علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

بررسی سنگشناختی، جایگاه زمینساختی و پتانسیل کانهزایی سنگهای بازیک شمال کمپلکس الوند با استفاده از شیمی کانیهای آمفیبول و پلاژیوکلاز

> عادل ساکی^{*}، میرمحمد میری، سکینه سلطانیمهر، محسن رضایی دانشگاه شهید چمران اهواز، دانشکدهٔ علوم زمین، گروه زمینشناسی دریافت ۹۹/۰۴/۱۰ پذیرش ۹۹/۱۲/۰۲

چکیدہ

مجموعه آذرین الوند (جنوب غرب همدان) متشکل از تودههایی با ترکیب اسیدی تا حد واسط و بازیک است. این تودهها طی فازهای مختلف ماگماتیسم در دورهٔ ژوراسیک در توالی دگرگونی ناحیهای منطقه (فیلیتهای همدان) نفوذ کردهاند. در بخش شمالی این کمپلکس (منطقۀ چشمه قصابان) بیرونزدگیهایی از هورنبلندگابرو و الیوین گابرونوریت حضور دارند. الیوین گابرونوریتها از کانیهای الیوین، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و پلاژیوکلاز بههمراه مقداری آمفیبول تشکیل شدهاند. آپاتیت، مگنتیت، یتانومگنتیت، پیریت و کالکوپیریت نیز کانیهای فرعی آنها هستند. دگرسانیها شامل جانشینی الیوین و پیروکسن با بولینژیت، سرپانتین و کلریت هستند. تجزیهٔ شیمیایی ریزکاوندهٔ الکترونی نشان میدهد که آمفیبول های این سنگها از دو نوع پارگازیتی و منیزیوهورنبلند هستند. تعزیهٔ شیمیایی ریزکاوندهٔ الکترونی نشان میدهد که و نیز محاسبات دما- فشارسنجی بهروش هورنبلند- پلاژیوکلاز نشان میدهد که پارگازیتها در متوسط فشار و دمای ۱۱ کیلوبار و ۸۳۵ درجهٔ سانتیگراد، در یک محیط کششی و از ذوب گوشته متاسوماتیزه در نتیجه بالآمدگی گوشته شرایطی میتواند در یک محیط کافت (احتمالاً حوضهٔ پشت کمانی) فراهم شود. بررسی روند تغییرات غلظت F و ترین ترکیب پلاژیوکلازها نشان میدهد که روند تفریق ماگمای مولد این سنگها در راستای غنیشدگی ها از این عناصر ترکیب پلاژیوکلازها نشان میدهد که روند تفریق ماگمای مولد این سنگها در راستای غنیشده ی مان از این عناصر ترکیب پلاژیوکلازها نشان میدهد که روند تفریق ماگمای مولد این سنگها در راستای غنیشدگی مذاب از این عناصر ترکیب پلاژیوکلازها نشان میدهد که روند تفریق ماگمای مولد این سنگها در راستای غنیشدگی مانها از آین عناصر ترکیب پلاژیوکلاز شده است. بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و نیز روند کند سرد شدن ماگما ، منجر به تهیشدن ماگما از آهن طی تامر

واژههای کلیدی: الیوین گابرونوریت، آمفیبول گوشتهای، آمفیبول پوستهای، کانهزایی آهن، مجموعه الوند.

مقدمه

منطقهٔ چشمه قصابان در شمال مجموعه پلوتونیک الوند قرار دارد و شامل سنگهای بازیک، حدواسط و اسیدی است که طی ژوراسیک تا ابتدای کرتاسه به درون فیلیتهای همدان نفوذ کردهاند [۱]، [۲]، [۳]. سنگهای مافیک را میتوان در بخش شمالی (منطقه چشمه قصابان) و جنوبی (منطقه سرابی تویسرکان) مشاهده کرد (شکل ۱ ب). سنگهای مافیک چشمه قصابان برای اولین بار بهوسیلهٔ صادقیان [۴]، بررسی شد. شهبازی و همکاران [۱]، بهروش اورانیم-سرب موجود در زیرکنها، سن گابروهای منطقه چشمه قصابان را ۱۸۸±۱۶۹۸ میلیون سال تعیین کردهاند و تشکیل آنها را در ارتباط با فرورانش نئوتتیس در نظر گرفتهاند. یانگ و همکاران [۳]، بر اساس روش اورانیم-سرب سن گابروهای چشمه قصابان را ۱۴۷–۱۳۱۰میلیون سال تخمین زده و خاستگاه این سنگها را گوشته آستنوسفری میدانند.

*نویسنده مسئول: adel_saki@scu.ac.ir

قلمقاش و همکاران [۵]، تشکیل آنکلاوهای مافیک در مرز بین تودههای گرانیتی و گابرویی را نتیجه اختلاط مذابهای مافیک و فلسیک دانسته و منشأ گرانیتها را پوستهای و منشأ گابروها را گوشته بالایی میدانند. پژوهشهای انجام شده روی این توده صرفاً به تجزیهٔهای سنگ کل محدود است و ترکیب کانیهای آن کمتر بررسی شده است. ساکی و همکاران [۶]، با استفاده از ترکیب شیمیایی الیوین و پیروکسن، نحوهٔ تشکیل الیوین گابرونوریتهای چشمه قصابان را بررسی کردهاند. در این پژوهش، ترکیب شیمیایی کانیهای آمفیبول و پلاژیوکلاز بررسی و سعی شده است با استفاده از آن پتروژنز و شرایط جایگیری گابروهای منطقهٔ چشمه قصابان بررسی شود. همچنین، با توجه به قرارگیری منطقهٔ بررسی شده در کمربند آهنزایی غرب ایران و همجواری این توده با گابرودیوریت آلموقلاق (توده مولد کانسار آهن باباعلی)، پتانسیل کانهزایی این توده بررسی میشود.

زمینشناسی منطقه و مشاهدات صحرایی

مجموعهٔ آذرین الوند در بخش شمالی پهنه سنندج- سیرجان قرار دارد (شکل ۱ آ). این پهنه بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس محسوب می شود و با طولی بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر، با روند شمال غرب- جنوب شرق، از ترکیه تا دریای عمان در جنوب ایران امتداد یافته است [۷]، [۸]، [۹]. در پالئوزوییک بالایی بسیاری از بخشهای ایران مانند پهنه سنندج- سیرجان، ارومیه دختر، زاگرس و صفحهٔ عربستان بخشی از خشکی گندوانا بوده است [۱۰] و با باز شدن اقیانوس نئوتتیس در پرمین زیرین تا تریاس زیرین، این بخشها از گندوانا جدا شدهاند [۹]، [۱۱]. پژوهشگران، تشکیل سنگهای آذرین پهنه سنندج- سیرجان را در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی و بسته شدن آن در طول مزوزوئیک میدانند [۶]، [۷]، [۸]. این فرورانش در تریاس آغاز و تا کرتاسه ادامه داشته و در نهایت، بسته شدن نئوتتیس و برخورد صفحهٔ عربی و اوراسیا، تشکیل کمربند کوهزایی زاگرس را در ترشیری کامل کرده است [۷]، [۱۰]، [۱۲]. در نتیجه این فرورانش تودههای آذرین بسیاری در سنندج- سیرجان شکل گرفتهاند که از آن جمله می توان به باتولیت الوند، سامن، اراک و بروجرد اشاره کرد [۷]، [۸]، [۹]، [۱۰]. عزیزی و استرن [۱۱]، این پهنه را به سه بخش شمالی، مرکزی و جنوبی تقسیم کردهاند. بر اساس این تقسیمبندی منطقهٔ بررسی شده در بخش مرکزی قرار میگیرد. عزیزی و استرن [۱۱]، بر این عقیده هستند که سنگهای مافیک بخش مرکزی در نتیجه تشکیل یک کافت قارهای در طی ژوراسیک شکل گرفتهاند. مجموعه پلوتونیک الوند با وسعتی بالغ بر ۵۰۰ کیلومتر مربع در جنوب و جنوب غرب شهرستان همدان قرار گرفته است (شکل ۱ ب). این مجموعه از سنگهای آذرین اسیدی (شامل انواع گرانیتهای نوع I **،**S و A) بههمراه مقداری دیوریت و گابرو ساخته شده که طی ژوراسیک میانی تا کرتاسه آغازین به درون توالی سنگهای دگرگونی ناحیهای منطقه (موسوم به فیلیتهای همدان) نفوذکرده-است [۴]، [۱۴]. بنابر بررسیهای سپاهی [۱۵]، کمپلکس الوند حاصل پنج مرحله تزریق ماگما است. در مرحلهٔ نخست سنگهای بازیک و حدواسط با منشأ گوشتهای، در دو مرحله بعد گرانیتوئیدهای یورفیری با منشأ آناتکسی پوستهای (گرانیتوئیدهای مرتبط با میگماتیتهای منطقه) و طی دو مرحله نهایی گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات که احتمالاً در اثر ذوب سنگهای دیوریتی پوسته میانی حاصل شدهاند. سنگهای دگرگونی ناحیهای متشکل از اسلیت و فیلیت، گارنت شیست، شیستهای آندالوزیتدار، شیستهای استارولیتدار و سیلیمانیت آندالوزیت شیست هستند که در حد رخساره شیست سبز و آمفیبولیت دگرگون شدهاند [۱۶]. در اطراف توده الوند سنگهای دگرگونی مجاورتی تا حد آلبیت- اپیدوت هورنفلس تا هورنبلند هورنفلس شکل گرفتهاند [۱۶]. با حرکت از توده نفوذی بهسمت بیرون سنگهای دگرگونی مجاورتی از چهار واحد میگماتیت، هورنفلس آندالوزیت- سیلیمانیت- کردیریت، هورنفلس کردیریتدار و شیست لکهدار تشکیل شدهاند. ترکیب سنگشناسی و تحول کمپلکس الوند پیچیده است، ولی در مجموع شامل: ۱) تودههای آذرین بازیک-حدواسط شامل گابرو، دیوریت و تونالیت ۲) گرانیتوئیدهای پورفیروئید (گرانیت و گرانودیوریت) ۳) گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات است [۱۶].

در منطقهٔ چشمه قصابان بیرونزدگیهای هورنبلندگابرو و الیوین گابرونوریت در مجاورت کوارتزدیوریت و گرانودیوریت بهچشم میخورند (شکل ۲ الف). بهعلاوه هورنفلسهای سیلیمانیتدار در اطراف تودههای گابرویی دیده میشود که نشاندهندهٔ دگرگونی دما بالای شیستها هستند. گرانودیوریتها از نوع S است و حاوی گارنت هستند (شکل ۲ الف). به عقیدهٔ الیانی و همکاران [۱۴]، تشکیل این گرانیتها در اطراف تودههای مافیک نشاندهندهٔ تأثیر نوببخشی ناشی از نفوذ مذاب داغ مافیک به درون شیستهای منطقه است. الیوین گابرونوریتها بهصورت قطعات سنگی با سطوح گرد شده دیده میشوند که در نتیجه فرسایش پوستپیازی گابروها شکل گرفتهاند (شکل ۲ پ). بهطورکلی میتوان گفت که الیوین گابرونوریتها بهوسیلهٔ هورنبلند گابروهای منطقه در برگرفته شدهاند و در اطراف آنها گرانودیوریتها شکل گرفتهاند. روابط ژنزی بین هورنبلند گابروهای منطقه در برگرفته شدهاند و در اطراف توجه به سنهای مختلف بهدست آمده برای این سنگها، [۱]، [۳]، به احتمال فراوان در نتیجه فازهای ماگماتیسم مختلف جایگیر شدهاند.



شکل ۱. آ) موقعیت منطقهٔ بررسی شده روی نقشه پهنههای ساختاری ایران [۱۸]، ب) نقشهٔ زمینشناسی باتولیت الوند و سنگ های دربرگیرنده [۳]، [۱۹]

علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)



شکل۲. آ، ب) تصویر صحرایی الیوین گابرونوریتهای چشمه قصابان (دید بهسمت شمال)، پ) تصویر قطعات سنگی با سطوح گرد شده که در اثر فرسایش پوست پیازی گابروها حاصل شدهاند (دید بهسمت شمال غرب)

پتروگرافی

الیوین گابرونوریتهای چشمه قصابان بهطور میانگین متشکل از ۲۵٪ الیوین، ۲۰٪ پلاژیوکلاز، ۲۰٪ اورتوپیروکسن، ۱۵٪ کلینوپیروکسن، ۱۰٪ آمفیبول و بیوتیت هستند، کانیهای فرعی نیز شامل، آپاتیت، روتیل، مگنتیت، تیتانومگنتیت، پیریت و کالکوپیریت هستند. قرارگیری این مجموعه کانیایی بهصورت دانههای تقریباً هماندازه سبب تشکیل بافت کومولا در این سنگها شده است (شکل ۳ آ). همچنین در برخی از نمونهها بافت ساب افیتیک نیز مشاهده می شود (شکل ۳ ب). حضور این بافتهای کومولایی می تواند حاصل تبلور ثقلی موضعی باشد و نشان می دهد که احتمالاً این گابروها بهصورت سیل جای گزین شدهاند. الیوینها بهصورت دانههای کما بیش مدور و دارای شکستگی فراوان دیده گابروها بهصورت سیل جای گزین شده اند. الیوینها بهصورت دانههای کما بیش مدور و دارای شکستگی فراوان دیده می شود. این کانی تا اندازهای به سرپانتین و کلریت دگرسان شده است. در اطراف بلورهای الیوین، کرونای می شود. این کانی تا اندازهای به سرپانتین و کلریت دگرسان شده است. در اطراف بلورهای الیوین، کرونای درونای بولینژیتی در الیوینها بهصورت دانههای کما بیش مدور و دارای شکستگی فراوان دیده ارتوپیروکسن نیز بهچشم می خورد، که در نتیجه واکنش کانی با مذاب اطراف شکل گرفته است [۶]. همچنین رخداد دگرسانی بولینژیتی در الیوین می و کلریت دگرسان شده است. در اطراف بلورهای الیوین، کرونای دگرسانی بولینژیتی در الیوینهای چشمه قصابان دیده می شود (شکل ۳ پ)، که سبب می شود الیوین با کلریت و ارتوپیروکسن در نمی بولینژینی دو دارد. رادی برجستگی بالا و بیرفرانژانس پائین حضور دارد. (شکل ۳ آ و ت). دگرسانی کلریتی و سرپانتینی در این کانی نیز دیده می شود. می و دارد (شکل ۳ آ و ت). در زمینه سنگ دیده می شود (شکل ۳ ت). این کانیها بهصورت بلورهای نیمهشکل دار تا بی شکل و هماندازه با الیوین در زمینه سری در این کانی نیز دیده می شود. می بولیویروکسن کمور دارد (شکل ۳ ت)، دو مریویروکسن کمتر است و عمدتا در زمینه سنگ دیده می شود (شکل ۳ ت). در زمینهای به می کمرد را تری کانی با در می نیز می می کرداز اس پائین حضور دارد. (شکل ۳ آ و ت).

بر اساس مشاهدات پتروگرافی، دو نسل از پلاژیوکلاز در نمونهها دیده می شود؛ پلاژیوکلازهایی که بافت ساب افیتیک را شکل دادهاند (شکل ۳ ب) و پیش از کلینوپیروکسن تبلور یافتهاند و پلاژیوکلازهایی که به همراه آمفیبول در فضای بین دانههای پیروکسن و الیوین رشد کرده (شکل ۳ ج و د) و در واقع فاز اینترکومولا را تشکیل میدهند. منطقهبندی شیمیایی در برخی از پلاژیوکلازها دیده میشود که مؤید تغییر در ترکیب شیمیایی مذاب طی تبلور است [۲۱]. بهطورکلی دو نوع آمفیبول نیز با تفاوت رنگ مشخص در نور JPL در نمونهها قابل مشاهده هستند. نوع اول به رنگ قهوهای و نیمهشکلدار که معمولاً بهصورت دانههای منفرد دیده میشوند (شکل ۳ ت). نوع دوم آمفیبولهای کوچک، بیشکل و به رنگ سبز متمایل به قهوهای هستند که در زمینهٔ سنگ و اطراف الیوین و پیروکسنها به چشم میخورند (شکل ۳ ج). جانشینی آمفیبول بهوسیلهٔ بلورهای تیتانومگنتیت در حاشیه دیده میشود (شکل ۳ ت). و یروکسنها به چشم د). با توجه به حساسیت آمفیبول نوع مفیبول به تغییرات دما (حاصل از اختلاط ماگمایی) و یا فشار (گاز زدایی از ماگما)، وجود حاشیه واکنشی در اطراف این کانی نشاندهندهٔ تغییر در دما و فشار سیستم است [۲۲]؛ در نتیجه این تغییرات کانی ناپایدار شده و با مصرف فازهای پیشین، یک فاز جدید و پایدار در حاشیه و یا در امتداد رخها تشکیل میشود [۲۲]. با توجه به این و بر اساس شکل و رخداد آمفیبولها، میتوان نتیجه گرفت که آمفیبولهای قهوهای به صورت کانی ناپایدار شده و با مصرف فازهای پیشین، یک فاز جدید و پایدار در حاشیه و یا در امتداد رخها تشکیل میشود اولیه از ماگما مراز ای آمفیبولهای سبز رنگ حاصل دگرسانی و یا واکنش مذاب با مواد پوسته هستند.

روش انجام پژوهش

پس از انجام بررسیهای صحرایی و میکروسکوپی الیوین گابرونوریتهای چشمه قصابان، نمونههایی با حداقل دگرسانی برای انجام تجزیهٔ شیمیایی بهروش ریزکاونده الکترونی در نظر گرفته شد. تجزیهها در دانشگاه Potsdam آلمان و بهوسیلهٔ دستگاه JEOL JXA 8200 انجام شد. پس از ایجاد پوشش کربن، بهمنظور بررسی ترکیب شیمیایی، آمفیبولها در ۱۱ نقطه و پلاژیوکلازها در ۱۷ نقطه تجزیهٔ شدند (جدول ۱ و ۲). همچنین بهمنظور افزایش صحت نتایج دما-فشار سنجی آمفیبول- پلاژیوکلازها در ۱۷ نقطه تجزیهٔ شدند (جدول ۱ و ۲). همچنین بهمنظور افزایش محت نتایج دما-فشار سنجی آمفیبول- پلاژیوکلاز، تجزیهٔها در نقاط تماس این دو کانی انجام شد. تجزیهٔ با شتاب دهنده ولتاژ ۱۵ کیلو ولت، جریان ۱۰ نانوآمپر و باریکه جریان با قطر ۱ نانومتر با بیشینهٔ زمان شمارش ۲۰ ثانیه انجام شده است. برای بررسی شیمی عناصر ۱۴، ماله این دو کانی انجام شد. تجزیهٔ با شتاب شده است. برای بررسی شیمی عناصر ۱۴، ماله ایم انفر ۱ نانومتر با بیشینهٔ زمان شمارش ۲۰ ثانیه انجام رودونیت، روتیل، ولاستونیت، اورتوکلاز، آلبیت و Mg استفاده شده است. حد تشخیص برای عناصر NA برابر با ۲۰/۰، و برای Mg، Al، Al می می مایی ا میکر، و نهایتاً برای Mg و می به مورت نقطهای انجام شده است کار است که

شیمی کانیها

آمفيبول

با توجه به بررسیهای پتروگرافی که حضور دو نسل از آمفیبول را در این سنگها اثبات میکند، تجزیهٔ شیمیایی روی هر دو نوع آمفیبول قهوهای و سبز انجام گرفت (جدول ۱). فرمول ساختاری نیز بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن محاسبه و با ۱۳ کاتیون به هنجار شدهاست. نتایج حاصل شده نشان میدهد که، هر دو این کانیها دارای Ca_B بالاتر از ۰/۵ هستند و در تقسیم بندی کانیهای خانواده آمفیبول (۲۴]، در گروه آمفیبولهای کلسیک قرار می گیرند. آمفیبولهای قهوهای (شکل ۳ آ و پ) به طور کلی دارای مقادیر آلومینیوم و سدیم بیشتر و سیلیسیم کمتری نسبت به آمفیبولهای

علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی الیوین گابرونوریتهای چشمه قصابان، آ، ب) بافت کومولایی و سابافیتیک با بلورهای تقریباً هم بعد الیوین، کلینوپیروکسن و آمفیبول که نشاندهنده تبلور ثقلی موضعی است، پ) دگرسانی الیوین به گوتیت و کلریت (کانیهای سبز رنگ) که با تشکیل اکسیدهای آهن همراه است (دگرسانی بولینژیتی)، ت، ج، د) آمفیبولهای سبز و قهوهای رنگ که در فضای بین بلورهای الیوین و پیروکسن رشد کردهاند. تشکیل دانههای تیتانومگنتیت در حاشیهٔ و سطح آمفیبولهای قهوهای رنگ دیده می شود.

(آمفيبول :Amp ، پلاژيوكلاز :Pl ، اليوين:Ol ، تيتانومگنتيت: Ti-Mag، كلريت: Chl) [۲۳].

بی شکل موجود در زمینه سنگ و اطراف پیروکسنها (شکل ۳ ت) است. بر اساس مقادیر Na+K)A) [۲۴]، آمفیبولهای قهوهای از نوع پارگازیت و آمفیبولهای سبزرنگ از نوع منیزیوهورنبلند هستند (شکل ۴ آ و ب). نمودار تغییرات مقادیر (Na+K+Ca) در برابر Si [۲۵]، نشان می دهد که این آمفیبولها از نوع اولیه هستند (شکل ۴ پ). اگرچه با توجه به اینکه آمفیبولهای سبزرنگ بهصورت حاشیه واکنشی در اطراف پیروکسنها تشکیل شدهاند، به احتمال فراوان از نوع ثانویه هستند.

پلاژيوكلاز

بهمنظور بررسی دمای تعادلی تشکیل آمفیبول- پلاژیوکلاز، بلورهای پلاژیوکلاز موجود در فضای بین دانهای (شکل ۳ پ و ت) که بههمراه آمفیبولها متبلور شدهاند مورد تجزیه قرار گرفت (جدول۲). همچنین برای تعیین تغییرات عناصر در این پلاژیوکلازها، نیمرخهای ژئوشیمیایی از مرکز به حاشیه با ۶ نقطه تهیه شد (جدول ۲). چنان که مشاهده میشود، مقدار آنورتیت در بخشهای مرکزی (۵۹-۶۲=۲۸) بلورهای تجزیهٔ شده، بیشتر از بخشهای حاشیهای میشود، مقدار آنورتیت در بخشهای مرکزی پلاژیوکلازها نیز، بخشهای مرکزی در محدوده لابرادوریت و بخشهای حاشیهای در قلمرو آندزین قرار می گیرند (شکل ۴ ت).

تغییر در ترکیب شیمی بلور طی تبلور، نتیجه تغییر در دما و ترکیب مذاب است [۲۶]. شایان ذکر است که روند تغییرات ترکیب ماگما، در ساختار کانی، میتواند بهوسیلهٔ عناصری با سرعت انتشار پایین حفظ شود [۲۶]، زیرا فرایند انتشار با نرخی که به دما و سرعت ذاتی انتشار عنصر بستگی دارد، منجر به کاهش اختلاف تمرکز یک عنصر در سطح یک کانی میشود [۲۶]. انتشار عناصر اصلی در ساختار پلاژیوکلاز به کندی انجام میشود، بهطوری که مانع از به تعادل رسیدن بلور با مذاب اطراف میشود [۲۶]؛ از اینرو، تغییرات ایم از مرکز به حاشیه، نشاندهندهٔ تغییر در محتوای آنورتیت همراه با کاهش دما و پیشرفت فرایند تبلور تفریقی مذاب است [۲۶]. بررسی روابط بافتی کانیها در ترکیب توده بررسی شده نشان میدهد که کانیهای پلاژیوکلاز و آمفیبول فاز اینترکومولا را تشکیل میدهند (شکل ۳ پ)، به عبارت دیگر، این کانیها از مذاب بین بلوری متبلور گشتهاند. و چنان که پیش تر نیز ذکر شد، تغییر غلظت این عناصر در ترکیب این کانی، منعکس کننده روند تغییرات در ترکیب مذاب مولد است [۲۶].

زمین دما- فشار سنجی

آمفیبولها کانیهای مناسبی برای تخمین دما و فشار تبلور ماگما هستند و بدینمنظور بهوسیلهٔ پژوهش گران بسیاری استفاده شدهاند [۲۸]، [۲۹]، [۳۰]، [۳۱]. اگرچه باید با احتیاط استفاده شوند زیرا آمفیبولهای ثانویه که از ماگما تبلور نیافتهاند نمیتوانند شرایط تشکیل سنگ را تخمین بزنند. با توجه به حضور آمفیبولهای ثانویه در نمونههای بررسی شده، برای تخمین دما و فشار الیوین گابرونوریت منطقهٔ چشمه قصابان از ترکیب آمفیبولهای پارگازیتی استفاده میشود که شواهد اولیه بودن (مانند سطوح بلوری و همرشدی با پلاژیوکلاز) را نشان میدهند. در این پژوهش از روش فشارسنجی بر مبنای میزان آلومینیوم در ترکیب آمفیبول [۲۸]، [۳۰]، استفاده میشود. دمای تبلور نیز با استفاده از روش تعادلی هورنبلند- پلاژیوکلاز [۳۱]، تخمین زده شدهاست که در ادامه به آن میپردازیم.

> در تخمین فشار تبلور آمفیبولهای منطقه چشمه قصابان از این روابط استفاده شده است: (۱) P(±3kbar)= -3.92 + 5.03 Al^T



شکل ۴. آ، ب) نمودارهای ردهبندی آمفیبولهای کلسیک [۲۴]، پ) نمودار Si در برابر Na+K+Ca [۲۵]، برای تمایز آمفیبولهای اولیه از ثانوی، ت) ردهبندی پلاژیوکلازهای تجزیهٔ شده در الیوین گابرونوریتهای منطقهٔ چشمه قصابان با استفاده از نمودار Ab-An-Or [۲۷]

$$P(\pm 0.6 \text{kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}^{\text{T}} \qquad [\text{\mathfrak{r}} \cdot] \text{ (\mathfrak{r}})$$

 $P(\pm 0.6kbar) = 4.76 \text{ Al}^{T} - 3.01 \{ [T^{\circ}(C) - 675] / 85 \} * \{ 0.530 \text{ Al}^{T} + 0.005294 [T^{\circ}(C) - 675] \}$

نتایج بهدست آمده از این روش در جدول ۳ ارائه شده است. چنان که مشاهده می شود، بر اساس این محاسبات، آمفیبول های پارگازیتی در فشارهای حدود ۹ تا ۱۲ کیلوبار شکل گرفتهاند.

روش دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز [۳۱]، شامل دو رابطهٔ مختلف محاسبه دمای تبلور است. استفاده این روابط به حضور یا عدم حضور کوارتز در ترکیب سنگ بررسی شده بستگی دارد. با توجه به نبود کوارتز در نمونههای بررسی شده، در این جا از رابطهٔ (۴)[۳۱]، که مخصوص سنگهای فاقد کوارتز است استفاده می شود:

$$\Gamma = \frac{78.44 + Y_{ab} - 33.6X_{Na}^{M_4} - (66.8 - 2.92P).X_{A_1}^{M_2} + 9.4X_{Na}^{A}}{0.0721 - R.\ln\left[\frac{27.X_{Na}^{M_4}X_{Si}^{T_1}.X_{an}^{Plag}}{64.X_{Ca}^{M_4}.X_{A_1}^{T_1}.X_{ab}^{Plag}}\right]}$$
(*)

در این رابطه اگر 5.0< X_{ab} کر این صورت Y_{ab-an} =3.0kJ در غیر این صورت X_{ab} >0.5 در این رابطه اگر 1.5×30). با استفاده از رابطهٔ (۴)، و ترکیب آمفیبول ها پارگازیتی و پلاژیوکلازهای همزیست با آنها دمای تشکیل این کانی،ها

ب استان از رابط (۲)، و تر دیب اسیبون به پر تاریخی و پاریو تاریخی می اویست با به تعنای سایی تالی تالی محاسبه شدند که نتایج در جدول ۳ ارائه شده اند. چنان که مشاهده می شود مقادیر به دست آمده از کمینه ۸۰۵ درجه سانتی گراد متابع در جدول ۳ مانتی گراد متغیر هستند. دماهای به دست آمده برای تشکیل یک گابرو محتوی کانی های آب دار مناسب است اما در حقیقت دمای تشکیل آمفیبول را در این سنگها نشان می دهد و ماهیت کلی

تبلور را آشکار نمی کند. اگرچه، ساکی و همکاران [۶] بر اساس تر کیب پیروکسنها دمای ۸۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی گراد و فشار ۷ تا ۱۰ کیلوبار را برای این سنگها تخمین زدهاند. دماهای کمتر بهدست آمده در نتایج در این پژوهش در واقع نشاندهندهٔ فاز تبلور تشکیل دهنده آمفیبول در الیوین گابرونوریتهای بررسی شده است.

بحث

سری ماگمایی و محیط زمینساختی

ترکیب شیمیایی آمفیبول میتواند در تعیین سری ماگمایی سنگهای آذرین مفید باشد. در اینجا نیز از ترکیب شیمیایی پارگازیتها برای بررسی سری ماگمایی و محیط زمینساختی استفاده میشود. بنابر پژوهشهای مولینا و همکاران [۳۲]، آمفیبولهایی که از ماگمای ساب آلکالن متبلور میشوند، دارای Na₂O, MgO, TiO₂ و K₂O کمتری نسبت به انواع متبلور شده از ماگمای آلکالن هستند. چنان که در شکل ۵ آ و ب مشخص است، آمفیبولهای بررسی شده روی نمودارهای Na₂O, Al₂O₃ در برابر TiO₂ [۳۳]، در محدودهٔ ساب آلکالن قرار می گیرند. همچنین این آمفیبولها در نمودار ها کر برابر K^A (۳۳]، در محدودهٔ کالک آلکالن واقع میشوند (شکل ۵ پ).

ترکیب شیمیایی آمفیبول یک نشان گر مناسب برای تعیین محیط زمین ساختی، بهویژه تفکیک و تمایز محیط فرورانش از کافتهای درون صفحهای است [۳۴]. آمفیبولهای ماگماهای درون صفحهای دارای Fe, Ti و K بیش تر و Si, Mg و Na کمتری نسبت به انواع شکل گرفته در ماگمای مناطق فرورانشی هستند [۳۴]. برای بررسی محیط زمین ساختی تشکیل ماگمای الیوین گابرونوریت منطقهٔ چشمه قصابان با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبولهای آن، از نمودار SiO2 در برابر Na2O [۳۴]، استفاده شد (شکل ۵ ت). بر اساس این نمودار، آمفیبولهای پارگازیتی در محدودهٔ همپوشانی آمفیبولهای درون صفحهای و فرورانش قرار می گیرند. ماگماهای با ویژگیهای ژئوشیمیایی مناطق فرورانشی و کافتی را در حاشیههای فعالی شکل می گیرند که تحت تاثیر برگشت پوسته فرورنده دچار کشش و تشکیل کافت میشوند. در این مناطق ماگماهای با خاستگاه گوشتهای در مسیر صعود خو با مواد پوسته قارهای ترکیب شده و

یانگ و همکاران [۳]، تشکیل این گابروها را در نتیجه بالا آمدن ماگماهای آستنوسفری در نتیجه باز شدن یک پنجره درون صفحه فرورونده (slab window) میدانند. ساکی و همکاران [۶]، بر اساس ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن نتیجه گرفتهاند که گابروهای چشمه قصابان در یک محیط زمینساختی کششی بهوجود آمدهاند. اگرچه، قلمقاش و همکاران [۵]، عقیده دارند که کاهش فشار طی فرورانش نئوتتیس به زیر صفحه ایران سبب ایجاد رژیم کششی و بالا آمدن گوشته آستنوسفری در منطقه همدان شده است. بالا آمدگی سبب رخداد ذوببخشی و تشکیل ماگمای سازنده گابروهای چشمه قصابان شده است. لازم به ذکر است که عزیزی و استرن [۱۱]، تشکیل سنگهای ماقیک بخش مرکزی سنندج-سیرجان را مرتبط با یک کافت قارهای در ژوراسیک میدانند و عقیده دارند که ویژگیهای مرتبط با محیط فرورانش در این بخش از پهنه سنندج-سیرجان نتیجه آلودگی ماگمای مافیک اولیه با مواد ام با توجه به نبود دادههای ایزوهی نیز نشاندهندهٔ رخداد فاز کششی در تحول پهنه سنندج-سیرجان است اما با توجه به نبود دادههای ایزوتوپی نمیتوان هیچکدام از مدلها را بهطور مستقل تأیید کرد.



0 0.75 0.95 1.15 1.35 1.55 1.75 1.95 2.15 2.35 Al^{IV}(apfu)

شکل ۵. تعیین سری ماگمایی، محیط زمین ساختی و فوگاسیته اکسیژن الیوین گابرونوریتهای منطقه چشمه قصابان (آ و ب) تغییرات MgO و Na2O در برابر TiO2 در ترکیب آمفیبول [۳۲] که نشان دهندهٔ تبلور آمفیبولهای بررسی شده از یک مذاب ساب آلکالن است، پ) تغییرات AIIV در برابر K^A [۳۳] که ماهیت کالک آلکالن ماگمای مادر آمفیبولهای بررسی شده را نشان می دهد، ت) نمودار تغییرات SiO2 در برابر Na2O [۳۴]، که ماهیت دوگانه درون صفحهای – فرورانشی ماگمای مادر آمفیبولهای بررسی شده را نشان می دهد، ج): تغییرات AIIV در برابر درون صفحهای – فرورانشی ماگمای مادر آمفیبولهای بررسی شده را نشان می دهد، ج): تغییرات AIIV در برابر

خاستگاه ماگما

ترکیب شیمیایی کانیهایی چون آمفیبول و بیوتیت برای تعیین خاستگاه ماگما بسیار مناسب است. بر اساس بررسیهای جیانگ و آن [۳۵]، میزان (Si+Al+Ti) در آمفیبولهای گوشتهای کمتر از ۱۷۶۵ و برای آمفیبولهای پوستهای بیش از ۱۷۷۵ است اما، محتوای Ca مستقل از تغییرات دما و فشار بوده و ثابت است. میزان Si/(Si+Al+Ti) در ترکیب آمفیبولهای پارگازیتی برابر با ۱/۷۰-۱/۶۴ است. بر این اساس این آمفیبولها دارای منشأ گوشتهای هستند. نمودار تغییرات Al₂O₃ در برابر 2TiO [۳۵] (شکل ۶ آ)، این موضوع را اثبات میکند که در آن آمفیبولهای بررسی شده در بخش گوشتهای قرار می گیرند. بررسیهای شی و همکاران [۳۶]، آشکار کرده است که آمفیبولهای گوشتهای دارای (¹MgO/MgO+FeO برابر و بیشتر از ۲/۷ هستند. اگر این میزان بین ۱/۵ تا ۲/۷ باشد حاصل اختلاط ماگماهای گوشتهای با مواد پوستهای هستند و چنانچه ۱/۵ و کمتر باشد خاستگاه پوستهای دارند. میزان #Mg آمفیبولهای چشمه قصابان بیش از ۲۹/۹ (جدول ۱) است و بر این اساس این آمفیبولها از ماگمای گوشتهای شکل گرفتهاند. به منظور بررسی بیشتر این موضوع، آمفیبولهای بررسی شده در نمودارهای تغییرات #Mg در برابر گرفتهاند. به منظور بررسی بیشتر این موضوع، آمفیبولهای بررسی شده در مودارهای تغییرات #Mg در برابر Al2O3, Na2O, K2O با سایر آمفیبولهای منشأ گرفته از ماگماهای با خاستگاه گوشتهای آمفیبولهایی با خاستگاه گوشتهای قرار می گیرند. با توجه به محیط زمین ساختی منطقهٔ بررسی شده به عنوان یک ماقماهای یا خاستگاه گوشتهای قرار می گیرند. با توجه به محیط زمین ساختی منطقهٔ بررسی شده به عنوان یک ماقماهای کافتی، می توان نتیجه گرفته که ماگمای مادر این آمفیبولهای برسی شده به عنوان یک ماقماهای کافتی، می توان نتیجه گرفته که ماگمای مادر این آمفیبولها از ذوب گوشته می ماگماهای فرورانشی و



شکل ۶. آ) تعیین خاستگاه آمفیبولها با استفاده از نمودار Al2O3 در برابر TiO2 [۳۵]، ب، پ و ت) تغییرات مقادیر Al2O3, Na2O, K2O در برابر #Mg در ترکیب آمفیبولهای بررسی شده. محدودهٔ خاکستری نشاندهندهٔ آمفیبولهایی با منشأ گوشتهای است. دادههای مربوط به آمفیبولهای گوشتهای از [۳۷] و [۳۸].

بررسی پتانسیل کانهزایی آهن در الیوین گابرونوریتهای بررسی شده وجود کانسار آهن اسکارن باباعلی [۳۹]، در نزدیکی الیوین گابرونوریتهای منطقهٔ چشمه قصابان، نشان میدهد که امکان کانهزایی آهن در بخش مرکزی زون سنندج- سیرجان وجود دارد؛ اما با توجه به فقدان تودههای مناسب (تودههای واکنش پذیری مانند آهک) برای کانهزایی اسکارن در اطراف تودهٔ بررسی شده، در این پژوهش سعی بر آن است تا توان کانهزایی آهن اورتوماگماتیک در الیوین گابرونوریتهای منطقه چشمه قصابان بررسی شود. عواملی مانند، ترکیب ماگمای مادر و فرآیند تبلور تفریقی آن، فوگاسیته اکسیژن و حضور ترکیبات فرار، از جمله عوامل مهم در توان کانهزایی تودههای مافیک هستند [۴۰]. با تبلور یک ماگمای غنی از Fe و Tr، نهشتههای اکسیدی آهن و تیتانیم تشکیل می شود؛ غنی شدگی مذاب از Fe و Tr، در نتیجه فرآیندهای زیر ایجاد می شود: ۱. منشأ گوشتهای این مذاب اساساً از Fe و Tr غنی بوده است، ۲. این غنی شدگی حاصل فرآیند تبلور تفریقی ماگما پیش از جای گیری نهایی اساساً از Fe و Tr غنی بوده است، ۲. این غنی شدگی حاصل فرآیند تبلور تفریقی ماگما پیش از جای گیری نهایی است، ۳. ترکیبی از فرآیندهای مذکور [۴۰]. یکی از مهم ترین خصوصیات تودههایی چون اسکارگارد^۲، استیلواتر^۲ و بوشولد⁷، افزایش غلظت Fe در مذاب باقیمانده در تبلور تفریقی ماگما است (روند Fer]. این افزایش غلظت با زمان تشکیل اکسیدهای آهن و تیتانیم کنترل شده، و تنها در مذابهایی با میزان اندک H₂O دیده می شود [۴۰]. این موضوع مهم است زیرا عموماً پایداری فازهای کانیایی مختلف به شرایط فشار - دمایی، فعالیت آب و فوگاسیته اکسیژن بستگی دارد [۳۹].

ترکیب شیمیایی کانیهای سیلیکاتهای چون آمفیبول بیش از این که در کنترل دما باشد، بهوسیلهٔ عواملی مانندفوگاسیته اکسیژن، محتوای آب و فشار کل کنترل میشود [۲۹]، از این رو میتوان از این کانی برای سنجش فوگاسیته اکسیژن ماگما بهره برد. نمودار (Fe⁺+Mg در برابر AIIV [۲۹] (۲۹]، (شکل ۶ ج) نشان میدهد که فوگاسیته اکسیژن ماگما بهره برد. نمودار (Fe⁺+Mg این کانیها بالا بوده است. بالا بودن فوگاسیته اکسیژن مذاب میتواند فوگاسیته اکسیژن مناکما بهره برد. نمودار (Fe⁺+Mg این کانیها بالا بوده است. بالا بودن فوگاسیته اکسیژن مذاب میتواند میتواند از مان تشکیل این کانیها بالا بوده است. بالا بودن فوگاسیته اکسیژن مذاب میتواند فوگاسیته اکسیژن مذاب در زمان تشکیل این کانیها بالا بوده است. بالا بودن فوگاسیته اکسیژن مذاب میتواند مستقیماً از منشأ گوشته آستوسفری به ارث برده شود [۴۴]. [۴۵] و یا حاصل درجات متفاوتی از تبلور تفریقی، در شمتهای مختلف پوسته باشد [۴۶]، [۴۹]. [۴۸]. [۴۹] و یا حاصل درجات متفاوتی از تبلور تفریقی، در شکل ⁺²Pe است که جانشین ⁺⁴Re و ⁺²So میشود [۴۰]، [۴۵]. همچنین تمرکز این عنصر در ساختار پلاژیوکلاز با قازیش مییاد [۴۵]. [۴۵]. [۴۵]. آمن در ترکیب پلاژیوکلاز عمدتاً بهصورت ⁴89 و کمتر به شکل ⁺²Pe است که جانشین ⁴دالم و ⁴So میشود [۵۰]، [۴۵]. همچنین تمرکز این عنصر در ساختار پلاژیوکلاز با افزایش مییاد [۴۵]. [۴۵]. [۴۵]. آمن در ترکیب پلاژیوکلاز عمدتاً به مرکز آمن در ساختار پلاژیوکلاز با افزایش مییاد [۵۵]. [۵۵]. [۵۵]. آمن در ترکیب پلاژیوکلاز مای و در ساختار پلاژیوکلاز این در سیخه آمفیبولهای چشمه قصابان نشان این کانی کاهش پیدا میکند [۵۰]، [۵۹]. پیشتر نیز اشاره شد، بررسی شیمی آمفیبولهای چشمه قصابان نشان میده در ساختار پلاژیوکلاز منجر میشود. با توجه به آنچه که پیشتر دربارهٔ حضور دو نوع آمفیبول در ترکیب ایوین میمون ایوی با توجه به آنچه که پیش تر دربارهٔ حضور دو نوع آمفیبول در ترکیب الیوین میصر در امخان پلاژیوکلازهای چشمه قصابان، میتوان کامش تمرکز آهن همرمان با کاهش درصا توجه به آنچه که پیشتر دربارهٔ حضور دو نوع آمفیبول در ترکیب الیوین میمونی توم آمی قامان، میتوان کاهر مرکزهای چشمه قصابان، میتوان کارون می توده، گفته شد و نیز با توجه به عدم کامش تمرکز آهن همرمان با کاهش درصا مولد بهکندی صورت گرفته است. زیاد بودن فوگاسیته کسیژی کرونه

سنگهای گابرویی احتمالاً از مذابهایی با میزان اندک H₂O متبلور میشوند و حتی مختصر افزایشی در میزان آب ماگما باعث ایجاد تغییرات چشمگیر در سکانس کانیهای متبلور شده از مذاب میشود [۲۲]. شواهد زیر نشان میدهد که احتمالاً مذاب مولد الیوین گابرونوریتهای چشمه قصابان یک ماگمای کم آب بوده است، ۱. ترکیب پلاژیوکلازهای متبلور شده از یک ماگمای آبدار با آنچه که از یک مذاب خشک متبلور میشود متفاوت است و میزان An در ترکیب این کانی به میزان آب ماگما وابسته است، بهطوریکه با افزایش مقدار آب ماگما، این میزان بهطور چشمگیری افزایش مییابد [۳۳]. انتظار بر این است که میزان آنورتیت در ترکیب پلاژیوکلازهای متبلور شده از یک

^{1.} Skaergaard

^{2.} Stillwater

^{3.} Bushveld

چشمه قصابان بین ۶۴–۲۱ (۲۹–۲۱=XAR) متغیر بوده و هرگز به ۷۰ درصد نمی رسد. ۲) در سیستمهای خشک، پلاژیوکلاز در ابتدای فرآیند تبلور تفریقی مذاب و در دمای بالا تشکیل میشود، در حالیکه در سیستمهای آبدار^۱، تبلور این کانی در دمای پایین و پس از کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن و تیتانیم صورت می گیرد [۴۲]، [۴۳]. شواهد بافتی الیوین گابرونوریتهای چشمه قصابان نشاندهندهٔ تشکیل زود هنگام پلاژیوکلاز و پیش از کلینوپیروکسن است (شکل ۳ ج)، که می تواند مبین میزان اندک آب در مذاب مولد تودهٔ بررسی شده باشد. این موضوع در پتانسیل کانهزایی آهن بسیار مهم است زیرا آب با تأثیر بر دمای تبلور کانیهای سیلیکاته، به ویژه پلاژیوکلاز، سکانس کانیهای متبلور شده از مذاب را کنترل می کند [۴۲]، [۴۳]. در این میان، مهم ترین تفاوت در زمان تبلور کانیهای پلاژیوکلاز و اکسیدهای آهن است [۲۸].

عموماً بازالتهای برخاسته از گوشته، دارای %FeO ۰۱–۷، wt و FeO ۱۰–۷، [۵۵] است [۵۵]، [۵۵]. فرآیند تبلور تفریقی فازهای سیلیکاته میتواند به افزایش تمرکز و غلظت FeO و TiO2 منجر شود [۵۵]، [۵۸]. پژوهشهای تجربی ثای و همکاران [۵۸]، نشان داده است که، غلظت Ti در ترکیب مذاب تا زمان شروع تبلور اکسیدهای Fe-Ti روندی افزایشی را نشان میدهد و همزمان با شروع فرایند تبلور این کانیها، به حداکثر میزان خود رسیده و با پیشرفت این فرایند افت ناگهانی پیدا میکند. همچنین پژوهشی که بوتچارنیکوو و همکاران [۴۳]، روی توده اسکارگارد انجام دادهاند، نشان میدهد که در سیستمهای مافیک کانهزا با محتوای پایین آب، همگام با پیشرفت فرایند تبلور، غلظت Geo و Ti افزایش یافته و پس از رسیدن به میزان حداکثر، با کاهش دما افت ناگهانی پیدا میکند. کاهش غلظت این عناصر، به شروع تبلور اکسیدهای آهن و تیتانیم مربوط است. چنان که گفته شد، میزان آب در ترکیب مذابهای گابرویی عموماً زیاد نیست. بنابراین، در سکانس کانیهای متبلور شده از این مذابها، عموماً اکسیدهای آهن و تیتانیم در مراحل پایانی فرایند تبلور، تشکیل میشوند، این امر تنیجه افزایش تمرکز Fe آ

بررسی روند تغییرات ترکیب پلاژیوکلاز در تبلور مذاب، امکان جدایش اکسیدهای آهن و تیتانیم از آن را آشکار می سازد [۵۹]، [۶۰]. این پژوهش گران از تغییرات میزان آنورتیت در پلاژیوکلاز به منظور بررسی تغییرات آهن و تیتانیم کل مذاب استفاده کرده اند که در این جا نیز از همین راهکار بهره برده می شود. نمودار روند تغییرات آهن و تیتانیم ۸۳% پلاژیوکلازهای بررسی شده (شکل ۷)، نشان می دهد، در جایی که میزان آنورتیت بیش از ۶۰ (Som (XAn) ۱۰۳، غلظت FeO بین ۴۰ تا بیش از ۲۰۰۹ متغیر است (شکل ۷)؛ با کاهش میزان آنورتیت به کم تر از ۶۰ ۱۰۳، غلظت FeO بین ۲۰ تا بیش از ۲۰۰۹ متغیر است (شکل ۷)؛ با کاهش میزان آنورتیت به کم تر از ۶۰ تمرکز Fe به صورت پراکنده بوده است و حتی روند افزایشی به خود می گیرد؛ به طوری که در یک مورد به بیش از مرکز ۳۰۰ppm می رسد (شکل ۷). غلظت TiO2 در ترکیب پلاژیوکلازهای چشمه قصابان با کاهش درصد آنورتیت رابطهٔ مستقیم نشان داده و از مرکز به حاشیه روندی رو به کاهش را نشان می دهد (شکل ۷). پراکنش این عنصر در ترکیب پلاژیوکلازهای چشمه قصابان با نوعی دو قطبی شدن همراه است (شکل ۷)؛ این امر می تواند به اشباع شدن مذاب از آپاتیت مربوط باشد. با تبلور آپاتیت، امکان تبلور جزئی اکسیدهای آهن و تیتانیم، همزمان با تبلور پلاژیوکلاز فراهم

تغییر در میزان تمرکز Ti در ترکیب پلاژیوکلاز نشاندهندهٔ تغییرات این عنصر در ترکیب مذاب بوده است [۵۹]، [۶۰] و از سوی دیگر روند اشباع شدگی مذاب از Fe و Ti را نشان میدهد. بررسی روند تغییرات Ti در ترکیب پلاژیوکلازهای چشمه قصابان روندی کاملاً نزولی را نشان میدهد (شکل ۵). این بدین معنی ست که در طی فرآیند تبلور تفریقی، تودهٔ بررسی شده بهسمت اشباع شدگی از Fe حرکت نکرده است. دو سناریو در مورد چرایی این روند مطرح است.

1. Hydrous





۱. اساساً منشأ ماگمای الیوین گابرونوریت غنی از آهن نیست و این مذاب نهایتاً توان تولید یک توده مافیک معمول را داشته است. ۲. با توجه به زیاد بودن فوگاسیته اکسیژن ماگما (شکل ۶ ج)، اکسیدهای آهن و تیتانیم در ابتدای فرایند تبلور تفریقی مذاب تشکیل شده و به دلیل چگالی زیاد از سیستم خارج شدهاند. با تبلور زود هنگام اکسیدهای آهن، ماگمای مادر روند افزایش غلظت Fe را نشان نخواهد داد، در حالیکه تأخیر در تشکیل این کانیها میتواند باعث غنی شدگی مذاب از آهن نشود [۴۲]. ایراد سنان نخواهد داد، در حالیکه تأخیر در تشکیل این کانیها میتواند باعث غنی شدگی مذاب از آهن شود [۴۲]. ایراد سناریوی دوم در میزان آب ماگما است. قبلاً هم عنوان شد که تبلور زود هنگام اکسیدهای آهن، غنیشدگی مذاب از آهن شود [۴۲]. ایراد سناریوی دوم در میزان آب ماگما است. قبلاً هم عنوان شد که تبلور زود هنگام اکسیدهای تبلور زود ماگما اکسیدهای این کانیها میتواند باعث عنی شدگی مذاب از آهن شود [۴۲]. ایراد سناریوی دوم در میزان آب ماگما است. قبلاً هم عنوان شد که تبلور زود منگام اکسیدهای تا ماگما است. قبلاً هم عنوان شد که تبلور زود ماگما اکسیدهای تا از آهن شود [۴۲]. ایراد سناریوی دوم در میزان آب ماگما است. قبلاً هم عنوان شد که تبلور زود مایون معمول را الیوین ماگما اکسیدهای تا مواد و ترکیب الیوین الیوین ماگما اکمای کاملاً خشک نبوده است. درجات مختلف گارونوریتهای چسما مواد یک ماگمای کاملاً خشک نبوده است. درجات مختلف تشکیل ماگماهایی با مواد پوستهای و یا تبلور مقادیر متفاوت از فازهای سیلیکاته فاقد آب، در عمق، میتواند منجر به تشکیل ماگماهایی با مقادیر مختلفی H20 شود [۴۲]. بررسی آمفیبولهای بررسی شده نشان میدهد که این کانیها تشکیل ماگماهایی با مقادیر مختلفی H20 شود [۴۲]. بررسی آمفیبولهای بررسی شده نشان میدهد که این کانیها زمانی ماگماهایی با مقادیر مختلفی H20 شود [۴۲]. بررسی آمفیبولهای بررسی شده نشان میدهای و تین کانیها تشکیل ماگماهایی با موادیر مختلفی H20 شود [۴۲]. بررسی آمفیبولهای بررسی شده نشان میده که این کانیها زمانی با فوگاسیته بالای اکسیژی متبلور شد. از کانیها پیش از پیروکسنهای غنی از کلسیم متبلور می-دارد [۶۵]. به طوری که در شرایط فوگاسیته زیاد اکسیژی آنی کانیها پیش از پیروکسنهای غنی از کلسیم متبلور می-دارد ورد.

اگرچه موارد مطرح شده در بالا نشاندهندهٔ نقش آفرینی فوگاسیته اکسیژن، عدم کاهش دما و محتوای آب ماگمایی در فقدان کانهزایی آهن ماگمایی در الیوین گابرونوریتهای بررسی شده است، با این حال ذکر این نکته ضروریست که، پژوهشهای تجربی توپلیس و کارول [۵۷]، نشان میدهد که هیچیک از فاکتورهای فوگاسیته زیاد اکسیژن و یا محتوای آب ماگما نمیتواند تأثیر کمبود ماده معدنی در منشأ مذاب را جبران کند. در نتیجه وجود یک منشأ ماگمای فقیر از آهن (از منظر کانهزایی) نیز میتواند از عوامل دخیل در فقدان کانهزایی آهن در الیوین گابرو نوریتهای بررسی شده باشد.

	Amph-1	Amph-2	Amph-3	Amph-4	Amph-5	Amph-6	Amph-7	Amph-8	Amph-9	Amph-10	Amph-11
Names	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Par	Par	Par	Par	Par	Par
SiO ₂	٤٦/٨	٤٨/٢٣	٤٧/٢ •	٤٧/٥٧	٤٦/٤٧	٤٣/١٥	٤٤/٣٧	٤١/٩٣	٤٢/٥٩	٤٣/٧٥	27/17
TiO ₂	۰/۲۹	•/٢٢	•/20	۰/۳٥	٠/٢٨	٠/١١	•/1٧	•/•0	٠/٣٢	۰/۳۸	٠/٠٦
Al ₂ O ₃	۱۱/۳۳	٨/٩٦	۱ • /۷ ٤	۹/۰۹	11/17	17/08	10/0.	19/07	۱۸/۲٦	۱٥/٨٢	۱۸/٤ •
Cr_2O_3	•/•٦	۰/۰۲	•/10	•/••	•/١٢	۰/۰۲	۰/۰۳	٠/٠١	٠/٠١	٠/٠١	•/•٢
FeO	٨/٤	٩/٣٢	۱۲/٤۰	٩/٩٦	۸/۳٦	۹/۷۰	٩/٢ ٤	۱۰/۱٦	۹/۰۲	٩/٧٦	۱۰/٦٦
MnO	٠/١٤	٠/١٤	٠/١٦	٠/١٦	۰/۱۳	•/10	٠/١٤	•/10	۰/۱۳	·/1ź	•/١٦
MgO	10/91	10/19	17/82	۱٤/۸۸	10/99	۱۳/۸۰	۱٤/٧٩	17/87	12/10	١٤/٤٣	17/19
CaO	11/91	11/04	11/11	11/72	11/29	11/01	11/72	11/29	11/72	11/77	11/08
Na ₂ O	1/10	١/٨٤	1/97	١/٩٦	1/10	۲/٦٩	۲/٤٥	۲/۹۳	۲/۸٥	۲/00	۲/۷۷
K ₂ O	•/٤٨	•/00	•/0٦	•/0٨	۰/۳۸	•/٤٧	•/٤٨	٠/٤٦	۰/٤٢	•/20	•/źź
Total	۹۷/۱۷	٩٦/٠٣	۹۸/۰٥	90/91	٩٦/٠٩	99/17	۹۸/۹۱	۹۹/۳٦	99/27	१९/•४	۹۹/۳۸
T-site											
Si	٦/٦٧	٧/٠٠	٦/٨٢	٦/٩٣	٦/٦٥	٦/٠٥	٦/٢٢	0/٨٨	०/१०	٦/١٥	०/१४
Al	۱/٣٤	۱/۰۰	1/14	۱/۰۷	۱/۳٥	1/90	١/٧٨	۲۱۱۲	۲/۰٥	١/٨٥	۲/۰۸
Total T	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	٨/٠٠	۸/۰۰
C-site											
Al	•/0٧	•/0٤	•/٦٥	•/0•	•/0٣	•/90	۰/۷۹	1/11	•/90	•/٧٧	•/9٦
Ti	۰/۰۳	۰/۰۲	•/•0	•/• ź	•/•٣	۰/۰۱	•/•٢	۰/۰۱	•/•٣	•/•ź	•/• 1
Fe ³⁺	٠/٤٧	۰/۱۹	•/١٨	•/٢٩	•/٦٢	•/٧•	•/٦٢	• /Y ź	•/٦٨	•/٦٩	٠/٨١
Mg	۳/۳۸	۳/۲۹	۲/۷۷	٣/٢٣	٣/٤١	۲/۸۹	۳/۰۹	۲/٦٨	۲/۹٥	۳/۰۲	٢/٧٦
Fe ²⁺	•/0٣	۰/۹٤	۱/۳۲	•/97	۰/۳۳	•/٤٣	٠/٤١	٠/٤٦	۰/۳۸	•/٤٦	•/źź
Mn ²⁺	•/•٢	۰/۰۲	۰/۰۲	•/•٢	•/•٢	•/•٢	۰/۰۲	•/•٢	•/•٢	•/•٢	•/•٢
Total C	0/	0/	0/	0/	0/	0/	0/	0/	0/	0/	0/
B-site											
Ca	١/٨٢	۱/۸۰	۱/۸۰	1/77	١/٢٦	١/٧٣	١/٧٦	۱/۲۰	١/٧٦	1/27	١/٧٣
Na(B)	•/١٨	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۳	۰/۲ ٤	۰/۲۷	۰/۲ ٤	۰/۳۰	۰/۲ ٤	۰/۲۳	•/٢٧
Total B	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰
A-site											
Na	۰/۳۳	٠/٣٢	۰/٣٤	۰/۳۳	٠/٢٥	•/٤٦	•/٤٣	۰/٤٩	•/0٣	•/٤٦	•/٤٩
K	۰/۰۹	٠/١٠	•/١•	•/11	•/•Y	•/•٨	۰/۰۹	•/•٨	•/•Y	•/•٨	•/•٨
Total A	۰/٤٢	۰/٤٢	•/22	•/٤٣	۰/۳۲	•/00	•/0۲	•/07	۰/٦٠	•/02	•/0٧
OH	۱/۹.	1/9 £	1/9٣	1/90	١/٩١	1/47	١/٨٧	١/٨٧	1/44	١/٨٨	١/٨٧
Mg#	20/20	٦١/٩٦	٥٠/٨٨	09/91	٦٥/٦٧	٥٨/٧٣	٦١/٥٤	٥٥/٧٨	٦١/٠٦	०१/२०	00/5.

جدول ۱. ترکیب شیمیایی آمفیبولهای الیوینگابرونوریتهای چشمه قصابان. Mg-Hb: منیزوهورنبلند، Par: پارگازیت

	P1-1			Pl-2			P1-3	Pl-4	-4 Pl-5 Pl-6 Pl-7 F			Pl-8	P1-9	Pl-10	Pl-11
	С	М	R	С	М	R									
SiO ₂	۵۱/۶۲	54/31	۵۶/۷۰	۵۲/۲۲	57/44	۵۸/۷۴	۵۱/۹۸	57/14	۵۳/۱۱	۵۱/۶۲	۶١	۶۲/۱۳	54/40	۵۸/۹	۵۸/۷۴
TiO ₂	۰/۰۶	۰/۰۵	•/•۴	۰/۰۵	•/•٢	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶	•/•)	۰/۰۲	•/•٢	۰/۰۵	۰/۰۱
Al ₂ O ₃	۳۱/۲۳	29/42	77/77	۳۰/۷۸	۳۰/۹۱	۲۵/۷۷	۳۱/۳۷	۳۱/۱۵	۳۱/۲۴	۳۱/۲۳	۲۴/۸۷	۲۳/۵۳	۳۱/۰۶	26/27	۲۵/۷۷
FeO	۰/۰۵	۰/۰۴	•/•۶	۰/۰۶	•/•Y	•/•۴	٠/٠٩	۰/۱۴	۰/۰۵	۰/۰۵	•/•)	۰/۰۵	•/•۵	• / • Y	۰/۰۴
MnO	•/••	•/••	•/••	•/••	•/• ١	•/••	۰/۰۱	۰/۰۰۱	•/••	۰/۰۰۴	•/••	۰/۰۱	•/•٢	•/••	•/••
MgO	•/••	•/••	٠/٠٩	•/••	•/••	۰/۰۱	•/••	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴	•/••	•/••۴	٠/١٩	•/••٣	•/••Y	۰/۰۱
CaO	۱۳/۳۱	۳ ۱۱/۰	٩/٠٧	۱۲/۰۸	17/81	۳ ۰ /۷	۱۳/۲۳	۱۲/۹۳	۱۲/۷۱	۱۳/۳۱	۵/۶۷	۴/۴	17/74	۷/۴۶	۳ ۰ /۷
Na ₂ O	۴/۰۳	۵/۲۴	۶/۳۹	4/78	4/41	۷/۵۳	۴/۱۱	۴/۱۱	۴/۲۶	۴/۰۳	۸/۴	۸/۹۴	4/42	۷/۳۱	۷/۵۳
K ₂ O	۰/۰۱	•/•٣	•/•۶	۰/۰۵	•/•۴	٠/٠٩	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۱	٠/٠٩	•/•٣	٠/٠٩	۰/۰۹
Total	۱۰۰/۳۶	۱۰۰/۱۳	۱۰۰/۱۳	۱۰۰/۲۱	۱۰۰/۵۲	99/77	۱۰۰/۸	۱۰۰/۵	۱۰۱/۵	۱۰۰/۴	۱۰۰/۰۸	१९/٣۴	۱۰۰/۸	۱۰۰/۱۸	۹۹/۲۲
Si	۲/۳۲	۲/۱۷	۲/۲۷	۲/۰۸	۲/• ٩	۲/۳۷	۲/۳۴	۲/۳۵	۲/۳۷	۲/۳۴	۲/۷۱	۲/۷۷	۲/۳۶	۲/۶۲	7/84
Al	۱/۸۷	۱/۵۲	۱/۴۸	1/84	1/84	۱/۳۹	1/88	1/88	1/84	۱/۶۲	١/٣	۱/۲۴	۱/۶۵	۸۳/ ۱	١/٣٧
Ti	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	•/••	۰/۰۰۱	•/•• ١	•/••٢	•/••
Fe	•/••	•/••	•/••	•/••	۰/۰۱	•/••	•/••٣	۰/۰۰۵	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	•/••	۰/۰۰۲	•/••٢	•/••٣	•/••٢
Mn	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/•• ١	•/••	•/••
Mg	•/••	•/••	۰/۰۱	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	۰/۰۱	•/••	•/••	۰/۰۰۱
Ca	۱/۱۹	۰/۸۸	٠/٧٢	۱/۰۲	۱/۰۰	۰/۵۷	•/84	۰/۶۳	۰/۶۱	۰/۶۵	٠/٢٧	۰/۲۱	•/۶١	۰/۳۶	۰/۳۴
Na	۰/۷۲	٠/٨۴	•/•٢	۰/۶۸	•/Y•	۱/۲۱	۰/۳۶	۰/۳۶	• /۳۷	۰/۳۵	٠/٧٢	• /YY	۰/۳۹	۰/۶۳	• 188
Κ	•/••	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	•/•• ١	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵
Total	۶/۱۱	۵/۴۷	۵/۵۱	۵/۴۴	۵/۴۵	۵/۵۵	۵/۰۱	4/99	۴/۹۹	۵/۰۱	۵/۰۱	۵	۵/۰۱	۵/۰۰	۵
0		1941 5		15.0				11.5			(11.5		<u> </u>
Or	•/11	• / ٣ ١	•/۵٨	•/٢۶	• / ۳۸	•/٧٨	•/٢٢	•/17	•/7٧	•/• ٧	•/۵۵	•/۵۲	•/15	۰/۵۲	•/۵
Ab	۳۷/۶۸	۴۸/۵۶	۵۸/۱۲	۳۹/۷۸	40/98	87/87	۳۵/۹	۳۶/۴	۳۷/۶	۳۵/۳۸	77/44	۷۸/۲۲	۳۸/۵۶	83/8	80/88
An	87/71	۵۱/۱۳	41/29	۵۹/۷۶	۵۸/۶۴	۳۱/۵۵	۶۳/۹	83/4	82/1	۶۴/۵۵	۳ ۰/۷۲	21/21	81/29	۳۵/۸۶	37/34

جدول ۲ . ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای تجزیهٔ شده در الیوین گابرونوریت چشمهقصابان. از نمونه های Pl-1 و Pl-مقطع شیمیایی از مرکز به حاشیه تهیه شده است. ${
m C}$: مرکز، ${
m I}$: میانه، ${
m R}$: حاشیه 2

SiO ₂	۵۱/۶۷	54/21	۵۶/۷۰	57/22	57/44	۵۸/۷۴	۵۱/۹۸	57/14	۵۳/۱۱	۵۱/۶۷	81	87/18	54/40	۵۸/۹	۵۸/۷۴
TiO ₂	•/•۶	۰/۰۵	•/•۴	۰/۰۵	•/•٢	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶	• / • ١	۰/۰۲	•/•٢	۰/۰۵	•/•)

جدول ۳. نتایج محاسبات دما و فشارسنجی الیوین گابرونوریتهای چشمه قصابان با استفاده از ترکیب آمفیبول و [٣1], T:[٣٠], P3:[٢٩], P2:[٢٨]P1: پلاژيوكلاز

		P1 (±3kbar)	P2 (±0.6 kbar)	P3 (±0.6 kbar)	Average P	T °C (±42 °C)
Amph-Ch6	Par	٨/٩٧	9/19	V/VA	٨/٦٥	۸.٩/٨٣
Amph-Ch7	Par	1./70	۱./۲۸	٩/٢٧	1./17	٨٣٤/٥٧
Amph-Ch8	Par	17/88	17/77	1./٧0	11/41	٨٥٥/٤٤
Amph-Ch9	Par	11/5.	11/29	۹/۷٥	1./٧0	۸۳۸/۳۰
Amph-Ch10	Par	٩/٢٦	٩/٤٧	٨/•٤	٨/٩٢	889/54
Amph-Ch11	Par	11/89	11/28	٩/٩٢	۱۰/۹۳	٨٤١/٦١

نتيجهگيرى

این نتایج پژوهش انجام شده قابل برداشت هستند:

الیوین گابرونوریتهای منطقه چشمه قصابان همدان در شمال کمپلکس الوند دارای آمفیبولهایی اولیه از نوع پارگازیت و آمفیبولهای ثانویه از نوع منیزیوهورنبلند هستند. آمفیبولهای ثانویه از دگرسانی پیروکسنها شکل گرفتهاند.

محاسبات دما- فشارسنجی بر اساس آمفیبولهای پارگازیتی و پلاژیوکلازهای در تعادل با آنها، دما و فشار میانگین ۸۳۵ درجه سانتیگراد و ۱۱ کیلوبار را برای تبلور این کانیها نشان میدهد که در انطباق با سایر پژوهشهای انجام شده در منطقه بوده است و نشاندهندهٔ مرحله پایانی تبلور این سنگ ها است.

ترکیب شیمیایی آمفیبولهای پارگازیتی نشاندهندهٔ شکل گیری آنها از مذابی با گرایش ساب آلکالن ویژگیهای ژئوشیمیایی گوشتهای شکل گرفتهاند که با مواد حاشیه فعال قارهای آلایش یافتهاند. بر این اساس و با توجه به جایگاه زمینساختی منطقه بررسی شده میتوان استنباط کرد که این منطقه در فرورانش دچار فازهای کششی گشته که سبب بالا آمدن ماگماهای آستنوسفری و آلایش آنها شده است. چنین رویدادی در محیطهای کافت پشت کمانی رایج است.

بررسی چگونگی تغییر عناصر در ترکیب مذاب سازنده الیوین گابرونوریتهای چشمه قصابان نشان میدهد که روند تغییر غلظت آهن طی فرایند تبلور، افزایشی نبوده است. با توجه به این که افزایش غلظت ماده معدنی طی تکامل مذاب یکی از ویژگیهای مهم تودههای کانهزا است، عواملی مانند: پایین بودن محتوای آب ماگما که منجر به تبلور زودهنگام پلاژیوکلاز در دمای بالا شده است، بالا بودن فوگاسیته اکسیژن مذاب و نیز سرعت کند کاهش دما را میتوان بهعنوان فاکتورهای مؤثر در جای گیری آهن در ساختار پلاژیوکلاز معرفی کرد؛ نتیجه این امر عدم تغلیظ آهن در ترکیب مذاب است. از سوی دیگر، غنی نبودن منشأ مذاب از آهن، از عوامل مهم در ناکامی الیوین گابرونوریتهای چشمه قصابان در کانهزایی آهن است.

قدردانی

بخشی از هزینه تجزیهٔهای این پژوهش از محل پژوهانه دانشگاه شهید چمران اهواز (شماره SCU.EG98.44295) تأمین شده است که بدینوسیله از معاونت پژوهشی دانشگاه قدردانی می شود. نویسندگان این مقاله از داورهای محترم که با نظرات خود سبب ارتقاء علمی و ساختاری مقاله شدند، کمال قدردانی را دارند.

منابع

 Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafee M., Ghorbani M., Sepahi A., Shang C., Abedini M. V., "Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism", Journal of Asian Earth Sciences, 39 (2010) 668-683.

- Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M., "U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 41 (2011) 238-249.
- Yang T., Chen J., Liang M., Xin D., Aghazadeh M., Hou Z., Zhang H., Two plutonic complexes of the Sanandaj-Sirjan magmatic-metamorphic belt record Jurassic to Early Cretaceous subduction of an old Neotethys beneath the Iran microplate", Gondwana Research, 62 (2018) 249-268.

۴. صادقیان محمود، "بررسی پترولوژی سنگهای آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان"، پایاننامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۷۳).

- Ghalamghash J., Mirnejad H., Rashid H., "Mixing and mingling of mafic and felsic magmas along the Neotethys continental margin, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: A case study from the Alvand Pluton", Journal of mineralogy and Geochemistry, 186 (2009) 79-98.
- ۲. ساکی عادل، میری میرمحمد، اسکندرنیا پیمان، درانی مریم، "بررسی سنگزایی الیوین گابرونوریتهای منطقه چشمه قصابان
 (شمال باختری همدان) با بهرهگیری از ترکیب شیمیایی کانیها"، پترولوژی، شماره چهل، (۱۳۹۸)، ۴۵-۶۶.
- Berberian F., Berberian M., "Tectono-plutonic episodes in Iran", Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution, 3 (1981) 5-32.
- Alavi M., "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations", 229 (1994) 211-238.
- Mohajjel M., Fergussen C., Sahandi M., "Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 21 (2003) 397-412.
- 10. Hassanzadeh J., Wernicke B.P., "The Neotethyan Sanandaj-Sirjan Zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions", Tectonnics, 35 (2016) 586-621.
- 11. Azizi H., Stern R. J., "Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj Sirjan Zone (Iran) make a propagating continental rift, not a magmatic arc", Terra Nova, 415-423.
- Fazlnia A., Schenk V., Van der Straten F., Mirmohammadi M., "Petrology, geochemistry and geochronology of trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran", Lithos, 112 (2009) 413-433
- Berberian F., Muir I., Pankhurst R., Berberian M., "Late Cretaceous and early Miocen Andyan-Type Plutonic activity in northern Makran and Central Iran", Journal of the Geological Society, 139 (1982) 605-614.
- Aliani F., Maanijou M., Sabouri Z., Sepahi A. A., "Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive Complex, Hamedan, Iran", Chemie der Erde-Geochemistry, 72 (2012) 363-383.

۱۵. سپاهی گرو علی اصغر، "پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرش ویژه به گرانیتوئیدها"، پایاننامهٔ دکتری، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۷۸).

- Saki A., Moazzen M., Baharifar A. A., "Migmatite microstructures and partial melting of Hamadan metapelitic rocks, Alvand contact aureole, western Iran", International geology review, 54 (2012) 1229-1240.
- Sepahi A. A., Borzoei K., Salami S., "Mineral chemistry and thermobarometry of plutonic, metamorphic and anatectic rocks from the Tueyserkan area (Hamedan, Iran)", Geological Quarterly, 57 (2013) 515-526.
- Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review", AAPG bulletin, 52 (1968) 1229-1258
- 19. Eghlimi B., "Geological map of the Hamedan area, No:5659: 100 000", Geological survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian) (2001).
- Ashragi S. A., Mahmoudi Garaii M., "Geological Report of the Tuyserkan Sheet, Scale (1: 100 000", Geological Survey and Mineral Exploration Country, Iran, Tehran, (2003).
- 21. Allaby M., "A dictionary of geology and earth sciences:Oxford", Oxford university, (2013).
- 22. Brown B. L., Gardner G. E., Larsen J.,"Amphibole reaction rims in response to decompression compared to heating: An exprimental approach", AGUFM, (2003).
- 23. Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American mineralogist, 68 (1983) 277-279.
- 24. Howthorne T., Oberti R., "Amphiboles: crystal chemistry", Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 67 (2007) 1-54.
- 25. Keeditse M., Rajesh H., Belyanin G., Fukuyama M., Tsunogae T., "Primary magmatic amphibole in Archaean meta-pyroxenite from the central zone of the Limpopo Complex, South Africa", South African Journal of Geology, 119 (2016) 607-622.
- 26. Humphreys M. C., "Chemical evolution of intercumulus liquid, as recorded in plagioclase overgrowth rims from the Skaergaard intrusion", Journal of Petrology, 50 (2009) 127-145.
- 27. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An Introduction to the rock forming minerals", (1991).
- 28. Hammarstrom J. M., Zen E. A., "Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer", American Mineralogist, 71 (1986) 1297-1313.
- 29. Anderson J. L., Smith D. R., "The effects of temperature and f O2 on the Al-in-hornblende barometer", American Mineralogist, 80 (1995) 549559.
- 30. 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) 304-310.

34.

علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

- Holland T., Blundy J., "Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", Contributions to Mineralogy and Petrology, 116 (1994) 433-447.
- 32. Molina J. F., Scarrow J. H., Montero P. G., Bea F., "High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic–ultrabasic magmatism of Central Iberia", Contributions to Mineralogy and Petrology, 158 (2009) 69-98.
- 33. Ridolfi F., Renzulli A., "calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric emprical equations valid up to 1130 C and 2.2 Gpa", Mineral Petrol, 163 (2012).
- Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Gregoire M., Oreilly S. Y., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", Lithos, 99 (2007) 68-84.
- 35. Jiang C. Y., An S. Y., "on chemical chracteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and thier petrogenesis significans", Mineralogy and Petrology, 3 (1984) 1-9.
- 36. Xie Y. W., Zhang Y. Q., "Peculiarities and genetic significance of hornblende from granit in the Hengduansan region", Acta Mineral Sin, 10 (1990) 35-45.
- Tiepolo M., Tribuzio R., Vancci R., "The compositions of mantle-derived melts developed during the Alpine continental collision", Contributions to Mineralogy and Petrology, 144 (2002) 1-15.
- Daczko N., Emami S., Allibone A., Turnbull I., "Petrogenesis and geochemical characterisation of ultramafic cumulate rocks from Hawes Head, Fiordland, New Zealand", New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 55 (2012) 361-374.
- 39. Zamanian H., Pazoki A., Alavi A., "Mineral chemistry of index minerals and their implications in the Genesis of the Baba Ali Magnetite Skarn Deposit, Western Iran", Mining Engineering Conference, Tarbiat Modarres University, (2005).
- Pang K. N., Zhou M. F., Lindsley D., Zhao D., Malpas J., "Origin of Fe–Ti oxide ores in mafic intrusions: evidence from the Panzhihua intrusion, SW China", Journal of Petrology, 49 (2008b) 295- 313.
- 41. Fenner C. n., "The crystallisation of basalt", American Journal of Science, 18 (1929) 225-253.
- 42. Howarth G. H., Prevec S. A., "Hydration vs. oxidation: Modelling implications for Fe–Ti oxide crystallisation in mafic intrusions, with specific reference to the Panzhihua intrusion, SW China", Geoscience Frontiers, 4 (2013) 555.569.

- 43. Botcharnikov R., Almeev R., Koepke J., Holtz F., "Phase relations and liquid lines of descent in hydrous ferrobasalt implications for the Skaergaard intrusion and Columbia River flood basalts", Journal of Petrology, 49 (2008) 1687-1727.
- 44. Carmichael I. S., "The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions?", Contributions to Mineralogy and Petrology, 106 (1991) 129-141.
- 45. Kelly K. A., Cottrell E., "Water and the oxidation state of subduction zone magmas", Science, 325 (2009) 605-607.
- 46. Lee C. T. A., Luffi P., Le Roux V., Dasgupta R., Albared F., Leeman W. P., "The redox state of arc mantle using Zn/Fe systematics", Nature, 468 (2010) 681-685.
- 47. Lee C. T. A., Luffi P., Chin E. J., Bouchet R., Dasgupta R., Morton D. M., le Roux V., Yin Q. Z., Jin D., "Copper systematics in arc magmas and implications for crust-mantle differentiation", Science, 336 (2012) 64-68.
- Jenner F. E., O'neill H. S. C., Arculus R. J., Mavrogenes J. A., "on chemical chracteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and thier petrogenesis significans", Journal of Petrology, 51 (2010) 2445-2464.
- 49. Tang M., Erdman M., Eldridge G., Lee C. T. A., "The redox "filter" beneath magmatic orogens and the formation of continental crust", Science advances, 4 (2018) eaar4444.
- Smith J. V., Brown W. L., "Feldspar Minerals: Crystal Structures, Physical, Chemical, and Microtextural Properties", Springer-Verlag, (1998).
- Lundgaard K. L., Tegner C., "Partitioning of ferric and ferrous iron between plagioclase and silicate melt", Contributions to Mineralogy and Petrology, 147 (2004) 470-483.
- 52. Phinney W., "Partition coefficients for iron between plagioclase and basalt as a function of oxygen fugacity: Implications for Archean and lunar anorthosites", Geochemica et Cosmochimica Acta, 56 (1992) 1885-1895.
- 53. Wilke M., Behrens H., "The dependence of the partitioning of iron and europium between plagioclase and hydrous tonalitic melt on oxygen fugacity", Contributions to Mineralogy and Petrology, 137 (1999) 102-114.
- 54. Tegner C., "Iron in plagioclase as a monitor of the differentiation of the Skaergaard intrusion", Contributions to Mineralogy and Petrology, 128 (1997) 45-51.
- 55. Danyushevski L. V., Perfit M. R., Eggins S. M., Falloon T. J., "Crustal origin for coupled'ultra-depleted'and'plagioclase'signatures in MORB olivine-hosted melt inclusions: evidence from the Siqueiros Transform Fault, East Pacific Rise", Contributions to Mineralogy and Petrology, 144 (2003) 619-637.

- 56. Falloon T. J., Green D. H., Danyushevski L. V., Faul V. H., "Peridotite melting at 1.0 and 1.5 GPa: an experimental evaluation of techniques using diamond aggregates and mineral mixes for determination of near-solidus melts", Journal of Petrology, 40 (1990) 1343-1375.
- 57. Toplis M., Carroll M., "An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral—melt equilibria in ferro-basaltic systems", Journal of Petrology, 36 (1995) 1137-1170.
- 58. Thy P., Lesher C., Nielsen T., Brooks C., "Experimental constraints on the Skaergaard liquid line of descent", Lithos, 92 (2006) 154-180.
- Steel I., Hutcheon I., Smith J., "Ion microprobe analysis and petrogenetic interpretations of Li, Mg, Ti, K, Sr, Ba in lunar plagioclase", Lunar and Planetary Science Conference Proceedings, (1980) 571-590.
- 60. Smith J. V., Brown W. L., "Feldspar Minerals:Crystal Structures, Physical, Chemical and microtextural Properties", Springer-Verlag, (1988).
- 61. Namur O., Charlier B., Toplis M. J., Higgins M. D., Liegeois J. P., Vander Auwera J., " Crystallization sequence and magma chamber processes in the ferrobasaltic Sept Iles layered intrusion, Canada", Journal of Petrology, 51 (2010) 1203-1236.