۴
Sum_A	۰٫۲۲	۰٫۳۹	۰٫۳۳	۰٫۳۸	۰٫۱۴	۰٫۳۶	۰٫۳۲	۰٫۱۹	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۲۰	۰٫۱۲
مجموع کاتیون	۱۵٫۲۰	۱۵٫۴۰	۱۵٫۳۳	۱۵٫۴	۱۴٫۹	۱۵٫۳۶	۱۵٫۳۲	۱۵٫۲	۱۵٫۲	۱۵٫۲۳	۱۵٫۱۴	۱۵٫۱۲	۱۴٫۹۸
مجموع اکسیژن	۲۳٫۰۱	۲۳٫۰۶	۲۳٫۰۲	۲۳٫۰۲	۲۳٫۰۰	۲۳٫۰۹	۲۳٫۰۲	۲۳٫۰۲	۲۳٫۰۰	۲۳٫۰۲	۲۳٫۰۴	۲۳٫۰۳	۲۳٫۰۱

جدول ۴ آنالیزهای ریزپردازشی الکترونی از آمفیبول‌های سنگ‌های کوارتز-مونوزودیدوریتی و دیوریتی میشو.

شماره نمونه	A2-41-9	A2-41-9	A2-41-9	A2-41-10	A2-41-10	A2-41-10	A2-41-10	A2-41-11	A2-43-1-1	A2-43-1-1	A2-43-1-1	A2-43-1-2	A2-43-1-2
موقعیت آنالیز	حاشیه	میان	هسته بیرونی	هسته	میان	حاشیه داخلی	حاشیه خارجی	هسته	هسته	میان	حاشیه	حاشیه	هسته
SiO ₂	۴۷/۴۲	۴۹/۴۱	۴۹/۹	۴۷/۸۶	۴۹/۷۴	۴۶/۷۴	۴۷/۴۳	۴۵/۸۳	۵۱/۶۲	۵۱/۸۴	۵۲/۵۷	۵۳/۶۱	۵۲/۸۹
TiO ₂	۰/۵۵	۰/۴۲	۰/۳۹	۰/۴۰	۰/۹۳	۰/۳۸	۰/۹۰	۰/۴۸	۰/۸۳	۰/۹۶	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۲۳
Al ₂ O ₃	۷/۹۴	۶/۰۰	۵/۳۵	۷/۰۲	۵	۷/۳۶	۷/۸۵	۱۰/۰۱	۴/۸۵	۴/۹۹	۳/۵۴	۳/۵۱	۳/۷۸
FeO	۲۱/۱	۲۰/۷۱	۲۰/۴۳	۲۱/۷۸	۱۹/۹۲	۲۳/۴۴	۱۹/۵۱	۲۰/۰۶	۱۳/۷	۱۳/۱۴	۱۵/۳۰	۱۴/۵	۱۵/۸۱
Cr ₂ O ₃	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۱۴	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۳
MnO	۰/۴۶	۰/۵۱	۰/۴۹	۰/۵۲	۰/۴۴	۰/۶۰	۰/۳۰	۰/۳۴	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۲۸	۰/۲۰	۰/۳۲
MgO	۹/۷۷	۱۰/۹۷	۱۱/۲۱	۱۰/۰۳	۱۰/۷۵	۹/۷۲	۹/۶۴	۸/۵۹	۱۴/۵۸	۱۵/۱۱	۱۴/۵۷	۱۵/۴۹	۱۴/۵۷
CaO	۹/۶۵	۹/۳۸	۹/۵۷	۹/۵۳	۱۰/۴۰	۷/۸۳	۱۱/۲۶	۱۱/۳۰	۱۱/۷۷	۱۱/۳۷	۱۰/۹۲	۱۰/۷۵	۱۰/۲۷
Na ₂ O	۱/۱۹	۰/۸۱	۰/۸۲	۱/۰۰	۰/۸۵	۱/۰۶	۰/۱۰	۱/۳۲	۰/۵۶	۰/۷۶	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۴۲
K ₂ O	۰/۴۲	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۳۲	۰/۳۹	۰/۳۳	۰/۴۹	۰/۵۲	۰/۳۶	۰/۳۷	۰/۲۵	۰/۱۹	۰/۲۲
total	۹۸/۵۰	۹۸/۴۶	۹۸/۴۰	۹۸/۴۵	۹۸/۴۲	۹۸/۴۶	۹۸/۴۳	۹۸/۴۵	۹۸/۵۵	۹۸/۷۰	۹۷/۹۴	۹۸/۶۶	۹۸/۵۵
TSi	۷/۰۰	۷/۲	۷/۲۸	۷/۰۳	۷/۳۳	۶/۹۹	۷/۰۴	۶/۸۳	۷/۴۰	۷/۳۹	۷/۵۵	۷/۵۸	۷/۵۳
TAl	۱/۰۱	۰/۸۰	۰/۷۲	۰/۹۶	۰/۶۷	۱/۰۹	۰/۹۶	۱/۱۷	۰/۶۱	۰/۶۱	۰/۴۶	۰/۴۲	۰/۴۷
TFe ³	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
TTi	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Sum_T	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
CAI	۰/۳۶	۰/۲۴	۰/۲۰	۰/۲۵	۰/۲۰	۰/۲۶	۰/۴۱	۰/۵۹	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۶
CCr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۲	۰	۰	۰	۰
CFe ³	۰/۶۹	۰/۸۱	۰/۷۵	۰/۸۱	۰/۴۶	۱/۱۷	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۳۱	۰/۵	۰/۵۶	۰/۶۳
CTi	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۱۰	۰/۰۴	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳
CMg	۲/۱۵	۲/۳۸	۲/۴۴	۲/۲	۲/۳۶	۲/۱۲	۲/۱۳	۱/۹۱	۳/۱۱	۳/۲۱	۳/۱۲	۳/۲۶	۳/۰۹
CFe ²	۱/۷۱	۱/۵۰	۱/۵۴	۱/۶۷	۱/۸۵	۱/۳۷	۲/۰۷	۲/۱۷	۱/۳۱	۱/۱۵	۱/۳۰	۰/۹۹	۱/۰۷
CMn	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲
CCa	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Sum_C	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
BMg	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
BFe ²	۰/۲	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۱۴	۰/۳۳	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۸
BMn	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲
BCa	۱/۵۲	۱/۴۷	۱/۵۰	۱/۵۰	۱/۶۴	۱/۲۳	۱/۷۹	۱/۸۰	۱/۸۱	۱/۷۴	۱/۶۸	۱/۶۳	۱/۵۷
BNa	۰/۱۷	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶
Sum_B	۱/۹۲	۱/۸۳	۱/۸۵	۱/۸۸	۱/۹۳	۱/۷۴	۲/۰۰	۲/۰۰	۱/۹۷	۱/۹۶	۱/۸۸	۱/۸۴	۱/۸۳
ACa	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
ANa	۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۲۸	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶
AK	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴
Sum_A	۰/۲۵	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۲	۰/۲۷	۰/۳۸	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۱۰
مجموع کاتیون	۱۵/۱۷	۱۵	۱۵/۰۱	۱۵/۰۸	۱۵/۱۳	۱۴/۹۶	۱۵/۲۷	۱۵/۳۸	۱۵/۱۲	۱۵/۱۴	۱۴/۹۷	۱۴/۹۱	۱۴/۹۳
مجموع اکسیژن	۲۳/۰۴	۲۳/۰۳	۲۳/۰۳	۲۳/۰۰	۲۳/۰۶	۲۳/۰۳	۲۳/۰۴	۲۳/۰۳	۲۳/۰۳	۲۳/۰۶	۲۳/۰۱	۲۳/۰۲	۲۳/۰۴

جدول ۵ آنالیزهای ریزپردازشی الکترونی از کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های دیوریتی میشو.

شماره نمونه	A2-43-1-1	A2-43-1-2	A2-43-1-3	A2-43-1-4	A2-43-1-5	A2-43-1-6	A2-43-1-7	A2-43-1-8	A2-43-1-9
SiO ₂	۵۴٫۶۳	۵۴٫۳۴	۵۳٫۶۹	۵۲٫۶۶	۵۳٫۲۲	۵۳٫۵۰	۵۳٫۹۲	۵۴٫۰۹	۵۴٫۲۳
TiO ₂	۰٫۰۲	۰٫۱۳	۰٫۰۵	۰٫۲۸	۰٫۲۱	۰٫۲۳	۰٫۲۰	۰٫۰۵	۰٫۰۳
Al ₂ O ₃	۰٫۱۶	۰٫۵۳	۰٫۳۳	۱٫۴۲	۰٫۸۹	۱٫۱۵	۰٫۸۹	۰٫۳۴	۰٫۳۷
FeO _T	۱۰٫۰۴	۱۰٫۱۸	۱۰٫۳۴	۱۰٫۲۴	۱۰٫۷۲	۱۰٫۲۹	۹٫۸۲	۱۰٫۰۴	۱۰٫۹۸
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۲۵	۰٫۰۱	۰٫۲۲	۰٫۱۵	۰٫۰۲	۰٫۰۴
MnO	۰٫۲۱	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۱	۰٫۲۷	۰٫۲۴	۰٫۲۸	۰٫۲۵	۰٫۳۲
NiO	۰	۰	۰	۰٫۰۳	۰	۰	۰	۰	۰
MgO	۱۲٫۷۲	۱۳٫۰۵	۱۲٫۸۰	۱۲٫۶۱	۱۲٫۷۲	۱۲٫۳۶	۱۳٫۱۴	۱۳٫۰۶	۱۲٫۶۹
CaO	۲۳٫۴۹	۲۲٫۴۲	۲۲٫۹۷	۲۱٫۹۹	۲۲٫۳۲	۲۲٫۱۴	۲۲٫۴۹	۲۳٫۰۰	۲۲٫۸۸
Na ₂ O	۰٫۱۰	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۳۴	۰٫۲۱	۰٫۲۹	۰٫۲۵	۰٫۱۵	۰٫۲۰
K ₂ O	۰	۰٫۰۲	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۴	۰	۰
Total	۱۰۱٫۳۹	۱۰۱٫۱۱	۱۰۰٫۶۵	۱۰۰٫۰۳	۱۰۰٫۵۶	۱۰۰٫۴۲	۱۰۱٫۱۷	۱۰۱٫۰۱	۱۰۱٫۷۴
TSi	۲٫۰۳	۲٫۰۲	۲٫۰۱	۱٫۹۸	۱٫۹۹	۲٫۰۱	۲٫۰۰	۲٫۰۱	۲٫۰۱
TAl	۰	۰	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰	۰	۰	۰
TFe ⁺³	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
M1Al	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲
M1Ti	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰
M1Fe ⁺³	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
M1Fe ⁺²	۰٫۲۹	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۳	۰٫۲۶	۰٫۲۸
M1Cr	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰	۰	۰
M1Mg	۰٫۷۰	۰٫۷۲	۰٫۷۱	۰٫۷۱	۰٫۷۱	۰٫۶۹	۰٫۷۳	۰٫۷۲	۰٫۷۰
M1Ni	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
M2Mg	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
M2Fe ⁺²	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۶
M2Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
M2Ca	۰٫۹۳	۰٫۸۹	۰٫۹۲	۰٫۸۹	۰٫۹۰	۰٫۸۹	۰٫۸۹	۰٫۹۲	۰٫۹۱
M2Na	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲
M2K	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Sum_cat	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰
JD1	۰٫۳۶	۰٫۵۷	۰٫۶۰	۱٫۲۹	۰٫۷۷	۱٫۰۹	۱٫۰۰	۰٫۵۴	۰٫۷۵
AE1	۰٫۰۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
CFTS1	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۳۸	۰٫۰۲	۰٫۳۳	۰٫۲۲	۰٫۰۳	۰٫۰۶
CTTS1	۰	۰	۰	۰٫۴۱	۰٫۳۰	۰	۰٫۰۵	۰	۰
CATS1	۰	۰	۰	۰٫۷۶	۰٫۱۵	۰	۰	۰	۰
WO1	۴۷٫۷۲	۴۵٫۸۹	۴۶٫۶۷	۴۴٫۱۲	۴۵٫۳۰	۴۵٫۹۰	۴۵٫۶۹	۴۶٫۶۵	۴۶٫۱۹
EN1	۳۵٫۹۶	۳۷٫۱۹	۳۶٫۲۳	۳۶٫۴۵	۳۶٫۳۰	۳۵٫۹۱	۳۷٫۳۷	۳۶٫۸۸	۳۵٫۶۸
FS1	۱۵٫۹۳	۱۶٫۲۹	۱۶٫۴۳	۱۶٫۶۰	۱۷٫۱۷	۱۶٫۷۷	۱۵٫۶۷	۱۵٫۹۰	۱۷٫۳۳
Q	۱٫۹۵	۱٫۹۳	۱٫۹۶	۱٫۹۱	۱٫۹۴	۱٫۹۰	۱٫۹۲	۱٫۹۵	۱٫۹۵
J	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۳
WO	۴۷٫۷۵	۴۶٫۰۲	۴۶٫۸۳	۴۶٫۱۰	۴۵٫۹۲	۴۶٫۵۵	۴۶٫۲۲	۴۶٫۷۵	۴۶٫۳۵
EN	۳۵٫۹۸	۳۷٫۲۵	۳۶٫۲۹	۳۶٫۸۰	۳۶٫۴۲	۳۶٫۱۶	۳۷٫۵۸	۳۶٫۹۴	۳۵٫۷۶
FS	۱۶٫۷۲	۱۶٫۷۴	۱۶٫۸۸	۱۷٫۱۰	۱۷٫۶۶	۱۷٫۲۹	۱۶٫۲۱	۱۶٫۲۲	۱۷٫۸۹
WEF	۹۹٫۲۵	۹۸٫۹۶	۹۸٫۸۱	۹۷٫۴۶	۹۸٫۴۸	۹۷٫۸۷	۹۸٫۲۱	۹۸٫۹۳	۹۸٫۵۳
JD	۰٫۷۵	۱٫۰۴	۱٫۱۹	۲٫۵۴	۱٫۵۲	۲٫۱۳	۱٫۷۹	۱٫۰۷	۱٫۴۷
AE	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰

سنگ‌نگاری

گرانودیوریت‌ها

نمونه‌ی دستی این سنگ‌ها به صورت درشت بلور با ساخت توده‌ایست. بافت غالب این سنگ‌ها بیشتر دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار است ولی گاهی بافت‌های میکرو نگاشتی و میکروپریت نیز نشان می‌دهند. از نظر کانی شناسی اصلی، این سنگ‌ها از کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، بیوتیت و آمفیبول تشکیل شده‌اند. کوارتز (۳۰-۳۵٪) به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با خاموشی موجی، حاشیه مضرس و شکستگی‌های فراوان دیده می‌شود. پلاژیوکلاز (۲۰-۲۵٪) به صورت نیمه‌شکل‌دار همراه با منطقه‌بندی و ماکل پلی‌سینتتیک، بیشترین سهم کانیایی را به خود اختصاص داده و غالباً دستخوش دگرسانی شده است که گاهی دگرسانی در بخش‌های مرکزی بلور با شدت بیشتری صورت گرفته‌است و مجموعه کانی‌های سریسیت و اپیدوت از این تجزیه حاصل شده‌اند. بلورهای ارتوکلاز (۱۹-۱۸٪) که برخی از آنها دگرشکل شده و ضمن دگرشکلی به میکروکلین تغییر یافته‌اند، دارای ماکل کارلسبادند. در برخی از نمونه‌ها، ارتوکلاز به صورت هاله‌ای پلاژیوکلازها را احاطه کرده و بافت آنتی راپاکیوی را ایجاد کرده‌است. بیوتیت و آمفیبول با فراوانی ۱۰-۱۵٪ مهم‌ترین کانی‌های مافیک تشکیل دهنده‌ی این واحدها هستند که به دو صورت درشت‌دانه و انواع ریزدانه همراه با بلورهای پلاژیوکلاز مشاهده می‌شوند. ایلمنیت، زیرکن، آپاتیت، اسفن و مقادیر ناچیزی تورمالین کانی‌های فرعی این واحد را تشکیل می‌دهند.

دیوریت‌ها و کوارتز مونزودیوریت‌ها

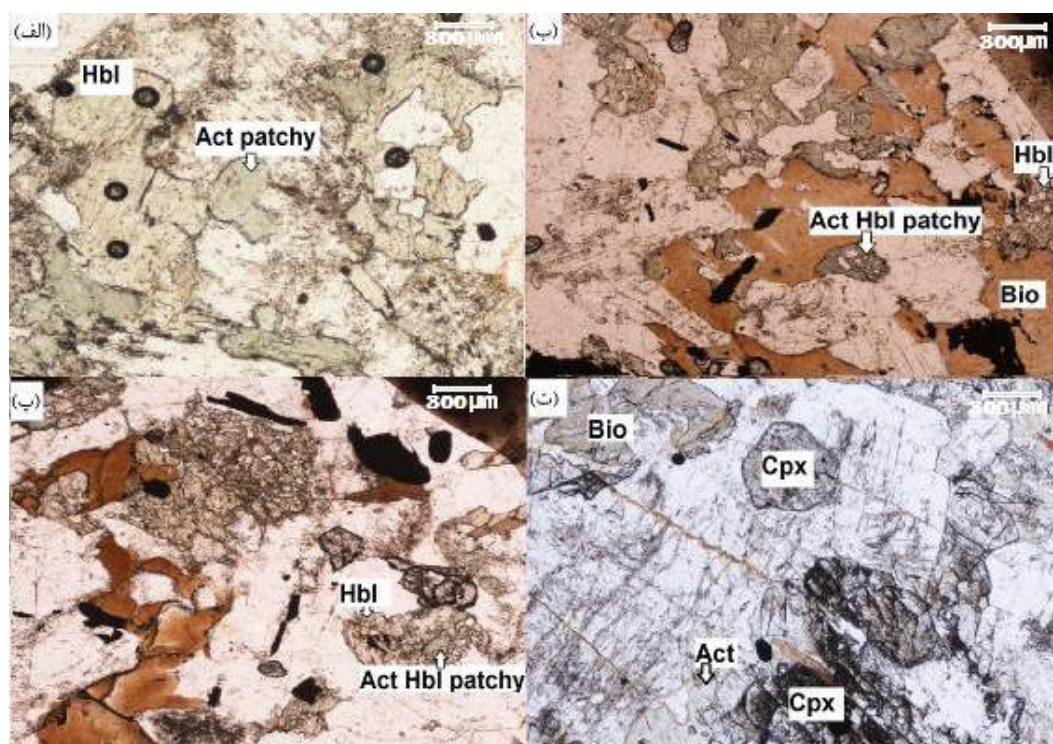
دیوریت‌ها همراه با کوارتز مونزودیوریت‌ها در حاشیه‌ی شرقی توده‌ی برونزد داشته و کمتر از ۱۰ درصد حجم توده را تشکیل می‌دهند. دیوریت‌ها دارای بافت پورفیری بوده و کانی‌های اصلی آن عبارتند از پلاژیوکلاز (۴۸-۵۰٪)، پیروکسن (دیوپسید) (۲۵-۳۰٪) و آمفیبول (۸-۱۰٪). پلاژیوکلاز مهم‌ترین کانی فلسیک آنهاست و دارای ماکل پلی‌سینتتیک، خاموشی موجی و منطقه‌بندی ترکیبی بوده و نیمه شکل دارند که در اثر دگرسانی به کلسیت و گاه سریسیت و سوسوریت تجزیه شده‌اند. پیروکسن و آمفیبول فراوانترین کانی‌های مافیک

غالب در نمونه‌های دیوریتی هستند. کانی‌های فرعی موجود در این مجموعه شامل ارتوکلاز (۵-۶٪)، کوارتز (۴-۵٪)، زیرکن و کانی‌های کدر (ایلمنیت) هستند که بیانگر محتوای بالای زیرکن ماگما حین تبلور کلینوپیروکسن است.

بافت کوارتز مونزودیوریت‌ها پورفیری بوده و پلاژیوکلاز (۴۵-۴۷٪)، آمفیبول (۱۰-۱۵٪)، بیوتیت (۹-۱۰٪)، کوارتز (۱۴-۱۵٪) و ارتوکلاز (۱۰-۱۲٪) کانی‌های اصلی آنها را تشکیل می‌دهند. کلسیت، سریسیت، اکسیدهای آهن، کلریت و گاه بیوتیت (بر اثر عملکرد دگرنهاده‌ی پتاسی بر آمفیبول‌ها به وجود آمده‌اند) (بیوتیت‌زایی) نیز به صورت کانی‌های ثانویه در آنها دیده می‌شوند. در بیشتر مقاطع کوارتز مونزودیوریت‌ها، فراوانی آمفیبول‌ها بیشتر از بیوتیت‌های اولیه بوده و دارای منطقه‌بندی شیمیایی هستند.

آمفیبول‌ها را می‌توان از روی سیستم رخ، زاویه‌ی خاموشی، رنگ و چندرنگی آنها از دیگر کانی‌ها شناسایی کرد. هورنبلند دارای چندرنگی سبزینه تا سبزی‌تونی یا سبز متمایل به قهوه‌ای است. آکتینولیت دارای چندرنگی سبز کم‌رنگ یا فاقد رنگ بوده و آکتینولیت هورنبلند دارای چندرنگی سبز-آبی کم‌رنگ تا سبز است [۶]. این گروه‌های شیمیایی متفاوت، دارای ترکیب شیمیایی متفاوتند. همچنین بین درصد وزنی Al با نوع آمفیبول ارتباط وجود دارد [۶]: Act: 0.5-3.5%, Hbl: 3.7-4.7%, Hbl: 5-10%

در گرانودیوریت‌ها با بافت پورفیری مراکز نیمه شکلدار مگنزیوهورنبلند در تماس با انبوهه‌های سبزم رنگ آکتینولیتند (شکل ۲-الف). حواشی آکتینولیت همگن است، به استثنای آنهایی که یک منطقه بندی ضعیف به سمت مقادیر Mg بالاتر به سمت حواشی انبوهه‌ها نشان می‌دهند. در تعداد کمی از بلورها، منشورهای شکلدار مگنزیوهورنبلند دارای حواشی همگن آکتینولیت هورنبلند بوده که به انبوهه‌های آکتینولیت (نمونه‌ی شماره 018-6) یا حواشی‌ای از مگنزیوهورنبلند (نمونه‌ی شماره 018-1) ختم می‌شوند. بلورهای آمفیبول در این سنگ‌ها به صورت قطعه قطعه همراه با بیوتیت‌های ثانویه در راستای شکستگی‌ها بوده، ولی هیچ فعالیتی در طول این شکستگی‌ها دیده نمی‌شود.



شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های حدواسط گرانیتوئید میشو. الف) فنوکریست‌های هورنبلند به همراه لخته‌های آکتینولیت در گرانودیوریت‌ها (P.P.L)، ب و پ) بلورهای هورنبلند سبز و لخته‌های آکتینولیت هورنبلند در کوارتز مونزودیوریت‌ها (P.P.L)، ت) تجزیه کلینوپیروکسن به آکتینولیت در دیوریت‌ها (P.P.L). علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی به این شرح‌اند: Hbl = هورنبلند سبز، Act Hbl = آکتینولیت هورنبلند، Act = اکتینولیت، Cpx = کلینوپیروکسن، Bio = بیوتیت.

در دیوریت‌های با بافت پورفیری، کلینوپیروکس‌ها دارای ترکیب دیوپسید بوده (شکل ۴-الف) و به صورت فنوکریست دیده می‌شوند. این فنوکریست‌ها با یک تغییر سیستماتیک به صورت هسته‌هایی از کلینوپیروکسن با مرزهای تند با حواشی آکتینولیت (شکل ۲-ت) و یا آکتینولیت هورنبلند دیده می‌شوند. کلینوپیروکسن‌ها در هسته‌ها، منشورهایی شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار تشکیل داده‌اند.

همه‌ی آمفیبول‌های آنالیز شده دارای مراکز با غنی‌شدگی ناچیز از Al و Na (مگنزیوهورنبلند و اکتینولیت هورنبلند) هستند که در حاشیه‌ی بعضی نمونه‌ها این غنی‌شدگی باز تکرار می‌شود (شکل ۳). در بسیاری موارد، فنوکریست‌ها هسته‌هایی با مرزهای مشخص، با حواشی با ترکیب متفاوت دارند. حواشی با ترکیب متفاوت در فنوکریست‌ها نشان‌دهنده‌ی یک ارتباط واکنشی با ماگما است. نتایج بررسی‌های بافتی نشان می‌دهد، کلینوپیروکسن، مگنزیوهورنبلند و گاهی اوقات اکتینولیت هورنبلند، که دارای شکل بلوری مشخص بوده و هسته‌های

در کوارتز مونزودیوریت‌ها با بافت پورفیری، فنوکریست‌های آمفیبول یک بافت تکه تکه داشته و شامل مگنزیوهورنبلندهای نیمه شکل‌دار با انبوهه‌هایی از آکتینولیت هورنبلندند (شکل ۲-ب و ۲-پ) که مشابه با محدوده‌های تشریح شده توسط [۷] هستند. در برخی نمونه‌ها منطقه بندی ترکیبی با هسته‌هایی از مگنزیوهورنبلند در مرکز شروع شده، و با آکتینولیت هورنبلند ادامه یافته و در حاشیه باز به مگنزیوهورنبلند ختم می‌شود (نمونه‌ی شماره A2-41-10). در نمونه‌های دیگر هسته‌هایی با ترکیب آکتینولیت هورنبلند با حاشیه‌هایی با ترکیب مگنزیوهورنبلند در برگرفته می‌شوند (نمونه‌ی شماره A2-41-9). از طرف دیگر در بعضی نمونه‌ها آکتینولیت هورنبلندها تشکیل انبوهه‌هایی از میکروفنوکریست‌های نیمه شکل دار داده و فضای بین بلورهای مگنزیوهورنبلند را پر کرده‌اند. انبوهه‌های موجود در حاشیه‌ی آمفیبول‌ها نتیجه‌ای از واکنش‌های نیمه جامد در حضور شاره‌های وارد شده است [۸].

بلوری را به خود اختصاص داده‌اند، فازهای اولیه تبلور یافته بوده و هسته‌های فنوکریست‌ها را با حواشی از آکتینولیت هورنبلند، آکتینولیت و مگنزیوهورنبلند تشکیل داده‌اند. آکتینولیت و آکتینولیت هورنبلند به شکل انبوهه یا به صورت بین بلوری همراه با این کانی‌ها یافت می‌شوند. بر پایه‌ی شواهد بافتی می‌توان گفت که مگنزیوهورنبلندها خاستگاه آذرین دارند، زیرا به صورت بلورهایی با شکل بلوری مشخص دیده می‌شوند.

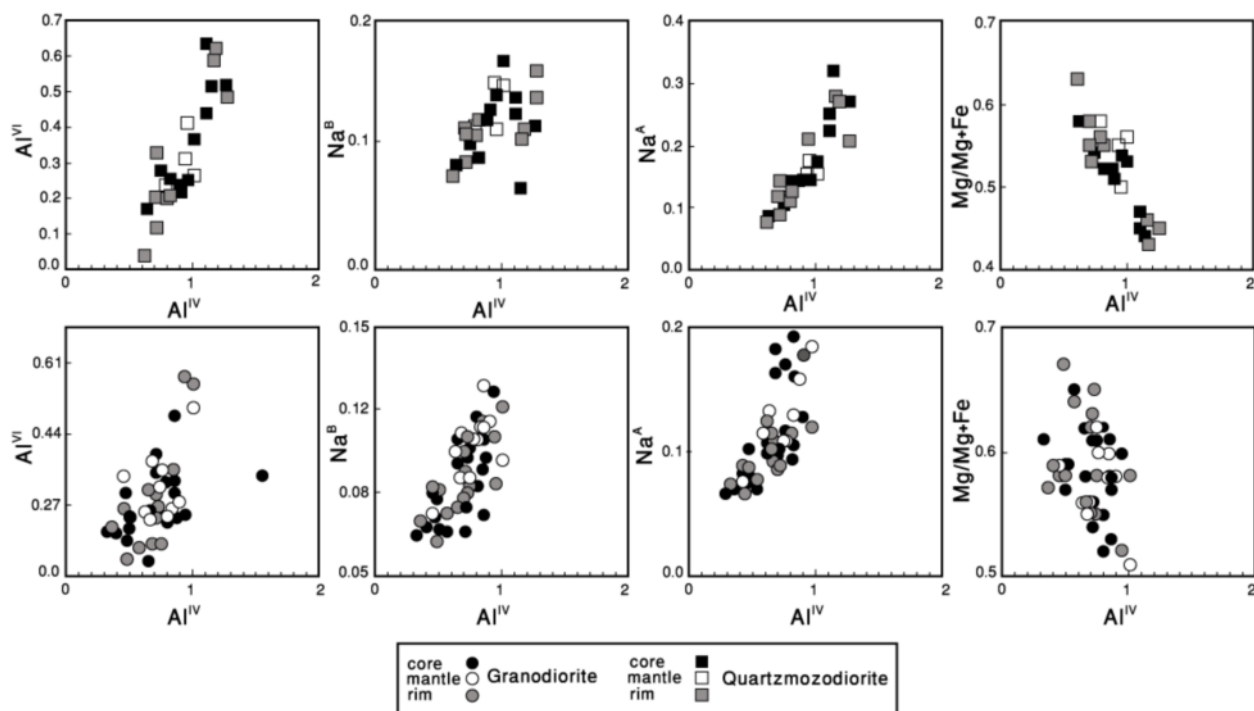
ترکیب شیمیایی آمفیبول و پیروکسن

فرمول ساختاری آمفیبول بر اساس Avg.15-NK 13-CNK محاسبه شده‌است [۹]. از آنجا که در تمامی آمفیبول‌های مورد بررسی رابطه‌ی $(Ca + Na)_B \geq 1$ و $Na_B < 0.5$ بر اساس [۶] برقرار است، بنابراین تمامی آمفیبول‌های آنالیز شده از سنگ‌های گرانیتوئیدی جزء آمفیبول‌های کلسیک هستند. در رده‌بندی آمفیبول‌های کلسیک بر مبنای نمودار Al^{IV} نسبت به Sum-A [۱۰] نقاط آنالیز شده در گستره‌های مگنزیوهورنبلند، آکتینولیت هورنبلند و آکتینولیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-ب). این تنوع شیمیایی نشان‌دهنده‌ی چندین جانشینی در آمفیبول‌های کلسیک است که در نمودارهای دوتایی و سه تایی نمایش داده شده‌اند. در نمودار شکل ۴-پ تغییرات Sum-A به Al^{IV} همه‌ی آمفیبول‌ها بیانگر جانشینی کاتیون‌های مکان A در موضع مکان T1 هستند [۱]. این نمودار نشان‌دهنده‌ی جانشینی همزمان Al درون مکان T1 و Na+K در درون مکان A است. بررسی‌های انجام شده توسط [۱۱] نشان‌داد که مقدار کاتیون‌های Fe^{+3} , Ti, Na_A و K_A در شبکه‌ی آمفیبول و جانشینی آنها به جای یکدیگر وابسته به مقدار Al موجود در موقعیت چهاروجهی ساختار بلور است. در حالت ایده‌آل که تفاوت ترکیبی آمفیبول‌ها وابسته به این جایگزینی است، می‌بایست مجموعه کاتیونی $2Ti + Al^{VI} + Fe^{+3}$ و نیز کاتیون‌های موجود در مکان A که شامل $Na_A + K_A$ هستند رابطه‌ی خطی مستقیم با مقدار کاتیون‌های Al چهاروجهی داشته‌باشند. در شکل ۴-ت تغییرات Al^{IV} نسبت به $Sum-A + Al^{VI} + Fe^{+3} + 2 \times Ti$ به جانشینی Al^{IV} به جای Si در مکان‌های چار وجهی در هر سه نوع آمفیبول با جانشینی Fe^{+3} , Al^{VI} و Ti در مکان‌های هشت وجهی و Na+K در مکان A متعادل می‌شود که با رابطه‌ی خطی مستقیم در شکل ۴-ت نمایش داده‌شد [۱۲]. در صورت کمبود ناچیز در مقدار Al^{IV} ظرفیت اضافی مکان‌های هشت

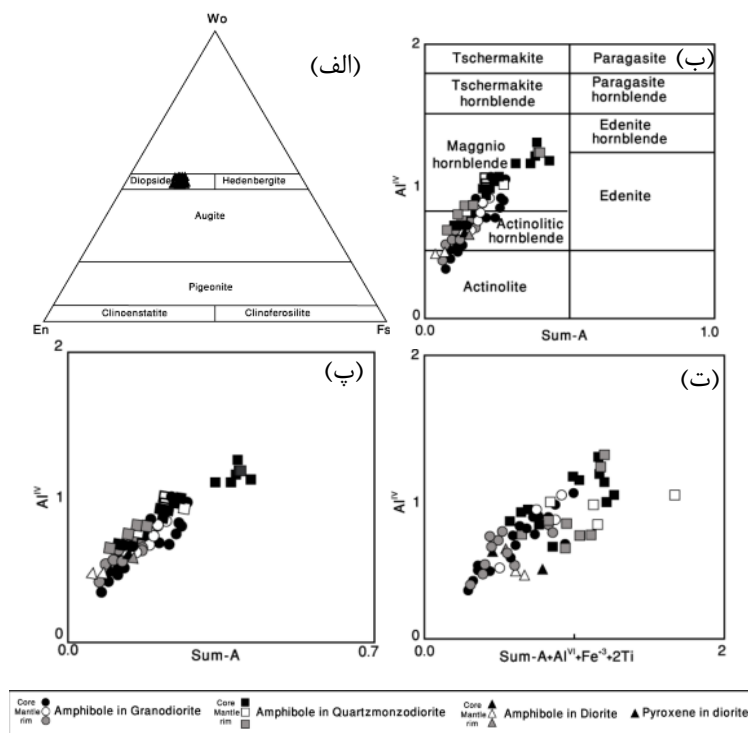
وجهی و A با جانشینی Al^{IV} متعادل نمی‌شود. این ظرفیت اضافی ممکن است با جانشینی Na به جای Ca در مکان‌های M4 جبران شود [۱۲]. روند خطی مشاهده‌شده در نمودار Al^{IV} نسبت به Sum-A- Na_B نشانه‌ی جانشینی نوع ادنیت در نمونه‌های مورد بررسی است (شکل ۵-الف). در نمودار سه تایی Al^{IV} , Al^{VI} و Sum-A هر دو نوع جانشینی ادنیت و چرماک در مقابل هم ترسیم شده‌اند (شکل ۵-ب). چنانکه ملاحظه می‌شود آمفیبول‌های کلسیک آنالیز شده همبستگی عمومی از افزایش متشکله چرماک و ادنیت نشان می‌دهند [۱] و نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی آمفیبول‌های بررسی شده توسط [۱] قرار گرفته‌اند. علاوه‌براین نسبت‌های Na^A/Al^{IV} و Al^{VI}/Al^{IV} در آمفیبول‌های یاد شده کمتر از ۱ است که بیانگر رخداد جانشینی‌های چرماکیت $[AlAlSi_{1-1}(Mg, Fe^{+2})_1]$ ، ادنیت $[NaAlCa_{1-1}(Mg, Fe)$ و گلوکوفان $[NaAlSi_{1-1}Si_1]$ [۱- $^{+2}$] در آمفیبول‌های کلسیک مورد بررسی هستند [۱۳]. همچنین در نمودار تغییرات Al^{IV} نسبت به Ti تمام آمفیبول‌ها کمتر از ۲/۱ اتم Ti در فرمول ساختاری خود دارند (شکل ۵-پ) بطوری‌که با کاهش میزان Al^{IV} مقدار Ti در آمفیبول‌ها کاهش می‌یابد که این کاهش ناشی از افزایش Si در ساختار بلور است. در نمودار $Mg/Fe^T + Mg$ نسبت به Al^{IV} آمفیبول‌های مورد بررسی یک ارتباط خطی منفی بین Mg و Al^{IV} برای مگنزیوهورنبلند، اکتینولیت هورنبلند و آکتینولیت نشان می‌دهند (شکل ۵-ت) و در برخی بلورها افزایشی از $Mg/Fe^T + Mg$ از مرکز به حاشیه بلور دیده می‌شود که بازتاب دهنده‌ی افزایش گریزندگی اکسیژن همزمان با افزایش سیلیس ماگماست [۱۴، ۱۷]. این نشان می‌دهد که گریزندگی اکسیژن حین تبلور آمفیبول افزایش یافته‌است، بطوری‌که آمفیبول‌های نیمه جامد دارای Mg بالاتری هستند. بر اساس نمودار Si نسبت به $(Na+Ca+K)$ توسط [۱۵] بیشتر نقاط آنالیز شده از آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره‌ی آمفیبول‌های ماگمایی (آذرین) و درصد کمی از آنها که به احتمال زیاد به واکنش‌های شبه جامد وابسته‌اند، در گستره‌ی آمفیبول‌های دگرگون قرار می‌گیرند (شکل ۶-الف). با استناد به [۱۶]، حضور آمفیبول‌های ماگمایی نشان می‌دهد که ماگما بایستی دارای مقدار زیادی آب بوده باشد. ارتباط منفی شدید بین Si و Al^T در نمونه‌های مورد بررسی، و نیز ارتباط خطی مثبت بین Mg و Si و ارتباط منفی بین Mg و $(Na+K)_A$ نشان می‌دهد که این

Fe از یک ماگمای به شدت جدایشی متبلور شده‌اند [۱۷]. با توجه به این نکته می‌توان گفت که پیروکسن‌های منطقه با $Mg\#69-73$ ، احتمالاً از یک ماگمای اولیه در دمای بالا متبلور شده‌اند. توزیع Si و Al در پیروکسن‌های مورد بررسی به گونه‌ای است که تمامی نمونه‌ها در نمودار Si نسبت به Al کل در بالای خط اشباع جایگاه تتراندی (Si+Al=۲) مزبور قرار می‌گیرند (شکل ۶-ب). حضور نمونه‌ها در بالای خط اشباع، معرف کلینوپيروكسن‌هایی است که موقعیت چاروچی ساختار آنها تماماً با کاتیون‌های Si و Al موجود در ترکیب پیروکسن پر شده‌است و به همین دلیل دیگر نمی‌تواند پذیرای Ti باشد. همچنین در نمودار Ti نسبت به Al^{IV} نمونه‌های دیوریتی ته‌شدگی از Ti نشان می‌دهند [۱۸] (شکل ۶-پ). ویژگی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهد اولین کانی‌های تبلور یافته کلینوپيروكسن و مگنزیوهورنبلند بوده‌اند. با پیشرفت فرایند تبلور کلینوپيروكسن ناپایدار شده و به وسیله ی آکتینولیت جایگزین شده‌است. آکتینولیت هورنبلندهای همگن موجود در مراکز یا حواشی بلورها نشان‌دهنده ی خاستگاه آذرین این بلورها و یا واکنش بلور با ماگما (جدایش درجای ماگما) است [۱۹]. اما انبوه‌های آکتینولیت احتمالاً نتیجه‌ای از واکنش‌های نیمه جامد در حضور شاره های تراوش یافته‌اند.

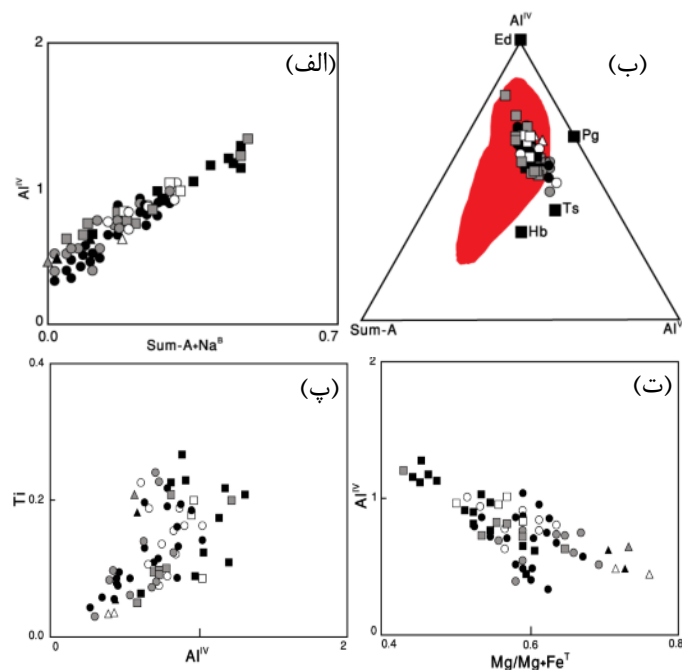
تغییر شیمیایی با افزایش Si، کاهش Al و کاهش کاتیون‌های اشغال کننده مکان A همراه است، و به طور کلی بیان‌کننده ی تغییرات ترکیبی سریع در آمفیبول‌های مورد بررسی است. به طور کلی همه ی روندها نشان می‌دهند که تغییر ترکیب در آمفیبول‌های کلسیک نشان‌دهنده ی تغییر در شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما (مانند کاهش دما) هستند [۹]. بیشتر بلورهای آمفیبول شامل انبوهه‌هایی با طیف ترکیبی از آکتینولیت هورنبلند تا آکتینولیت هستند، ولی با گرایش عمومی در افزایش مقدار Si و Mg، که می‌تواند بیانگر پیشرفت فرایند تبلور باشد. پیروکسن یکی از مهمترین فنوکریست‌های موجود در سنگ‌های دیوریتی توده‌ی گرانیوتیدی می‌شوست (جدول ۵). پیروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها از نوع کلینوپيروكسن هستند. بررسی ترکیب کلینوپيروكسن‌ها در نمودار Wo-En-Fs نشان می‌دهد، نمونه‌های مورد بررسی در گستره ی دیوپسید قرار می‌گیرند (شکل ۴-الف). ترکیب پیروکسن‌ها در سنگ‌های دیوریتی دربرگیرنده ی طیفی از $Wo_{45.9}En_{36.4}Fs_{17.7}$ تا $Wo_{47.8}En_{36.0}Fs_{16.3}$ با عدد منیزیم $(Mg/[Mg+Fe])$ در حدود ۶۹-۷۳ هستند. پژوهشگران بر-این‌باورند که کلینوپيروكسن‌هایی با عدد منیزیم بالا ($Mg\#>70$) از یک ماگمای اولیه و کلینوپيروكسن‌های غنی از



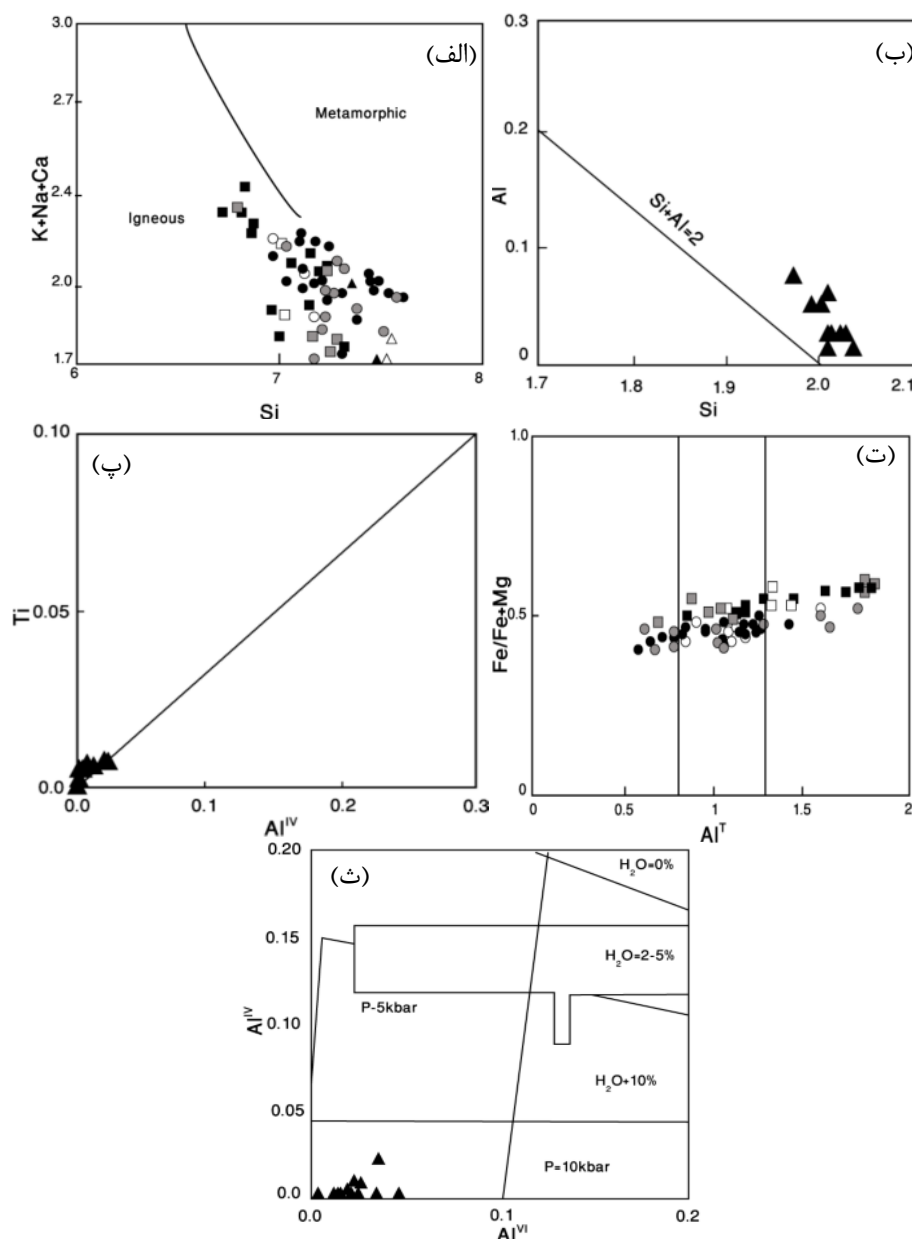
شکل ۳ تغییر ترکیب شیمیایی آمفیبول از مرکز به حاشیه در آمفیبول‌های بررسی.



شکل ۴ الف) ترکیب کلینوپروکسن‌های منطقه روی نمودار مثلثی ولاستونیت (Wo)، انستاتیت (En) و فروسیلیت (Fs)، ب) رده بندی آمفیبول‌ها بر اساس ترکیب شیمیایی آنها [۶]، پ، ت) نمودار تغییرات Al چهار وجهی نسبت به مکان A [۱۰]، در برابر تغییرات $\text{Sum-A} + \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{+3} + 2\text{Ti}$ [۱۲]. (چنانکه در این نمودارها مشاهده می‌شود تغییرات در ترکیب با جانشینی‌های چرماکیت-ادنیت و جانشینی Na+K در درون مکان A کنترل می‌شوند).



شکل ۵ الف) تغییرات Al چاروجهی نسبت به تغییرات $\text{Na}^{\text{B}} + \text{Sum-A}$ [۱۲]، ب) نمودار سه تایی Al چاروجهی نسبت به مکان A و Al هست وجهی که بیانگر جانشینی‌های صورت گرفته در ساختار آمفیبول است [۱۰] (گستره‌ی هاشورزده شامل آمفیبول‌های بررسی شده توسط [۱] است). پ) نمودار تغییرات Ti نسبت به Al^{IV} در آمفیبول‌ها [۱۲]، ت) نمودار تغییرات Al^{IV} به $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{\text{T}}$ که نشان‌دهنده‌ی یک ارتباط خطی منفی بین عدد Mg و Al چاروجهی است [۱۲] (در آمفیبول‌ها یک افزایش کلی در Si و Mg و کاهش در $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$ به سمت حاشیه دیده می‌شود که این تغییر با یک افزایش غیرخطی در XMg و کاهش در اشغال مکان A مشخص می‌شود). علائم مشابه شکل ۴ انتخاب شدند.



شکل ۶ الف) نمودار تغییرات Si نسبت به Na+Ca+K که دو محدوده آمفیبول‌های حاصل از فرایند دگرگونی و آمفیبول‌های حاصل از فرایند تبلور ماگما را از هم جدا کرده است اقتباس از [۱۵]. ب) نمودار تعیین میزان اشباع جایگاه چهاروجهی در کلینوپیروکسن‌ها (Si نسبت به Al) که موقعیت چهاروجهی آنها، تماماً با کاتیون‌های Si و Al پر شده است. پ) نمودار Ti نسبت به AlIV که نشانگر تهی‌شدگی پیروکسن‌ها از Ti است [۱۸]. ت) نمودار تغییرات AlT نسبت به Fe/(Fe+Mg) که بر پایه‌ی آن می‌توان گستره فشار تبلور آمفیبول را برآورد کرد [۲۲] (همانطور که در این نمودار مشاهده می‌شود نمونه‌هایی با ترکیب همگن دارای فشاری بین ۱٫۲ تا ۲٫۹۸ کیلو بارند درحالی‌که حواشی با ترکیب آکتینولیت و آکتینولیت هورنبلند طیف فشاری از ۰٫۸ تا ۴ کیلو بار را نشان می‌دهند). ث) توزیع آلومینیوم چاروجهی و هشت وجهی در کلینوپیروکسن‌ها به تناسب فشار و مقدار آب ماگما که بیانگر فشار در حدود ۵ کیلو بار در زمان تبلور کلینوپیروکسن‌هاست [۲۶]. علائم مشابه شکل ۴ انتخاب شده‌اند.

ارزیابی فشار تبلور سنگ‌ها

بررسی‌های تجربی نشان می‌دهند که ترکیب آمفیبول علاوه بر فشار به دما، گریزندگی اکسیژن، ترکیب کل و فازهای همزیست بستگی دارد [۲۰]. بطوری‌که با افزایش دما و فشار آمفیبول-

های کلسیک با افزایش در نسبت $Mg/(Mg+Fe)$ و مقادیر K، Al، Na و Ti و کاهش در Si و total Fe+Mg+Mn+Ca همراهند [۲۱]. برای محاسبه‌ی شرایط فشار تبلور، بسیاری از پژوهشگران از فشارسنج Al در آمفیبول بهره جسته‌اند [۲۲] و

[۲۳]. از آنجا که بلورهای آمفیبول از توده گرانیتوئیدی مورد بررسی همراه با کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند، زمین فشارسنجی بر مبنای محتوای Al در آمفیبول (هورنبلند) قابل کاربرد بوده [۲۴] و از قابلیت اطمینان بالایی برخوردار است. با در نظر گرفتن این پارامترها، و به ویژه میزان Al^{total} آمفیبول، فرمول‌های زیادی تا کنون توسط پژوهشگران برای محاسبه فشار جایگیری سنگ‌های آذرین ارائه شده‌اند که قابل قبولترین آنها مدل [۲۲] است، زیرا با داده‌های ژئوشیمیایی و سنگ نگاری (مانند توده‌ی گرانیتی آهکی - قلیایی پتاسی [۵]، حضور آمفیبول‌های کلسیک مانند مگنزیوهورنبلند و اکتینولیت هورنبلند و ...) همخوانی خوبی دارد. در محاسبات انجام شده از آمفیبول‌هایی که ترکیب اکتینولیتی یا حاشیه‌ی اکتینولیتی و اکتینولیت هورنبلندی داشته‌اند چشم پوشی کرده‌ایم، زیرا احتمال دارد اکتینولیت یا حواشی اکتینولیت هورنبلند در فاز زیر نقطه انجماد در اثر دگرسانی، پیروکسن و هورنبلند ایجاد شده باشند [۲۴].

بر پایه این زمین - فشار سنجی و ترکیب آلومینیوم کل آمفیبول‌ها، میزان فشار در زمان تبلور کانی آمفیبول در گرانودیوریت‌ها و کوارتز موزودیوریت‌ها، $1/2$ تا $2/98$ کیلو بار برآورد شده است. همچنین با توجه به نمودار شکل ۶-ت که براساس مقادیر Al^I نسبت به $Fe/Fe+Mg$ رسم شده‌است می-توان گستره فشاری در حدود $1/2$ تا $3/2$ کیلو بار را برای تبلور آمفیبول‌های ماگمایی در این توده‌ی نفوذی برآورد کرد [۲۲]. میانگین فشارهای به دست آمده از روش‌های مختلف با توجه به چگالی میانگین سنگ‌های پوسته زمین با عمق تقریبی $6/1$ تا $11/4$ کیلومتر همخوانی دارد. با استناد به نتایج حاصل از فشارسنجی آمفیبول، میانگین فشار تبلور مگنزیوهورنبلند در کوارتز موزودیوریت حدود $2/98$ کیلو بار (معادل با عمق $11/4$ کیلومتر) و اکتینولیت هورنبلند در گرانودیوریت $1/2$ کیلو بار (معادل با عمق $6/1$ کیلومتر) ارزیابی شده‌است. همچنین برخی از پژوهشگران نظیر [۲۵] معتقدند که نسبت Al^{VI}/Al^{IV} با فشار در زمان تبلور کلینوپیروکسن رابطه‌ی مستقیمی دارد. علاوه بر این پژوهشگرانی همچون [۲۶]، تاکید کرده‌اند که توزیع آلومینیوم در موقعیت‌های چهاروجهی و هشت وجهی کلینوپیروکسن‌ها معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگما و میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌های آذرین است. با استفاده از این روش فشاری معادل ۵ کیلو بار برای تبلور

کلینوپیروکسن‌ها بدست آمده و محتوای آب کمتر از 10% برآورد شده‌است (شکل ۶-ت). با توجه به فشار محاسبه شده در توده‌های گرانودیوریتی و کوارتز موزودیوریتی بر اساس محتوای Al در شبکه‌ی آمفیبول و فشار محاسبه شده برای تبلور کلینوپیروکسن در دیوریت‌ها (کمتر از ۵ کیلو بار) بنظر می‌رسد شروع تبلور کلینوپیروکسن‌ها در توده‌ی دیوریتی در عمق بیشتری نسبت به تبلور آمفیبول در توده‌های گرانودیوریتی و کوارتز موزودیوریتی صورت گرفته‌است، ولی با توجه به همیافتی نزدیک این توده‌ها، جایگیری آنها در عمق یکسانی انجام شده‌است.

گریزندگی اکسیژن

تغییر ترکیب آمفیبول‌ها، ناشی از تغییر در گریزندگی اکسیژن و فعالیت سیلیس ماگمایی است [۲۷]. کاهش مقدار Mg در مگنزیوهورنبلند نشان‌دهنده‌ی کاهش گریزندگی اکسیژن در طول مرحله‌ی اولیه تبلور است [۲۷]. بهرحال، در مراحل نهایی تبلور شواهدی از افزایش گریزندگی اکسیژن دیده می-شود. بطوری که افزایشی در نسبت $Mg/Mg+Fe$ از مگنزیوهورنبلند به سمت اکتینولیت هورنبلند و اکتینولیت با افزایش روند جدایش دیده می‌شود. همچنین پایین بودن نسبت $Fe_{tot}/Fe_{tot}+Mg < 0.6$ (در نمونه‌های مورد بررسی بین $0/41$ تا $0/59$ است) در آمفیبول‌ها و حضور همزمان اسفن+کوارتز [۲۸] همراه با کلینوپیروکسن یا آمفیبول در گرانیتوئیدهای مورد بررسی حاکی از بالا بودن گریزندگی اکسیژن ماگمای سازنده‌ی آنهاست [۲۸]. در حقیقت هر چه گریزندگی اکسیژن کمتر باشد Fe^{+2} می‌تواند به مقدار بیشتری در شبکه هورنبلند جایگزین شود. بالا بودن نسبت Fe^{+3}/Fe^{+2} باعث جانشینی بیشتر Mg بوسیله Al می‌شود [۲۸].

برداشت

سنگ‌های حدواسط موجود در توده گرانیتوئیدی میشو از کانی-های کلینوپیروکسن (دیوپسید)، آمفیبول، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز تشکیل شده‌اند. نتایج حاصل از ریز پردازنده‌ی الکترونی نشان می‌دهد که آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها از نوع کلسیک بوده و دارای ترکیب مگنزیوهورنبلند، اکتینولیت هورنبلند و اکتینولیت اند. این بلورها در گرانودیوریت‌ها و کوارتز موزودیوریت‌ها چند گونه‌های شیمیایی از مرکز به سمت حاشیه نشان می‌دهند. به طوری که در گرانودیوریت‌ها منطقه بندی ترکیبی با هسته‌هایی از مگنزیوهورنبلند شروع شده، با

- [۳] نبوی م.ج.، "دیاچه ای بر زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۵۵).
- [۴] مؤید م.، حسین زاده ق.، "سنگ نگاری و سنگ شناسی گرانیتوئیدهای A-type شرق کوه‌های میشو با نگرشی بر اهمیت ژئودینامیکی آنها"، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۹۰) ص ۵۲۹-۵۴۴.
- [۵] شاهزیدی م.، مؤید م.، آرای ش.، پیرنیا ت.، احمدیان ج.، "زمین شناسی و زمین شیمی توده گرانیتوئیدی S-type میشو، شمال غرب ایران"، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان، ص ۱۱۱-۱۲۶ (۱۳۹۱).

[6] Leake B.E., "Nomenclature of amphiboles", Mineralogical Magazine 42 (1978) 533-563.

[7] Czamanske G.K., and Wones, D.R., "Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo area", Norway: Part 2, the mafic silicates, Journal of Petrology 14 (1973) 349-38.

[8] Chivas A.R., "Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization. Part I. Mafic silicates from the Koloula Igneous Complex", Contributions to Mineralogy and Petrology 78 (1981) 389-403.

[9] Robinson P, Spear FS, Schumacher JC, Laird J, Klein C, Evans BW, Doolan BL., "Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrences and theory". In: Veblen D, Ribbe P(eds) Amphiboles: petrology and experimental phase relations, Reviews in mineralogy 9B Mineralogical Society of America (1982).

[10] Leake B.E., Woolly A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Katoa., 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., Unungarette 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 Names", European Journal of Mineralogy 9 (1997) 623-651.

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

[12] Pe-Piper G., "Calcic Amphiboles of mafic rocks of the Jeffers Brook plutonic complex, Nova Scotia, Canada", American Mineralogist 73 (1988) 993-1006.

آکتینولیت هورنبلند ادامه یافته و در حاشیه باز به مگنزیوهورنبلند ختم می‌شود. در کوارتز مونزودیوریت‌ها منطقه بندی ترکیبی با هسته‌هایی از مگنزیوهورنبلند در مرکز شروع شده، با آکتینولیت هورنبلند ادامه یافته و در حاشیه باز به مگنزیوهورنبلند ختم می‌شود. در دیوریت‌ها کلینوپیروکسن با ترکیب دیوپسید هسته‌های بلوری را به خود اختصاص داده و ترکیب آنها در حاشیه به آکتینولیت و آکتینولیت هورنبلند تبدیل می‌شود. ویژگی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهد اولین کانی‌های تبلور یافته کلینوپیروکسن و مگنزیوهورنبلند بوده‌اند. آکتینولیت و آکتینولیت هورنبلندها تحت شرایط نیمه جامد از کلینوپیروکسن و هورنبلند تشکیل شده‌اند. در برخی نمونه‌ها انبوهه‌های بلوری آکتینولیت و آکتینولیت هورنبلند نتیجه ای از واکنش‌های نیمه جامد در حضور شارهای نهایی هستند. کانی‌های اولیه تشکیل شده در شرایط گریزندگی پایین اکسیژن و کانی‌های نهایی در شرایط افزایشی گریزندگی اکسیژن متبلور شده‌اند. از نظر شیمیایی می‌توان حواشی آکتینولیت هورنبلند با خاستگاه آذرین را از آکتینولیت هورنبلندهای نیمه جامد تشخیص داد. آکتینولیت هورنبلندها با خاستگاه آذرین دارای $Si < 7.3$ و انواع نیمه جامد دارای $7.3 < Si < 7.6$ هستند. زمین فشارسنجی گرانودیوریت‌ها، کوارتز مونزودیوریت‌ها و دیوریت‌ها به ترتیب با استفاده از آلومینیوم کل آمفیبول و با استفاده از پیروکسن، نشان‌دهنده می‌انگین فشار بین ۱/۲ تا ۲/۹۸ کیلو بار برای آمفیبول‌ها (معادل عمق‌های حدود ۶/۱ تا ۱۱/۴ کیلومتری پوسته) و کمتر از ۵ کیلو بار برای پیروکسن‌هاست.

قدردانی

در این کار پژوهشی از راهنمایی‌ها و کمک‌های بی دریغ دانشمندان زیادی بهره مند بوده‌ایم که لازم است از همه آنها تشکر و قدردانی نماییم. همچنین از داوران محترم نیز به دلیل تذکر نکات سودمند و ارزنده آنها نیز سپاسگزاریم.

مراجع

[1] 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.

[۲] محجل م.، حاج‌علیلو ب.، "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مرنده، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۷۴).

- alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania)*", American Mineralogist 91(2006) 73-81.
- [22] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure an experimental calibration of the Al-hornblende barometer". Contribution to Mineralogy and Petrology 110 (1992) 304-310.
- [23] Blundy J.D., Holland T.J. B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphiboleplagioclase geothermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 104 (1990) 208-224.
- [24] Helmy H. M., Ahmed A. F., El Mahallawi M. M., Ali S. M., "Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications", Journal of African Earth Sciences 38 (2004) 255-268.
- [25] Wass S.Y., "Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks", Lithos 12 (1979) 115-132.
- [26] Helz R.T., "Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity", Journal of Petrology 17 (1973) 139-193.
- [27] Stein E., Dietl E., "Hornblende thermo barometry of granitoids from the central Odenwald (Germany) and their implication for the geotectonic development of the Odenwald", Mineralogy and Petrology 72 (2001) 185-207.
- [28] Wones D.R., Burns R.G., Carrol B.M., "Stability and properties of synthetic annite", American Geophysics, Union Trans 52 (1971) 369.
- [13] Okamoto A., Toriumi M., "Optimal mixing properties of calcic and subcalcic amphiboles: application of Gibbs' method to the Sanbagawa schists, SW Japan", Contributions to Mineralogy and Petrology 146 (2004) 529-545.
- [14] Yamaguchi Y., "Hornblende-cummingtonite and hornblende-aclinolite intergrowths from the Koyama calc-alkaline intrusion, Susa, southwest Japan", American Mineralogist 70 (1 985) 980-986.
- [15] Sial A.N., Ferreira V.P., Fallick A.E., Jeronimo M., Cruz M., "Amphibol-rich clots in calcalkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazil", Journal of South American Earth Science 11(1998) 457-471.
- [16] Otten M. T., "The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites", Contribution to Mineralogy and Petrology 86 (1984) 189-199.
- [17] Deer W.A., Howie R.A., and Zussman J., "Rock forming minerals, (2nd ed), Single-Chain Silicates", Longman London (1987) 668.
- [18] Sgarbi B.A., Gaspar J.C., and Valenca J.C., "Clinopyroxene from Brazilian kamafugites", Lithos., 53 (2000) 101-116
- [19] Salmon S., "Amphiboles from the igneous complex at Sorel Point, Jersey", C.I. - Reflectors of acid-basic magma interaction. Proceedings of the Ussher Society 7(1991), 333-337.
- [20] Hammarstrom J.M., Zen E-An., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", American Mineralogist 71(1989) 1297-1313.
- [21] Féménias O., Mercier G.C., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D., "Calcic amphibole growth and compositions in calc-