

## بررسی کانی‌شناسی متابازیت‌های کوه معراجی و چاه پلنگ (جنوب چوپانان، شمال شرق استان اصفهان)

فرشته بیات<sup>۱</sup>، قدرت ترابی<sup>۱\*</sup> و یورگن کوپکه<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۲</sup> انستیتوی کانی‌شناسی، دانشگاه لیبنیز، هانور، آلمان

### چکیده

متابازیت‌های کوه‌های معراجی و چاه‌پلنگ در جنوب چوپانان (ایران مرکزی) قرار گرفته‌اند و با مجموعه‌های دگرگون پالئوزوئیک پوشیده می‌شوند. این متابازیت‌ها از متابازالت، متاگابرو و متادیاباز در مجاورت یکدیگر تشکیل یافته‌اند. متابازیت‌های کوه‌های معراجی و چاه‌پلنگ به ترتیب در رخساره‌های شیست سبز و آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. پس از رخداد دگرگونی‌های فوق، این سنگ‌ها متحمل دگرگونی پس‌رونده در رخساره شیست سبز شده‌اند. مشاهدات صحرایی، پتروگرافی و کانی‌شناسی بیانگر تفاوت‌های بارز بین این دو رخداد‌های متابازیت است. پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول از سازندگان اصلی سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. بیوتیت، ایلمنیت، تیتانومگنتیت و تیتانیت کانی‌های فرعی متابازیت‌ها هستند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، اپیدوت، لوکوکسن، پومپلئیت و کلسیت اشاره نمود. متابازیت‌های چاه‌پلنگ حاوی مقادیر بالای  $K_2O$  و  $TiO_2$  در مقایسه با متابازیت‌های کوه معراجی هستند. متابازیت‌های کوه معراجی دارای  $Na_2O$  حدود ۶/۸۶ تا ۸/۴۰ درصد وزنی هستند که بیانگر اسپیلیتی شدن گدازه‌های بالشی به‌واسطه دگرگونی کف اقیانوسی است. دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز و فشارسنجی Al در آمفیبول نشانگر شرایط متفاوت دگرگونی است. دماهای تعادل برای چاه‌پلنگ ۵۶۲ تا ۷۵۲ درجه سانتیگراد در فشار ۷ تا ۸ کیلوبار است. در حالی که دماهای تعادل در ناحیه معراجی ۴۲۶ تا ۵۲۰ درجه سانتیگراد در فشار ۵ تا ۶ کیلوبار به‌دست آمده است.

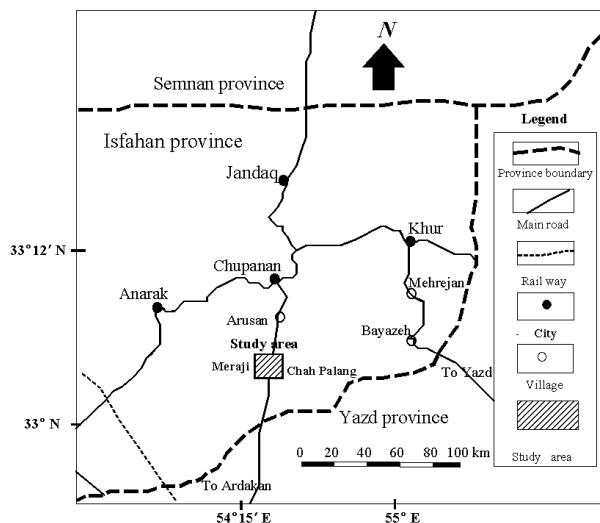
**واژه‌های کلیدی:** کانی‌شناسی، متابازیت، پالئوزوئیک، کوه معراجی، چاه‌پلنگ، استان اصفهان

### مقدمه

پالئوزوئیک ایران بسیار ناچیز است. به‌گونه‌ای که به جز حرکت‌های شاغولی، نشانه‌های کوهزایی این رویداد، به جز چند مورد پرسش آمیز، شناخته نشده است. به همین رو سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک ایران،

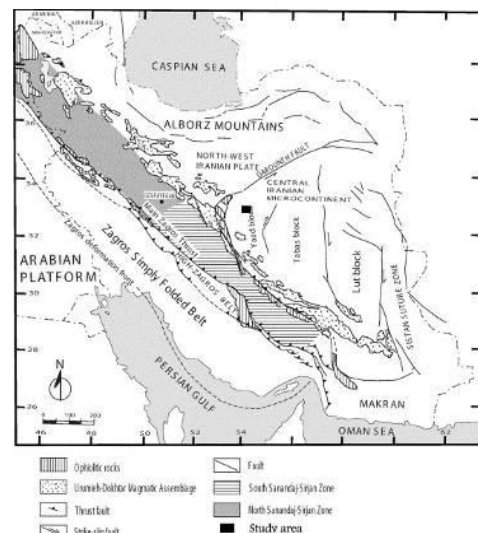
واقعیت‌های چینه‌شناسی پالئوزوئیک ایران نشان می‌دهد که بر خلاف بسیاری از نقاط جهان، تأثیر رویدادهای کوهزایی کالدونین و هرسی‌نین بر سکوی

متر که به ندرت به یک کیلومتر می‌رسند (Technoexport, 1984)، در دره‌ها و ارتفاعات کوه معراجی واقع شده‌اند. به علت سن طولانی نسبت داده شده به آن‌ها و نیز چند مرحله دگرگونی، ساخت بالشی این سنگ‌ها به سختی قابل تشخیص است. واحدهای سنگی متعلق به پالئوزوئیک این ناحیه عبارتند از: دولومیت با چرت بین لایه‌ای، آهک مرمری شده به سن اواخر پروتروزوئیک- اوایل کامبرین، ماسه‌سنگ دگرگون شده و فیلیت به سن کامبرین تا سیلورین همراه با سنگ‌های آتشفشانی متفاوت که روی آن‌ها را آهک بلورین و فیلیت سازند نیور به سن سیلورین، ماسه‌سنگ دگرگون، دولومیت و کوارتزت سازند پادها و سازندهای سیبزار و بهرام به سن دونین می‌پوشانند (Technoexport, 1984). متابازیت‌های چاه‌پلنگ با مختصات جغرافیایی عرض  $33^{\circ} 05' 56.1''$  شمالی و طول  $54^{\circ} 21' 39.6''$  شرقی در همراهی دگرگونه‌های دوشاخ که جزئی از سازندگان دگرگونه‌های انارک است دیده می‌شوند. دگرگونه‌های دوشاخ، رخنمون وسیعی نداشته و واحدهای سنگی عمده این ناحیه، ماسه‌سنگ، اسلیت و ماسه‌سنگ اسلیتی سازند شمشک (؟) و آهک سازندهای شاه‌کوه و نقره است (شکل ۳).

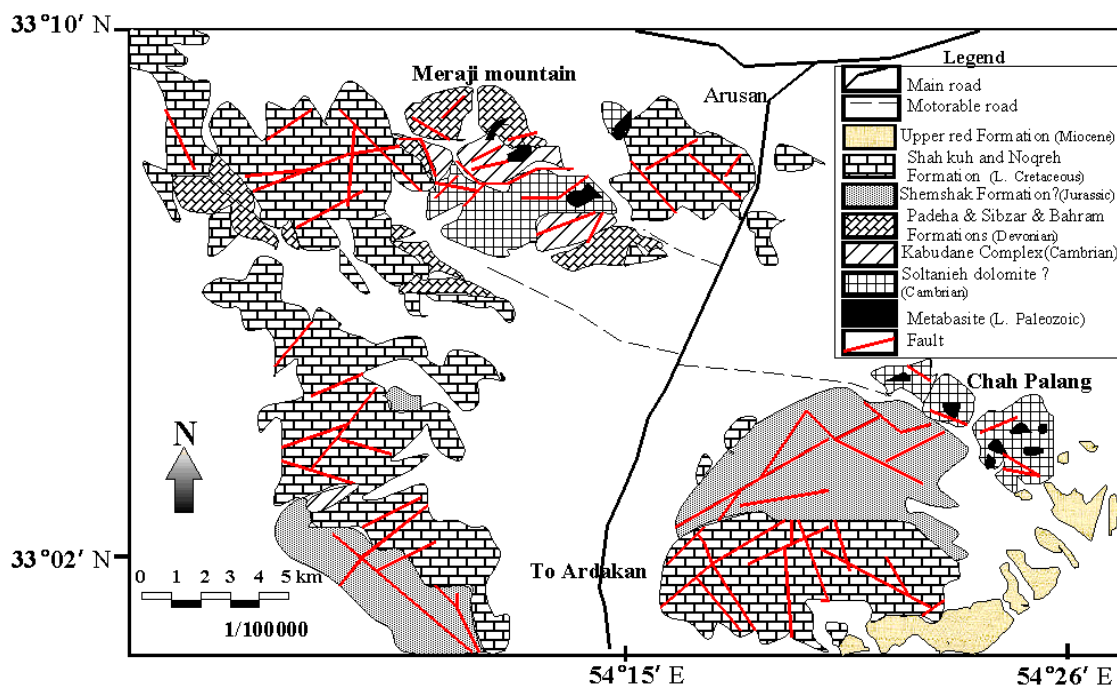


شکل ۲- راه‌های دسترسی به مناطق چاه‌پلنگ و کوه معراجی (اطلس راه‌های ایران، ۱۳۸۴)

گسترش چندانی ندارند و پدیده‌های ماگماتیسم نفوذی و دگرگونی نسبت داده شده به پالئوزوئیک ایران نیاز به بازنگری دارد. با توجه به ماهیت رویدادهای زمین‌ساختی، می‌توان پذیرفت که پالئوزوئیک ایران دوران آرامش نسبی بوده است. به نظر می‌رسد، یکی از مهم‌ترین فعالیت‌های ماگمایی پالئوزوئیک، در سیلورین رخ داده باشد. واحد سنگ‌چینه‌ای این زمان (سازند نیور) دارای همراهانی از گدازه‌های بازالتی است (آقابات، ۱۳۸۳). متابازیت‌های پالئوزوئیک کوه معراجی و چاه‌پلنگ بخشی از خرده قاره ایران مرکزی هستند که در فاصله کم از یکدیگر در بلوک یزد برون‌زد یافته‌اند. بلوک یزد بخش غربی خرده قاره ایران مرکزی بوده که از شمال به گسل درونه و از غرب به نوار افیولیتی ناین- بافت محدود است (شکل ۱) (آقابات، ۱۳۸۳). از طریق راه اصلی چوپانان به اردکان، دسترسی به مناطق مورد مطالعه امکان‌پذیر است (شکل ۲). برون‌زدهای متابازیت‌های کوه معراجی (شکل ۳) با مختصات جغرافیایی عرض  $33^{\circ} 09' 19.9''$  شمالی و طول  $54^{\circ} 14' 57.7''$  شرقی در زیر دگرگونه‌های کوه معراجی وجود دارند. توده‌های متابازیت با رنگ سبز مایل به قهوه‌ای به صورت پراکنده و با گسترش صدها



شکل ۱- نقشه تقسیمات واحدهای تکتونیکی ایران و موقعیت مناطق مورد مطالعه در زون ساختاری ایران مرکزی (Ghasemi and Talbot, 2006)



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی نواحی کوه معراجی و چاه‌پلنگ (Technoexport, 1984)

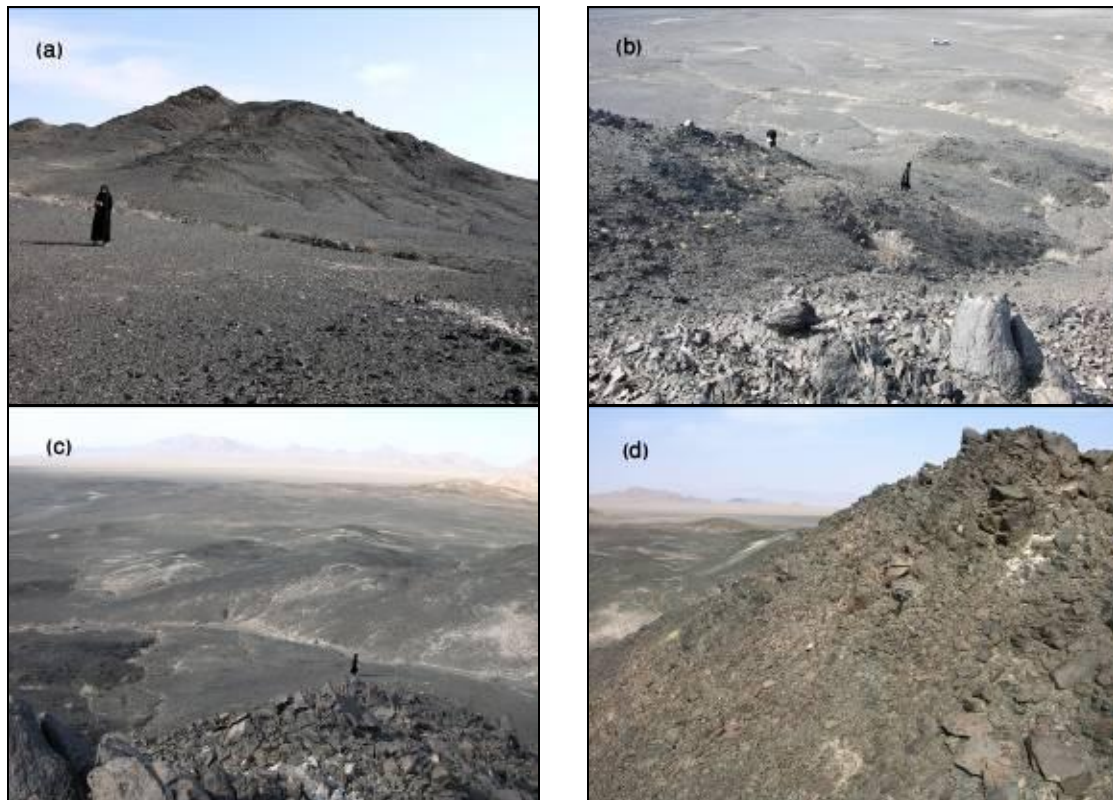
شرایط دگرگونی، اهمیت خاصی پیدا می‌کند که در این نوشتار به آن پرداخته شده است.

### روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی و جمع‌آوری نمونه‌های مناسب از مناطق مورد مطالعه، مقاطع نازک- صیقلی تهیه شد. مطالعات پتروگرافی لازم انجام و تعدادی از کانی‌ها برای تعیین ترکیب و محاسبه فرمول ساختاری، با استفاده از دستگاه آنالیز الکترون مایکروپروب مدل Cameca SX-100 با ولتاژ شتاب‌دهنده 20 kV و جریان 15 nA در دانشگاه لیبنیز هانور آلمان آنالیز شدند و با بهره‌گیری از نرم افزار Minpet فرمول ساختاری آن‌ها تعیین شد.

نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها و محاسبه فرمول ساختاری کانی‌های مورد بررسی در جدول‌های ۱ تا ۵ ارائه شده است. تفکیک  $Fe^{2+}$  و  $Fe^{3+}$  موجود در ساختار آمفیبول‌ها با استفاده از روش استوکیومتری (Droop, 1987) انجام شده است.

دانشمندان روسی در طی پروژه تکنواکسپورت (Technoexport) در سال ۱۹۸۴ به بررسی زمین‌شناسی دو ناحیه معراجی و چاه‌پلنگ پرداخته و معتقدند که اغلب متابازیت‌ها (گدازه‌های بالشی اردویسین) متعلق به سری کالک‌آلکان هستند و برخی از این متابازیت‌ها نیز ماهیت آلکان دارند. Bagheri (۲۰۰۷)، که طی تدوین رساله دکتری، به بررسی محیط تکتونیکی و ژئودینامیکی مناطق انارک و جندق پرداخته است، کوه معراجی را به‌عنوان Meraji Seamount و چاه‌پلنگ را به‌عنوان Doshakh Seamount در نظر گرفته است که در حاشیه سست پالتوتیس تشکیل یافته‌اند و شباهت‌های سنگی و ساختاری با یکدیگر دارند. حد فاصل این دو منطقه، محل گذر زمین درز پالتوتیس معرفی می‌شود (Bagheri, 2007). تصاویر صحرایی مناطق مورد بررسی در شکل‌های ۴ و ۵ آورده شده است. از آنجایی که سنگ‌های مورد بررسی متحمل چند دگرگونی شده‌اند، بنابراین بررسی‌های دقیق کانی‌شناسی و تعیین دما و فشار تشکیل کانی‌ها در



شکل ۴- تصاویر صحرایی متبازیت‌های ناحیه چاه‌پلنگ (a) متبازیت‌ها به صورت تپه‌های کم ارتفاع در همراهی دگرگونه‌های انارک و سازند شمشک (؟) دیده می‌شوند، (b) متبازالت‌های فولیاسیون‌دار، (c) دایک‌های متادیاباز و متاگابرو به صورت برجسته در بین متبازالت‌ها قرار دارند و (d) دایک‌های متادیاباز و متاگابرو



شکل ۵- تصاویر صحرایی متبازیت‌های کوه معراجی (نگاه به سمت شمال غرب)

جدول ۱- نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌ها (wt%) و محاسبه فرمول ساختمانی کانی آمفیبول بر اساس ۲۳ اکسیژن

Sample	Me 789	Me 789	Me 789	Me 789	Me 789	Ch 795	Ch 795	Ch 795	Ch 795	Ch 801	Ch 801	Ch 801
Mineral	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph	amph
SiO <sub>2</sub>	55.41	55.08	52.46	53.39	55.07	43.76	42.78	43.19	42.28	44.96	53.2	52.7
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.08	0.06	0	0.21	0.36	0.29	0.25	0.25	0.2	0.17	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.12	1.22	2.69	1.97	1.39	13.52	12.84	13.08	13.65	12.6	4.12	3.94
FeO <sup>+</sup>	11.59	12.02	16.86	15.69	12.13	17.39	18.86	19.35	19.58	14.57	11.42	11.82
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0.01	0	0	0.02	0.18	0.12	0.15	0.13	0.02	0.27	0.64
MnO	0.06	0.15	0.22	0.21	0.19	0.15	0.16	0.14	0.24	0.23	0.1	0.15
MgO	16.7	16.38	12.44	13.47	16.45	8.81	8.24	8.06	7.7	10.63	15.77	15.46
CaO	13.2	13.06	12.61	12.59	13.03	11.62	11.51	11.49	11.62	12.09	12.61	12.86
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.07	0.19	0.16	0.06	1.24	1.31	1.3	1.36	1.35	0.48	0.36
K <sub>2</sub> O	0.05	0.03	0.14	0.06	0.04	0.24	0.25	0.27	0.29	0.23	0.11	0.07
Total	98.32	98.09	97.67	97.54	98.57	97.09	96.24	97.13	96.97	96.86	97.98	97.47
O# 23												
Mineral	Actinolite	Actinolite	Actinolite	Actinolite	Actinolite	Tsch-Hbl	Tsch-Hbl	Tsch-Hbl	Fe-Tsch	Mag-Hbl	Actinolite	Actinolite
Si	7.88	7.85	7.71	7.79	7.81	6.47	6.44	6.44	6.34	6.63	7.56	7.53
Ti	0.01	0.01	0.01	0	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01
Al <sup>IV</sup>	0.12	0.15	0.29	0.21	0.19	1.53	1.56	1.56	1.66	1.37	0.45	0.47
Al <sup>VI</sup>	0.06	0.06	0.17	0.13	0.04	0.83	0.71	0.73	0.75	0.82	0.24	0.19
Fe <sup>3+</sup>	0	0.06	0.06	0.09	0.13	0.52	0.63	0.66	0.66	0.26	0.14	0.13
Fe <sup>2+</sup>	1.38	1.38	2.01	1.83	1.31	1.63	1.74	1.75	1.8	1.53	1.21	1.28
Cr	0	0	0	0	0	0.02	0.01	0.02	0.02	0	0.03	0.07
Mn	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02
Mg	3.54	3.48	2.72	2.93	3.48	1.94	1.85	1.79	1.72	2.34	3.34	3.29
Ca	2.01	2	1.99	1.97	1.98	1.84	1.86	1.84	1.87	1.91	1.92	1.97
Na	0.02	0.02	0.05	0.05	0.02	0.36	0.38	0.38	0.4	0.39	0.13	0.1
K	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.02	0.01
Sum cat	15.04	15.02	15.07	15.03	15	15.24	15.29	15.26	15.32	15.34	15.07	15.08

جدول ۲- نتایج آنالیز نقطه‌ای بیوتیت‌ها (wt%) و نتایج محاسبه فرمول ساختمانی کانی بیوتیت بر اساس ۲۲ اکسیژن

Sample	Ch 800	Ch 800	Ch 800	Ch 800	Ch 800	Ch 795	Ch 795	Ch 795	Ch 795	Ch 795
Mineral	biotite	biotite	biotite	biotite	biotite	biotite	biotite	biotite	biotite	biotite
SiO <sub>2</sub>	35.97	35.92	35.22	35.98	35.79	35.48	35.22	36.45	35.47	35.71
TiO <sub>2</sub>	2.35	2.49	2.43	2.39	2.34	1.58	1.6	1.66	1.55	1.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.85	17.45	17.48	17.53	18.05	17.49	17.59	16.73	17.59	16.4
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.1	0.1	0.03	0.11	0.04	0.21	0.3	0.22	0.34	0.16
FeO <sup>+</sup>	18.48	18.41	19.37	17.92	18.69	17.66	17.13	18.1	17.27	18.26
MnO	0.08	0.12	0.06	0.12	0.02	0.05	0.01	0.03	0.07	0.03
MgO	10.77	10.64	10.51	10.73	10.69	11.98	11.61	12.19	11.81	12.88
CaO	0.03	0.02	0.09	0.01	0.02	0.06	0.04	0.03	0.03	0.03
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.06	0.09	0.1	0.11	0.28	0.27	0.25	0.26	0.2
K <sub>2</sub> O	9.97	9.84	9.38	9.98	9.96	8.89	9.28	9.11	9.14	8.2
Total	95.68	95.05	94.66	94.87	95.71	93.68	93.05	94.77	93.53	93.41
O# 22										
Mineral	biotite	biotite	biotite	biotite	biotite	biotite	biotite	biotite	biotite	biotite
Si	5.2	5.23	5.17	5.24	5.18	5.2	5.2	5.29	5.21	5.25
Ti	0.26	0.27	0.27	0.26	0.26	0.17	0.18	0.18	0.17	0.17
Al <sup>IV</sup>	2.8	2.77	2.83	2.76	2.82	2.8	2.8	2.71	2.79	2.75
Al <sup>VI</sup>	0.24	0.22	0.19	0.24	0.26	0.22	0.26	0.15	0.25	0.09
Cr	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0.02	0.04	0.03	0.04	0.02
Fe <sup>3+</sup>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe <sup>2+</sup>	2.24	2.24	2.38	2.18	2.26	2.17	2.12	2.2	2.12	2.24
Mn	0.01	0.02	0.01	0.02	0	0.01	0	0	0.01	0
Mg	2.32	2.31	2.3	2.33	2.31	2.62	2.56	2.64	2.59	2.82
Ca	0.01	0	0.01	0	0	0.01	0.01	0	0.01	0.01
Na	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.08	0.08	0.07	0.07	0.06
K	1.84	1.83	1.76	1.85	1.84	1.66	1.75	1.69	1.71	1.54
Cations	14.94	14.92	14.94	14.93	14.96	14.97	14.98	14.96	14.97	14.95
Fe/Fe+Mg	0.49	0.49	0.51	0.48	0.5	0.45	0.45	0.45	0.45	0.44
Mg/Fe+Mg	0.51	0.51	0.49	0.52	0.5	0.55	0.55	0.55	0.55	0.56

جدول ۳- آنالیز نقطه‌ای اکسیدهای آهن (wt%) و تعیین فرمول ساختمانی آن‌ها

Sample	Mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Total
Ch 800	Magnetite	0.04	0.09	0.01	0.06	67.163	30.394	0.04	0	0.06	97.857
Ch 801	Ilmenite	0.02	52.23	0	0.06	0	46.06	1.59	0.02	0.11	100.09
	O#	Si	Ti	Al	Cr	Fe3+	Fe2+	Mn	Mg	Ca	Sum cat
Ch 800	32	0.01	0.02	0	0.01	15.91	8	0.01	0	0.02	24
Ch 801	3	0	0.99	0	0	0.02	0.953	0.03	0	0	2

جدول ۴- نتایج آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلازها (wt%) و تعیین فرمول ساختمانی کانی پلاژیوکلاز بر اساس ۸ اکسیژن

Sample	Me 789	Me 7891	Me 789	Me 789	Ch 795	Ch 795	Ch 801	Ch 801
<b>Mineral</b>	Plagioclase	Plagioclase	Plagioclase	Plagioclase	Plagioclase	Plagioclase	Plagioclase	Plagioclase
SiO <sub>2</sub>	52.5	52.94	51.59	51.92	56.98	59.14	67.45	67.45
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.07	0.07	0.07	0	0	0	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.22	28.96	29.91	29.55	26.9	25.66	20.74	20.47
FeO*	0.69	0.73	0.62	0.66	0.07	0.13	0.1	0.1
MnO	0.03	0.02	0.04	0.03	0	0	0	0
MgO	0.14	0.13	0.16	0.17	0	0	0.01	0.01
CaO	12.91	12.91	13.41	13.38	9.24	7.39	1.17	1.17
Na <sub>2</sub> O	4.29	4.4	3.97	3.98	6.34	7.54	11.17	11.17
K <sub>2</sub> O	0.16	0.14	0.12	0.14	0.03	0.06	0.05	0.05
<b>Total</b>	100	100.3	99.89	99.9	99.56	99.92	100.69	100.42
O# 8								
<b>Mineral</b>	Labradorite	Labradorite	Labradorite	Labradorite	Andesine	Andesine	Albite	Albite
Si	2.39	2.4	2.36	2.37	2.57	2.64	2.94	2.94
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0
Al <sup>IV</sup>	1.57	1.55	1.61	1.59	1.43	1.35	1.06	1.05
Fe <sup>3+</sup>	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe <sup>2+</sup>	0.03	0.03	0.02	0.03	0	0.01	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0
Ca	0.63	0.63	0.66	0.65	0.45	0.35	0.06	0.06
Na	0.38	0.39	0.35	0.35	0.55	0.65	0.94	0.95
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0
<b>Cations</b>	5.02	5.02	5.02	5.01	5	5.01	5.01	5
%Ab	37.2	37.8	34.6	34.7	55.3	64.7	94.2	94.2
%An	61.9	61.4	64.7	64.5	44.5	35	5.5	5.5
%Or	0.9	0.8	0.7	0.8	0.2	0.3	0.3	0.3

جدول ۵- مقادیر آنالیز نقطه‌ای کلینوپیروکسن، کلریت، پومپلئیت، اپیدوت و اسفن (wt%) و محاسبه فرمول ساختمانی آن‌ها به ترتیب بر اساس

۶، ۲۸، ۱۳/۵، ۱۲/۵ و ۵ اکسیژن

Sample	Dol-5-c3	Dol-5-b3	Me 789	Me 789	Me 789	Ch 800	Me 789	Me 789	Me 789	Me 789
<b>Mineral</b>	Diopside	Diopside	Chlorite	Chlorite	Pumpellyite	epidote	epidote	epidote	epidote	Sphene
SiO <sub>2</sub>	52.94	52.22	52.8	50.85	51.6	36.89	38.21	36.31	38.07	30.33
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.16	0.01	0.06	0.15					38.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.92	0.67	2.02	4.36	4.34	24.64	25.41	23.51	24.88	1.33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.1	0.02	0.03						0.03
FeO*	9.26	10.41	16.99	16.7	14.29	10.42	9.99	10.98	10.83	1.04
MnO	0.4	0.52	0.19	0.18	0.25					0.1
MgO	11.93	10.8	12.99	13.49	13.82	0	0	0.02	0	0
CaO	22.35	22.75	12.47	11.9	12.42	23.29	24.11	24	24.42	28.4
Na <sub>2</sub> O	1.21	0.95	0.13	0.28	0.39					0.01
K <sub>2</sub> O	0.01	0	0.08	0.23	0.18					0.03
<b>Total</b>	99.13	98.58	97.7	98.08	97.49	95.24	97.72	94.82	98.2	99.39
O#	6	6	28	28	13.5	12.5	12.5	12.5	12.5	5
<b>Mineral</b>	Diopside	Diopside	Penninite	Penninite	Pumpellyite	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Sphene
Si	2	2	6.75	6.48	4.25	2.968	2.991	2.953	2.976	0.999
Ti	0	0	0	0.01	0.01					0.944
Al <sup>IV</sup>	0	0	0.3	0.65	0.42	0.04	0.01	0.05	0.03	<b>0.052</b>
Al <sup>VI</sup>	0.04	0.03			0	2.29	2.33	2.2	2.26	
Cr	0	0	0.3	0						0.001
Fe <sup>3+</sup>	0.06	0.04	0	0	0	0.7	0.653	0.746	0.707	0
Fe <sup>2+</sup>	0.23	0.3	1.82	1.78	0.99					0.03
Mn	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02					0.003
Mg	0.67	0.62	2.48	2.56	1.7	0	0	0.002	0	0
Ca	0.91	0.93	1.71	1.63	1.1	2.008	2.022	2.091	2.046	1.002
Na	0.09	0.07	0.03	0.07	0.06					0.001
K	0	0	0.01	0.04	0.02					0.001
<b>Cations</b>	4.02	4.01	13.12	13.24	8.57	8.011	8.008	8.044	8.02	3.032
Wo	45.93	47.38								
En	34.13	31.31								
Fs	15.43	17.72								
Ac	4.5	3.59								
Ps						0.2	0.2	0.2	0.2	
Fe/Fe+Mg			0.42	0.41						
Mg/Fe+Mg			0.58	0.59						



## پتروگرافی

### متابازیت‌های کوه معراجی

در زیر دگرگونه‌های کوه معراجی، گدازه‌های بالشی دگرگون (Technoexport, 1984)، متاگابروها و متادیابازها (شکل ۶) دیده می‌شوند. متابازیت‌ها اغلب توپوگرافی همواری دارند که به رنگ سبز روشن از سایر واحدهای سنگی متمایز می‌شوند. به علت رخداد چند مرحله دگرگونی، تشخیص ساخت‌های بالشی به سختی میسر است.

### متابازالت

متابازالت‌های ملانوکرات با ساخت بالشی عمدتاً حاوی رگه‌های اکسید آهن، کلسیت و اپیدوسیت هستند. در نمونه‌های دستی بلورهای درشت پلاژیوکلاز به صورت پراکنده به آسانی قابل تشخیص هستند. آتشفشانی‌ها عمدتاً از بلورهای خودشکل پلاژیوکلاز و آمفیبول تشکیل شده‌اند. اپیدوت به صورت رگه‌ای و حاصل از دگرسانی کانی‌های اصلی در آن‌ها حضور دارد. کلریت در اثر دگرگونی پس‌رونده در قالب کانی‌های فرومنیزین تشکیل یافته است. پلاژیوکلازها رخ مشخصی از خود نشان نمی‌دهند و عمدتاً به آلبیت، کلسیت، پومپله‌ایت و کلریت تبدیل شده‌اند. حضور کانی‌های مختلف از ترکیبات تیتان نظیر لوکوکسن، بیوتیت و ایلمنیت از ویژگی‌های بارز این سنگ‌هاست. بافت پورفایروبلاستیک در متابازالت‌ها مهم‌ترین بافت قابل تشخیص محسوب می‌شود (شکل ۶- a).

### متاگابرو

متاگابروهای کوه معراجی با ساخت توده‌ای و به رنگ سبز تیره مشاهده می‌شوند. اغلب از درشت بلورهای آمفیبول، پلاژیوکلاز و بقایای کلینوپیروکسن تشکیل یافته‌اند. کانی‌های تیتانیت، تیتانومگنتیت، ایلمنیت، بیوتیت و اکسیدهای تیتان زمینه مزوکرات متاگابروها را تشکیل می‌دهند. اولین آثار دگرگونی

پس‌رونده در متاگابروها با دگرسان شدن پلاژیوکلاز به اپیدوت، کلسیت و کوارتز و کانی پیروکسن به آمفیبول و اپیدوت آشکار می‌شود. با رخداد فاز دیگر دگرگونی قهقرایی، کانی‌های پومپله‌ایت، کلریت، آلبیت و اکتینولیت در زمینه سنگ‌ها تشکیل یافته‌اند. بافت مهم متاگابروها، گرانوبلاستیک و لپیدوبلاستیک است. ضمن اینکه بافت اینترگرانولار اولیه به خوبی حفظ شده است (شکل ۶- b).

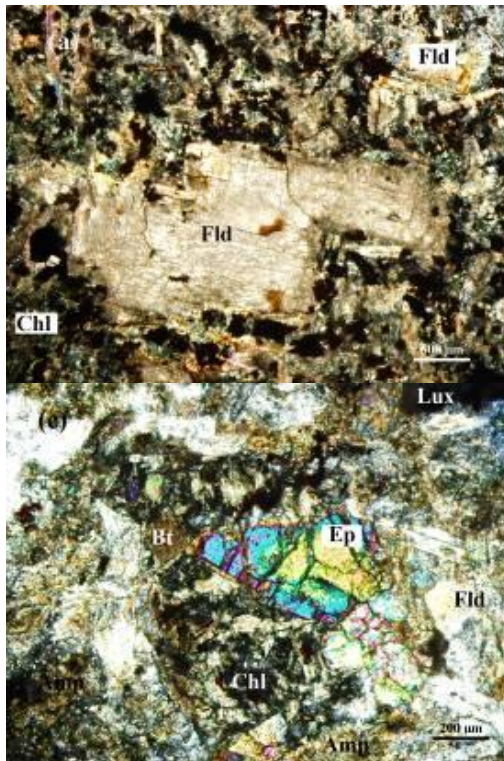
### متادیاباز

متادیابازهای کوه معراجی در اثر دگرگونی ناحیه‌ای ساخت‌های اولیه خود را از دست داده‌اند. این سنگ‌ها در مجاورت متاگابروها با رخنمون کمی در زیر ماسه‌سنگ‌ها و آهک‌های دگرگون کوه معراجی رخنمون دارند. ساخت این سنگ‌ها توده‌ای و بافت آن‌ها لپیدوبلاستیک، گرانوبلاستیک و بافت اینترگرانولار دیاباز اولیه (شکل ۶- c و d) است. متادیابازها شامل بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و باقی‌مانده‌هایی از کلینوپیروکسن هستند. دگرسانی متادیابازها با اورالیتی شدن کلینوپیروکسن‌ها و سپس با سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها مشخص می‌شود. در درجات ضعیف‌تر دگرگونی، کانی‌های اکتینولیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت، پومپله‌ایت و آلبیت که شاخص رخساره شیست سبز هستند، در اثر فازهای دگرگونی پس‌رونده بعدی به وجود می‌آیند. بیوتیت، اکسیدهای تیتان (لوکوکسن)، ایلمنیت و تیتانومگنتیت، کانی‌های فرعی متادیابازها را تشکیل می‌دهند (شکل ۶- d).

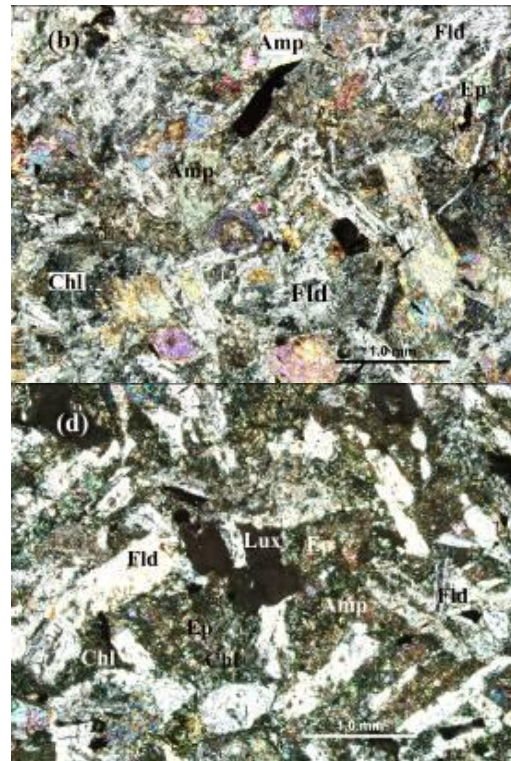
### متابازیت‌های چاه‌پلنگ

در این منطقه، متابازیت‌ها به صورت تپه‌هایی با گسترش کم و به رنگ قهوه‌ای تیره تا سیاه برون‌زد دارند (شکل ۴). دایک‌های متادیاباز و متاگابرو به صورت برجسته در بین متابازالت‌ها مشخص هستند (شکل ۴- c). متابازالت‌های چاه‌پلنگ در

می‌شود و حفره‌های آن‌ها عمدتاً توسط کلسیت و کوارتز پر شده است.



اثر عملکرد گسل‌ها، برگوارگی مشخصی پیدا کرده‌اند. ساخت بادامکی در آن‌ها به‌وضوح مشاهده



شکل ۶- مقاطع میکروسکوپی متبازیت‌های کوه معراجی (a) متبازالت با بافت پورفیروبلاستیک، (b) متاگابرو با بافت اینترگرانولار که در آن پلاژیوکلازهای سوسوریتی‌شده، بقایای کلینوپیروکسن که به آمفیبول و اپیدوت تبدیل شده‌اند را در بر می‌گیرند، (c) متاداباز حاوی بیوتیت، پلاژیوکلاز، آمفیبول و کلریت، (d) متاداباز با بافت اینترگرانولار اولیه

#### متبازالت

متبازالت‌های چاه‌پلنگ دارای اکسیدهای آهن قابل توجهی هستند. بیوتیت، آمفیبول، اکسیدهای آهن و فلدسپار از اجزای اصلی آن‌ها به‌شمار می‌آیند (شکل ۷). پورفیرهای درشت پلاژیوکلاز و سانیدین به‌صورت جهت‌یافته و خرد شده یافت می‌شوند که کانی‌های ریز تا متوسط بیوتیت در کنار آن‌ها امتداد و جهت‌یافتگی پیدا کرده‌اند (شکل ۷- b). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، اپیدوت و حفرات پر شده با کلسیت نیز به‌صورت کشیده در یک امتداد، در زمینه ریزبلور متبازالت‌ها (شکل ۷- a) وجود دارند. از بافت‌های مهم متبازالت‌ها می‌توان به پورفیروبلاستیک، لپیدوبلاستیک، نماتوبلاستیک و

بادامکی اشاره کرد.

#### متاگابرو

متاگابروها از درشت‌بلورهای آمفیبول، پلاژیوکلاز، بقایای کلینوپیروکسن و به‌میزان کمتر از بیوتیت، اسفن، ایلمنیت، مگنتیت و اکسیدهای تیتان تشکیل شده‌اند (شکل ۷- e و f). کلریت، اپیدوت، کلسیت، آلپیت و کوارتز فازهای ثانویه آن‌ها را می‌سازند. بافت‌های اصلی متاگابروها، لپیدوبلاستیک، پوئی‌کیلوبلاستیک و گرانوبلاستیک است (شکل ۷- e). بلورهای ریز تا متوسط اسفن به‌صورت ادخال درون آمفیبول‌ها قرار گرفته‌اند. تجمعاتی از کانی‌های کلریت و اپیدوت در قالب کلینوپیروکسن مشاهده می‌شود. بلورهای متوسط تا ریز بیوتیت با بیرفرنژانس درجه متوسط و چندرنگی ضعیف در متن سنگ پراکنده‌اند. پلاژیوکلازها

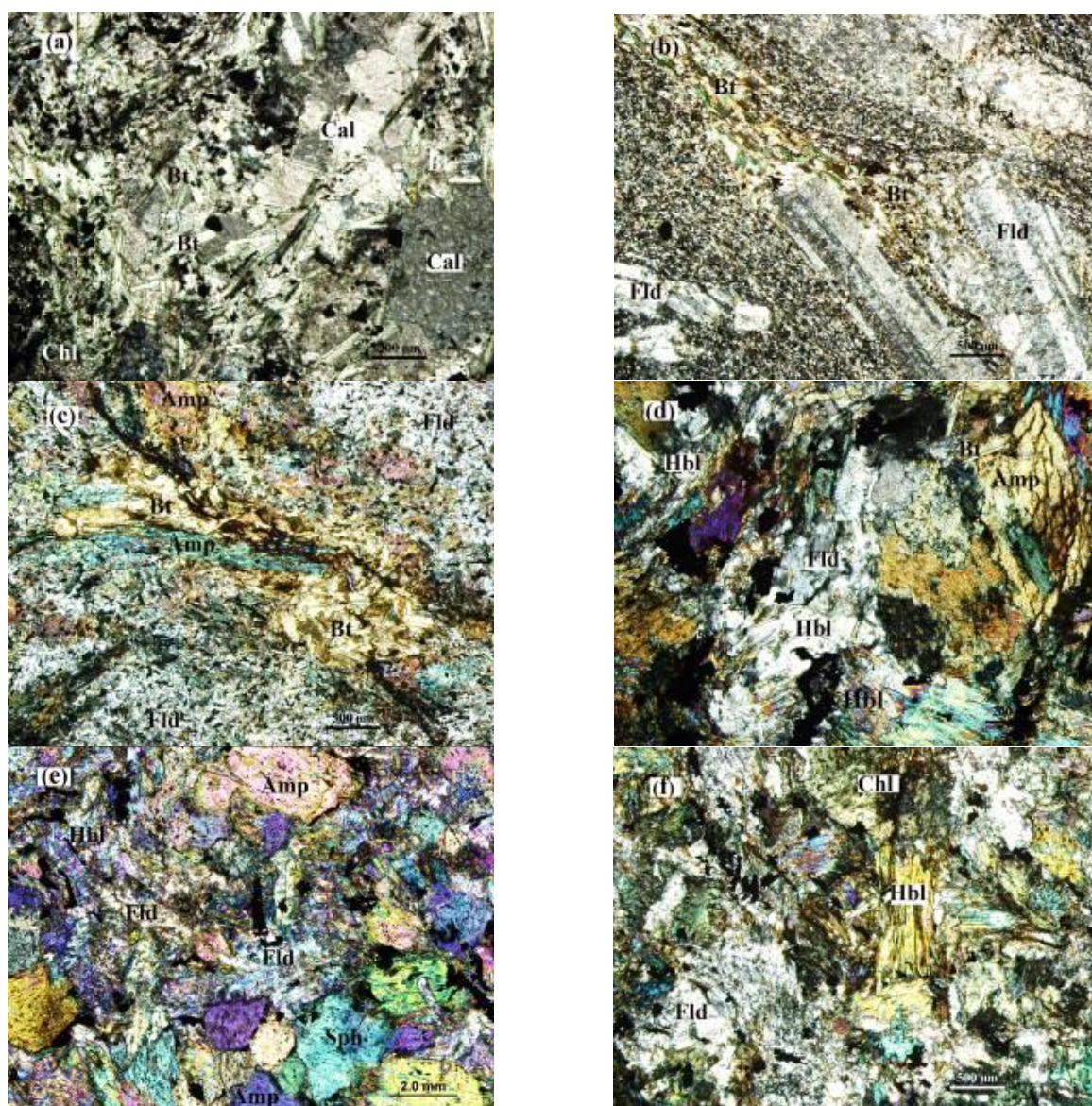


پلاژیوکلاز دایک‌ها، سوزن‌های کشیده آمفیبول با بی‌رفرنژانس قوی‌تری نسبت به آمفیبول‌های منشوری زمینه مشاهده می‌شوند (شکل ۷- d).

آمفیبول‌های نیمه‌شکل‌دار در برخی قسمت‌ها به کلریت تبدیل شده‌اند. پلاژیوکلازها اغلب نیمه‌شکل‌دار هستند و در بین آمفیبول‌ها قرار گرفته‌اند و ماکل پلی‌سنتتیک مشخصی ندارند (شکل ۷- c).

نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار بوده، اغلب دگرسان شده‌اند اما در برخی قسمت‌ها دارای ماکل پلی‌سنتتیک هستند. متادیاباز

در متادیابازهای این ناحیه هورنبلند فراوان، پلاژیوکلاز به میزان کمتر و بیوتیت به میزان بیش‌تری نسبت به متاگابروها همراه با اکسیدهای آهن حضور دارند (شکل ۷- c). اکسیدهای آهن به صورت کشیده و گاهی شکل‌دار در بین کانی‌ها پراکنده هستند. درون



شکل ۷- تصویرهای میکروسکوپی متابازیت‌های چاه‌پلنگ (a) و (b) متابازالت‌ها دارای بافت بادامکی و پورفیروبلاستیک، (c) متادیابازها دارای بیوتیت و اپاک قابل توجهی هستند، (d) ادخال‌های اکتینولیت سوزنی درون پلاژیوکلازهای متادیاباز، (e) متاگابرو با بافت گرانوبلاستیک و حاوی ادخال‌های اسفن و (f) کلریت در قالب کانی کلینوپیروکسن متاگابرو؛ مخفف نام کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) گرفته شده است.

## شیمی کانی‌ها آمفیبول

بر اساس طبقه‌بندی آمفیبول‌ها، ارائه شده توسط Hawthorne و همکاران (۲۰۰۷)، که بر اساس نوع و تعداد کاتیون‌هایی که در جایگاه B فرمول ساختاری قرار می‌گیرند، آمفیبول‌های موجود در متابازیت‌ها ترکیب کلسیک دارند، زیرا:

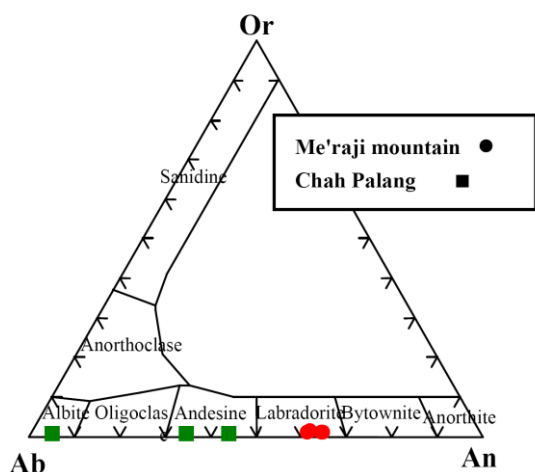
$${}^B(\text{Mg, Fe, Mn, Li}) \leq 0.5, {}^B(\text{Ca, Na}) \geq 1.5, {}^B\text{Na} < 0.5 \text{ apfu}$$

سه نوع آمفیبول با ترکیب عمده هورنبلند چرماکیتی - هورنبلند فروچرماکیتی، منیزیوهورنبلند و اکتینولیت در متابازیت‌ها مشاهده می‌شود. آمفیبول‌های درشت و کشیده موجود در قالب کانی کلینوپیروکسن در متاگابرو معراجی و چاه‌پلنگ و متادیاباز معراجی، عمدتاً ترکیب اکتینولیت دارند. در امتداد رخ‌های این کانی، اپاک مشاهده می‌شود (شکل ۸). ترکیب آمفیبول‌های سوزنی موجود در پلاژیوکلازهای متاگابروی چاه‌پلنگ متفاوت با ترکیب آمفیبول‌های موجود در متادیابازهای این ناحیه است. در

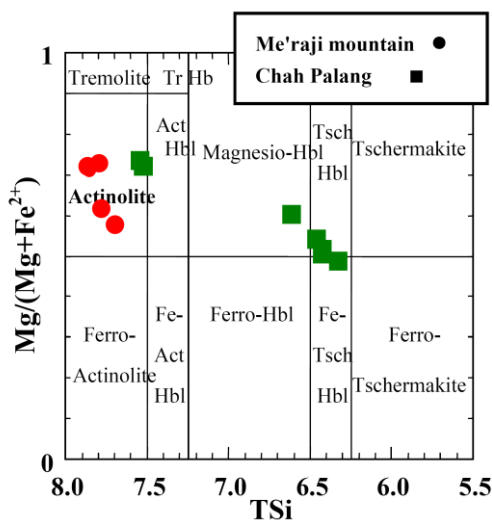
پلاژیوکلازهای متاگابروی چاه‌پلنگ، آمفیبول‌های سوزنی به صورت ادخال با ترکیب منیزیوهورنبلند وجود دارد. ترکیب آمفیبول‌های موجود در متادیاباز چاه‌پلنگ، هورنبلند فروچرماکیتی - فروهورنبلند است. شواهد پتروگرافی نیز تأییدکننده این تفاوت‌ها هستند. آمفیبول‌های متادیابازهای چاه‌پلنگ، بیرفرنزانس قوی‌تری دارند و از لحاظ حجمی، فراوان‌تر و به صورت ریز بلورتر همراه با بیوتیت در سنگ دیده می‌شوند.

## فلدسپات

پلاژیوکلازهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار متابازیت‌های کوه معراجی ترکیب لابرادوریت دارند و در اثر دگرگونی در برخی قسمت‌ها به کانی‌های اپیدوت، کلسیت، پومپلیت و آل‌بیت (کانی‌های شاخص رخساره شیست سبز) تبدیل شده‌اند. پلاژیوکلازهای چاه‌پلنگ ترکیب‌های آندزین و آل‌بیت دارند که احتمالاً در اثر دگرگونی کف اقیانوسی آل‌بیتی شده‌اند (شکل ۹).



شکل ۹- محدوده ترکیبی فلدسپارهای کوه معراجی و چاه‌پلنگ (Deer et al., 1992)



شکل ۸- ترکیب آمفیبول‌های معراجی و چاه‌پلنگ (Hawthorne, 1981)

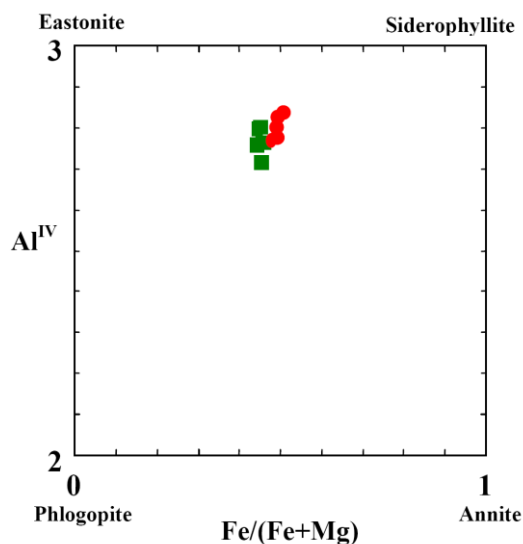
صورت پراکنده در متن سنگ و تجمع یافته در امتداد کانی‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. در بعضی قسمت‌ها تمرکز یکنواختی در امتداد درزه‌ها دارند و در تعادل با

## بیوتیت

بیوتیت‌های شکل‌دار و دانه‌ریز در متابازالت‌های چاه‌پلنگ از فازهای اصلی به‌شمار می‌روند که به دو

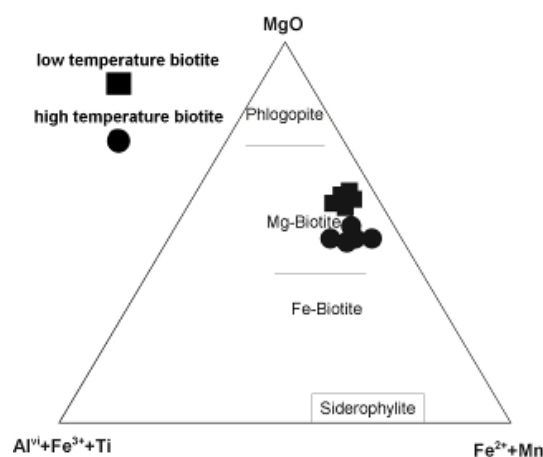
تبادلات یونی در بیوتیت‌ها متأثر از دما و فشار تشکیل این کانی‌هاست. دماسنجی بیوتیت‌ها، نشانگر تشکیل بیوتیت‌های با منیزیم بالا در دمای کمتری نسبت به بیوتیت‌های با منیزیم متوسط است که در قسمت بحث به‌طور گسترده‌تر ارائه شده است.

دامنه ترکیبی بیوتیت‌های چاه‌پلنگ در نمودار چهار ضلعی بر اساس  $Al^{IV}$  نسبت به  $Fe/Fe+Mg$  (Deer *et al.*, 1992) (شکل ۱۱). میزان آلومینیوم جانشین‌شده در موقعیت اکتاندر بیوتیت‌ها در محدوده ۲/۷ تا ۲/۹ قرار دارد.



شکل ۱۱- تعیین ترکیب بیوتیت متابازالت‌ها (Deer *et al.*, 1992)؛ نمادها مانند شکل ۱۰

کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌ها از جمله کلسیت‌های پرکننده حفرات هستند. بیوتیت‌های موجود در متادیا بازهای چاه‌پلنگ، تمرکز یکنواخت‌تری دارند و در متاگابروها از فراوانی آن‌ها کاسته می‌شود. بیرفرنژانس آن‌ها به‌سمت درجات پایین‌تر می‌رود و چندرنگی ضعیفی نشان می‌دهند. در حالی که در متاگابروها و متادیا بازهای ناحیه معراجی فراوانی بسیار کمی دارند، نتایج آنالیز این کانی در جدول ۲، آورده شده است. ترکیب بیوتیت‌ها در نمودار مثلثی  $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti$ ،  $MgO$ ,  $Fe^{2+}+Mn$  (Foster, 1960) به دو صورت بیوتیت منیزیم بالا و متوسط مشخص می‌شود (شکل ۱۰).



شکل ۱۰- تعیین ترکیب بیوتیت‌های متابازالت چاه‌پلنگ، وجود دو گروه بیوتیت در شکل به خوبی مشخص است (Foster, 1960)

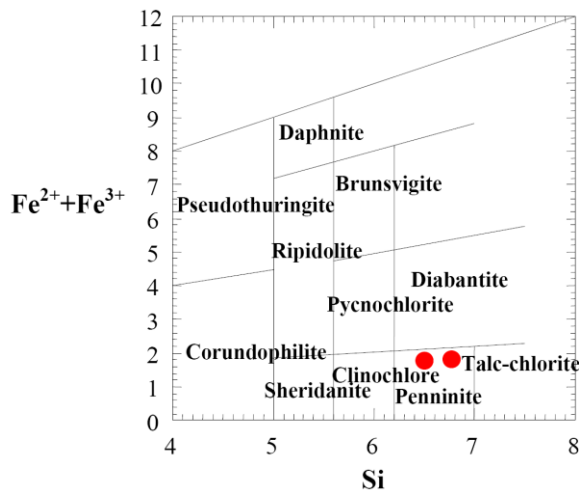
### کلینوپیروکسن

باقی‌مانده‌هایی از کانی کلینوپیروکسن در متابازیت‌های دو ناحیه وجود دارد، اما بیشتر کلینوپیروکسن‌ها در اثر پدیده دگرگونی قهقرایی به کانی‌های آمفیبول، اپیدوت و کلریت تبدیل شده‌اند. بر اساس نتایج آنالیز پیروکسن‌های منطقه چاه‌پلنگ (Bagheri, 2007)، ترکیب عمده این کلینوپیروکسن‌ها، دیوپسید (شکل ۱۲) است.

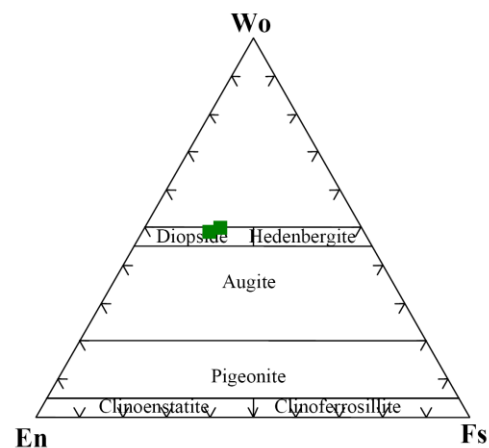
### کلریت

کلریت در اثر دگرسانی کانی‌های کلینوپیروکسن و آمفیبول در متابازیت‌ها وجود دارد. ترکیب عمده این کانی در متابازیت‌های کوه معراجی پنینیت (شکل ۱۳) بوده که فراوانی این کانی در متابازیت‌های کوه معراجی قابل توجه است.





شکل ۱۳- ترکیب کلریت‌های کوه معراجی در نمودار Si در مقابل  $Fe^{2+} + Fe^{3+}$  از نوع پنینیت است (Deer *et al.*, 1992)



شکل ۱۲- کلینوپیروکسن‌های چاه‌پلنگ با ترکیب دیوپسید (Morimoto *et al.*, 1988)

کمتری نسبت به متابازیت‌های کوه معراجی برخوردارند؛ حضور کانی‌های بیوتیت، سانیدین، اسفن و ایلمنیت، فراوانی  $K_2O$  و  $TiO_2$  در این سنگ‌ها را تأیید می‌کنند.

جدول ۶- مقادیر آنالیز سنگ کل (wt%) گدازه‌های بالشی کوه معراجی (Technoexport, 1984)

Oxides	C-4308	C-4307	C-4308/1
SiO <sub>2</sub>	58.90	52.00	53.20
TiO <sub>2</sub>	1.92	2.08	2.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.60	18.20	14.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.63	3.63	16.21
FeO	0.97	5.74	1.17
MnO	0.02	0.07	0.02
MgO	0.60	4.70	0.52
CaO	1.33	2.52	1.75
Na <sub>2</sub> O	8.40	6.86	8.10
K <sub>2</sub> O	0.54	0.54	0.48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.39	0.27
L.O.I.	0.84	2.63	1.58
Total	99.49	99.36	99.70

جدول ۷- مقادیر آنالیز سنگ کل (wt%) متابازیت‌های چاه‌پلنگ (Bagheri, 2007)

Oxides	Ch P05-1-3	Ch P05-1-6	Ch P05-1-8
SiO <sub>2</sub>	41.92	45.47	47.25
TiO <sub>2</sub>	2.09	4.01	3.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.61	14.24	15.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	13.6	13.37	13.86
MnO	0.12	0.23	0.16
MgO	12.46	5.39	3.22
CaO	7.21	8.27	7.98
Na <sub>2</sub> O	0.03	2.93	1.91
K <sub>2</sub> O	1.84	0.62	2.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.55	0.55
L.O.I.	12.67	4.57	2.82
Total	99.96	99.69	99.46

## بحث

شواهد صحرایی نشان می‌دهد که جایگیری برخی از توده‌های متاگابرو هم‌زمان با فوران گدازه‌های بالشی کوه معراجی است. تعیین سن دو نمونه متاگابرو با روش K-Ar، اعداد ۴۰۰ میلیون سال قبل (پالئوزوئیک) و ۲۰۵ میلیون سال قبل (اواخر تریاس) را ارائه نموده است که سن جوان‌تر نمونه دوم احتمالاً بیانگر حرکات سیمین پیشین است (Technoexport, 1984).

آنالیز سنگ‌کل متابازیت‌های معراجی (Technoexport, 1984) در جدول ۶ آورده شده است. همان‌طور که از شواهد پتروگرافی بر می‌آید، این سنگ‌ها از Na<sub>2</sub>O فراوانی برخوردارند که گویای فرآیند اسپیلیتی شدن این سنگ‌ها و رخداد دگرگونی کف اقیانوسی است. فراوانی کانی‌های اکتینولیت، لابرادوریت، اپیدوت و کلریت نیز شاخص رخساره شیست سبز است و حضور کانی‌های اکتینولیت، آلبیت، پومپلیت، کوارتز و کلسیت بیانگر رخداد دگرگونی قهقرایی در حد رخساره‌های دگرگونی زیر شیست سبز است.

با توجه به نتایج آنالیز سنگ‌کل متابازیت‌های چاه‌پلنگ که در جدول ۷ آمده (Bagheri, 2007)، این متابازیت‌ها از میزان  $K_2O$  و  $TiO_2$  تقریباً بیشتر و  $Na_2O$

## دمافشارسنجی

به منظور دست‌یابی به دما و فشار تشکیل برخی کانی‌ها و نیز تعیین رخساره‌های دگرگونی از دماسنجی و فشارسنجی کانی‌های هورنبلند، بیوتیت، هورنبلند-پلاژیوکلاز و کلریت استفاده شده است.

### بیوتیت

با توجه به وجود دو نوع بیوتیت در نمودار مثلثی شکل ۱۲، دماسنجی آن‌ها دو محدوده دمایی به‌طور میانگین ۵۵۰ و ۶۳۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد (جدول ۸) (Henry et al., 2005). بیوتیت‌هایی که در محدوده دمایی ۶۳۰ درجه سانتیگراد قرار می‌گیرند، از آهن و تیتان بیش‌تری نسبت به بیوتیت‌های با محدوده دمایی ۵۵۰ درجه سانتیگراد برخوردارند. Ti بالا در بیوتیت نشانگر تشکیل این کانی در حرارت‌های بالا است. ضمن اینکه بیوتیت‌های با محدوده دمایی پایین‌تر از لحاظ منیزیم غنی هستند (شکل ۱۶) (Henry et al., 2005).

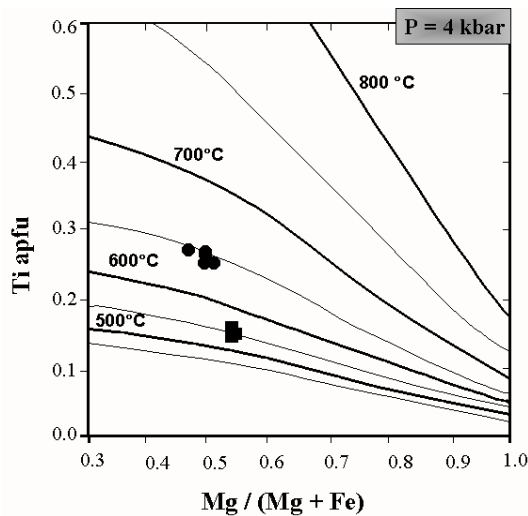
بیوتیت‌هایی که در محدوده دمایی ۶۲۰ تا ۶۳۰ درجه سانتیگراد قرار می‌گیرند به‌صورت پراکنده و ریز بلور در زمینه متابازالت‌ها یافت می‌شوند. درحالی که بیوتیت‌های محدوده دمایی ۵۵۰ تا ۵۶۰ درجه سانتیگراد در متادیا بازها فراوان هستند. احتمالاً بیوتیت‌های با مقادیر فراوان Ti و Fe منشأ آذرین دارند و بیوتیت‌های با میزان کمتر Ti در اثر فرآیند دگرگونی ناحیه‌ای تشکیل شده‌اند.

بیوتیت‌های دما بالا در شکل ۱۰، Fe/Fe+Mg حدود ۰/۵-۰/۶ دارند در صورتی که بیوتیت‌های نزدیک به قطب ایستونیت، دارای Fe/Fe+Mg حدود ۰/۴-۰/۵ هستند، با وجود اینکه ماگمای تشکیل دهنده متابازالت‌ها از آهن غنی بوده است، می‌توان غنی‌بودن بیوتیت‌های دما بالا را از لحاظ آهن و تیتان به اولیه و دارای منشأ ماگمایی آن‌ها نسبت داد.

جدول ۸- داده‌های مربوط به دمای تشکیل بیوتیت‌های متابازالت

و متادیا بازهای چاه‌پلنگ (Henry et al., 2005)

sample	Ti	X Mg	T(°C)
Ch795	0.17	0.56	550
Ch795	0.17	0.55	550
Ch795	0.18	0.55	560
Ch795	0.18	0.55	560
Ch795	0.17	0.55	550
Ch800	0.26	0.5	620
Ch800	0.26	0.52	630
Ch800	0.27	0.479	630
Ch800	0.27	0.51	620
Ch800	0.26	0.51	620



$$T = ([\ln(\text{Ti}) - a - c(X_{\text{Mg}})^3]/b)^{0.333}$$

Coefficient	Value
a	-2.3594
b	4.6482e-9
c	-1.7283

شکل ۱۶- تعیین دمای تشکیل بیوتیت‌های چاه‌پلنگ (Henry et al., 2005)

### هورنبلند و هورنبلند-پلاژیوکلاز

با توجه به اینکه میزان Al کل در هورنبلند با ازدیاد فشار، افزایش پیدا می‌کند، با استفاده از Al موجود در فرمول ساختمانی هورنبلند در شکل ۱۷، می‌توان به فشارسنجی هورنبلند‌های مجاور پلاژیوکلازها پرداخت. فشار حاصله از روش Anderson و Smith (۱۹۹۵)، ۸ کیلو بار (با دمای میانگین ۶۵۷ درجه سانتیگراد تخمین زده می‌شود) (Anderson and Smith, 1995).



2) edenite + albite = richterite + anorthite  
از واکنش اول در شرایطی استفاده می‌شود که کوارتز در سنگ حضور داشته باشد و واکنش دوم در سنگ‌های فاقد کوارتز کاربرد دارد. از آنجایی که در نمونه‌های چاه‌پلنگ، کوارتز وجود ندارد از واکنش دوم استفاده می‌شود.

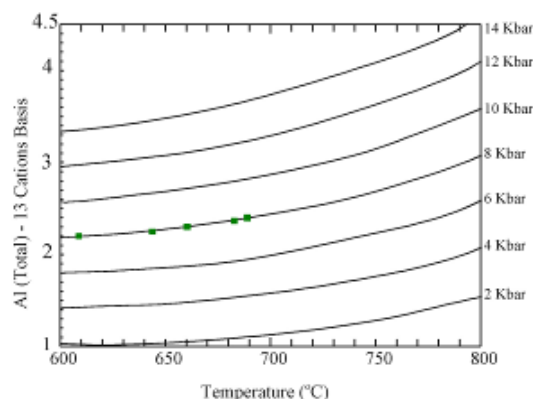
همان‌طور که در جدول ۱۰ مشخص شده است، در محدوده فشارهای بین صفر تا ۱۵ کیلوبار، درجه حرارت تعادل بین این دو کانی ۵۶۲ تا ۷۵۲ درجه سانتیگراد است که در نمودار رخساره‌های دگرگونی بیانگر دگرگونی در رخساره آمفیبولیت است (شکل ۱۸).

جدول ۱۰- نتایج دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز متابازیت‌های چاه‌پلنگ (Holland and Blundy, 1994).

P(kbar)	0	5	10	15
T(°C)ed-ir 2	562	625	688	752

این دماسنج برای دماهای بالا که عمدتاً فلدسپارها غنی از آنورتیت هستند و در شرایط اکتیویته سیلیکا پایین مفید است اما در سنگ‌های دگرگونی دما پایین حاوی پلاژیوکلاز آلبیتی ارزش کمتری می‌یابد. دماسنج هورنبلند- پلاژیوکلاز باید فقط در محدوده ۵۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد به کار رود. با توجه به این که پتروگرافی متابازیت‌های کوه معراجی بیانگر شرایط رخساره شیبست سبز است و همه شرایط لازم برای استفاده از این دماسنج برای آن‌ها وجود ندارد، با در نظر گرفتن خطاهای موجود سعی بر استفاده از این دماسنج شد.

در نمونه‌های مورد مطالعه اکتیویته‌های موجود در قالب کلینوپروکسن‌ها در تعادل با پلاژیوکلازها هستند و کوارتز در سنگ حضور ندارد. به این ترتیب در فشارهای صفر تا ۱۵ کیلوبار، درجه حرارت ۴۲۶ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد برای تشکیل متابازیت‌های کوه معراجی (جدول ۱۱) به دست می‌آید که مطابق با شواهد پتروگرافی و دگرگونی این سنگ‌ها در شرایط رخساره شیبست



شکل ۱۷- فشارسنجی هورنبلندهای چاه‌پلنگ با استفاده از روش Smith و Anderson (۱۹۹۵)

علاوه بر روش Smith و Anderson (۱۹۹۵)، کالیبراسیون‌های دیگری جهت تعیین فشار حاکم بر محیط تشکیل هورنبلند (جدول ۹) ارائه شده است که روابط آن‌ها در زیر آمده است:

**Hammarstrom and Zen, 1986:**

$$P(1): P(\pm 3\text{kbar}) = -3.92 + 5.03 \text{ Al}(\text{total})$$

**Hollister et al., 1987:**

$$P(2): P(\pm 1\text{kbar}) = -4.76 + 5.64 \text{ Al}(\text{total})$$

**Johnson and Rutherford, 1989:**

$$P(3): P(0.5 \text{ kbar}) = -3.46 + 4.23 \text{ Al}(\text{total})$$

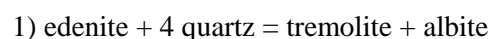
**Schmidt, 1992:**

$$P(4): P(\pm 0.6\text{kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}(\text{total})$$

جدول ۹- زمین فشارسنجی هورنبلندهای چاه‌پلنگ

Altotal	P(1kbar)	P(2)	P(3)	P(4)
2.19	7.09	7.59	5.8	7.41
2.41	8.2	8.83	6.43	8.46
2.29	7.59	8.15	6.22	7.89
2.27	7.49	8.04	6.14	7.79
2.36	7.95	8.55	6.52	8.22

به‌منظور دسترسی به دمای حاکم بر محیط دگرگونی ناحیه‌ای متابازیت‌های چاه‌پلنگ، از دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز (Holland and Blundy, 1994) استفاده شد. لازمه استفاده از این زوج کانی به‌عنوان یک دماسنج، وجود تعادل بین آمفیبول کلسیک و پلاژیوکلاز در بررسی‌های پتروگرافی است. این زمین‌دماسنج یک زمین‌دماسنج تبادلی بوده که بر مبنای واکنش‌های زیر است:



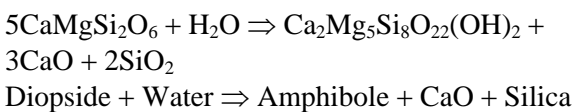
سبز است (شکل ۱۸).

جدول ۱۱- دماهای به‌دست آمده برای تعادل پلاژیوکلاز- اکتینولیت متابازیت معراجی در فشارهای مختلف (Holland and Blundy, 1994)

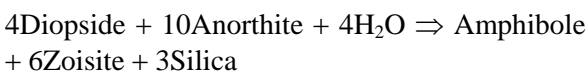
P(kbar)	T(°C)
0	520
5	489
10	458
15	426

محیط و شرایط تشکیل کانی‌های آمفیبول و پیروکسن کلینوپیروکسن از کانی‌های مقاوم به حساب می‌آید و در شرایط دگرگونی رخساره شیست سبز و بخش‌هایی از رخساره آمفیبولیت، حاشیه‌های این کانی تبدیل به آمفیبول می‌شود. آمفیبول‌ها در اکثر رخساره‌های دگرگونی، در صورت وجود عناصر لازم برای ساختار بلورین آن‌ها، تشکیل می‌شوند. با توجه به فوران سنگ‌های بازیک مورد بررسی در محیط دریایی و آبدار شدن سنگ اولیه، تبادلات یونی به راحتی صورت می‌گیرد و با آزاد شدن یون‌های  $Ca^{2+}$  از ساختار پلاژیوکلاز کلسیک و کلینوپیروکسن، همچنین  $Mg^{2+}$  و Fe از کانی‌های مافیک مانند کلینوپیروکسن، کانی‌هایی مانند آمفیبول، کلریت و اپیدوت ساخته می‌شوند (واکنش‌های ۱ و ۲).

واکنش ۱ (Kimball and Spear, 1984):

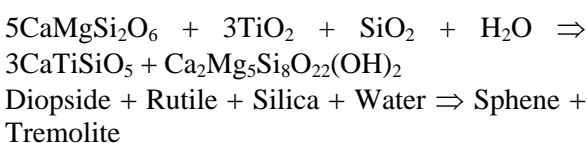


واکنش ۲ (Bucher and Frey, 2002):

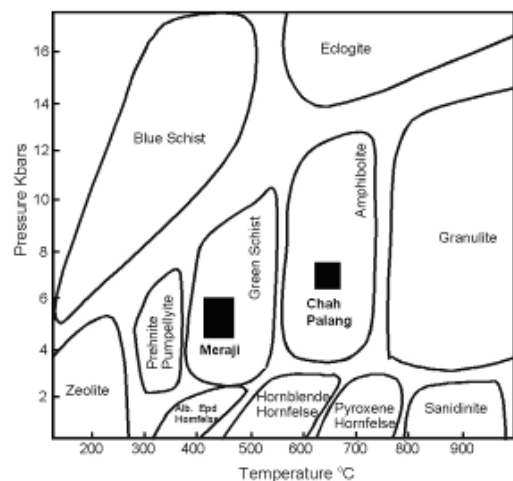


با وجود این‌که ترکیبات تیتان، مانند اسفن، ایلمنیت، لوکوکسن، و تیتانومگنتیت در سنگ‌های مورد مطالعه فراوان هستند، آمفیبول‌ها مقادیر اندکی از Ti ( $<0.05$  ppm) در فرمول ساختاری خود جای داده‌اند. بنابراین می‌توان واکنش ۳ را برای تشکیل اسفن‌های مجاور و یا موجود در قالب آمفیبول‌های متاگابروی چاه‌پلنگ (شکل ۷- e) در نظر گرفت.

واکنش ۳ (Ikeda et al., 2005):



بر اساس نمودار Si در مقابل Ti موجود در فرمول



شکل ۱۸- تعیین رخساره‌های دگرگونی ناحیه‌ای متابازیت‌های کوه معراجی و چاه‌پلنگ (Yardley, 1989)

### دماسنجی کلریت

این دماسنج بر اساس تبادلات عنصر  $Al^{IV}$  تنظیم شده است. از طریق فرمول‌های ارائه شده در زیر، دمای تعیین شده برای تشکیل این کانی حدود ۱۵۰ و ۵۳ درجه سانتیگراد است که منطبق با شرایط رخساره‌های زیر شیست سبز است (جدول ۱۲).

**Cathelineau and Nieva, 1985:**

$$T_1(^{\circ}C) = 213.3Al^{IV} + 17.5$$

**Cathelineau, 1988:**

$$T_2(^{\circ}C) = -61.92 + 321.98 Al^{IV}$$

**Jowett, 1991:**

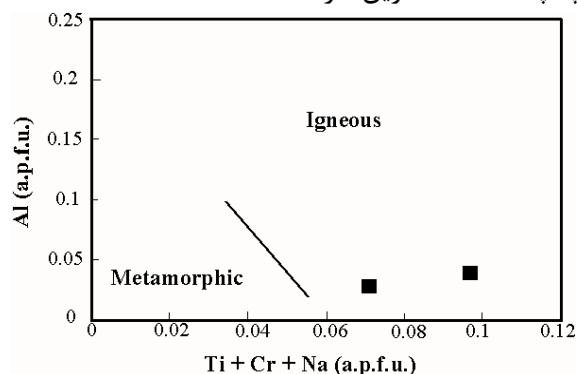
$$T_3(^{\circ}C) = 319Al^{IV}_c - 69$$

$$Al^{IV}_c = Al^{IV} + 0.1 [Fe/(Fe + Mg)]$$

جدول ۱۲- دماسنجی کانی کلریت

samples	T <sub>1</sub> (°C)	T <sub>2</sub> (°C)	T <sub>3</sub> (°C)
sample 1	156.14	147.36	151.11
sample 2	81.49	34.67	39.46

گروه آذرین و دگرگونی تفکیک می‌شوند. چنانچه در شکل ۲۱ نشان داده شده، کلینوپیروکسن‌های چاه‌پلنگ منشأ آذرین دارند.

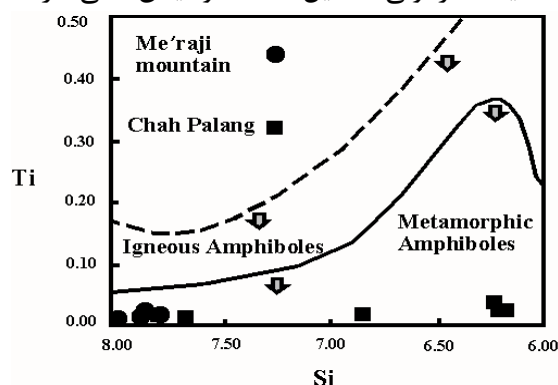


شکل ۲۱- کلینوپیروکسن‌های چاه‌پلنگ منشأ آذرین دارند (Berger *et al.*, 2005)

### نتیجه‌گیری

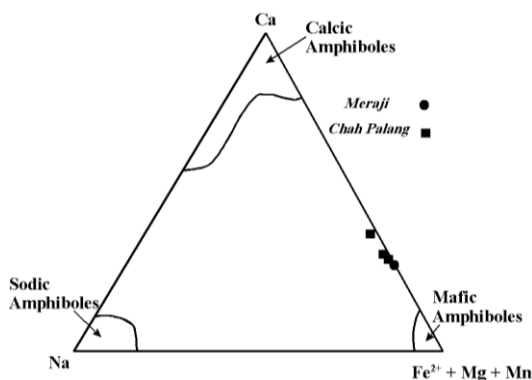
متابازیت‌های کوه معراجی و چاه‌پلنگ به‌صورت پراکنده و با گسترش کم در همراهی واحدهای پالئوزوئیک زیرین مشاهده می‌شوند. شواهد صحرائی، درجات دگرگونی، کانی‌شناسی، آنالیز سنگ کل و شیمی کانی‌ها، بیانگر متفاوت بودن منشأ متابازیت‌های کوه معراجی از چاه‌پلنگ است. احتمالاً گدازه‌های بالشی کوه معراجی در اثر تکاپوهای آتشفشانی بازالتی زیر دریایی پیامد حرکات شاغولی و کوه‌زایی فاز کالدونین از مناطق ضعیف پوسته به سطح زمین راه پیدا کرده‌اند. با توجه به گسل‌های فراوان در منطقه و تکتونیک پیچیده زون انارک-خور، احتمالاً این متابازیت‌ها در اثر عمل‌کرد گسل‌هایی که امتدادشان در زیر آبرفت‌ها پنهان شده است، در نزدیکی یکدیگر قرار گرفته‌اند. متابازالت‌ها، متادیاپازها و متاگابروهای چاه‌پلنگ، ضمن تحمل دگرگونی کف اقیانوسی، در رخساره آمفیبولیت و اواخر شیبست سبز دچار دگرگونی ناحیه‌ای شده‌اند. فراوانی اکسیدهای آلکالین در آنالیز سنگ‌کل و همچنین در شواهد پتروگرافی بیانگر ماهیت آلکالین این سنگ‌ها است.

ساختمانی کانی آمفیبول (شکل ۱۹)، آمفیبول‌ها همگی در محیط دگرگونی تشکیل شده‌اند و تیتان کمی دارند.



شکل ۱۹- آمفیبول‌های دو ناحیه معراجی و چاه‌پلنگ در اثر دگرگونی ایجاد شده‌اند (Leake, 1965)

آمفیبول‌های دگرگونی در نمودار شکل ۲۰، بر اساس مقادیر  $Mg + Fe^{2+} + Mn, Na, Ca$  به سه گروه اصلی: مافیک، سدیک و کلسیک تقسیم می‌شوند. آمفیبول‌های متابازیت‌ها بین دو قطب آمفیبول‌های کلسیک و مافیک و بیشتر متمایل به آمفیبول‌های مافیک قرار می‌گیرند.



شکل ۲۰- آمفیبول‌های دگرگونی متابازیت‌ها متمایل به قطب مافیک هستند (Robinson *et al.*, 1982)

بقایای کلینوپیروکسن‌ها به‌صورت دانه‌های منفرد، عمدتاً در متادیاپازها و متادیاپازها یافت می‌شود. طبق نمودار ارائه شده توسط Berger و همکاران (۲۰۰۵)، پیروکسن‌ها بر اساس مقادیر  $Al$  و  $Ti + Cr + Na$  موجود در ساختارشان به دو

به‌علت وفور کانی‌های شاخص رخساره شیست سبز در متابازیت‌های کوه معراجی همچون داده‌های دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز، این متادیاها و متاگابروها در رخساره شیست سبز (شکل ۱۸) دگرگون شده‌اند علاوه بر این که قبلاً دگرگونی کف اقیانوسی و فرآیند اسپیلیتی شدن را نیز تجربه کرده‌اند. وجود کانی‌های اکتینولیت، پومپلئیت، کلریست، کلسیت و کوارتز در متابازیت‌های کوه معراجی، نشان‌دهنده رخداد دگرگونی پس‌رونده در رخساره شیست سبز است.

## منابع

- آقابات، ع. (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- اطلس راه‌های ایران (۱۳۸۴) مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، تهران، ایران.
- Anderson, J. L. and Smith, D. R. (1995) The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in hornblende barometry. *American Mineralogist* 80: 549-559.
- Bagheri, S. (2007) The exotic Paleo-tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas. Ph.D. Thesis. Faculty of Geosciences and Environment, University of Leusanne, Switzerland.
- Berger, A., Scherrer, N. C. and Bussy, F. (2005) Equilibration and disequilibrium between monazite and garnet: indication from phase - composition and quantitative texture analysis. *Journal of Metamorphic Geology* 23 (9): 865-880.
- Bucher, K. and Frey, M. (2002) *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 7<sup>th</sup> edition, Springer-Verlag Berlin.
- Cathelineau, M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature, *Clay Minerals*: 23: 471-485.
- Cathelineau, M. and Nieva, D. (1985) A chlorite solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91: 235-244.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) *An introduction to the rock forming minerals*. Longman, London.
- Droop, G. T. R. (1987) A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- Foster, M. D. (1960) Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geological Survey* 354 B: 11-49.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26: 683-693.
- Hammarstrom, J. M. and Zen, E. (1986) Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71: 1297-1313.
- Hawthorne, F. C. (1981) Crystal chemistry of the amphiboles. In: Veblen, D. R. (Ed.) *Amphiboles and other hydrous pyriboles-mineralogy*. *Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America* 9A: 1-102.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Della Ventura, G. and Mottana, A. (2007) *Amphiboles: crystal chemistry, occurrence and health issues*: Mineralogical Society of America.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V. and Thomson, J. A. (2005) The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: Implications for geothermometry and Ti- substitution mechanisms. *American Mineralogist* 90: 316-328.

- Holland, T. and Blundy J. (1994) Non-ideal interaction in calcic amphibole and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. B. (1987) Confirmation of the empirical calibration of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72: 231-239.
- Ikeda, T., H., Yoshida, K., Armia and T., Nishiyama (2005) Garnet-clinopyroxene amphibolite from the Takahama metamorphic rocks, western Kyushu, SW Japan: evidence for high-pressure granulite facies metamorphism. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 100: 104-115.
- Johnson, M. C. and Rutherford, M. J. (1989) Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17: 837-841.
- Jowett, E. C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Society of Economic Geology, Joint Annual Meeting, Toronto, Canada.
- Kimball, K. L. and Spear, F. S. (1984) Metamorphic petrology of the Jackson county iron formation, Wisconsin. *Canadian Mineralogist* 22 (4): 605-619.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming mineral. *American Mineralogist* 68: 227-279.
- Leake, B. E. (1965) The relationship between tetrahedral aluminum and the maximum possible octahedral aluminum in natural calciferous and subcalciferous amphiboles: *American Mineralogist* 50: 843-851.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Akoi, K. and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52: 535-550.
- Robinson, P., Spear, F. S., Schumacher, J. C., Laird, J., Klein, C., Evans, B. W. and Doolan, B. L. (1982) Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. In *Amphiboles and other Hydrous Pyriboles. Reviews in Mineralogy* 9B: 1-227.
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 304-310.
- Technoexport (1984) Geological map of Kabudan. Geological survey of Iran, 1:100000 series, sheet 68.
- Technoexport (1984) Geological map of Khur. Geological survey of Iran, 1:250000, No. H7.
- Technoexport (1984) Geology of the Khur area (Central Iran). report No. H7 89-91.
- Yardley, B. W. D. (1989) An introduction to metamorphic petrology. John Wiley and Sons, New York.



## **Mineralogical study of metabasites in Me'raji and Chah Palang Mountains (South of Chupanan, NE Isfahan province)**

**Fereshteh Bayat<sup>1</sup>, Ghodrat Torabi<sup>1\*</sup> and Juergen Koepke<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>2</sup> Institute of Mineralogy, Leibniz University, Hannover, Germany

### **Abstract**

The metabasites of Me'raji and Chah Palang Mountains located south of Chupanan (Central Iran) and covered by the Paleozoic metamorphic complexes. These metabasites are composed of closely associated metabasalts, metagabbros, and metadiabases. The metabasites of Me'raji and Chah Palang Mountains are metamorphosed in greenschist and amphibolite facies, respectively. Following the peak metamorphism, these rocks suffered a retrograde metamorphism of greenschist facies. Field observations, petrographic and mineralogical features reveal significant differences between both metabasite occurrences. Rock forming minerals are plagioclase, clinopyroxene and amphibole. Accessory minerals are biotite, ilmenite, titanomagnetite and titanite. Chlorite, epidote, pumpellyite, leucoxene and calcite are secondary minerals. The Chah Palang metabasites have higher K<sub>2</sub>O and TiO<sub>2</sub> contents in comparison with that of the Me'raji metabasites. The Na<sub>2</sub>O content of the Me'raji metabasites is 6.86-8.40 (wt%), implying spilitization of pillow lavas by sub-sea floor metamorphism. The hornblende-plagioclase thermometry and Al in amphibole barometry reveal different conditions for the metamorphism. The equilibrium temperature for the Chah Palang area was estimated 562-752 °C at pressure of 7-8 kbar, while in the Me'raji area 426-520 °C at pressure of 5-6 kbar were obtained.

**Key words:** Mineralogy, Meatabasite, Paleozoic, Me'raji Mountain, Chah Palang, Isfahan province

---

\* torabighodrat@sci.ui.ac.ir