



## بررسی شیمی کانی آمفیبول و تعیین خاستگاه ماگمایی سنگ‌های آپینیتی و گرانیتی جنوب غرب نقده (شمال غرب ایران)

مریم یزدانی

گروه مهندسی معدن مرکز آموزش عالی شهید باکری میاندوآب-دانشگاه ارومیه، ۵۹۷۸۱۵۹، میاندوآب، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۲/۲۶، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۴/۸)

**چکیده:** کوهزایی زاگرس طی فرایند باز شدن پوسته اقیانوسی نئوتتیس، فرورانش و سرانجام بسته شدن اقیانوس با برخورد پوسته عربی با خرده قاره ایران مرکزی رخ داده است. پهنه سنندج-سیرجان، توده‌های نفوذی گسترده‌ای دیده شده که در نتیجه فرورانش اقیانوس نئوتتیس از کوهزایی آلپ است. در پهنه سنندج-سیرجان، توده‌های نفوذی گسترده‌ای دیده شده که در نتیجه فرورانش اقیانوس نئوتتیس تشکیل شده‌اند. در این پژوهش، شیمی کانی‌های آمفیبول و فلدسپات توده‌های آپینیتی - گرانیتی رخنمون یافته در جنوب غرب نقده بررسی شده است. توده‌های آپینیتی مجموعه‌ای از سنگ‌های هم سن هستند که ترکیب فرامافیک تا اسیدی دارند. کانی‌های هورنبلند و فلدسپات کانی‌های اصلی و غالب هستند و به دو صورت بلورهای بسیار درشت و ریزدانه تشکیل شده‌اند. ترکیب کانی‌های آمفیبول و فلدسپات موجود در سنگ‌های آپینیتی حدواسط-گرانیتی شبیه هستند. ترکیب آمفیبول کلسیمی و از نوع منیزو هورنبلند و فلدسپات از نوع اورتوکلاز است. سنگ‌های آپینیتی حدواسط و توده‌های گرانیتی هر دو ویژگی ماگمایی آهکی قلیایی مربوط به جایگاه زمین ساختی قوس قاره‌ای را نشان می‌دهند. هر دو گروه سنگی از خاستگاه گوشته‌ای با آغستگی سنگ‌های پوسته‌ای و گریزندگی اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند. سنگ‌های آپینیتی حدواسط و توده‌های گرانیتی هم سن نیستند. داده‌های دما فشارسنجی هورنبلند شرایط تبلوری ماگمای سنگ‌های آپینیتی را در گستره فشاری ۳-۱ کیلوبار (عمق کم پوسته‌ای) و برای سنگ‌های گرانیتی ۳-۵ کیلوبار (عمق زیاد پوسته‌ای) مشخص کرده است. بنابراین می‌توان گفت که ماگمای آپینیتی از ذوب‌بخشی گوشته سنگ کره‌ای دگرنهاده شده با فلوئیدها در عمق کم، طی شکستن سنگ کره اقیانوسی شکل گرفته است. اغلب ماگماهای بازالتی آبدار نمی‌توانند از پوسته قاره‌ای عبور کنند، بنابراین به زیر سنگ کره اضافه شده و گرما و آب کافی برای تسهیل ذوب پوسته و تولید گرانیت‌های همراه شده با آپینیت را تأمین می‌کنند.

**واژه‌های کلیدی:** سنگ‌های آپینیتی؛ گرانیت؛ قوس قاره‌ای؛ نقده؛ شمال غرب ایران.

### مقدمه

شده و شکستگی و گسل خوردگی در سنگ کره بالایی ایجاد می‌شود. به این ترتیب، فشار بر گوشته سنگ کره‌ای کاهش یافته است و همچنین انتقال گسترده‌ای از فلوئیدها به گوشته سنگ کره‌ای انجام می‌شود [۲]. بدلیل کاهش فشار و افزایش فلوئیدها، ذوب گسترده‌ای در گوشته سنگ کره‌ای رخ می‌دهد [۲]. از ذوب گوشته سنگ کره‌ای غنی شده از آب، ماگماهای آپینیتی تشکیل می‌شوند [۲].

در مناطق فرورانشی قوس، فلوئیدهای آزاد شده از تختال فرورانشی به گوشته سنگ کره‌ای اضافه شده و گوشته سنگ کره‌ای با ترکیب اسپینل لرزولیتی، دگرنهاده می‌شود و دمای ذوب گوشته پایین آمده و ذوب شروع می‌گردد. فعالیت ماگمایی قوس اغلب ترکیب بازالتی و آندزیتی دارد [۱]. در مناطق فرورانشی که شکستن و عقبگرد صفحه فرورانشی، رخ داده است، فشار از سنگ کره بالایی پهنه فرورانشی برداشته

بررسی‌های تجربی نشان داده است که با افزایش فشار آب، گستره پایداری هورنبلند نسبت به الیوین و پیروکسن افزایش می‌یابد [۱۷-۱۹]. همچنین گرانیروی مذاب کاهش می‌یابد، بنابراین حمل و نقل یون‌ها به جایگاه‌های کانی هورنبلند با آسانی صورت می‌گیرد و کانی هورنبلند سریع متبلور شده و از نظر اندازه نیز درشت‌تر شکل می‌گیرد [۲۰]. سنگ‌های آپینیتی در نتیجه تبلور ماگما در شرایط غیرعادی غنی‌شدگی از آب تشکیل شده‌اند [۲۱].

در برخی مکان‌ها، آپینیت‌هایی گزارش شده‌اند که هورنبلندپریدوتیت خوانده می‌شوند و برآمده از دگرگونی کانی-های الیوین و پیروکسن موجود در پریدوتیت‌های گوشته‌ای به کانی هورنبلند هستند. در این سنگ‌ها، الیوین و پیروکسن اولیه بصورت باقیمانده در هورنبلند تازه تشکیل شده دیده می‌شوند و همچنین لبه واکنشی در مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده است. این تغییرات کانی‌شناسی می‌تواند در اثر برخورد ماگمای مافیک غنی از آب با پریدوتیت‌های گوشته‌ای ایجاد شود [۱۶]. در سامانه رده‌بندی سنگ‌ها (IUGS)، سنگ‌های آپینیتی فرامافیک بنام هورنبلندیت، هورنبلندپریدوتیت و الیوین-پیروکسن هورنبلندیت، سنگ‌های مافیک و حدواسط آپینیتی، به ترتیب هورنبلندگابرو و هورنبلنددیوریت و سنگ‌های اسیدی فلدسپارگرانیت قلیایی، سینیت، کوارتزمونزونیت نام گذاری شده‌اند [۲۲-۲۶].

در بیشتر مناطق فرورانشی قوس قاره‌ای، سنگ‌های اسیدی بشکل باتولیت‌های گرانیتی کنار سنگ‌های آپینیتی بطور گسترده دیده می‌شوند که همسن با آپینیت‌ها نیستند و در مناطق مختلف خاستگاه‌های مختلفی برای آنها در نظر گرفته شده است؛ به احتمال بسیار گرانیتهای غیر همسن آپینیت‌ها در مناطق قوس برآمده از جدایش ماگمای مافیک آپینیتی باشد [۹]. همچنین ممکن است که پس از جایگیری ماگمای آپینیتی در محل گسل‌ها، مذاب‌های آپینیتی و یا مذاب‌های بازالتی که امکان خروج نداشته و به زیر سنگ کره قاره‌ای افزوده شده‌اند، باعث ذوب سنگ کره قاره‌ای شوند و ماگمای گرانیتی تشکیل شود [۲۷، ۲۸، ۲۹]. افزون بر این‌ها، ممکن است که در اثر شکستن سنگ کره فرورونده و عقبگرد فرورانش، شکستگی و گسل خوردگی‌های سنگ کره بالایی، فشار از اعماق گوشته برداشته شده و سست کره بالا آمده و با القای ذوب به گوشته پایینی گارنت لرزولیتی دگرنهاده شده، ماگمای

ماگماهای آپینیتی اغلب در مناطق فرورانشی که همراه با شکستن صفحه فرورنده است و یا در محل فرونشست‌های پس از برخورد دیده شده [۲-۴] و بیشتر از طریق پهنه‌های گسلی شکل‌پذیر و یا گسل‌های عمیق جایگیری کرده‌اند [۵-۶]. مجموعه سنگ‌های آپینیتی طیف گسترده‌ای از مقادیر  $\text{SiO}_2$  در گستره ۶۱٫۷۴-۴۷٫۸۲ و مقادیر  $\text{MgO}$  از ۱۰٫۶۲-۲٫۶۱ درصد نشان می‌دهند این ویژگی ناشی از چند مرحله جدایش بلوری در ماگمای آبدار زیر پوسته قاره‌ای ضخیم است [۱]. بطوریکه در فشارهای پایین پوسته‌ای کانی کالینوپروکسن، در فشارهای متوسط پوسته‌ای کانی‌های هورنبلند و مگنتیت و در مراحل جایگیری ماگماکانی، پلاژیوکلاز فاز اصلی جدایش بلوری است [۱].

در محل فعالیت ماگمایی قوس قاره‌ای، در اثر جدایش ماگمایی، انبوهه‌هایی با ترکیب پیروکسنیت و هورنبلندیت تشکیل شده‌اند و ماگمای آپینیتی باقیمانده بصورت پگماتیت-های مافیک-حدواسط تا اسیدی با خاستگاه دوگانه (گوشته سنگ کره‌ای و فلونیدهای آزاد شده از رسوب‌های فرورونده) در اعماق مختلف جایگیری می‌کنند که هم سن هستند [۷]. مشخصه آنها وجود کانی درشت و شکل‌دار هورنبلند با ترکیب غالب منیزیهورنبلند است [۷]. کانی‌های فلدسپات در سنگ‌های آپینیتی مافیک غنی از آنورتیت و در سنگ حدواسط-اسیدی فلدسپات‌ها فقیر از آنورتیت و حتی پتاسیمی هستند که در مراحل پایانی جدایش بلوری تشکیل می‌شوند [۷].

آپینیت‌ها نخستین بار توسط بیلی و موف [۸] بعنوان سنگ‌های درونی معادل با لامپروفیرهای غنی از هورنبلند توصیف شده‌اند. سنگ‌های آپینیتی در طیف گسترده‌ای از اعماق پوسته‌ای از عمق زیاد تا عمق کم جایگیری کرده‌اند. اعضای فرامافیک و مافیک آپینیت‌ها ویژگی زمین‌شیمیایی غنی‌شدگی از عنصر K و عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و اعضای حدواسط و اسیدی با غنی‌شدگی  $\text{Sr/Y}$  و LREE نشان می‌دهند [۹]. برای سنگ‌های آپینیتی خاستگاه گوشته‌ای همراه با آغشتگی فلونیدهای پهنه فرورانش گزارش شده است [۱۰، ۱۱]. اغلب ماگمای آپینیتی آهکی قلیایی است [۱۲-۱۶]. آپینیت‌ها بیشتر بصورت مجموعه باتولیت‌های کوچک و یا برونبوم‌های بزرگی که با گرانیتهای پس از برخورد به سطح انتقال یافته‌اند، رخنمون دارند [۹].

در منطقه تبت، فعالیت ماگمایی آپینیتی-گرانیتی در ارتباط با قوس قاره‌ای و ناشی از شکستن صفحه فرورانشی اقیانوس نئوتتیس رخ داده است که یک نمیرخ قائم از تکامل ماگما از اعماق زیاد تا سطح پوسته نشان می‌دهد [۷].

توده‌های آپینیتی مافیک-حدواسط تا اسیدی بطور گسترده‌ای در شرق پیرانشهر، جنوب شرق و جنوب غرب نقده وجود دارند. در این پژوهش، توده‌های آپینیتی حدواسط-اسیدی جنوب غرب نقده و شیمی کانی‌های هورنبلند و فلدسپات نمونه‌های آپینیتی حدواسط و اسیدی بررسی شده‌اند و دما و فشار تشکیل هورنبلند و خاستگاه آپینیت‌ها مشخص شده است.

#### موقعیت زمین‌شناسی و شواهد صحرایی

نقده در شمال غرب ایران، در استان آذربایجان غربی واقع است. از دیدگاه تقسیم‌های واحدهای ساختاری-رسوبی ایران [۴۰] این منطقه بخشی از کمربند دگرگونی و افیولیتی پهنه سنندج-سیرجان است. منطقه آپینیتی نقده در جنوب غرب شهرستان نقده واقع است. (شکل ۱). تقسیم‌بندی کمربند کوهزایی زاگرس به بخش‌های زاگرس چین خورده و رورانده، پهنه سنندج-سیرجان و پهنه ارومیه-دختر از [۴۱] در شکل ۱ الف نشان داده شده است. منطقه مورد بررسی در نقشه افیولیتی شمال غرب ایران در شکل ۱ ب و موقعیت زمین‌شناسی جنوب غرب نقده در شکل ۱ پ نشان داده شده‌اند.

قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه شامل متاپلیت‌ها، شیست‌های بازالتی و آمفیبولیت‌های مافیک در شرق روستای گردسور رخنمون یافته‌اند و این مجموعه بخشی از پی‌سنگ پهنه سنندج-سیرجان بوده و بر اساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی و چینه‌نگاری، سن پرکامبرین به آن نسبت داده شده است [۴۲]. رسوب‌های به سن پالئوزوئیک با تشکیلات باروت و میلا و رسوب‌های پرمین با آهک و دولومیت‌های خاکستری و ستر دیده می‌شوند [۴۲]. گسل‌ها و راندگی‌های دیده شده در منطقه مانند روند ساختاری پهنه سنندج-سیرجان روند شمال غربی-جنوب شرقی (NW\_SE) دارند. گسل‌های راندگی قدیمی‌ترین گسل‌های منطقه هستند و از برخورد پوسته عربی با خرده قاره ایران مرکزی تشکیل شده و با گسل جوان پیرانشهر قطع شده‌اند [۴۳]. در شمال غرب نقده، مجموعه آمیزه افیولیتی شامل سنگ‌های آمفیبولیت و شیست وجود دارد که بعنوان قدیمی‌ترین سنگ و سنگ بستر پهنه سنندج-

گرانیتی تولید شود این ماگمای گرانیتی ویژگی شوشونیتی و غنی شده از عنصر K و عناصر بزرگ یون سنگ دوست (LILE) است و در آن LREEها غنی‌شدگی نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) نشان می‌دهند [۹]. ترکیب سست کره با شیمی عناصر Sm, Nd قابل شناسایی است [۹]. کوهزایی زاگرس با باز شدن اقیانوس نئوتتیس، فرورانش و بسته شدن آن همراه است [۲۹]. شروع فرورانش اقیانوس نئوتتیس در ایران با آغاز ماگمازایی گسترده در راستای پهنه سنندج-سیرجان مشخص شده است [۲۹-۳۱]. شروع فرورانش اقیانوس نئوتتیس در زمان تریاس می‌باشد [۳۲] و به احتمال بسیار تا زمان ائوسن ادامه داشته است [۳۳،۳۴]. توده‌های نفوذی بسیار در بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان گسترده شده بوده که اغلب گرانیتوئیدهای آهکی قلیایی وابسته به قوس هستند که طی فرورانش نئوتتیس زیر خرده قاره ایران مرکزی تشکیل شده‌اند [۳۵-۳۷].

بیشتر توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی به سن اوایل تا اواسط ژوراسیک گزارش شده از پهنه سنندج سیرجان به فرورانش نئوتتیس نسبت داده شده‌اند [۳۴] و همچنین بیشترین فعالیت ماگمایی قوس ناشی از فرورانش نئوتتیس در زمان پالئوسن و ائوسن (۶۰-۴۰ میلیون سال پیش) بوده است [۲۹].

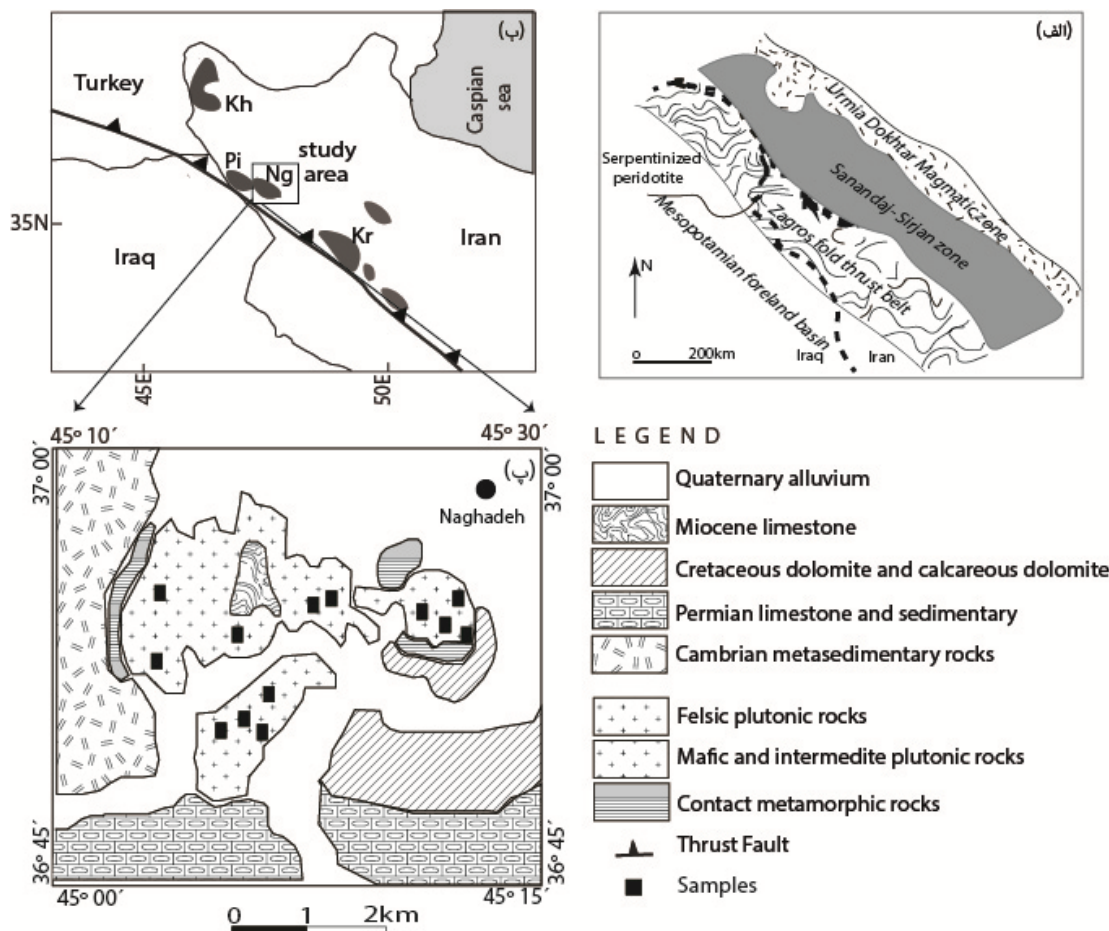
سنگ‌های آپینیتی-گرانیتی در منطقه بانه، بر اساس سن سنجی U-Pb زیرکن، سنگ‌های آپینیتی ۳۸-۵۲ میلیون ساله و سنگ‌های گرانیتی ۴۱-۳۸ میلیون ساله تعیین شده‌اند [۳۸]. سنگ‌های آپینیتی بانه از ذوب‌بخشی گوشته دگرنهاد در بالای تختال فرورانشی تشکیل شده و گرانیت‌های بانه از جدایش ماگمای آپینیتی و ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای و رسوب‌های فرورونده شکل گرفته‌اند [۳۸].

توده‌های نفوذی حدواسط (دیوریت) و اسیدی (مونزوگرانیت) در جنوب غرب نقده وجود داشته که بر اساس سن سنجی U-Pb زیرکن، سنگ‌های دیوریتی ۱۰۰ میلیون سال و سنگ‌های مونزوگرانیتی ۴۱ میلیون سال سن دارند [۳۹]. بر اساس شیمی سنگ کل و مقادیر نئودومیوم  $\epsilon_{Nd_{40Ma}}=4.26$  و نسبت ایزوتوپی استرانسیوم  $^{87}Sr/^{86}Sr_{40Ma}=0.708638$  گرانیت نتیجه گرفته شده است که ماگمای گرانیتی از ذوب سنگ‌های مافیک در شرایط آب فراوان و همچنین در معرض آلودگی رسوب‌های پوسته اقیانوسی فرورونده تولید شده است [۳۹].

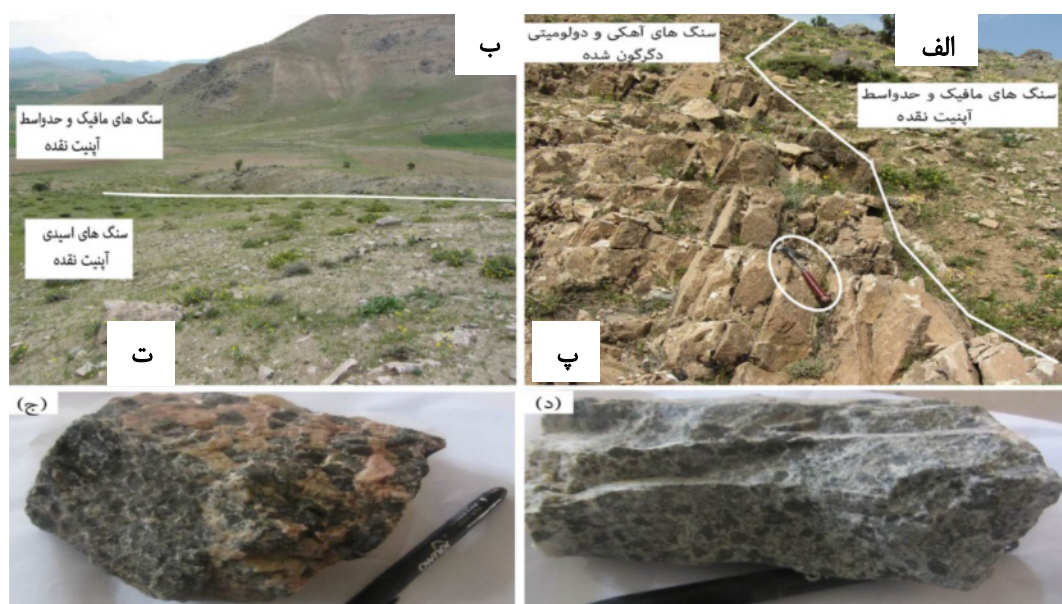
بررسی بخش کوچکی از این مجموعه بوده که در جنوب غرب شهرستان نقده واقع است. بدلیل فراوان بودن و درشت بودن کانی‌های هورنبلند و فلدسپات (با طول کانی ۱٫۵-۱ سانتیمتر)، نام آپینیت خوانده می‌شوند.

تصویر صحرایی از مرز بین سنگ‌های آپینیتی مافیک-حدواسط و گرانیتی در شکل ۲ الف آورده شده است. در این پژوهش، داده‌های سنگ‌های حدواسط و اسیدی شده است. سنگ‌های حدواسط با هورنبلندهای سیاه رنگ و درشت و همچنین فلدسپات‌های سفید و صورتی رنگ درشت دیده می‌شوند. سنگ‌های اسیدی گرانیت‌های سفید رنگ غنی از فلدسپات هستند. در برخوردگاه ماگمای آپینیتی با سنگ‌های آهکی دولومیتی کرتاسه [۴۲]، سنگ‌های مرمیت تشکیل شده‌اند (شکل ۲ ب). تصاویری از نمونه دستی سنگ‌های آپینیتی در شکل‌های ۲ پ و ت آورده شده است.

سیرجان معرفی شده است [۴۲]. پریدوتیت‌های سرپانتینیتی شده با ترکیب دونیت، هارزبورژیت و پیروکسنیت بیش از ۷۰ درصد سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. توده‌های آذرین بازالت، دایک‌های دیابازی، گابرو، دیوریت و گرانیتوئید، کربنات‌های پرمین، کربنات‌های کرتاسه و رادیولاریت چرت از سنگ‌های تشکیل دهنده آمیزه افیولیتی هستند [۴۱-۴۴]. شیمی کانی‌های اسپینل، الیوپین و پیروکسن سنگ‌های فرامافیک (توالی گوشته‌ای افیولیت) وجود دو نوع محیط زمین‌ساختی قوس آتشفشانی و پشته میان افیانوسی را در منطقه مشخص کرده است [۴۱-۴۴]. توده‌های گابرو، دیوریت و گرانیتوئیدی در بخش‌های مختلف از جمله شرق پیرانشهر، جنوب غرب و جنوب شرق نقده بصورت گسترده دیده می‌شوند. آنها بیشتر در سنگ‌های کربناتی کرتاسه نفوذ کرده و دگرگونی هونفلس و مرمیت ایجاد کرده و از نظر سنی به کرتاسه پایانی-پالئوسن نسبت داده شده‌اند [۴۲]. توده آپینیتی حدواسط-گرانیتی مورد



شکل ۱ (الف) تقسیم بندی بخش‌های مختلف کمر بند کوهزایی و افیولیتی زاگرس [۴۱]. (ب) موقعیت منطقه افیولیتی نقده در شمال غرب ایران، لکه‌های سیاه موقعیت مناطق افیولیتی است (Ng: نقده، Kh: خوی، Pi: پیرانشهر، Kr: کرمانشاه). (پ) نقشه زمین‌شناسی جنوب غرب نقده [۴۲].



شکل ۲ تصاویر صحرایی سنگ‌های آپینیتی نقده: (الف) مرز بین سنگ‌های آپینیتی و سنگ‌های آهنی و دولومیتی دگرگون شده به سن کرتاسه [۴۲]. (ب) دورنمای بخشی از منطقه و مرز بین سنگ‌های آپینیتی مافیک-حدواسط و گرانیتی، (پ) و (ت) نمونه‌های دستی سنگ آپینیتی حدواسط و مافیک.

### سنگ‌نگاری

سنگ‌های آپینیتی حدواسط جنوب غرب نقده از کانی‌های اصلی هورنبلند و فلدسپار تشکیل شده‌اند. کانی‌های هورنبلند به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و با دو اندازه ریز و درشت دیده می‌شوند طول هورنبلندهای درشت در نمونه دستی ۱/۵-۱ سانتی متر است و در بررسی‌های میکروسکوپی بدلیل بزرگ بودن کانی هورنبلند، طول کانی بیش از اندازه میدان دید میکروسکوپ بوده و قابل اندازه‌گیری نیست. هورنبلندهای ریزدانه شکل‌دار بصورت میانبار درون فلدسپات‌ها قابل دیده می‌شوند (شکل ۳ الف). کانی هورنبلند با چندرنگی سبز تا قهوه‌ای مشخص می‌شود (شکل ۳ الف). کانی هورنبلند تا بیش از ۸۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های فلدسپات اغلب از نوع میکروکلین هستند و در مرز بین کانی‌های هورنبلند رشد کرده‌اند (شکل ۳ ب). اکسیدهای آهن و تیتانیوم از کانی‌های فرعی سنگ هستند و کانی‌های کلسیت، اپیدوت و کلریت از کانی‌های دگرسانی در این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

سنگ‌های گرانیتی جنوب غرب نقده از کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپات میکروکلین و هورنبلند تشکیل شده‌اند. ۹۰ تا ۱۰۰ درصد سنگ از کانی فلدسپات میکروکلین تشکیل شده است ۵ درصد کانی کوارتز و ۵ درصد کانی هورنبلند نیز دیده می‌شود. هورنبلند با چندرنگی سبز-قهوه‌ای، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و در برخی مقاطع، به بیوتیت تجزیه شده است (شکل‌های ۲ پ و ت). براساس درصد مودال کانی‌ها و سامانه

رده‌بندی سنگ (IUGS)، سنگ‌های آپینیتی حدواسط بنام هورنبلنددیوریت و سنگ‌های اسیدی فلدسپارگرانیت آهنی نامگذاری شده‌اند.

### روش پژوهش

به منظور تعیین خاستگاه آپینیت‌های نقده براساس بررسی شیمی کانی، پس از بازدید و نمونه‌برداری صحرایی، تعداد ۱۰ نمونه برای مقطع‌گیری و بررسی‌های میکروسکوپی انتخاب شد. سپس تعداد ۲۰ نقطه از کانی آمفیبول سنگ‌های آپینیتی حدواسط، ۱۶ نقطه از آمفیبول سنگ‌های اسیدی، ۱۰ نقطه از کانی فلدسپات در سنگ‌های آپینیتی حدواسط و ۱۱ نقطه از کانی فلدسپات سنگ‌های اسیدی برای تجزیه با ریزکواالکترونی انتخاب گردیدند. تجزیه کانی‌های آمفیبول و فلدسپات در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران- بخش کانی‌شناسی انجام شد.

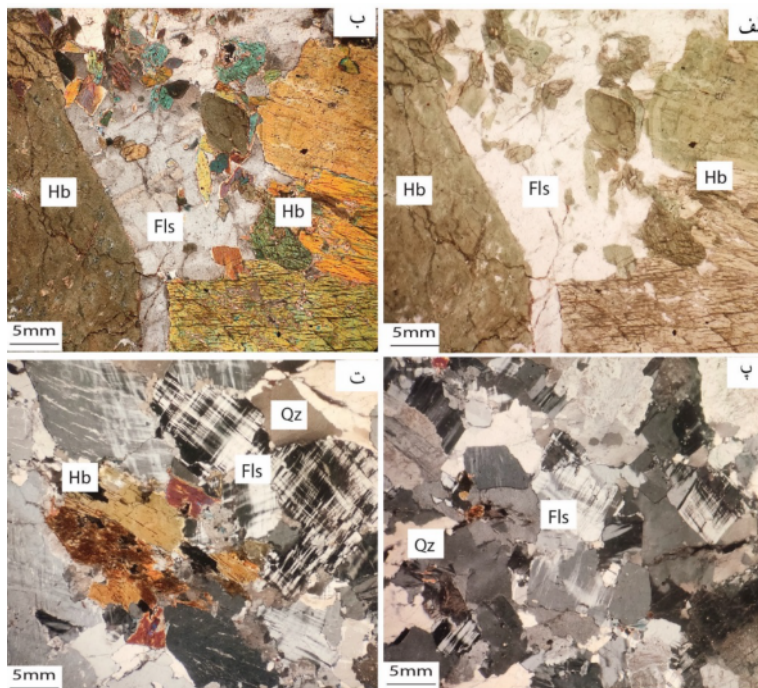
### بحث و بررسی

#### فلدسپات

فرمول ساختاری فلدسپات بر اساس ۸ اکسیژن و ۵ کاتیون محاسبه می‌شود که نتیجه تجزیه آن در جدول ۱ ارائه شده است. فلدسپات‌های سنگ‌های آپینیتی حدواسط با اعضای پایانی اورتوکلاز ۹۲/۸۷-۹۵/۳۸ درصد و فلدسپات‌های سنگ-های اسیدی با اعضای پایانی اورتوکلاز ۹۱/۸۸-۹۶/۵۷ درصد مشخص شده است. براساس نمودار مثلثی Ab-Or-An،

فلدسپات‌ها در سنگ‌های آپینیتی حدواسط و گرانیتی از نظر ترکیب شیمیایی شبیه هستند.

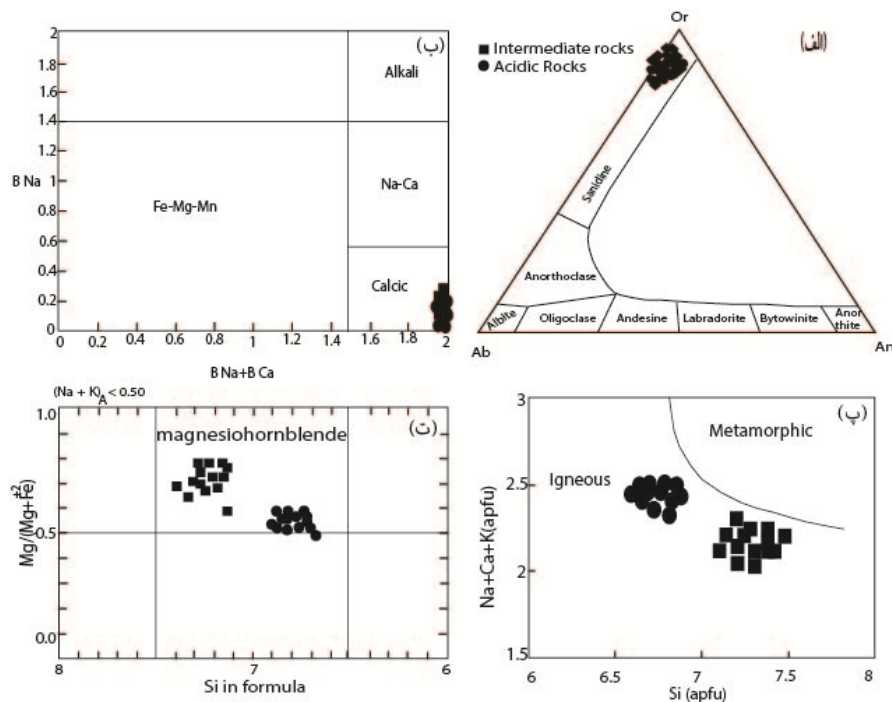
ترکیب شیمیایی فلدسپات‌ها پتاسیمی بوده و در گستره فلدسپات پتاسیمی (اورتوکلاز) واقع است (شکل ۴ الف).



شکل ۳ تصاویر سنگ‌نگاری از سنگ‌های آپینیتی و گرانیتی نقده، (الف) هورنبلند درشت و هورنبلند ریزدانه بصورت میانبار در فلدسپات (نور قطبیده صفحه‌ای، PPL) و (ب) هورنبلند درشت و هورنبلند ریز دانه بصورت میانبار در فلدسپات (نور قطبیده متقاطع، XPL)، (پ) فلدسپات میکروکلین و کوارتز در سنگ گرانیتی، (ت) هورنبلند در سنگ گرانیتی.

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای فلدسپات‌های موجود در سنگ‌های آپینیتی حدواسط و گرانیت منطقه نقده. محاسبه ترکیب‌ها بر پایه ۸ اکسیژن و کاتیون انجام شده است. سنگ‌های حدواسط با حروف اختصاری IN و سنگ‌های اسیدی با حرف اختصاری A نشان داده شده‌اند.

نمونه	SiO <sub>2</sub> (Wt%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	مجموع	Si(apfu)	Al	Fe <sup>2+</sup>	Ca	Na	K	Ab	An	Or
IN۱-۱	۶۴.۸۰	۱۷.۲۳	۰.۲۰	۰.۰۰	۰.۶۰	۱۶.۲۴	۹۹.۳۰	۳.۰۲	۰.۹۶	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۹۷	۵.۳۲	۰.۰۰	۹۴.۶۸
IN۲-۱	۶۴.۴۱	۱۷.۶۸	۰.۰۸	۰.۰۰	۰.۶۷	۱۶.۷۹	۹۹.۷۱	۳.۰۰	۰.۹۷	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۶	۱.۰۰	۵.۷۲	۰.۰۰	۹۴.۲۸
IN۳-۱	۶۴.۸۹	۱۷.۵۶	۰.۱۷	۰.۰۰	۰.۷۴	۱۵.۷۲	۹۹.۰۸	۳.۰۲	۰.۹۶	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۹۳	۶.۶۸	۰.۰۰	۹۳.۳۲
IN۴-۱	۶۴.۴۵	۱۷.۰۰	۰.۱۳	۰.۰۰	۰.۷۱	۱۶.۵۴	۹۸.۸۳	۳.۰۳	۰.۹۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۹۹	۶.۱۲	۰.۰۰	۹۳.۸۸
IN۵-۱	۶۴.۹۳	۱۷.۵۰	۰.۱۲	۰.۰۰	۰.۸۰	۱۵.۸۴	۹۹.۳۲	۳.۰۲	۰.۹۶	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۹۴	۷.۱۳	۰.۰۰	۹۲.۸۷
IN۶-۱	۶۵.۱۰	۱۷.۷۶	۰.۱۰	۰.۰۰	۰.۷۲	۱۶.۸۲	۱۰۰.۹۳	۳.۰۱	۰.۹۷	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۹۹	۶.۱۱	۰.۰۰	۹۳.۸۹
IN۷-۱	۶۴.۴۳	۱۷.۵۵	۰.۱۶	۰.۰۰	۰.۶۶	۱۶.۵۳	۹۹.۳۴	۳.۰۱	۰.۹۷	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۹۹	۵.۷۲	۰.۰۰	۹۴.۲۸
IN۸-۱	۶۴.۵۰	۱۷.۷۶	۰.۲۹	۰.۰۰	۰.۵۵	۱۷.۲۵	۱۰۰.۳۶	۳.۰۰	۰.۹۷	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۵	۱.۰۲	۴.۶۲	۰.۰۰	۹۵.۳۸
IN۹-۱	۶۴.۲۷	۱۹.۳۹	۰.۱۷	۰.۰۰	۰.۷۵	۱۵.۲۵	۱۰۰.۰۰	۲.۹۶	۱.۰۵	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۹۰	۶.۹۵	۰.۰۰	۹۲.۰۵
IN۱۰-۱	۶۳.۳۱	۱۸.۵۶	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۶۴	۱۶.۴۱	۹۹.۲۹	۲.۹۷	۱.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۹۸	۵.۶۰	۰.۰۰	۹۴.۴۰
A۱-۱	۶۴.۴۹	۱۷.۶۶	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۳۹	۱۶.۷۰	۹۹.۳۵	۳.۰۱	۰.۹۷	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۴	۱.۰۰	۳.۴۳	۰.۰۰	۹۶.۵۷
A۲-۱	۶۴.۲۷	۱۸.۹۶	۰.۴۳	۰.۰۰	۰.۷۷	۱۶.۲۱	۱۰۰.۸۶	۲.۹۶	۱.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۹۵	۶.۷۳	۰.۰۰	۹۳.۲۷
A۳-۱	۶۳.۷۱	۱۷.۸۰	۰.۲۰	۰.۰۰	۰.۶۵	۱۶.۴۸	۹۸.۹۱	۲.۹۹	۰.۹۹	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۹۹	۵.۶۶	۰.۰۰	۹۴.۳۴
A۴-۱	۶۴.۳۴	۱۹.۱۷	۰.۱۵	۰.۰۰	۰.۵۸	۱۶.۳۰	۱۰۰.۵۴	۲.۹۶	۱.۰۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۹۶	۵.۱۳	۰.۰۰	۹۴.۸۷
A۵-۱	۶۶.۱۸	۲۰.۸۲	۰.۰۶	۰.۰۱	۰.۸۸	۱۶.۱۱	۹۹.۶۶	۲.۹۲	۱.۰۸	۰.۰۱	۰.۰۸	۰.۹۳	۰.۰۱	۷.۵۱	۰.۶۰	۹۱.۸۸
A۶-۱	۶۳.۴۵	۱۸.۳۵	۰.۱۳	۰.۰۰	۰.۵۱	۱۷.۰۳	۹۹.۴۷	۲.۹۷	۱.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۵	۱.۰۲	۴.۳۵	۰.۰۰	۹۵.۶۵
A۷-۱	۶۴.۶۱	۱۷.۸۷	۰.۲۳	۰.۰۰	۰.۷۳	۱۶.۳۰	۹۹.۷۴	۳.۰۰	۰.۹۸	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۹۷	۶.۳۷	۰.۰۰	۹۳.۶۳
A۸-۱	۶۳.۹۸	۱۸.۲۷	۰.۱۵	۰.۰۰	۰.۷۲	۱۶.۶۵	۹۹.۷۷	۲.۹۸	۱.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۹۹	۶.۱۷	۰.۰۰	۹۳.۸۳
A۹-۱	۶۴.۵۸	۱۸.۱۸	۰.۱۳	۰.۰۰	۰.۵۸	۱۶.۶۰	۱۰۰.۲۲	۲.۹۹	۰.۹۹	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۹۸	۵.۰۴	۰.۰۰	۹۴.۹۶
A۱۰-۱	۶۴.۵۷	۱۸.۲۶	۰.۱۰	۰.۰۲	۰.۷۴	۱۵.۷۲	۹۹.۵۱	۳.۰۰	۱.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۹۳	۶.۶۷	۰.۱۰	۹۳.۲۳
A۱۱-۱	۶۴.۰۰	۱۸.۹۸	۰.۱۴	۰.۰۴	۰.۸۶	۱۵.۵۹	۹۹.۶۵	۲.۹۷	۱.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۸	۰.۹۲	۷.۷۲	۰.۲۰	۹۲.۰۸



شکل ۴ (الف) رده‌بندی فلدسپات‌های موجود در سنگ‌های حدواسط- اسیدی آپنیت نقده. (ب) رده‌بندی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های حدواسط- اسیدی نقده بر اساس ترکیب شیمیایی آن‌ها [۴۵]. (پ) جداسازی آمفیبول‌های برآمده از فرایندهای آذرین و دگرگونی بروش شاری [۴۶]. (ت) ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های مورد بررسی بر اساس نمودار عدد منیزیم نسبت به Si [۴۷].

### آمفیبول

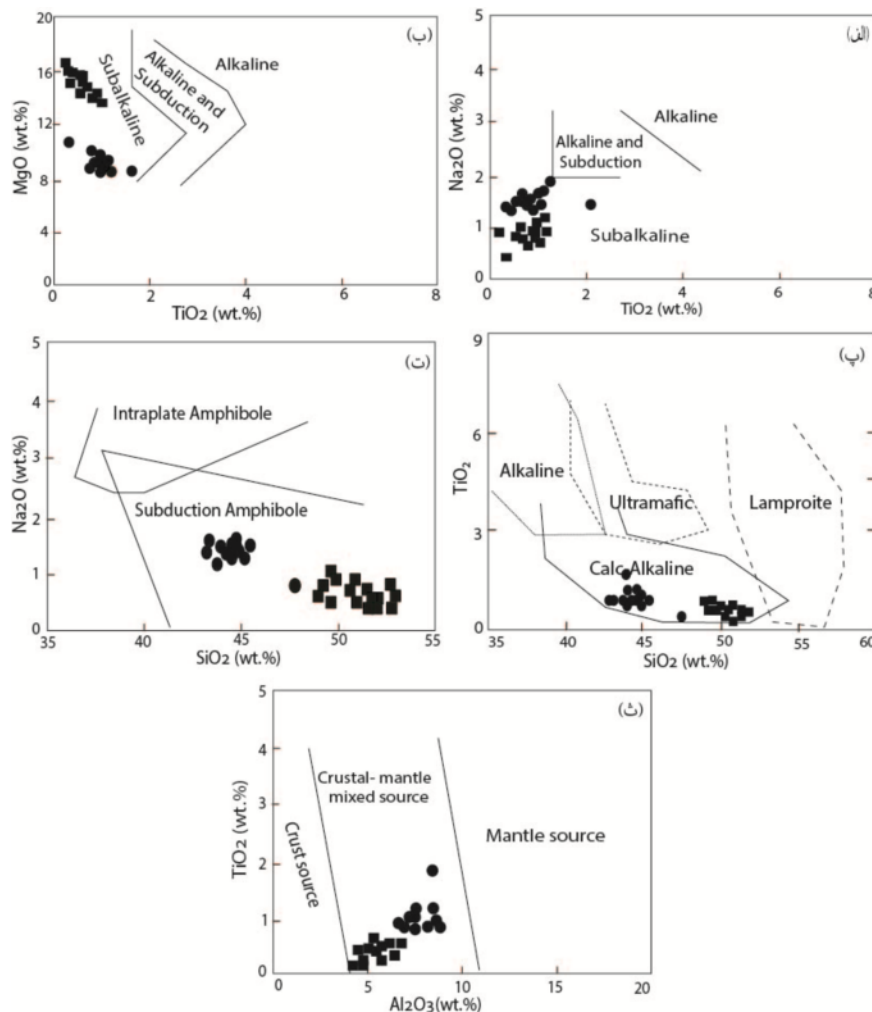
آمفیبول‌ها کانی اصلی و غالب سنگ‌های آپنیتی حدواسط هستند. فرمول ساختاری آن‌ها بر پایه ی ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون در جایگاه‌های چاروجهی و هشت‌وجهی در جدول ۲ ارائه شده است. مقدار  $SiO_2$  آمفیبول در سنگ‌های آپنیتی حدواسط ۵۱٫۸۶-۴۹٫۵۸ درصد و در سنگ‌های اسیدی ۴۵٫۳۵-۴۳٫۷۸ درصد است. مقدار  $Na_2O$  در همه آمفیبول‌ها در گستره ۱٫۵۷-۰٫۵۲ درصد وزنی است (جدول ۲). آمفیبول‌ها بر اساس رده‌بندی ارائه شده توسط لیک و همکاران [۴۵] از نوع کلسیمی هستند. (شکل ۴ ب). کلسیمی بودن آمفیبول‌ها نشان‌دهنده آذرین بودن خاستگاه این سنگ‌هاست [۴۹، ۴۸]. در نمودار جداسازی خاستگاه آمفیبول‌ها از نظر آذرین و دگرگونی به روش شاری [۴۶]، همه آمفیبول‌ها در گستره آذرین واقع هستند (شکل ۴ پ). ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های مورد بررسی بر اساس نمودار عدد منیزیم نسبت به Si [۴۷]، منیزیهورنبلند است (شکل ۴ ت). از این رو می‌توان گفت که آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آپنیتی حدواسط و گرانیتی از نظر ترکیب شیمیایی شبیه هستند.

زمین ساخت و خاستگاه آپنیت‌های نقده بر اساس ترکیب آمفیبول در نمودار  $Na_2O$  و  $MgO$  نسبت به  $TiO_2$  [۵۰]، همه آمفیبول‌های آپنیتی و گرانیتی نقده ماهیت شبه قلیایی نشان می‌دهند (شکل‌های ۵ الف و ب). براساس طبق نمودار  $SiO_2$  نسبت به  $TiO_2$  [۵۱]، آمفیبول‌ها ماهیت ماگمایی آهکی قلیایی دارند (شکل ۵ پ).

در نمودار  $Na_2O$  نسبت به  $SiO_2$  [۵۲]، همه آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آپنیتی و گرانیتی نقده محیط زمین-ساختی فرورانشی نشان می‌دهند (شکل ۵ ت). عدد منیزیم آمفیبول عامل مهمی در تعیین محیط زمین‌ساختاری است و عدد منیزیم بیش از ۰٫۷ در ارتباط با خاستگاه گوشته‌ای و کمتر از ۰٫۵ مربوط به خاستگاه پوسته‌ای است و بین این دو عدد را مربوط به خاستگاه گوشته‌ای آغشته با ترکیب‌های پوسته‌ای در نظر می‌گیرند [۵۲]. عدد منیزیم آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آپنیتی حدواسط ۰٫۸۳-۰٫۷۱ بوده که نشان دهنده خاستگاه گوشته‌ای برای این سنگ‌هاست. عدد منیزیم آمفیبول‌های موجود در سنگ گرانیتی ۰٫۵۶-۰٫۴۶ است که می‌تواند نشان‌دهنده خاستگاه گوشته‌ای آغشته با ترکیب‌های پوسته‌ای باشد.







شکل ۵ (الف) نمودار MgO نسبت به  $TiO_2$  [۵۰] که براساس آن، همه آمفیبول‌ها ماهیت شبه قلیایی دارند. (ب) نمودار  $Na_2O$  نسبت به  $TiO_2$  [۵۰] که بر پایه آمفیبول‌ها ماهیت شبه قلیایی دارند. (پ) نمودار  $SiO_2$  نسبت به  $TiO_2$  [۵۱] که براساس آن آمفیبول‌ها ماهیت ماگمایی آهکی قلیایی دارند. (ت) نمودار  $Na_2O$  نسبت به  $SiO_2$  [۵۲] که بر پایه آن همه آمفیبول‌ها محیط زمینی ساختی فرورانشی دارند. (ث) نمودار  $Al_2O_3$  نسبت به  $TiO_2$  [۵۳] که با توجه به آن، آمفیبول‌ها خاستگاه گوشته‌ای آغشته با ترکیب‌های پوسته‌ای دارند.

آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آپینیتهی حدواسط-گرانیتی نرده کمتر از ۱/۵ است که می‌توان گفت که شرایط تشکیل آمفیبول، فشار کمتر از ۵ کیلو بار و محیط ساختاری تشکیل آن قوس قاره‌ای است.

#### دما و فشارسنجی با استفاده از کانی آمفیبول

آمفیبول در گستره دمایی ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱ تا ۲۳ کیلو بار پایدار است [۵۳]. مقدار آلومینیوم آمفیبول تابعی از غلظت آلومینیوم خاستگاه ماگما نبوده و تابع فشار طی تشکیل این کانی است. برای محاسبه فشار تبلور آمفیبول براساس مقادیر  $Al^{IV}$  و  $Al^I$  موجود در آمفیبول‌ها، روش‌های مختلفی ارائه شده است [۵۴-۵۶]، برای نمونه

برای تعیین خاستگاه ماگما از نمودار  $Al_2O_3$  نسبت به  $TiO_2$  [۵۳]، استفاده شد که بر این اساس، آمفیبول‌ها از خاستگاه گوشته‌ای آغشته شده با ترکیب‌های پوسته‌ای تشکیل شده‌اند (شکل ۵ ث).

مقدار  $Al^{IV}$  برابر با ۱/۵ را می‌توان مرز جدایش محیط زمین‌ساختی تشکیل آمفیبول‌ها در نظر گرفت، بطوریکه مقدار بیش از ۱/۵ نشان دهنده آمفیبول‌های فشار بالا (حدود ۱۰ کیلو بار) است که در محیط جزایر قوسی شکل گرفته‌اند و مقادیر کمتر از ۱/۵ مربوط به محیط ساختاری قوس قاره‌ای و فشار کمتر از ۵ کیلو بار است [۵۴]. مقدار  $Al^{IV}$  آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آپینیتهی حدواسط نرده ۰/۵۰-۱/۱۳ و برای سنگ‌های گرانیتی نرده ۰/۳۷-۰/۸۳ است. مقادیر  $Al^{IV}$

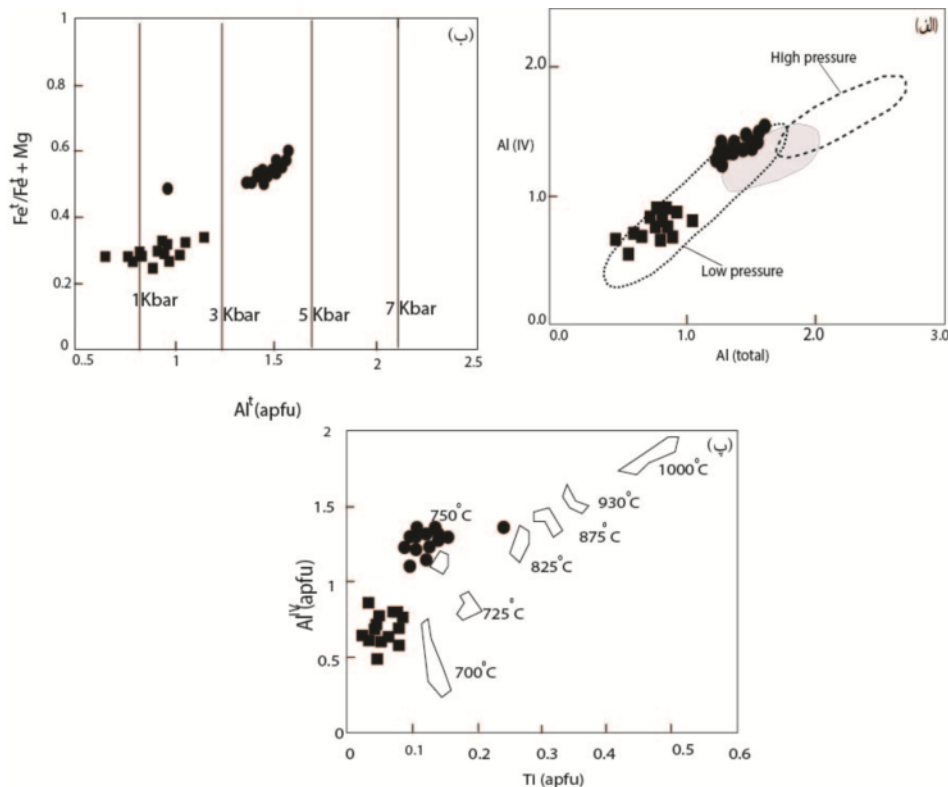
گستره دمایی  $750^{\circ}\text{C}$  واقع هستند (شکل ۶ پ). از بررسی دما-فشار تشکیل آمفیبول‌ها، می‌توان گفت که دو گروه شرایط دما-فشار در محل تشکیل توده‌های آپینیتی - گرانیتی نقده وجود داشته است؛ شرایط دما و فشار تشکیل آمفیبول سنگ‌های آپینیتی حدواسط ۳-۱ کیلو بار و  $700^{\circ}\text{C}$  درجه سانتیگراد و نشاندهنده شرایط مناطق کم عمق پوسته‌ای و برای سنگ‌های گرانیتی ۵-۳ کیلو بار و  $750^{\circ}\text{C}$  درجه سانتیگراد و نشاندهنده مناطق عمیق پوسته‌ای است. براساس شیب فشار و عمق در محیط ساختاری فرورانش وابسته به قوس قاره‌ای، فشار ۱ تا ۴ کیلو بار در اعماق ۲ تا ۱۶ کیلومتری حاکم است. بر اساس رابطه  $1\text{ kbar}=3.7\text{ km}$  برای پوسته قاره‌ای [۶۰]، می‌توان گفت که آمفیبول موجود در سنگ‌های آپینیتی حدواسط در اعماق ۱۱-۳٫۷ کیلومتری و آمفیبول موجود در سنگ‌های گرانیتی در اعماق ۱۱٫۵-۱۱ کیلومتری متبلور شده است.

براساس رابطه اشمیت [۵۵]، فشار تبلور آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آپینیتی و گرانیتی نقده  $4.19 \pm 0.6$  - ۱٫۵ کیلو بار است:

$$P (\pm 0.6\text{Kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{Al}^{\text{I}} \quad r_2 = 0.99$$

برای محاسبه فشار تبلور آمفیبول‌ها از نمودار  $\text{Al}^{\text{IV}}$  نسبت به  $\text{Al}^{\text{I}}$  [۵۷] استفاده شد که بر این اساس، همه نمونه‌ها در گستره فشار پایین واقع هستند (شکل ۶ الف). برپایه نمودار  $\text{Al}^{\text{I}}$  نسبت به  $\text{Fe}^{\text{I}}$  [۵۸]، همه نمونه‌ها در گستره فشار کمتر از ۵ کیلو بار قرار دارند و آمفیبول سنگ‌های آپینیتی حدواسط در گستره فشار ۳-۱ کیلو بار و آمفیبول سنگ‌های گرانیتی در گستره فشار ۵-۳ کیلو بار واقع هستند (شکل ۶ ب).

از نمودار  $\text{Al}^{\text{IV}}$  نسبت به  $\text{Ti}$  [۵۹] برای تعیین شرایط دمایی تبلور آمفیبول استفاده شد. در این نمودار، آمفیبول سنگ‌های آپینیتی حدواسط نزدیک به گستره دمایی  $700^{\circ}\text{C}$  درجه سانتی گراد و آمفیبول سنگ‌های گرانیتی نزدیک به



شکل ۶ الف) نمودار  $\text{Al}^{\text{IV}}$  نسبت به  $\text{Al}^{\text{I}}$  [۵۷] که براساس آن، همه نمونه‌های آپینیتی در گستره فشار پایین واقع هستند. ب) نمودار  $\text{Al}^{\text{I}}$  نسبت به  $\text{Fe}^{\text{I}}$  [۵۸] که بر پایه آن، همه نمونه‌های آپینیتی در گستره فشار کمتر از ۵ کیلو بار قرار دارند. پ) نمودار  $\text{Al}^{\text{IV}}$  نسبت به  $\text{Ti}$  [۵۹] که با توجه به آن، همه نمونه‌های آپینیتی در گستره دمایی پایین تر از  $750^{\circ}\text{C}$  درجه سانتی گراد واقع هستند.

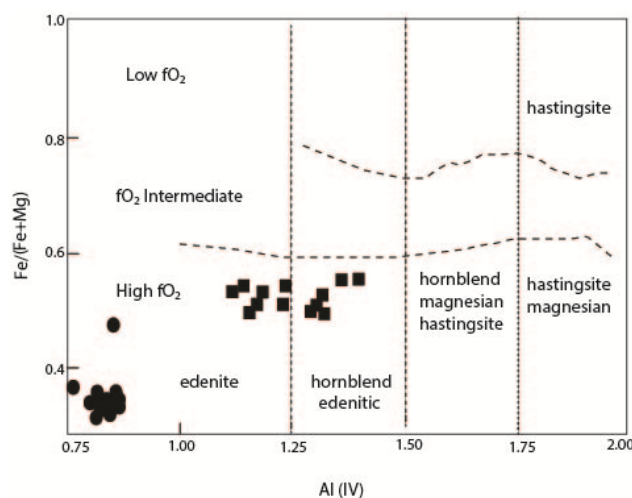
## تعیین گریزندگی اکسیژن

گریزندگی اکسیژن از جمله عوامل اثر گذار بر مجموعه کانی‌های سنگ است. گریزندگی اکسیژن در شرایطی که مقدار آلومینیوم در ساختار چاروجهی بیش از ۰٫۷۵ و مقدار آهن کل بیش از ۰٫۳ باشد قابل محاسبه است. بر اساس مقدار عدد آهن  $Fe^I/(Fe^I+Mg)$ ، گریزندگی اکسیژن در سه گروه رده‌بندی می‌شود، بطوریکه عدد آهن بیش از ۱ برای گریزندگی اکسیژن پایین است؛ گریزندگی اکسیژن متوسط مربوط به عدد آهن ۰٫۶ تا ۰٫۸ و گریزندگی اکسیژن بالا برای عدد آهن صفر تا ۰٫۶ است. گریزندگی اکسیژن بالا در زمان تبلور آمفیبول سبب قرارگیری ترجیحی آهن در شبکه هورنبلند و جانشینی آن بجای آلومینیوم و در نتیجه موجب کاهش آلومینیوم هورنبلند می‌شود. بر اساس  $Al^{IV}$  نسبت به  $[58] Fe^I/(Fe^I+Mg)$ ، همه نمونه‌ها در گستره گریزندگی اکسیژن بالا واقع هستند و سنگ‌های آپینیتی در شرایط گریزندگی اکسیژن بیشتری نسبت به سنگ‌های گرانیتی تشکیل شده‌اند (شکل ۷).

## برداشت

بررسی شیمی کانی آمفیبول و کانی فلدسپات سنگ‌های آپینیتی حدواسط-گرانیتی در جنوب غرب نقده نشان داده است که از نظر ترکیب کانی شناسی هر دو گروه سنگ دارای کانی‌های مشابه هستند؛ در هر دو گروه، آمفیبول با ترکیب منیزیهورنبلند و فلدسپات با ترکیب اورتوکلاز وجود دارد. در هر دو گروه، ماگما ویژگی آهکی قلیایی دارد و وابسته به محیط زمین ساختی قوس قاره‌ای است. خاستگاه هر دو گروه ماگما

گوشته‌ای آغشته با رسوب‌های پوسته‌ای است. از بررسی شرایط دم-فشار تبلور هورنبلند مشخص شد که نمونه‌های آپینیتی حدواسط در فشار ۳-۱ کیلوپار (عمق کمتر از ۱۱ کیلومتر) و توده گرانیتی در فشار ۵-۳ کیلوپار (عمق بیش از ۱۱ کیلومتر) تشکیل شده‌اند. براساس سن‌سنجی U-Pb زیرکن [۳۹]، سنگ‌های آپینیتی (۱۰۰ میلیون سال) و گرانیتی (۴۱ میلیون سال) هم سن نیستند. اختلاف عمق تبلور و اختلاف سن سنگ‌ها، می‌توان گفت که سنگ‌های گرانیتی نمی‌توانند از جدایش سنگ‌های آپینیتی ناشی شده باشد و هر یک خاستگاه مجزا دارند، بطوریکه احتمال می‌رود که با شکستن سنگ کره فرورانشی نفوتتیس و گسل خوردگی سنگ کره بالایی، فلوئیدها بطور گسترده به گوشته زیر سنگ کره‌ای افزوده شده و با شروع ذوب، ماگمای آپینیتی آهکی قلیایی غنی از آب در مناطق کم عمق پوسته‌ای تشکیل شده و در محل گسل خوردگی‌ها جایگیری کرده باشد. تنها محیط قوس قاره‌ای با شکست فروانش می‌تواند تامین کننده آب در گوشته زیر سنگ کره‌ای و تشکیل ماگمای آپینیتی باشد. ماگماهای بازالتی آبدار و یا آپینیتی که نتوانسته‌اند از پوسته عبور کنند در زیر سنگ کره بدام افتاده و می‌توانند با تامین آب و گرما، باعث ذوب پوسته شده و ماگمای گرانیتی در محل قوس با ترکیب گوشته آغشته به رسوب‌های پوسته‌ای ایجاد کنند. نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd گرانیت [۳۹] تایید می‌کند که گرانیت‌های همراه توده‌های آپینیتی می‌توانند از ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته‌ای مافیک و با دخالت رسوب‌های پوسته‌ای تشکیل شده باشند.



شکل ۷ نمودار  $Al^{IV}$  نسبت به  $[58] Fe^I/(Fe^I+Mg)$  که براساس آن، نمونه‌های آپینیتی در گستره گریزندگی اکسیژن بالا واقع هستند.

## قدردانی

از داوران مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران که با راهنمایی- های خود که باعث ارتقای سطح علمی مقاله شده‌اند کمال تشکر را دارم.

## مراجع

- [10] Miyashiro A., "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins", American Journal of Science. 274 (1974) 321-355.
- [11] Pearce J.A., "A user's guide to basaltic discrimination diagrams, in Wyman, D.A., ed., Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration", Geological Association of Canada Short Course Notes. 12 (1996) 79-113.
- [12] Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B., "Petrogenesis of high Ba-Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland", Journal of the Geological Society. 158 (2001) 521-553.
- [13] Atherton M.P., Ghani A.A., "Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal", Ireland. Lithos. 62 (2002) 65-85.
- [14] Castro A., Corretge L.G., De la Rosa J.D., Fernandez C., Lopez S., Garcia-Moreno O., Chacon H., "The appinite-migmatite complex of Sanabria, NW Iberian massif, Spain", Journal of Petrology. 44 (2003) 1309-1344.
- [15] Neuendorf K.K.E., Mehl Jr., J.P., Jackson J.A. (Eds.) "Glossary of Geology", 5th ed. American Geological Institute, (2005).10.1017/S0016756807004141.
- [16] Morphy J.B., "Appinite suites: A record of the role of water in the genesis, transport, emplacement and crystallization of magma", Earth-Science Reviews. 119 (2013) 35-59.
- [17] Yoder H.S., Tilley C.E., "Origin of basaltic magma: an experimental study of natural and synthetic rock systems", Journal of Petrology. 3 (1962) 342-532.
- [18] Moore G., Carmichael I.S.E., "The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth", Contributions to Mineralogy and Petrology. 130 (1998) 304-319.
- [19] Müntener O., Kelemen P.B., Grove T.L., "The role of H<sub>2</sub>O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study", Contributions to Mineralogy and Petrology. 141 (2001) 643-658.
- [20] Pitcher W.S., "The Nature and Origin of Granite, 2nd ed. Chapman and Hall, London", (1997) 395.
- [21] Hamidullah S., "Petrography and mineral chemistry as indicators of variations of crystallization conditions in the Loch Lomond and
- [1] Zhao S.W., Yang C., Lai S.C., Pei X.Z., Li Z.C., and Zhu R.Z., "Multistage Fractional Crystallization in the Continental Arc Magmatic System: Constraints from the Appinites in Tengchong Block, Southeastern Extension of Tibet", GeoScienceWorld, (2021) 18. <https://doi.org/10.2113/2021/3367816>.
- [2] Atherton M.P., and Ghani A.A. "Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite yncollisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland", Lithos. 62 (2002), 65-85.
- [3] Ye H.M., Li X.H., Li Z.X. and Zhang C.L., "Age and origin of high Ba-Sr appinite-granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau: Implications for early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt", Gondwana Research 13(2008), 126-138.
- [4] Zhang X.H., Xue F.H., Yuan L.L., Ma Y.G. and Wilde S.A., "Late Permian appinite-granite complex from northwestern Liaoning, North China Craton: Petrogenesis and tectonic implications", Lithos 155 (2012), 201-217.
- [5] Murphy J.B. and Hynes A.J., Tectonic control on the origin and orientation of igneous layering: an example from the Greendale Complex., Nova Scotia", Geology 18(1990), 403-406.
- [6] Murphy J.B., Appinite suites: "A record of the role of water in the genesis, transport, mplacement and crystallization of magma", Earth Science Reviews, 119 (2013), 35-59.
- [7] Huang F., Zhang Z., Xu J., Li X., Zeng Y., Wang B., Li X., Xu R., Fan Z., Tian Y., "Fluid flux in the lithosphere beneath southern Tibet during Neo-Tethyan slab breakoff: Evidence from an appinite-granite suite", LITHOS, (2019). <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.07.004>
- [8] Bailey E.B., Maufe H.B., "The geology of Ben Nevis and Glen Coe and the surrounding country Memoirs", Geological Society of Scotland. 53 (1916) 1-247.
- [9] Murphy J.B., "Appinite suites and their genetic relationship to coeval voluminous granitoid batholiths", International Geology Review, (2019) doi: 10.1080/00206814.2019.1630859.

- Grandjacquet C., Sbotshikov I.M., Geysant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., Boulin J., Sibuet J.C., Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P., and Biju-Duval B., "Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the LIAS", *Tectonophysics*, 123 (1986) 241-315.
- [33] Mazhari S.A., Bea F., Amini S., Ghalamghash J., Molina J.F., Montero P., Scarrow J.H., and Williams I.S., "The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogen", *Journal of Geological Society*, 166(2015), 53-69.
- [34] Zhang Z., Xiao W., Ji W., Majidifard M.R., Rezaeian M., Talebian M., Xiang Z., Chen L., Wan B., Ao S., and Esmaeili R., "Geochemistry, zircon U-Pb and Hf isotope for granitoids, NW Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for Mesozoic-Cenozoic episodic magmatism during Neo-Tethyan lithospheric subduction", *Gondwana Research*. 19 (2018) 1-18.
- [35] Sepahi G., "A Petrology of Alvand pluton assemblage, Ph.D. thesis", Tarbiat Moallem University. (in Persian), (1999) 302.
- [36] Ahmadi Kh., Esmaeily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H., "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone", *Western Iran. Journal Asian Earth Science*. 29 (2007) 859-877.
- [37] Ghalamghash J., Nédélec A., Bellon H., Vousoughi Abedini M., Bouchez J.L., "The Urumieh plutonic complex (MW Iran): A record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times—Part I: Petrogenesis and K/Ar dating", *Journal Asian Earth Science*. 35 (2009) 401-415.
- [38] Azizi H., Hadad S., Stern R.J. and Asahara Y., "Age, geochemistry, and emplacement of the ~40-Ma Baneh granite-appinite complex in a transpressional tectonic regime, Zagros suture zone northwest Iran", *International Geology Review*, 2018, DOI: 10.1080/00206814.2017.1422394.
- [39] Mazhari S.A., Amini S., Ghalamghash J. and Bea F., "Petrogenesis of granitic unit of Naqadeh complex, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran", *Arabian Journal Geoscience*. 4 (2011) 59-67.
- [40] Stöcklin J., "Structures history and tectonic of Iran: A review", *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 52 (1968) 1229-1258.
- Appin appinite suites, western Scotland*", *Sciencedirect*. 118 (2007) 101-115.
- [22] Hall A., "The chemistry of appinitic rocks associated with the Ardara Pluton, Donegal, Ireland", *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 16(1967) 156-171.
- [23] French W.J., "Geochemistry of the appinite suite", *Geological Society, London, Special Publication*. 8 (1979) 699-704.
- [24] Pitcher W.S., Berger A.R., "The Appinite suite: basic rocks genetically associated with granite. *The Geology of Donegal. A Study of Granite Emplacement and Unroofing, Regional Geology Series*", John Wiley and Sons Ltd, Chichester, Sussex. (1972) 143-168.
- [25] Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F. and Greenwood, P.B., "Petrogenesis of high Ba-Sr granites the Rogart pluton, Sutherland", *Journal of the Geological Society*. 158 (2001) 521-534.
- [26] Fowler M.B., Kocks H., Darbyshire D.P.F., "Greenwood P.B., Petrogenesis of high Ba-Sr plutons from the Northern Highlands Terrane of the British Caledonian Province", *Lithos*. 105 (2008) 129-148.
- [27] Collins W.J., Huang H., and Jiang X., "Water-fluxed crustal melting produces Cordilleran batholiths", *Geology*. 44 (2016) 143-146.
- [28] Huang F., Xu J.F., Zeng Y.C., Chen J.L., Wang B.D., Yu H.X., Chen L., Huang W.L. and Tan R.Y., "Slab Breakoff of the Neo-Tethys Ocean in the Lhasa Terrane Inferred from Contemporaneous Melting of the Mantle and Crust", *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 18 (2017) 4074-4095.
- [29] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., and Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", *Geological Magazine*, 148 (2011) 692-725.
- [30] Agard P., Omrani J., Jolivet L., and Mouthereau F., "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation", *International Journal of Earth Sciences*, 94 (2005) 401-419.
- [31] Rolland Y., "Caucasus collisional history: review of data from East Anatolia to West Iran", *Gondwana Research*. 49 (2017) 130-146.
- [32] Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Kazmin V.G., Le Pichon X., Knipper A.L.,

- alkaline mafic magma-peraluminous crustal melt hybrid appinites of the Central Iberian Variscan continental collision*", Lithos. 110 (2009) 50-54.
- [51] Coltorti M., Bondaiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S. Y., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", Lithos. 99 (2007) 68-84.
- [52] Zhang S.H., Zhao Y. and Song B., "Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block", Mineralogy and Petrology. 87 (2006) 123-141.
- [53] Blundy J.D., Holland T.J., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology. 104 (1990) 208-224.
- [54] Jiang C., An S., "On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance", Journal of Mineralogy and Petrology. 3 (1984) 1-9.
- [55] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer", Contributions to Mineralogy and Petrology. 110 (1992) 304-10.
- [56] Helz R.T., "Phase relations of basalts in their melting ranges at P H<sub>2</sub>O=5 kb. Part II. Melt compositions", Journal of Petrology. 17 (1976) 139-193.
- [57] Hammarstron J.M., Zen E., "Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer", American Mineralogy. 71 (1986) 1297-1313.
- [58] Anderson J.L., Smith DR., "The effects of temperature and fO<sub>2</sub> on the Al-in-hornblende barometer", American Mineralogist. 80 (1995) 549-559.
- [59] Helz R.T., "Phase relations of basalts in their melting range at PH<sub>2</sub>O= 5 kb as a function of oxygen fugacity: part I. Mafic phases", Journal of Petrology. 14 (1973) 249-302.
- [60] Tulloch A.J., Challis G.A., "Emplacement depths of Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-Al geobarometry", New Zealand Journal of Geology and Geophysics. 43 (2000) 555-567.
- [41] Hajialioghli R., & Moazzen M., "Supra-subduction and mid-ocean ridge peridotites from the Piranshahr area, NW Iran", Journal of Geodynamics. 18 (2014) 41-55.
- [42] Khodabandeh, A.A., "Explanatory text of Naghadeh, Geological quadrangle map, 1:100000", Geological survey of Iran. (2004), Tehran (in Persian).
- [43] Mohajjel M., Rasouli A., "Structural evidence for superposition of transtension on transpression in the Zagros collision zone: Main Recent Fault, Piranshahr area, NW Iran", Journal of Structural Geology. 62 (2014) 65-79.
- [44] Yazdani M., Study of field occurrence and petrology of igneous rocks related to ophiolite complex in Northwest Piranshahr-NW Iran", University of Tabriz, PhD Thesis, (2014), (in Persian).
- [45] Leak B.E.; Wooley 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., "Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names", Can. Mineral. 35 (1997) 219-233.
- [46] Sial A.N., Ferreira V.P., Fallick A.E., Cruz M.J.M., "Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province, northeastern Brazil", Journal of South American Earth Sciences. 1 (1998) 457-471.
- [47] Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., "Nomenclature of the amphibole supergroup", American Mineralogist. 97 (2012) 2031-2048.
- [48] Agemar T., Wörner G., Heumann A., "Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water?", Contributions to Mineralogy and Petrology. 136 (1999) 331-344.
- [49] Chivas A.R., "Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization", Contributions to Mineralogy and Petrology. 78 (1982) 389-403.
- [50] Scarrow J.H., Molina J.F., Bea F., Montero P., "Within-plate calc-alkaline rocks: insights from