

تحولات P-T-t در متابازیت‌های کمپلکس بهله - سیدان در غرب ارومیه

شهریار محمودی^{*1}

1- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه خوارزمی

پذیرش مقاله: 1391/3/20

تأیید نهایی مقاله: 1392/10/8

چکیده

کمپلکس بهله-سیدان در غرب شهرستان ارومیه شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی است. بخش‌های دگرگون شده شامل طیفی از سنگ‌های آذرین اسیدی، مافیک تا اولترامافیک و سنگ‌های کربناته که تحت تاثیر چندین فاز دگرگونی قرار گرفته است. پارائنز کانی‌ها و فابریک‌های موجود و همچنین ژئوشیمی سنگ کل و ترکیب شیمیایی بلورها شواهد روشنی از رخداد‌های دگرگونی در خود جای داده است. مطالعه شاخص‌های فابریکی بیانگر تاثیر حداقل دو فاز دگرگونی ناحیه‌ای و یک فاز دگرگونی دینامیکی با روند شمال غربی-جنوب شرقی به صورت منطقه‌ای در محدوده زون برشی است.

نمودار P-T-t ترسیم شده برای آمفیبولیت‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد سنگ مادر مافیک تا اولترامافیک که احتمالاً باقی مانده پوسته اقیانوسی نفوختتیس است. بعد از دگرگونی پیشرونده، مجموعه دگرگونی، سنگ‌های آذرین مافیک تا اولترامافیک و توده‌های گرانیتی نفوذی در اثر رورانندگی در فشار و دمای بالا، برشی شده است. پس از جایگزینی مجموعه دگرگونی آذرین و تحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای پسرونده مجموعه‌ای در حد رخساره شیست سبز بوجود آمده است که به صورت دوباره چاپ شده بر روی فازهای قبلی قابل مشاهده است. نتایج محاسبات ترموبارومتري بر اساس تبادل یونی عناصر Si-Al-Ca در کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز موجود در این سنگ‌ها نشان می‌دهد در شرایط اوج دگرگونی فشار بین 4/7 تا 6/2 کیلو بار و دما 584 تا 621 درجه سانتی‌گراد در رخساره آمفیبولیت بوده است.

واژه های کلیدی: متابازیت، زون برشی، بهله-سیدان، سنندج-سیرجان، ترموبارومتري آمفیبول پلاژیوکلاز

مقدمه

در این تحقیق شرایط ترمودینامیکی حاکم بر این سنگ‌ها بر اساس شیمی بلورها و شواهد تغییر شکل ثبت شده در کانی‌ها مورد بررسی قرار گرفته و سعی شده بر اساس شواهد موجود روند تحولات کمپلکس دگرگونی بهله-سیدان مورد بررسی قرار گیرد. تاثیر شرایط ترمودینامیکی در تبدلات یونی ابزار اصلی در بازسازی تحولات دگرگونی است. همچنین شواهد وسیع دگرشکلی بیانگر عملکرد فازهای دگرگونی دینامیکی در منطقه مورد مطالعه است.

زمین شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ورقه سرو گنگچین و در فاصله 75 کیلومتری غرب شهرستان ارومیه قرار دارد که بخشی از زون سنندج-سیرجان و پهنه خوی-مهاباد است (نبوی، 1355). این منطقه در گستره‌ای با طول جغرافیایی، $44^{\circ}58'12''$ ، $44^{\circ}47'06''$ و عرض جغرافیایی $37^{\circ}48'55''$ ، $37^{\circ}57'51''$ در شمال غرب ارومیه و جنوب شهرستان سلماس قرار گرفته است و هم مرز با واحدهای غربی زون ایران مرکزی و شامل رسوبات پرکامبرین و پالئوزوئیک زیرین است. پی سنگ این منطقه شامل مجموعه سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حدواسط دگرگون شده است، که احتمالاً هم ارز بخشی از مجموعه چاپدونی است (حقی‌پور و آقاناتی، 1376؛ اسدپور و همکاران، 1392).

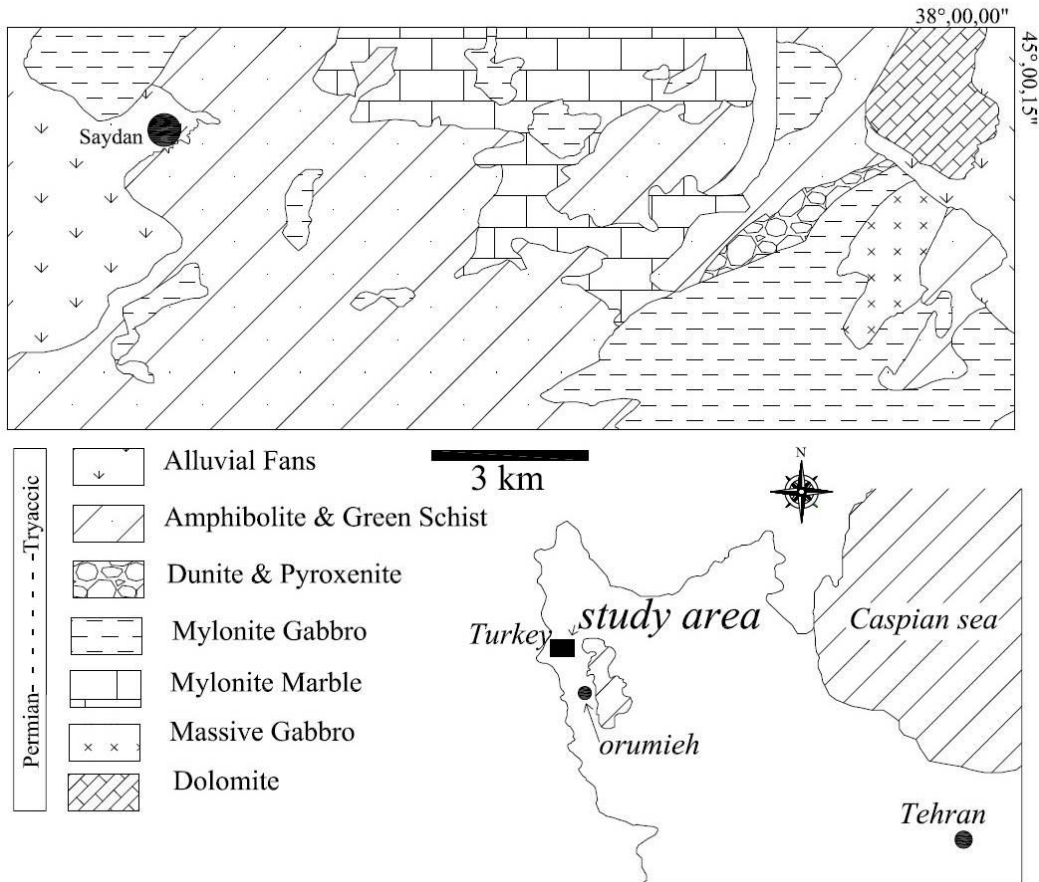
رسوبات مربوط به تریاس و ژوراسیک در منطقه رخنمون ندارند و سنگ‌های مربوط به کرتاسه به صورت رخساره شیلی و رسوبات آواری ماسه‌ای در منطقه مشاهده می‌شود. رسوبات ترشیری، شامل نهشته‌های آواری ائوسن، آهک و مارن اولیگومیوسن هم ارز سازند قم است که با شیب ملایم بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند.

مطالعات ساختاری به عنوان مکمل داده‌های ژئوشیمیائی از دهه هفتاد میلادی در سنگ‌شناسی دگرگونی مورد توجه قرار گرفت. علاوه بر این دستاوردهای جدید تکنولوژی در تعیین دقیق مقادیر عناصر در کانی‌ها باعث تخمین دقیق شرایط فشار و دما در سنگ‌های دگرگونی گردید. ساختارهای میکروسکوپی، بافت و اشکال تغییر شکلی درشت بلورها در بازسازی تاریخچه تحولات سنگ‌های دگرگونی در یک منطقه اطلاعات ارزشمندی را در دسترس سنگ‌شناسان دگرگونی قرار می‌دهد. بررسی‌های ژئوشیمیائی سنگ کل نیز از ابزارهای مهم در مطالعه تحولات سنگ‌شناسی در مجموعه‌های دگرگونی است.

پهنه ساختاری سنندج-سیرجان شامل حجم عظیمی از سنگ‌های دگرگونی است و همچنین یک زون ترافشاری راستگرد است که از ژوراسیک تا اواخر ائوسن تحت تاثیر فازهای تغییر شکلی و دگرگونی قرار گرفته است (محجل و همکاران، 2003). همچنین در بخش‌های شمالی زون سنندج-سیرجان چندین فاز دگرگونی به صورت محلی شناسایی و گزارش شده است (اشتوکلین، 1974 و بهاریفر، 2004) که توالی زمانی آنها مورد بحث جدی صاحب نظران است. کمپلکس بهله-سیدان در بخش شمالی زون سنندج-سیرجان و دارای مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین بازیک دگرگون شده، شیبست‌های متنوع و سنگ‌های آذرین نادگرگونه است (حقی‌پور و آقاناتی، 1376) این مجموعه در حد رخساره شیبست سبز تا آمفیبولیت دگرگون شده و توسط گسل‌هایی با روند شمال غرب-جنوب شرق برشی شده است (محجل و همکاران، 2003).

گرفته‌اند. آمفیبولیت، شیست و متاگابرو در این مجموعه به صورت بین لایه‌ای مشاهده می‌شود (شکل 1).

رخنمون‌های کواترنری شامل نهشته‌های آبرفتی و مخروط افکنه‌ها است. سنگ‌های آذرین منطقه شامل توده‌های نفوذی مافیک-الترامافیک و اسیدی است که تحت تاثیر دگرریختی قرار



شکل 1: نقشه زمین شناسی منطقه اقتباس از نقشه 1:100000 سرو (گنگچین)، (سبزه‌ای و محمدیها، 1386).

تشکیل شده‌اند. آمفیبولیت‌ها دارای ساخت‌های برگوارگی و خطوارگی کاملاً مشخصی هستند (شکل 2-الف و ب). ارتباط مستقیمی بین توده‌های بازیک (گابرو، گابرویدوریت) با آمفیبولیت نواری (شکل 2-ج) در رخنمون‌ها وجود دارد. از جمله این شواهد می‌توان به وجود قطعات گابرو، پیروکسن گابرو و هارزبورژیت اشاره کرد که در داخل توده‌های آمفیبولیتی با بافت اولیه آذرین باقی مانده است تحقیقات اخیر سن سنجی در

سنگ‌های دگرگونی

بخش گسترده‌ای از محدوده مورد مطالعه را سنگ‌های دگرگونی شامل گنایس، آمفیبولیت، میلونیت، شیست و مرمر تشکیل می‌دهد که در حد رخساره شیست سبز و آمفیبولیت تحتانی دگرگون شده است. بخش آمفیبولیتی شامل حجم ضخیمی از سنگ‌های دگرگونی آمفیبولیت نواری است که از کانی‌های هورنبلند (نوارهای تیره) و پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن (نوارهای روشن)

شده و شامل سنگ‌های گابرو و مرمر، میلیونیتی تا پروتومیلونیتی است (شکل 1).

سنگ‌های میلیونیتی

پروتومیلونیت‌ها: سنگ‌های این گروه دگرریختی کمتری را نشان می‌دهند، فابریک‌های خطی در آنها به سختی مشاهده می‌شود و فابریک‌های صفحه‌ای وجود ندارد. لذا سنگ‌ها تا حدود زیادی بافت‌های مربوط به سنگ مادر را در خود حفظ کرده‌اند. سنگ‌هایی که در این گروه قرار می‌گیرند عبارتند از: هورنبلندیت، سرپانتینیت و گرانیت‌های دگرریخت شده. رخداد دگرگونی بعد از عوامل دگرریختی در این نمونه‌ها با تبلور بلورهای بعد از دگرریختی مشهود است (شکل 2-الف و ب). بخش‌هایی از مجموعه مافیک که دگرگونی شدیدتری را متحمل شده ماهیت شیستی دارد و پیشرفت دگرگونی، عملکرد فاز دینامیکی را در آنها کم‌رنگ کرده است. بخش اعظم توده‌های آمفیبولیتی شواهد مبنی بر دگرریختی را نشان نمی‌دهند.

مجموعه سنگی مافیک-اولترامافیک غازان بر اساس رو U-Pb، سن 297 تا 541 میلیون سال را نشان می‌دهند (اسدیپور و همکاران، 1392). به طور کلی این بخش‌ها دگرریختی کمتری را نسبت به سایر بخش‌ها نشان می‌دهند. در گذشته این سنگ‌ها را به پرکامبرین نسبت می‌دادند ولی بررسی‌های اخیر نشان می‌دهد که اکثر آمفیبولیت‌ها و گنایس‌های منطقه حاصل دگرگونی و دگرریختی سنگ‌های بازیک و الترابازیک است و احتمالاً در فازهای تغییر شکلی در ارتباط با بسته شدن نفوتتیس شکل گرفته است. با توجه به اینکه سنگ‌های مذکور سنی جوانتر از پالئوزوئیک زیرین دارند، لذا سن مجموعه‌های دگرگونی بایستی جوانتر از پالئوزوئیک باشد. شواهد صحرایی و مقاطع میکروسکوپی نشان می‌دهد بخش وسیعی از مجموعه دگرگونی به صورت نوارهایی با روند شمال غرب جنوب شرق تا شرقی غربی دگرریخت



شکل 2: تصاویر ماکروسکوپی از ارتوآمفیبولیت، که پروتولیت آنها سنگ‌های مافیک- الترابامافیک است (الف) اشکال بودینی شده تحت تاثیر رخداد برشی و دگرریختی. (ب) ساخت نواری تحت تاثیر دگرگونی و ایجاد امفیبولیت و آمفیبول شیست به صورت post tectonic. (ج) ایجاد نوارهای تیره و روشن در اثر مهاجرت دانه‌ها در آمفیبولیت‌ها (نمونه‌ها از منطقه سیدان برداشته شده است).

در نمونه‌هایی که کانی کلریت، کانی عمدۀ و اصلی سنگ است، فیلونیت (شیست‌های سبز با درجه دگرگونی ضعیف) ایجاد شده است، در سنگ‌های اولترامیلونیتی با استفاده از نحوه قرارگیری و چرخش پورفیروکلاست‌ها، مخصوصاً اشکال ماهی‌گون، سوی برش راست بر مشخص شده است (شکل 3-ج) وجود پورفیروکلاست‌های زیگموئید حرکت راست بر را تایید می‌کند (شکل 3-ه).

پورفیروکلاست‌ها در سنگ‌های میلونیتی دارای دنباله‌هایی از ریز بلورها هستند که همراه پورفیروکلاست‌ها یک مجموعه واحد را تشکیل می‌دهند. در این سنگ‌ها جنس پورفیروکلاست‌ها با جنس اگرگات‌های تشکیل دهنده اطراف یکسان است. به این مجموعه پورفیروکلاست‌های پوششی یا کلاست‌های پوشش‌دار گفته می‌شود. این پورفیروکلاست‌ها نتیجه دگرشکلی شکنا هستند (پاشیر و ترو، 2005). با توجه به پاراژنز موجود آمفیبولیت‌های میلونیتی، در رخساره آمفیبولیت قرار دارد و بر اساس شواهد ارائه شده (شکل 3-ه و و) زون برشی در منطقه مورد مطالعه در دما و فشار بیش از زون‌های برشی معمول عمل کرده است.

پورفیروکلاست‌های پوششی در بخش جنوبی منطقه جهت تعیین نوع برش و دیگر خصوصیات پارامترهای جنبشی استفاده شده است، ساخت‌های شبیه به Z ، از روی جهت امتداد دنباله‌های رشته‌های حاصل پورفیروکلاست‌ها به درون زمینه هم جهت با ساخت‌های ماهی میکا می‌باشد، و سوی برش راستگرد را نشان می‌دهد (شکل 3-ه، و).

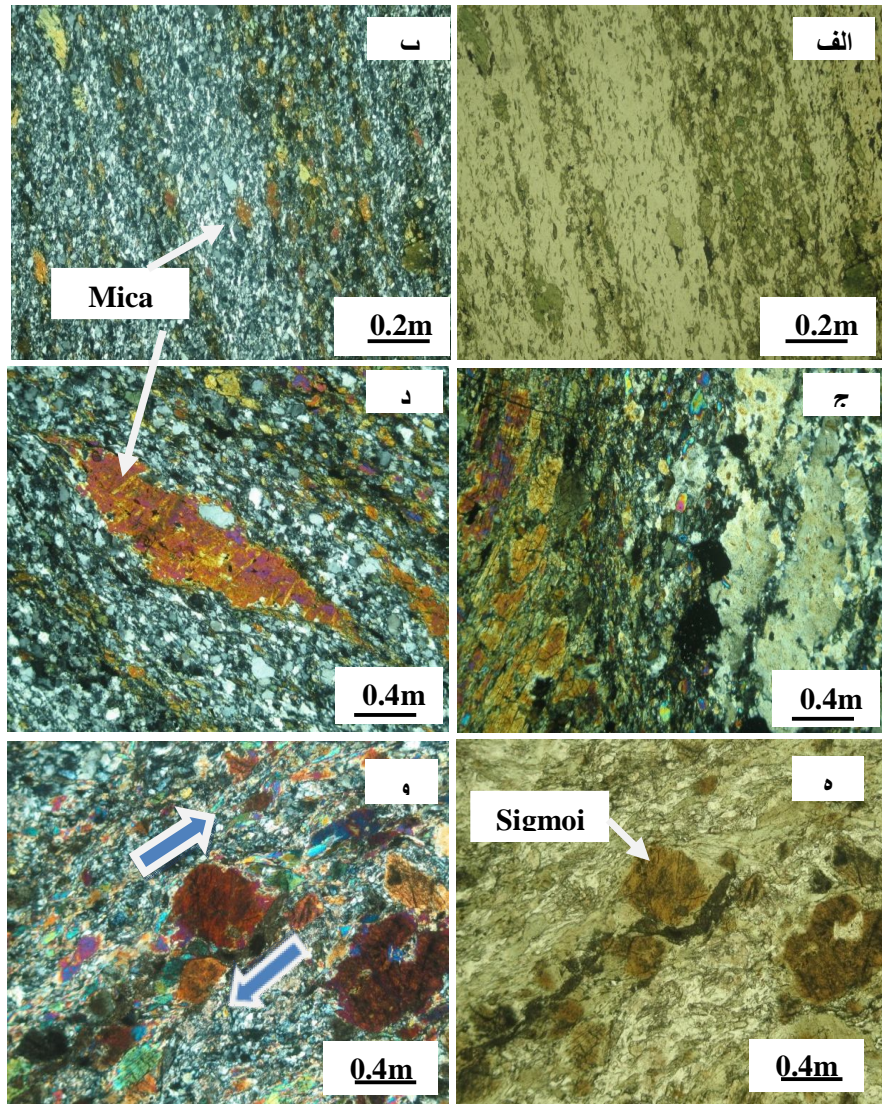
بلورهای ماهی‌گون (شکل 3-ج)، که از شمال غرب منطقه برداشت شده‌اند سوی برش را بر اساس روش پاشیر و ترو، (2005) راستگرد تعیین

میلونیت: در این دسته از سنگ‌ها انواع ساخت‌های دگرشکلی از جمله ساختارهای خطی و ساختارهای صفحه‌ای و تبلور مجدد کانی‌ها دیده می‌شود. در اثر رشد کانی‌ها در یک راستا، ساختار صفحه‌ای در این سنگ‌ها بخوبی دیده می‌شود. رخداد دگرگونی ناحیه‌ای دیناموترمال به صورت بعد از تکتونیک با توجه به ایجاد شرایط کنتیکی مناسب قابل دسترسی است. لایه بندی ترکیبی حاصل از مهاجرت مکانیکی کانی‌ها در اثر میلونیتی شدن مشاهده می‌شود. طی این فرایند بلورهای فلسیک کوارتز، فلدسپات الکان و پلاژیوکلاز از بلورهای مافیک از هم جدا شده و سبب تشکیل لایه‌های تیره و روشن شده است (شکل 2-ج).

از دگرریختی‌های مهم در این سنگ‌ها می‌توان به مواردی مانند برگوارگی، خطوارگی ناشی از طولیل شدگی آمفیبول‌ها و ماکل شعله‌ای پلاژیوکلازها (شکل 3-الف و ب)، وجود بلورهای ماهی‌گون، (شکل 3-ب و د)، ساخت پورفیروکلاست‌های هسته-پوش (شکل 3-ج) و ساخت‌های نواری حاصل از مهاجرت مکانیکی اشاره کرد. در پورفیروکلاست‌های پلاژیوکلاز ماکل‌های مکانیکی دیده می‌شود. در برخی از آمفیبولیت‌های میلونیتی، تناوبی از نوارهای تیره (آمفیبول) و نوارهای روشن (پلاژیوکلاز) قابل مشاهده است، که در اثر مهاجرت مکانیکی ناشی از فرآیندهای دگرشکلی در یک سنگ هتروژن بوجود آمده‌اند (پاشیر، 1991). پاراژنز موجود در سنگ‌های آمفیبولتی شامل "آمفیبول + پلاژیوکلاز + میکا + فلدسپات الکان" است. با افزایش درجه و شدت استرس و نیروهای برشی در منطقه، شدت دگرریختی در سنگ‌ها نیز افزایش یافته و سنگ‌های اولترامیلونیت شکل می‌گیرند.

نوارهای برشی S-C و C که این نوارهای برشی به موازات پهنه برشی اصلی می‌باشند و از آنها برای تعیین نوع برش استفاده می‌شود (مالاوی و همکاران، 1986؛ دیویس و همکاران، 1987؛ سالزر و همکاران، 1988) بر اساس مطالعات انجام شده سوی برش در این نمونه‌ها راستگرد می‌باشد.

می‌کنند. همچنین پورفیروکلاست‌های تکه تکه شده همراه با جابجایی، از روی مجموع دسته شکستگی‌ها می‌توان جهت برش کلی حاکم بر پهنه برش را برآورد کرد (سیمسون و همکاران، 1983) که مطالعات انجام شده حرکت برشی راستگرد بعد از فاز اول دگرگونی را نشان می‌دهد.



شکل 3 الف، ب: آمفیبولیت، تناوبی از کانی‌های هورنبلند (نوارهای تیره) و فلدسپات (نوارهای روشن). c, xpl, ppl. ج- نفوذ سنگ‌های گرانیتی (بخش‌های روشن) به درون سنگ‌های بازیک (بخش‌های تیره). در بخش گرانیتی مهاجرت مرز دانه در بلورها مشاهده می‌شود. d. xpl. - بلور ماهی گون آمفیبول در آمفیبول شایسته، به حالت پله شدگی (اسپری، 1969) در بلور ماهی گون آمفیبول و بال‌های گسترش یافته، نوع حرکت راست بر می‌باشد. در این تصویر برگواگی مایل به خوبی نشان داده شده است xpl. - پورفیروکلاست پوششی بال دار نوع C در گابرو میلونیتی شده، نوع حرکت راست بر است ppl. و پورفیروکلاست‌های زیگموئیدی در نور xpl.

ژئوشیمی

و 187 در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران توسط دستگاه میکروپروب مدل کامکا اس ایکس 100 مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفته است. خلاصه نتایج بدست آمده در جدول 1 و جدول 2، آورده شده است.

تعداد 39 عدد از نمونه‌های برداشت شده از متاگابروها و آمفیبولیت‌ها منطقه مورد مطالعه توسط روش XRF در شرکت ACME مورد تجزیه شیمیائی قرار گرفته است. مقاطع نازک صیقلی تهیه شده از آمفیبولیت در دو نمونه 342

جدول 1: خلاصه نتایج تجزیه شیمیائی متاگابروها و آمفیبولیت‌های منطقه (داده‌های مشابه آورده نشده است)

Sample	232	231	14	28	85	83	22	48	43	41	369	38	30
Sum	99.1	98.7	99.4	101	100	100	100	99	101	100	100	100	101
	Weight % oxide												
SiO₂	51.5	47.5	54.1	51.3	50.5	46.5	50	53	50	49	43	49	50
Al₂O₃	16.4	15.2	13.3	16.2	16.1	9.44	16	17	15	14	16	13	15
Fe₂O₃	10.6	11.4	10.3	12.3	10.4	12.9	11	11	12	13	15	11	13
MnO	0.19	0.19	0.15	0.15	0.15	0.17	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
CaO	8.39	11.1	8.18	7.82	9.17	6.1	10	6.5	11	10	9	12	9.4
K₂O	0.38	0.17	1.57	1.87	0.84	0.79	0.7	2.7	0.7	0.9	0.3	0.8	1.1
Na₂O	3.74	2.62	2.8	3.81	2.81	1.58	2.8	4	2.7	2.9	3.1	2.2	3.1
TiO₂	1.44	1.07	1.56	2.22	1.11	0.91	1.5	2	1.9	2.3	4.5	1.8	2.3
P₂O₅	0.39	0.17	0.24	0.36	0.14	0.12	0.2	0.4	0.2	0.3	0	0.2	0.4
MgO	4.86	8.21	7.35	4.01	8.13	20.5	6.7	2.9	7	6.1	6.2	8.5	5.5
	Trace elements (ppm)												
Ba	435	84	579	647	221	148	150	975	120	198	4	125	211
Co	35	52	44	37	50	97	44	32	46	50	70	51	43
Cr	127	274	319	58	553	1259	82	29	151	5	159	606	15
Pb	2	14	5	1	7	2	4	6	12	3	10	11	4
Sr	157	229	231	301	235	142	347	334	336	369	447	317	326
Th	14	13	2	7	16	0	2	4	5	7	3	7	2
Zr	415	56	229	307	83	71	150	299	149	219	59	134	274
V	166	208	171	218	162	131	167	149	227	259	308	226	203
La	17	14	11	5	5	11	4	35	7	9	44	5	1
Ce	49	4	60	66	12	6	1	99	15	61	29	30	68
Nd	27	8	25	31	1	4	7	38	9	23	8	9	29
Ni	43	112	74	19	129	680	35	15	61	38	17	110	25
Zn	126	92	90	119	79	92	91	108	90	116	88	87	115
Ga	22	18	18	27	19	14	19	23	20	22	20	18	21
Rb	18	19	-21	46	29	42	29	31	28	26	19	39	50
Y	6	18	21	12	15	11	14	18	19	26	11	20	11
Nb	33	5	29	51	15	10	20	55	29	42	11	25	41
U	13	12	8	10	14	10	3	3	6	17	2	9	9

جدول 2: نتایج تجزیه شیمیائی از کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز نمونه‌های 342 و 187 >DL (کمتر از حد تشخیص)

Point	Amphibole					plagioclase			
	14 /342	15 /342	16 /342	17 /342	18 /342	1 /342	2 /342	3 /342	4 /342
F	0.25	0.18	0	0.39	0.04				
Na ₂ O	1.42	1.55	1.4	1.59	1.44	0.04	0	0.01	0
K ₂ O	0.31	0.31	0.34	0.35	0.32	0.01	0.01	0	0.01
MgO	12.98	12.8	13.53	13.74	14	0	0.03	0	0
CaO	12.01	11.92	12.11	12.09	12.02	24.1	23.76	23.87	23.69
MnO	0.2	0.21	0.2	0.2	0.23	0.02	0.09	0.05	0.08
FeO	14.99	15.09	14.19	13.85	13.72	4.72	5.01	4.81	5.22
Al ₂ O ₃	7.75	7.7	8.46	8.42	7.85	30.78	29.88	30.55	30.29
SiO ₂	48.84	48.93	48.9	49.39	49.51	40.21	39.75	40.11	39.94
TiO ₂	0.38	0.39	0.42	0.36	0.22	0.07	0	0.07	0
Total	99.13	99.08	99.55	100.38	99.35	99.95	98.53	99.47	99.23
O=F	0.1	0.07	DL>	0.16	0.02				
	Amphibole								
	14 / 1	15 / 1	16 / 1	17 / 1	18 / 1	19 / 1	20 / 1	21 / 1	22 / 1
F	0.25	0.18	0	0.39	0.04	0.02	0.25	0	0.21
Na ₂ O	1.42	1.55	1.4	1.59	1.44	4.22	0.07	0	0.02
K ₂ O	0.31	0.31	0.34	0.35	0.32	0.37	DL>	0.02	0.01
MgO	12.98	12.8	13.53	13.74	14	8.71	DL>	DL>	DL>
CaO	12.01	11.92	12.11	12.09	12.02	7.77	28.68	28.99	28.83
MnO	0.2	0.21	0.2	0.2	0.23	0.19	0.07	0.02	0.06
FeO	14.99	15.09	14.19	13.85	13.72	9.29	0.56	0.57	0.65
Al ₂ O ₃	7.75	7.7	8.46	8.42	7.85	15.12	1.23	1.25	1.39
SiO ₂	48.84	48.93	48.9	49.39	49.51	53.62	31.98	32.77	32.58
TiO ₂	0.38	0.39	0.42	0.36	0.22	0.07	35.78	34.84	35.38
Total	99.13	99.08	99.55	100.38	99.35	99.38	98.62	98.46	99.13
O=F	0.1	0.07	DL>	0.16	0.02	0.01	0.11	DL>	0.1
Total	99.13	99.08	99.55	100.38	99.35	99.38	98.62	98.46	99.13

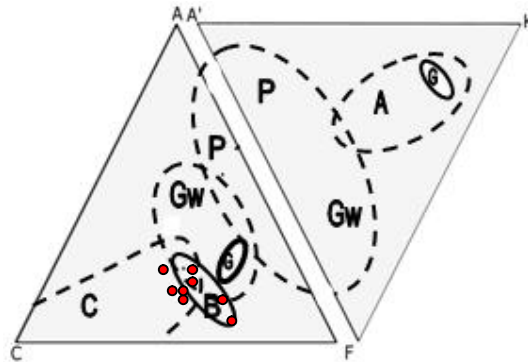
پروتولیت سنگ‌های دگرگونی

گذاری سنگی و سری ماگمائی نشان می‌دهد که این مجموعه در گروه گابروها و سری سنگی تولییتی قرار می‌گیرد. همچنین با توجه به پاراژنز موجود (آمفیبول-پلاژیوکلاز- اسفن و سودومورف‌های پیروکسن) که توسط کانی‌هایی نظیر آمفیبول و کلریت جایگزین شده، تعلق سنگ‌های دگرگونی به مجموعه افیولیتی بارز

رخمون‌های مورد مطالعه آمفیبولیت‌ها در ارتباط مستقیم با سنگ‌های آذرین مافیک-اولترامافیک هستند و سنگ‌های دگرگونه منطقه عموماً ماهیت میلونیتی دارند. در برخی از قسمت‌های منطقه مورد مطالعه سنگ‌های مافیک-اولترامافیک در داخل آمفیبولیت‌ها دیده می‌شوند. نمودارهای نام

(میاشیرو، 1994) محاسبه شده و در مجموعه سنگ‌های آذرین بازیگ قرار می‌گیرد (شکل 4).

است. پروتولیت سنگ‌های دگرگونی آمفیبولیتی و اولترا میلونیت‌ها نیز که بر اساس نمودار **AKF** و **ACF** (وینکلر، 1976) بر مبنای معادلات



شکل 4: نمودار **ACF** و **A/KF** برای تعیین پروتولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه **P** پلایت، **GW** گریوکها، **G** آرکوز، **C** کربنات، **(B)** بازالت، **(A)** آندزیت (وینکلر، 1976).

بر اساس تقسیم بندی (هاوارد، 1996) (شکل 5- الف و ب) آمفیبول‌های غنی از منیزیم فرمول ساختاری بر اساس 23 اکسیژن (جدول 3) حاصل واکنش‌های دگرگونی (شکل 5-ب). است و پلاژیوکلازها ترکیب متوسط An_{65-72} را نشان می‌دهد محاسبات انجام شده بر اساس بارومترهای ارائه شده (اشمیت، 1992؛ هماراسترون و زن، 1986؛ هولستر و همکاران، 1987)؛ برای زوج آمفیبول - پلاژیوکلاز فشاری بین 4/7 تا 6/2 را نشان می‌دهد. دمای محاسبه شده، 584 تا 621 درجه سانتی‌گراد (هولند و بلوندی، 1994) است. خلاصه نتایج در جدول 4 خلاصه شده است.

کانی‌های ثانویه حاوی کلسیم و منیزیم در سرپانتینیت‌ها بیانگر آلتراسیون سنگ توسط محلول‌های هیدروترمال است. تاثیر محلول‌های غنی از CO_2 است که باعث کاهش آهن سنگ و به دنبال آن افزایش میزان منیزیم و کلسیم شده است (بوخر و فری، 2001) در شواهد میکروسکوپی و شیمی بلورها قابل مشاهده است.

ترموبارومتری

نتایج تجزیه شیمیائی کانی‌های (جدول 2) در آمفیبولیت‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد دو گروه آمفیبول‌های غنی از منیزیم و آمفیبول‌های و غنی از کلسیم در سنگ وجود دارد

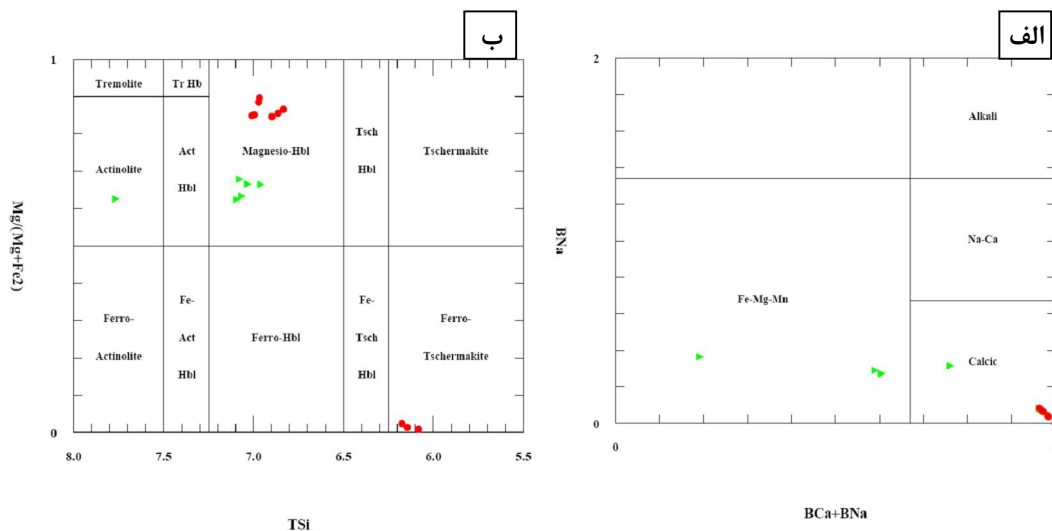
جدول 3: محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌ها بر مبنای 23 اکسیژن به روش آمفیبول و پلاژیوکلاز نمونه‌های 187 و 342 DL (کمتر از حد تشخیص)

Point]	14/1	14/2	14/3	14/4	14/5	14/6	14/7	14/8	14/9	14/10
SiO ₂	49.44	50.08	50.38	49.30	49.42	50.57	50.64	47.55	51.60	55.27
TiO ₂	0.26	0.29	0.27	0.34	0.30	0.17	0.12	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	10.30	9.73	9.37	10.16	9.99	9.71	9.82	0.12	0.04	0.34
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	2.92	3.43	2.95	4.04	5.88	3.98	4.25	2.22	0.00	0.00
FeO	4.31	3.81	4.27	3.50	1.87	3.23	2.86	38.14	36.10	4.52
MnO	0.11	0.11	0.13	0.24	0.13	0.11	0.17	1.84	5.80	16.62

MgO	17.38	17.63	17.67	17.51	18.13	17.62	17.75	4.89	6.40	19.18
CaO	12.58	12.52	12.59	12.56	12.44	13.02	13.11	0.70	0.40	1.19
Na ₂ O	1.71	1.51	1.51	1.64	1.66	0.57	0.49	0.00	0.05	0.26
K ₂ O	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08	0.00	0.00	0.00
H ₂ O*	2.16	2.17	2.17	2.16	2.18	2.17	2.18	1.82	1.93	2.07
	101.24	101.34	101.36	101.52	102.07	101.23	101.47	97.28	102.32	99.45
O=F,Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.24	101.34	101.36	101.52	102.07	101.23	101.47	97.28	102.32	99.45
No. of oxygens									23	23
	23	23	23	23	23	23	23	23		
Structural formulae										
Si	6.868	6.932	6.977	6.833	6.795	6.978	6.967	7.850	7.998	7.989
Al iv	1.132	1.068	1.023	1.167	1.205	1.022	1.033	0.023	0.002	0.011
Al vi	0.554	0.520	0.507	0.492	0.414	0.558	0.559	0.000	0.005	0.047
Ti	0.027	0.030	0.028	0.035	0.031	0.018	0.012	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.306	0.358	0.307	0.421	0.608	0.414	0.440	0.276	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.501	0.441	0.495	0.405	0.215	0.373	0.328	5.266	4.679	0.546
Mn	0.013	0.013	0.015	0.028	0.015	0.013	0.020	0.257	0.761	2.035
Mg	3.599	3.638	3.648	3.618	3.716	3.625	3.640	1.203	1.479	4.133
Ca	1.872	1.857	1.868	1.865	1.833	1.925	1.932	0.124	0.066	0.184
Na	0.461	0.405	0.405	0.441	0.443	0.153	0.131	0.000	0.015	0.073
K	0.012	0.011	0.011	0.012	0.012	0.012	0.014	0.000	0.000	0.000
OH*	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Total	17.345	17.273	17.284	17.318	17.287	17.090	17.077	17.000	17.006	17.018

جدول 4: خلاصه نتایج ترموبارمتری بر اساس ترکیب شیمیائی آمفیبول - پلاژیوکلاز

P Gpa	Hammarstrom & Zen, (1986)	0.47	0.48	0.47	0.49
P Gpa	Schmidt, (1992)	0.5.5	5.7	6.1	5.9
P Gpa	Hollister et al, (1987)	0.62	0.58	0.56	0.58
T °C	Holland & Blundy, (1994)	584	593	621	613



شکل 5: نمودار تقسیم بندی آمفیبول‌ها بر اساس (هاوتورن و همکاران، 1996)

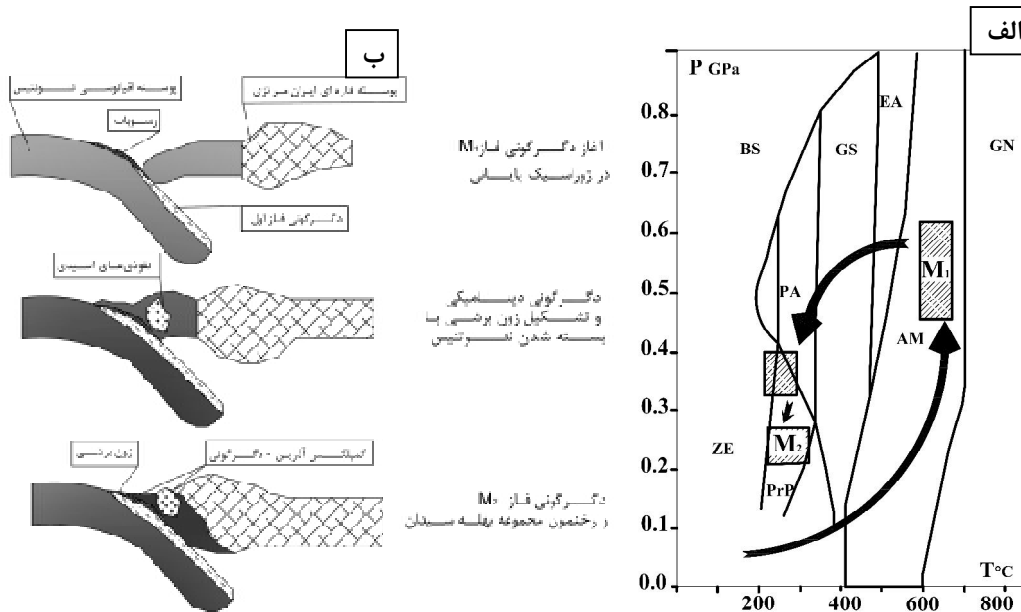
بحث

شده بیانگر تاثیر منطقه‌ای زون برشی در کمپلکس بهله-سیدان است. در برخی از نمونه‌ها هم می‌توان تغییر تدریجی از سنگ مادر سالم به سنگ‌های میلونیتی شده را مشاهده کرد. این پدیده یکی از ویژگی‌های دگرشکلی در پهنه‌های برشی است (باشیر و ترو، 2005).

در اثر دگرگونی پسروده سنگ‌های معادل رخساره شیست سبز به وجود آمده است. اما چنین بنظر می‌رسد که این دگرگونی در شرایط استاتیکی رخ داده باشد بطوریکه بافت اولیه سنگ‌های مافیک و اولترامافیک در آن حفظ شده است. حفظ پاراژنز اولیه در برخی گابروهای با ظاهر گنایسی علی‌رغم گسترش برگواری و خطواری حاکم از این موضوع است که دگرشکلی این سنگ‌ها در دماهای بالا رخ داده است. دمای تشکیل این مجموعه با دمای دگرگونی در خوی که در حدود 700 درجه سانتی‌گراد و فشار 4/5 کیلوپار تخمین زده شده (عزیزی و همکاران، 1381) هم خوانی دارد (شکل 6).

اکثر پژوهشگران بر این عقیده هستند که مجموعه مافیک و اولترامافیک شمال غرب ایران با توجه به خصوصیات شیمیائی آن (خلعتری و همکاران، 2004) بخشی از مجموعه افیولیتی و باقی مانده پوسته اقیانوسی نئوتتیس می‌باشد. این مجموعه طی فرورانش دچار دگرگونی در فاز M_1 شده است. نفوذ ماگمای اسیدی عمدتاً گرانیته به درون سنگ‌های مافیک-اولترامافیک، هم‌زمان با روراندگی پوسته اقیانوسی در این منطقه مشاهده می‌شود که هم‌خوانی با مناطق همجوار دارد (عزیزی، 1380).

مشاهدات صحرایی و مطالعه نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه گویای این است که قطعاتی از سنگ‌های مافیک عمدتاً گابرویی در داخل توده‌های آمفیبولیتی وجود دارد. اندازه این قطعات متفاوت بوده و از اندازه‌های چند سانتی‌متری تا ابعاد چندین کیلومتری را شامل می‌شود. این هم‌یافتی بین سنگ‌های سالم و سنگ‌های دگرریخت



شکل 6 الف: نمودار P-T-t فازهای دگرگونی ناحیه‌ای و زون برشی در کمپلکس بهله سیدان براساس نتایج ترموبارومتري. ب) مدل شماتیک تحولات مجموعه بهله-سیدان در شمال غرب ایران (علائم مطابق متن).

است. شواهدی مبنی بر ایجاد متاسوماتیسم در اثر نفوذ این ماگما در سنگ‌های مافیک وجود دارد که نتایج فوق را مورد تایید قرار می‌دهد. به طور کلی حضور برگواری، خطواری، چین خوردگی و میلونیت زایی، نشانگر وجود یک پهنه برشی در منطقه است که به دلیل وسعت و گستردگی زیاد در جهت افقی و عمودی آن پیکره‌های سنگی منطقه به طور غالب تحت تاثیر دگرشکلی خمیری تا شکنا (دمای بالاتر از زون‌های برشی معمولی) با روند شمال غربی جنوب شرقی قرار گرفته‌اند. در این مرحله فعالیت‌های تکتونیک ذکر شده در پهنه برشی باعث میلونیتی شدن کل مجموعه سنگی مافیک-اولترامافیک و با درون لایه‌های گابروئی تا هارزبورژیته نادگرگونه و بخش‌های گرانیتی برشی گردیده است. در پی آن دگرگونی ناحیه‌ای M_2 ، زون برشی و سنگ‌های دگرریخت نشده را تحت تاثیر قرار داده است و مجموعه آمفیبولیتی تا شیست سبز رخمون یافته است. فاز M_2 باعث چاپ مجدد پورفایروبلاست‌های بعد از تکتونیک در سنگ‌های میلونیتی با مجموعه شیست‌های سبز شده است. عملکرد گسل‌های تراستی راستگرد در این فاز شکل کنونی مجموعه بهله سیدان را بوجود آورده است. در شکل 6-ب مدل شماتیک تحولات مجموعه بهله سیدان ارائه شده است.

سبزه‌ای، م، و محمدیها، ک، 1386، نقشه زمین شناسی سرو گنگچین. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
عزیزی، ح، 1380. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونه شمال خوی. رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران

وجود پورفایروبلاست‌های پس از دگرریختی بیانگر عملکرد فاز دگرگونی پسروند ناحیه‌ای M_2 بعد از فاز دینامیکی است. روند تحولات بدست آمده در نمودار P-T-t در شکل 6-الف نمایش داده شده است. بر اساس چرخه پاد ساعتگرد بدست آمده مدل دینامیکی پیشنهادی در شکل 6-ب ارائه شده است

نتیجه گیری

مجموعه مافیک و اولترامافیک موجود احتمالاً بخشی از پوسته اقیانوسی نئوتتیس می‌باشد که طی فروانش نئوتتیس دچار دگرگونی پیشرونده فاز M_1 شده است شواهد موجود نشان می‌دهد جدا شدن واحدهای سنگی دگرگونی و آذرین مافیک از پوسته اقیانوسی و راندگی آنها بر سطح پوسته قاره‌ای باعث دگرگونی دینامیکی و ایجاد زون برشی در دما و فشار بالاتر از زون‌های برشی معمول شده که این پدیده بیانگر سرعت زیاد راندگی و بسته شدن اقیانوس در این منطقه است، در پایان فرسایش و بالا آمدگی باعث دگرگونی پسرونده و ایجاد فاز M_2 شده است. احتمالاً نفوذ ماگمای اسیدی عمدتاً گرانیتی به درون سنگ‌های مافیک-اولترامافیک، هم زمان با روراندگی پوسته اقیانوسی و یا در فاصله زمانی اندکی بعد از آن و همزمان با فاز دگرگونی ناحیه‌ای M_2 ایجاد شده

منابع

اسدپور، م، پورمعافی م و هویس، ث 1392.
ژئوشیمی، پترولوژی و تعیین سن توده مافیک-اولترامافیک غازان، شمال غرب ایران جلد 4، شماره 14
حقی پور، ع و آقناباتی، ع، 1367. شرح نقشه زمین شناسی چهارگوشه سرو. مقیاس 1/250000
گزارش شماره 58-A3

- نبوی، م.، 1355. دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران - انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- and Emami, H., 2004. new geological, geochronological and geochemical investigations on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 23, p. 507-535.
- Malavieille., J., and Cobb, F., 1986. Cinématique des déformations ductiles dans trois massifs métamorphiques de l'Ouest des Etats-Unis: Albion (Idaho), Raft River et Grouse Creek (Utah). *Bull Soc Geol France*, v. 2, p.885-898.
- Miyashiro, A., 1994. Metamorphic and metamorphic belts. Publ., Unwin Hyman, London.
- Mohajjel, M., Fergusson, C L., and Sahandi, M R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 21, p. 397-412.
- Passchier, C W., and Troaw, R A J., 2005. *Microtectonic*, Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 289 p.
- passchier, C W., 1991. Geometric constrain on the development of shear bands in rocks. *Geol Mijnb*, v. 70, p.203-211.
- Saltzer, S D., and Hodges K V., 1988. The Middle Mountain shear zone, southern Idaho: kinematic analysis of an early Tertiary high-temperature detachment. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p.96-103.
- Schmidt, M W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hornblend barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.110, p. 304-310.
- Simpson C, and Schmid, S M., 1983. an evaluation of criteria to determine the sense of movement in
- عزیزی، ح.، معین وزیری، ح.، و نقره ثیان، م.، 1381. ژئوشیمی متابازیت‌های شمال خوی. *مجله علوم پایه دانشگاه اصفهان*، شماره 8، ص 18-32.
- Baharifar, A., Moinevaziri, H., Bellon, H., and Piqué, A., 2004. The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events. *Comptes Rendus Geoscience*, v. 336, p. 1443-1452.
- Bucher, K., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* 8th edition. Springer, 325 p.
- Davis, GH., Gardulski AF., and Lister, GS., 1987. Shear zone origin of quartzite mylonite and mylonitic pegmatite in the Coyote Mountains metamorphic core complex, Arizona. *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 289-297.
- Hammarstrom, JM., and Zen, E., 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, v. 71, p. 1297-1313.
- Hawthorn, F C., Oberti, R., Ungaretti, L., and Grice, J D., 1996. a new hypercalcic amphibole with Ca at the A site: fluor-cannilloite from Pargas, Finland. *Am. Mineral*, v. 81, p. 995-1002.
- Holland, T., and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 116, p.433-447.
- Hollister, L S., Grissom, G. C., Peters, E K., Stowell, H H., and Sisson, V B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, v. 72, p. 231-239.
- Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Bellon, H., Whitechurch, H., Cotton, J.,

-Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C.A., Drake, C.L. (Eds.), the Geology of Continental Margins. Springer, Berlin, p. 873–887.

-Winkler, J.D.H., 1976, Petrogenesis of Metamorphic rocks. 4th edition Springer-Verlag New York.

sheared rocks. Geological Society of America Bulletin, v. 94, p.1281–1288.

-Spry, A., 1969. metamorphic texture. pergamon press, oxford stallard A (1998) Episodic porphyroblast growth in the fleur de lys supergroup, newfoundland, twinning relative to the sequential development of multiple crenulation cleavage. Journal Geology, v. 16, p.711-728.