

۲- زمین‌شناسی منطقه

خودشان را نشان نمی‌دهند. بلورهای درشت کوارتز در آنها دارای خلیج خوردگی هستند و شکل تقریباً کاملی دارند اما دیگر کانی‌ها از جمله پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم و کانی‌های مافیک به شدت دگرسان شده‌اند (شکل ۳- ب و ج). این توده‌ها با همبری گسلی بر روی سنگ‌های آذرآواری ائوسن پسین رانده شده‌اند که سن این توده نیز در محدوده ائوسن پسین تا الیگوسن آغازین در نظر گرفته می‌شود.

۳-۲- توده‌های نفوذی گرانودیوریتی

حجم غالب توده‌های نفوذی منطقه، گرانودیوریت‌ها هستند که در بین سنگ‌های آتشفشانی ائوسن رخمون یافته‌اند (شکل ۲- ب). پس این توده‌ها همزمان و یا اندکی پیش از تشکیل توده‌های مونزوگرنیتی به وجود آمده‌اند. و سن آنها را نیز باید از الیگوسن آغازین در نظر گرفت. در نمونه دست‌ی رنگ خاکستری تا خاکستری مایل به سبز دارند. تمام بلورین بوده و از نظر بافت غالباً در حد درشت‌دانه تا دانه متوسط هستند. در مقاطع میکروسکوپی، معمولاً دارای بافت دانه‌ای بوده و گاه بافت‌های گرافیک، پرتیت و پویکلیتیک نیز در آنها دیده می‌شود. در برخی قسمت‌ها دارای میانبرهایی از بخش‌های زودتر سرد شده خود هستند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار پتاسیم و هورنبلند، کانی‌های فرعی شامل بیوتیت، پیروکسن، آپاتیت، اسفن و کانی‌های کدر هستند (شکل ۳- الف). کلریت، اپیدوت، سریسیت، اسفن و کانی‌های رسی، کانی‌های حاصل از دگرسانی این سنگ‌ها هستند. به‌طور کلی ویژگی بارز گرانودیوریت‌ها دارا بودن بافت دانه‌ای دانه متوسط تا ریزدانه، فقدان موسکویت، نبود کانی‌های منشأ دگرگونی، همراهی با قطب مافیک‌تر یعنی دیوریت و کوارتز دیوریت و گابرویدیوریت است.

۳-۳- گابروها

این سنگ‌ها در صحرا به‌صورت توده‌های نفوذی کوچک (با بیرون‌زدگی حداکثر حدود ۲ کیلومتر مربع) و دایک در اطراف معدن قله سوخته، معدن چاه‌موسی و روستای چشمه میر احمد رخمون دارند (شکل ۲- ج و د). در مقطع میکروسکوپی، کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن (عمدتاً اوژیت و یا تیتان اوژیت) و الیون است. بافت دانه‌ای تا ریزدانه در آنها مشاهده می‌شود (شکل ۳- د). کانی‌های فرعی آن بیوتیت، آپاتیت و کانی‌های کدر بوده و کانی‌های ثانویه آن کلریت و سریسیت، کلریت و بیوتیت ثانویه است. بعد از فعالیت‌های آتشفشانی کانون‌های ماگمایی موجود در منطقه در زمان الیگوسن آغازین دوباره فعال شده‌اند و ماگماهای موجود در آشیانه ماگمایی را به‌صورت توده‌های آذرین درونی (گابروها) در ترازهای بالایی پوسته جایگزین شده‌اند. پلاژیوکلازها شکل دار تا نیمه‌شکل دار هستند. در نمونه‌هایی که از حاشیه توده برداشت شده، بافت ریزدانه‌تر بوده و پلاژیوکلازها عمدتاً گرد شده و دارای زون‌بندی هستند. در حالی که پلاژیوکلازهای نمونه‌های داخلی‌تر توده بیشتر به‌شکل کشیده و سالم

منطقه مورد مطالعه بخشی از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان است. این منطقه در ۱۲۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود و همچنین در بخش شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱). رشته کوه‌های شمال معلمان- ترود بخش اعظم منطقه را در بر می‌گیرند. فعالیت‌های ماگمایی در دوره ترشیری در ایران مرکزی در طی چند مرحله اصلی (ائوسن پیشین- الیگوسن، الیگوسن- میوسن و پلیوسن) از جمله در منطقه معلمان- ترود در ائوسن پیشین- الیگوسن به وقوع پیوسته است. پس از حرکات کوهزایی کرتاسه پسین حجم زیادی از سنگ‌های آتشفشانی بازالت، آندزیت، داسیت و ریولیت به همراه سنگ‌های آذرآواری و رسوبات آواری در زمان ائوسن نهشته شده و سازند کرج را در ایران مرکزی و البرز به‌وجود آورده است. نهشته‌های مشابه یادشده در منطقه مورد مطالعه نیز با عنوان سازند معادل کرج نام‌گذاری شده است و توده‌های نفوذی با ترکیب بازی تا اسیدی در درون آنها جای گرفته‌اند. از مهم‌ترین این موارد می‌توان به توده‌های نفوذی گندی، چالو، سوسنوار، باغو و کوه زر اشاره کرد. شواهد صحرایی و بافتی این توده‌ها نشان‌دهنده نیمه‌عمیق بودن آنهاست. این توده‌ها به شکل گنبد، استوک و دایک در بین سنگ‌های کربناتی کرتاسه و سازندهای قدیمی‌تر و سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی جایگزین شده‌اند. این توده‌ها سنگ‌های آتشفشانی و واحدهای گوناگون ائوسن، کرتاسه و پالئوزوئیک را بریده‌اند. بنابراین پیدایش آنها را باید به اواخر ائوسن و اوایل الیگوسن نسبت داد (فاز ماگمایی پیرنه).

۳- سنگ‌نگاری

از نظر سنگ‌نگاری توده‌های گرانیتیوریدی منطقه معلمان ترکیب سنگ‌شناسی در حد کوارتزمونزونیت، گرانودیوریت تا مونزوگرنیت نشان می‌دهند.

۳-۱- توده‌های نفوذی مونزوگرنیتی

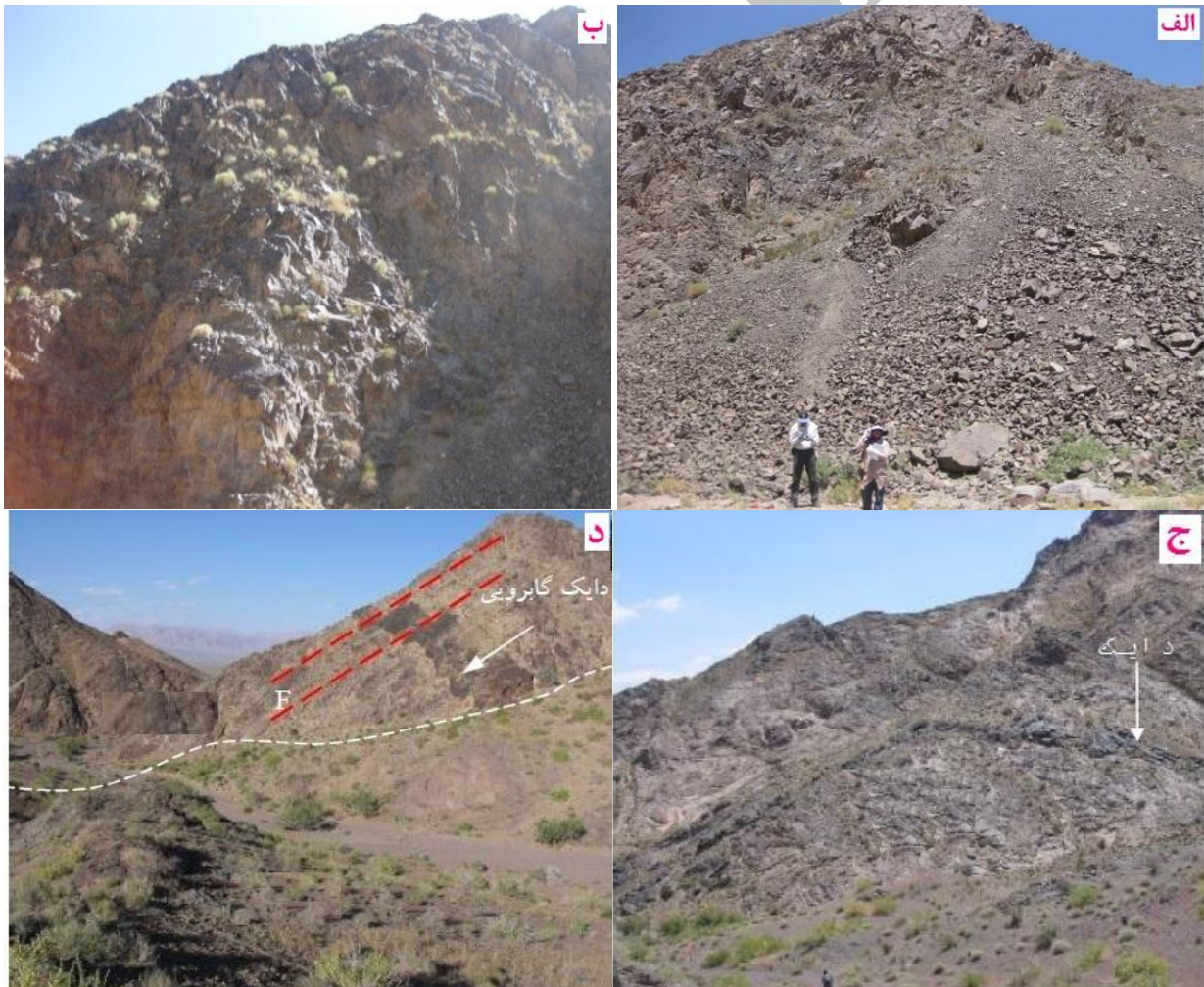
این توده‌ها در بخش شمالی رشته‌کوه معلمان- ترود در شرق روستای کوه زر واقع شده‌اند و به‌صورت یک استوک بزرگ در منطقه مشاهده می‌شوند (شکل ۲- الف)، این سنگ‌ها سفیدرنگ و ریزدانه و کانی‌های اصلی آنها پلاژیوکلاز، کوارتز و فلدسپار پتاسیم است. همچنین تورمالین به‌صورت لکه‌های سیاه‌رنگ دیده می‌شود. تورمالین در این سنگ‌ها به‌صورت رگه‌های تورمالینیت (با بیش از ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی تورمالین) وجود دارند. شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد این تورمالین‌ها از نوع شورل- دراویت بوده و در گروه قلیایی قرار می‌گیرند و بر اساس نمودارهای Fe-Ca-Mg و Mg-Fe از نوع تورمالین‌های ماگمایی- گرمایی هستند (قربانی، ۱۳۸۶). در این منطقه دگرسانی‌های سیلیسی و آرژیلی از جمله کائولینیتی نیز قابل مشاهده است. این سنگ‌ها در مقیاس میکروسکوپی دارای بافت‌های دانه‌ای و پرتیت هستند. کانی‌های مافیک در حد فرعی، بیشتر به کلریت و اسفن دگرسان شده هستند، به‌گونه‌ای که هیچ یک از آنها ویژگی‌های اولیه

که اخیراً توسط محققان مختلف همچون Putirka, (2003, 2008) ارائه شده است، به‌منظور تعیین دما، فشار و همچنین نوع کانی بررسی شدند. در مورد پلاژیوکلازها از این فایل‌ها برای تعیین میزان آل‌بیت، آنورتیت و فلدسپار قلیایی و همچنین از فایل اکسل (Putirka, 2008) برای برآورد میزان دما و فشار نیز استفاده شده است (جدول ۲). در محاسبات H_2O به صورت درصد وزنی آورده می‌شود و مدل H میزان آب برای نمونه‌های سنگی بدون آب است. تصور بر این است که دلیل میزان بالای آنورتیت در کمان‌های قاره‌ای، وجود آب است (Panjasawatwong et al., 1995). آب بر روی دمای تبلور پلاژیوکلاز اثر گذاشته و آن را کاهش می‌دهد و تمایل بر تشکیل پلاژیوکلاز کلسیم‌دار (آنورتیت) ایجاد می‌شود. (Putirka, 2008) اشاره می‌کند که برای برآورد میزان آب از روش ترکیبات کلینوپیروکسن-مذاب استفاده کنیم.

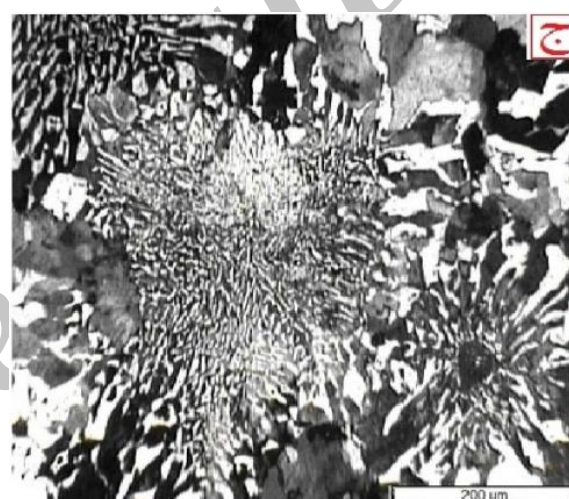
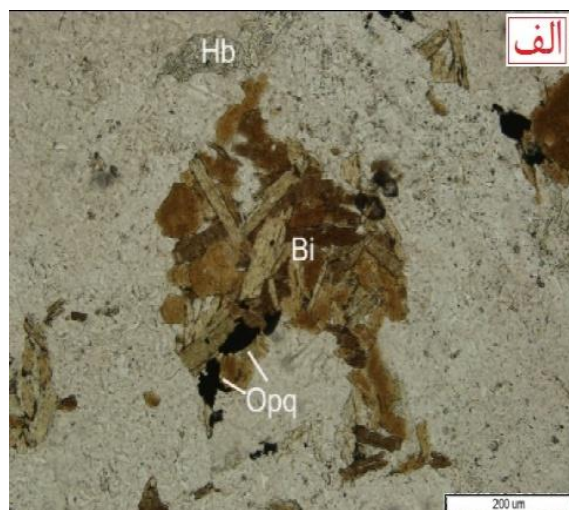
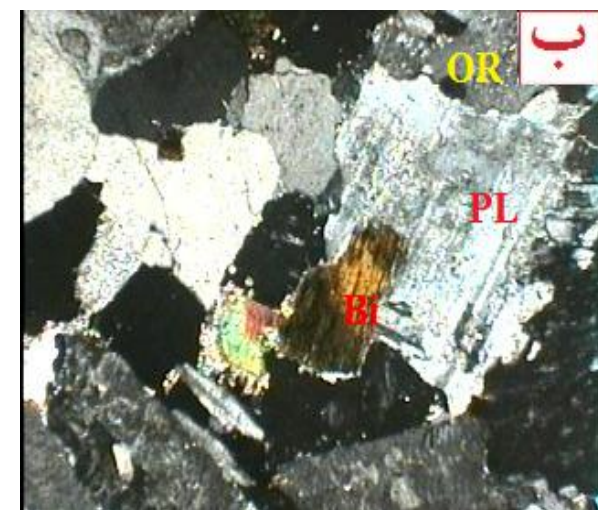
هستند و براساس اندازه‌گیری زاویه خاموشی به روش میشل لوی، ترکیب آنها از آندزین تا لابرادور متغیر است.

۴- روش مطالعه

حدود ۷۰ مقطع میکروسکوپی از واحدهای سنگی تهیه و در آزمایشگاه سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد کهنوج و سپس سازمان زمین‌شناسی کشور مطالعه شدند. از میکروسکوپ پلاریزان بازتابی برای مطالعه خواص نوری بلورها، شناسایی کانی‌ها، سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری انواع سنگ‌ها، مطالعه پاراژنز و بافت آنها استفاده شد. سپس ۲۰ نمونه برای مطالعه بر روی کانی‌های بیوتیت و پلاژیوکلاز انتخاب شد. از این نمونه‌ها مقطع نازک صیقلی تهیه و با دستگاه XPMA هوربیا با مشخصات مدل ایکس جی تی ۷۲۰۰ ریز تجزیه شد. سپس نتایج به‌دست آمده توسط فایل‌های اکسل به نام Spreadsheet



شکل ۲- الف) رخنمونی از توده‌های مونزوگرانیته در باختر قلعه دختر (دید به سمت جنوب). ب) رخنمونی از توده‌های گرانودیوریت در شمال باختر روستای گندی (دید به سمت جنوب). ج) نمایی از دایک گابرویی جنوب قله سوخته (دید به سمت جنوب خاور). د) نمایی از دایک گابرویی در اطراف روستای چشمه میراحمد، گسل چپگرد سبب جابه‌جایی دایک شده است (دید به سمت شمال خاور)



شکل ۳- الف) تصویر میکروسکوپی از تجمعی از بلورهای بیوتیت، هورنبلند و کانی‌های کدر در سنگ‌های گرانودیوریتی. ب) همراهی بیوتیت و کانی‌های کدر موجود در گرانیت‌ها. ج) بافت گرافیک در سنگ‌های گرانیتی. د) بافت دانه‌ای متمایل به میان‌دانه‌ای در سنگ‌های گابرویی، تصویر الف در نور PPL و سه تصویر دیگر در نور XPL

۵- یافته‌های پژوهش

۵-۱- تعیین نوع کانی‌ها

و در جدول ۲ آورده شده است. در واقع Spreadsheet، فایل‌های اکسلی هستند که محققان، به‌ویژه زمین‌شناسان، در تعیین نوع کانی یا برآورد فشار و دما از آنها استفاده می‌کنند (جدول ۱).

ب- بیوتیت

در جدول ۳ نتایج تجزیه تعدادی از بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌ها و مونوزوگرانیت‌ها ارائه شده است. بر اساس نمودار Deer et al., (1962) و Spear, (1984) این بیوتیت‌ها در محدوده بین بیوتیت‌های منیزیم‌دار و آهن‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۵). همچنین با توجه به نمودار (Foster, 1960) بیوتیت‌ها در محدوده بیوتیت‌های منیزیم‌دار- آهن‌دار قرار گرفته‌اند (شکل ۶- الف). همان‌گونه که می‌دانیم بیوتیت‌های ماگمایی در مراحل میانی و نهایی تبلور ماگما همزمان با هورنبلند و پلاژیوکلاز (با ترکیب حدواسط) متبلور می‌شوند (Nachite et al., 2005). در نمودار سه‌تایی بیوتیت‌ها، محدوده بیوتیت‌های اولیه حاصل از تبلور ماگما و بیوتیت‌های حاصل از تبلور

- نمودار Or-Ab-A از دیر و همکاران، (۱۹۹۷)

با توجه به این نمودار ترکیب فلدسپار گابروها در محدوده آندزین، گرانیت‌ها در محدوده الیگوکلاز و کوارتز مونزونیت‌ها در محدوده آنورتوکلاز قرار می‌گیرند (شکل ۴).

۵-۲- تعیین نوع کانی‌ها با استفاده از Spreadsheet

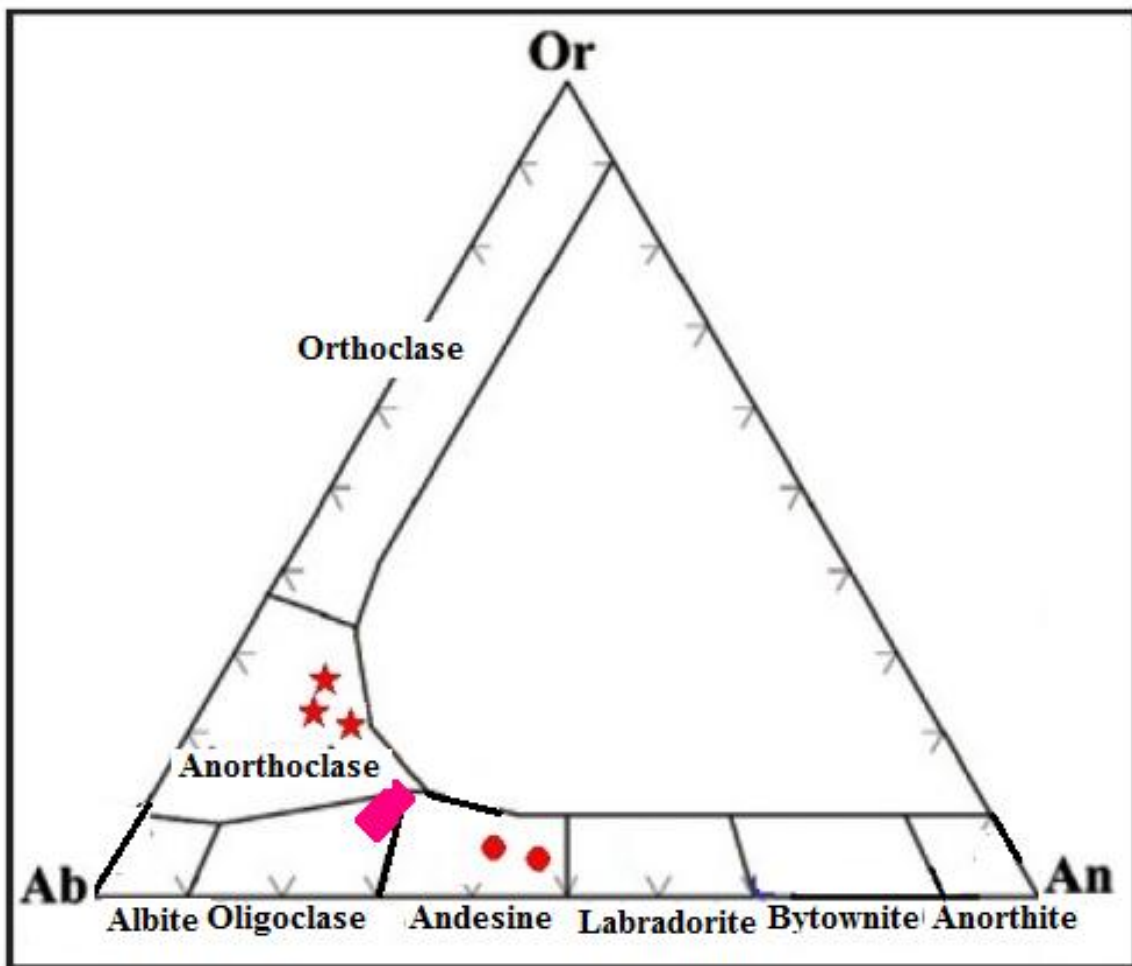
الف- پلاژیوکلاز

با استفاده از Spreadsheet مربوط به پلاژیوکلاز، نوع کانی‌ها محاسبه

دوباره و ثانویه از هم متمایز شده است. با توجه به شکل ۶- ب بیوتیت‌های سنگ‌های گرانیتوئیدی در محدوده بیوتیت‌های اولیه قرار گرفته‌اند. ترکیب بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی تابع ترکیب ماگمای مولد، فوگاسیته اکسیژن، دمای مذاب و خاستگاه ماگماست. بیوتیت‌ها قادر به جذب آلومینیم در سنگ‌های گرانیتی فاقد گارنت و کانی‌های آلومینوسیلیکاتی هستند. برای برآورد چگونگی شرایطی که طی آن سنگ‌های ماگمایی میزبان تشکیل می‌شوند از ترکیب بیوتیت‌ها استفاده می‌شود. برای تعیین ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای سازنده میکاها از دو تقسیم‌بندی (Nachite et al., 2005) و (Abdel-Rahman (1994 استفاده شده است (شکل ۶- ج و د).

نمودار (Abdel-Rahman, 1994) تا حدی بیوتیت‌های ماگمای پرآلومینیم را از بیوتیت‌های ماگمای شبه آلومینیم جدا می‌کند. در این رده‌بندی، همه بیوتیت‌ها غنی از Al با نسبت بالای Fe/Mg وابسته به

ماگمای پرآلومینیمی در نظر گرفته شده‌اند و مقدار آلومینیم بیوتیت متبلور شده، مشخص‌کننده میزان ماهیت پرآلومینیمی ماگماست. بررسی‌ها نشان می‌دهد که قلمرو پایداری بیوتیت‌های غنی از آلومینیم در دماهای پایین بسیار گسترده است. ابتدا با استفاده از نتایج به‌دست آمده، نوع کانی‌ها در نمودارهای مختلف مشخص شدند. در حالی که منطقه پایداری تیتان و منیزیم با افزایش دما افزایش می‌یابد (Patino Douce, 1995). مقادیر پایین آلومینیم در بیوتیت‌ها نتیجه پایداری پایین آلومینیم در بیوتیت با افزایش دماست. از دیگر ویژگی‌های گرانیت‌های کلسیمی قلیایی کوهزایی می‌توان به حضور کانی‌های پیروکسن و آمفیبول کلسیمی منیزیم‌دار همراه با بیوتیت اشاره کرد. بررسی ترکیب شیمیایی میکاهای این سنگ‌ها نشان می‌دهد که بیوتیت‌های، موجود در توده‌های نفوذی از نوع بیوتیت‌های اولیه ماگمایی و وابسته به سنگ‌های آذرین قلیایی است که بر اثر کشش ایجاد شده‌اند.



شکل ۴- موقعیت فلدسپارهای مختلف (Deer et al., 1997) و جایگاه نمونه‌های منطقه تروند

● گابرو ● کوارتزمونزونیت ★ گرانیت ◆

جدول ۱- نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلازها در سنگ‌های پلوتونیک منطقه تروند به همراه نتایج فرمول ساختاری بر اساس ۸ اتم اکسیژن و درصد اعضای انتهایی آنها (Ga).
گابرو، Gr: گرانیت، Mo: مونزونیت)

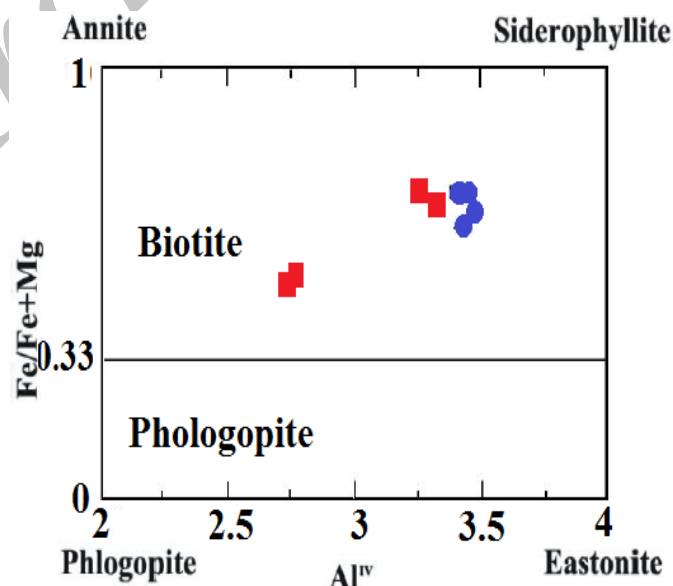
	E65-Ga-1	E113-Mo-1	E113-Mo-2	E68-Ga-1	E68-Ga-2	E119-Gr-119-2	E119-Gr-119-1	E94-Gr-2	E94-Gr-1
Mass%	Mass%	Mass%	Mass%	Mass%	Mass%	Mass%	Mass%	Mass%	Element
SiO ₂	64.5	62.33	65.08	64.79	67.73	65.15	63.35	66.45	65.49
TiO ₂	0	0	0	0	0	0.02	0	0	0
Al ₂ O ₃	26.34	25.57	24.72	25.34	24.4	23.5	24.2	22.1	22.35
FeO	0.12	0.45	0.51	0.12	0.26	1.25	1.02	1.03	0.56
MnO	0	0	0	0	0	0.04	0.05	0.05	0
MgO	0.07	0.22	0	0.07	0	0.4	0.4	0.45	0.4
CaO	3.01	3.13	4.17	3.11	3.22	4.35	4.23	2.92	5.36
Na ₂ O	2.65	3.2	3.1	3.2	2.6	2.25	2.85	2.3	2.25
K ₂ O	2.12	1.39	1.24	2.01	1.71	1.5	1.15	2.61	1.48
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb ₂ O	0.01	0.01	0	0.01	0	0.01	0.01	0.01	0.01
Cs ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0
ZnO	0.02	0.02	0.05	0.02	0.055	0	0	0	0
Total	98.85	96.33	98.88	98.68	99.985	98.47	97.26	97.92	97.9
Si	2.61	2.58	2.63	2.63	2.71	2.65	2.61	2.71	2.68
Al	1.42	1.41	1.33	1.37	1.30	1.27	1.33	1.20	1.22
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.04	0.04	0.01	0.02	0.10	0.08	0.08	0.05
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.03	0.03	0.04	0.03
Ca	0.24	0.26	0.34	0.25	0.26	0.35	0.35	0.24	0.44
Na	0.43	0.53	0.50	0.47	0.42	0.37	0.47	0.38	0.37
K	0.34	0.23	0.20	0.33	0.27	0.24	0.19	0.43	0.24
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.07	5.09	5.05	5.08	4.98	5.02	5.06	5.09	5.02
Or	33.78	22.58	19.30	29.71	28.89	25.32	18.81	40.97	23.09
Ab	42.23	51.99	48.25	47.30	43.92	37.97	46.61	36.11	35.10
An	23.98	25.43	32.45	22.99	27.20	36.71	34.59	22.92	41.81

جدول ۲- نتایج دما و فشار و کانی محاسبه شده توسط فایل اکسل مربوط به کانی پلاژیوکلاز (Putirka, 2008)

Pl	Eqn 23 T(C)	Model H H ₂ O (wt. %)	P(Kbar)	Observed KD(Ab-An)
E113-mo-1	810	1.1	1.7	0.26
E113-mo-2	750	0	1.8	0.25
E94-Ga-1	985	5.3	1.7	1.30
E94-Ga-2	1000	6.4	2	1.38
E119-GA-1	920	5.7	2.6	1.25
E119-GA-2	1013	5.6	2.4	1.22
E65-g-1	950	4.5	1.6	1.15
E68-g-1	850	5.45	1.5	1.15
E68-g-2	758	5.20	1.3	1.24

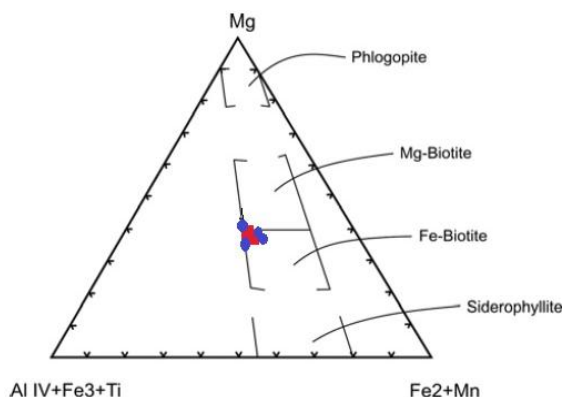
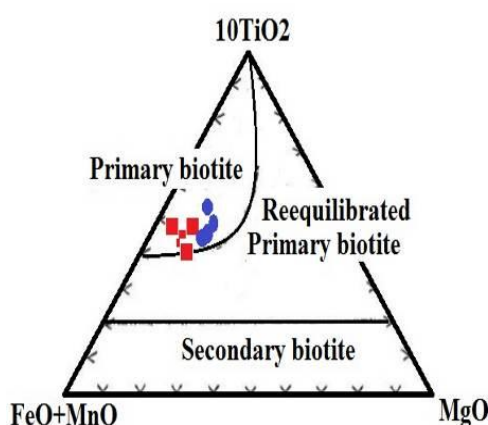
جدول ۳- نتایج تجزیه نقطه‌ای بیوتیت‌ها در سنگ‌های پلوتونیک منطقه ترود به همراه نتایج فرمول ساختاری بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن و درصد اعضای پایانی آنها (Gd):
گرانودیوریت، G: گرانیت، MG: مونزوگرانیت

Sample	Gd-BI1	Gd-BI2	Gd-BI3	MG-BI4	Gd-BI5	MG-BI6	MG-BI7	G-BI8
SiO ₂	34.79	33.53	34.9	35.13	34.94	36.59	34.25	33.6
TiO ₂	1.83	1.89	1.45	1.64	1.37	3.79	4.69	4.96
Al ₂ O ₃	19.92	19.35	23	19.81	20.35	15	18.85	18.2
Cr ₂ O ₃	0.06	0.07	0.06	0.06	0.09	8.55	8.57	8.49
FeO	21.09	21.46	18.62	20.84	20.67	14.97	18.96	20.23
MnO	0.3	0.26	0.32	0.24	0.29	3.51	2.34	2.24
MgO	8.66	8.5	7.55	8.28	8.52	11.71	7.05	5.77
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	0.25	0.27	0.3	0.3	0.29	0.04	0	0.03
K ₂ O	8.08	7.43	7.04	8.07	7.79	0.12	0.2	0.06
TOTAL	95.07	93.09	93.29	94.45	94.46	94.58	95.2	94.2
Si	2.66	2.63	2.65	2.7	2.68	2.79	2.66	2.67
Ti	0.11	0.11	0.08	0.09	0.08	0.2	0.14	0.13
Al	1.34	1.37	1.35	1.3	1.32	1.25	1.33	1.32
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	1.35	1.41	1.18	1.34	1.32	1.2	1.54	1.67
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.99	1.01	0.86	0.95	0.97	1.33	0.82	0.68
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.01
K	0.79	0.74	0.68	0.79	0.76	0.84	0.85	0.86
TOTAL	7.29	7.32	6.85	7.22	7.72	7.18	7.38	7.35



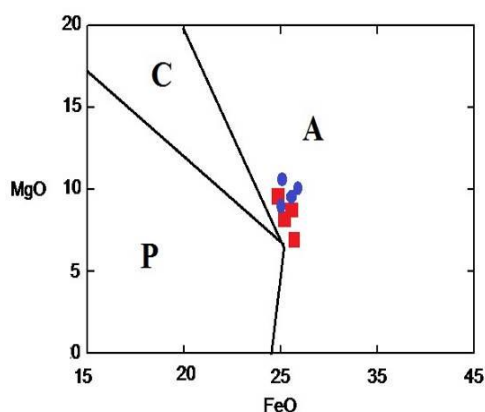
شکل ۵- رده‌بندی شیمیایی میکاهای توده‌های نفوذی مورد مطالعه (Deer et al., 1962; Speer, 1984)

■ کوارتز مونزونیت ● گرانیت‌ها

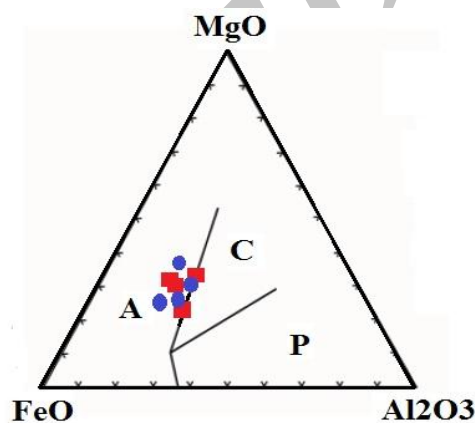


الف

ب



د



ج

شکل ۶- الف) نمودار تمایز بیوتیت‌های اولیه، بیوتیت‌های دچار تعادل مجدد و ثانویه (Nachite et al., 2005). ب) نمودار رده‌بندی بیوتیت‌ها (Foster, 1960) ج و د) نمودارهای جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدها بر اساس ترکیب بیوتیت‌ها (Abdel-Rahman, 1994) (A=قلیایی ناکوهزایی و مناطق کششی، P=سنگ‌های پرآلومین و محیط‌های برخوردی، C=سنگ‌های کلسیمی قلیایی و مناطق فرورانش) نمادها مشابه شکل ۵

۶- بحث و نتیجه‌گیری

- محاسبات دماسنجی کانی پلاژیوکلاز سنگ‌های گرانیتوئیدی در فشار حدود ۱،۵ تا ۲،۵ کیلو بار و دما حدود ۷۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد تبلور یافته‌اند.

- با توجه به نمودار Abdel-Rahman, (1994) سنگ‌های گرانیتوئیدها بر اساس ترکیب بیوتیت‌ها در محیط کششی تشکیل شده‌اند.

- با توجه به نمودارهای Nachite et al., (2005) و Foster (1960) بیوتیت‌های سنگ‌های گرانیتوئیدی در منطقه مورد مطالعه جزو بیوتیت‌های اولیه و منیزیم‌دار- آهن‌دار هستند.

- ترکیب بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی تابع ترکیب ماگمای مولد، فوگاسیته اکسیژن، دمای مذاب و خاستگاه آنهاست.

- به احتمال زیاد موقعیت توده‌های گرانیتوئیدی منطقه (بعد از ائوسن) مربوط به یک محیط ساختاری تصادفی است و ذوب پوسته زیرین اختصاصات گرانیتوئیدی نوع I را در آنها به ودیعه گذاشته است (قربانی و همکاران، ۱۳۸۴).

- نتایج حاصل از مطالعات میکروپروپ نیز بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در یک محیط مرتبط با فرورانش است. فرورانش مایل باعث تشکیل حوضه‌های

- سنگ‌های گرانیتوئیدی ترود در شمال زون ایران مرکزی قرار دارند و کلسیمی قلیایی، پرآلومین و از نوع I هستند.

از نظر سنگ‌نگاری توده‌های گرانیتوئیدی منطقه ترود دارای ترکیب سنگ‌شناسی در حد کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و مونزوگرنیت تا گابرو هستند.

- در سنگ‌های گرانیتی، پلاژیوکلاز، کوارتز و فلدسپار پتاسیم فراوانی هستند. این سنگ‌ها بافت‌های دانه‌ای، میرمکیتی و گرافیکی نشان می‌دهند.

- گابروها بافت دانه‌ای تا ریزدانه نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز، اوژیت و هورنبلند سبز کانی‌های اصلی آنها هستند.

- با توجه به نمودار Deer et al., (1997) ترکیب فلدسپار گابروها در محدوده آندزین، گرانیت‌ها در محدوده الیگوکلاز و کوارتز مونزونیت‌ها در محدوده آنورتوکلاز قرار می‌گیرند.

- ترکیب فلدسپارهای تعیین شده در سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی با نتایج به‌دست آمده از اندازه‌گیری زاویه خاموشی مطابقت دارد.

tion of granitoid suites after a major orogenesis", *Geological Journal*, 25, P.261-270.

Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1997, "Single-chain silicates. Geological Society of London", V. 28, 152: P.421-435.

Deer, W.A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1962, "Rock-forming minerals", 3 rd volume, Sheet silicates longman, London, P.528.

Foster, M.D., 1960, "Interpretation of the composition of trioctahedralmicas. US Geological Survey Prof", 354B, P.1-49.

Ligeois, J.P., Navez, J., Black, R., 1998, "Contrasting origin of post-collisional high-k calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization", *Lithos*. P.28-45.

Gile, H.A., Boni, M., Balssone, G., Allen, C.R., Banks, D., Moore, F., 2006, "Marble-hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex", *Mineralium Deposita* 41, P.1-16.

Nachite, H., Ibhi, A., Abia, E.H., Ben Ohoud, M., 2005, "Discrimination between Primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites", *C. R. Geoscience* 337, P.1415-1420.

Panjasawatwong, Y., Danyushevsky, L.V., Crawford, A.J., Harris, K.L., 1995, "An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase-melt equilibria at 5 and 10 kbar: implications for the origin of magmatic high-An plagioclase", *Contrib Mineral Petrol* 118: P.420-432.

Patino Douce, A., Beard, J.S., 1995, "Dehydration-melting of biotite and quartz amphibolites from 3 to 15 kb", *Journal of Petrology* 36, P.707-738.

Putirka, K.D., Mikaelian, H., Ryerson, F. Shaw, H., 2003, "New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava composition, with application to lavas from Tibet and Snake River Plain, Idaho", *American Mineralogist*, 88: P.1542-1554.

Putirka, K.D., 2008, "Thermometer and barometers for volcanic systems. Reviews in Mineralogy and Geochemistry", 69: P.61-120.

Speer, J.a., 1984, "Mica in igneous rock In: Micas Bailey, S. W.(Eds): Mineralogical Society of America Review in Mineralogy", 13: P.299-356.

Sylvester, P.J., 1989, "Post-collisional alkaline granites", *Journal of Geology*, 97: P.261-280.

کشتی موسوم به Pull apart می‌شود. در چنین رژیم ساختمانی-ماگمایی، جزء اصلی شامل فشارش حاصل از فرورانش و جزء فرعی شامل کشش حاصل از عملکرد گسل‌های امتداد لغز راستگرد است. این فضاها کشتی محیطی مناسب برای فعالیت آتشفشانی قلیایی و شوشونیتی هستند (Bonin, 1990: Sylvester, 1989: Ligeois et al., 1994).

در زمان الیگومیوسن کانون‌های ماگمایی موجود در منطقه دوباره فعال شده‌اند و ماگماهای موجود در آشیانه ماگمایی را به صورت توده‌های آذرین درونی (گابروها) در ترازهای بالایی پوسته جایگزین کرده در بعضی موارد با آتاکسی پوسته‌ای همراه بوده که به تشکیل ماگماهای اسیدی تر (سنگ‌های گرانیتی - گرانودیوریتی) منجر شده است.

مراجع

اشراقی، ص، ع، جلالی، ع، ۱۳۸۴، "گزارش ورقه ۱:۰۰۰۰۰ معلمان" سازمان زمین‌شناسی ایران، شماره نقشه ۶۹۶۰.

قربانی، ق، و ثوقی عابدینی، م. پورمعافی، م، ۱۳۸۴، "مروری بر سنگ‌شناسی - کانی‌شناسی و پتروژنز توده‌های نفوذی نوار ماگمایی طرود-چاه شیرین در جنوب دامغان" پذیرفته شده در مجله علوم زمین، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۲ صفحه.

قربانی، ق، ۱۳۸۶، "پتروگرافی و ژنز تورمالین در سنگ‌های پلوتونیک کوه زر" پانزدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، ۸ صفحه.

هوشمندزاده، ع، علوی نائینی، م، حقی پور، ع، ۱۳۵۷، "تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه ترود (از پرکامبرین تا عهد حاضر)" انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۸ صفحه.

Abdel-Rahman, A., 1994, "Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline, and Peraluminous Magmas. Journal of petrology", 35(2), P.25-541.

Alavi, M., 1991, "Sedimentry and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", *Geol. Soc. Of Amer. Bull.* V. 103, P.983-992.

Bonin, B., 1990, "From orogenic to anorogenic settings: evol-