

پروتولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه جنوب توپسرکان

حسین ترک^۱، علی اصغر سپاهی^{۱*}، اشرف ترکیان^۱^۱گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا (همدان)

*sepahi@basu.ac.ir

دریافت: ۹۰/۹/۱۶ پذیرش: ۹۱/۵/۲۱

چکیده

منطقه مورد مطالعه بخشی از نوار دگرگونی سنندج- سیرجان است و متشکل از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی است. تزریق توده باتولیتی الوند و توده نفوذی جنوب غرب ملایر (جنوب توپسرکان)، در سنگ میزبان رسی باعث شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در منطقه شده است. توالی دگرگونی از سنگ‌های اسلیت، فیلیت، شیست، شیست لکه‌ای، هورنفلس کردیریت‌دار، متاولکانیک، مرم‌ر و متاکالک- سیلیکات تشکیل شده است. سنگ‌های پلیتی فراوان‌ترین نوع سنگ‌ها هستند. زون‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل زون‌های کلریت، کلریتوئید- کلریت، بیوتیت و گارنت و زون‌های دگرگونی مجاورتی شامل کردیریت، کردیریت- آندالوزیت و کردیریت- پتاسیم فلدسپار ± فیبرولیت می‌باشد. در حقیقت، شواهد حاکی از آن است که متعاقب دگرگونی ناحیه‌ای، این منطقه تحت تاثیر توده‌های نفوذی قرار گرفته و دگرگونی مجاورتی به وقوع پیوسته است. این زون‌ها افزایش درجه دگرگونی به سمت توده‌های نفوذی را نشان می‌دهند. شواهد صحرائی، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی نشان دهنده این مطلب است که پروتولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد مطالعه شامل شیل‌ها و سیلتستون‌ها با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ‌ها، سنگ‌های ولکانیکی بازیک- حدواسط و سنگ‌های آهکی می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: پروتولیت، توپسرکان، دگرگونی، زون‌های کانی‌شناسی.

مقدمه

نسبتاً اندک از زمین‌شناسی به ویژه سنگ‌شناسی این منطقه بوده است. بنابراین، در این پژوهش سعی بر آن است که ضمن مرور دقیق‌تر سنگ‌شناسی و تعیین پروتولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه، کاستی‌های مربوط به پترولوژی دگرگونی منطقه را تا حدودی برطرف نماییم.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در جنوب شهرستان توپسرکان، استان همدان واقع است. این منطقه بین طول‌های جغرافیایی ۲۱' ۴۸ تا ۳۸' ۴۸ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۱۲' ۳۴ تا ۳۲' ۳۴ شمالی قرار دارد (شکل ۱). این منطقه بخشی از نوار دگرگونی- ماگمایی موسوم به زون سنندج- سیرجان است که به صورت نوار طویل شده‌ای در امتداد و به موازات رورانگی زاگرس گسترش دارد. این زون ۱۵۰۰ کیلومتر درازا و ۲۰۰ کیلومتر پهنا دارد (شکل ۱). زون سنندج- سیرجان را برخی محققین مانند [۲۵ و ۲۶] جزئی از کوهزاد زاگرس در نظر گرفته و زون زاگرس فلس‌مانند (Zagros Imbricate Zone) می‌نامند و برخی

مطالعه سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان و نواحی مجاور از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان متعددی بوده است. [۱۰، ۱۱، ۱۲، ۱۳ و ۱۴] که توده الوند و هاله دگرگونی آن را مورد بحث و بررسی قرار داده‌اند. این مطالعات از اولین مطالعات کامل در منطقه همدان به ویژه هاله دگرگونی الوند می‌باشد. ایرانی [۳] و سپاهی‌گرو [۱۸] به مطالعه پتروگرافی و پترولوژی توده گرانیته الوند و هاله دگرگونی آن پرداخته‌اند. بهاری‌فر [۵ و ۶] پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی همدان به ویژه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای را مورد مطالعه قرار داده است. ایشان در مطالعات خود به ژئوترموبارومتری و تعیین سن سنگ‌های منطقه نیز پرداخته است. بدرزاده [۴]، شیخیان شهرابیکی [۲۰] و زمانی [۱۷] به ترتیب به مطالعه پترولوژی هاله دگرگونی الوند در قسمت‌های سرابی- توپسرکان، شمال توپسرکان و شمال و شمال باختری روستای شهرستان (جنوب همدان) پرداخته‌اند.

اما آنچه که ما را بر آن داشت تا منطقه جنوب توپسرکان را به عنوان منطقه مورد مطالعه تعریف نماییم، اطلاعات

نزدیک شدن به توده‌های نفوذی به ترتیب عبارتند از زون های بیوتیت، گارنت، کلدیریت، کلدیریت- آندالوزیت و کلدیریت- پتاسیم‌فلدسپار ± فیبرولیت. این زون‌ها در بخش شمالی منطقه افزایش درجه دگرگونی‌ای به سمت شهر توسرکان نشان می‌دهند. علت آن را باید به وجود توده نفوذی در زیر این منطقه، ارتباط داد. وجود چندین رخنمون نفوذی کوچک در این منطقه خود دلیلی بر این ادعاست (شکل ۲).

در زیر به تشریح این سنگ‌ها در زون‌های مختلف دگرگونی می‌پردازیم.

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای

اسلیت - فیلیت (واحد JsV)

عنصر بافتی غالب این سنگ‌ها، S_1 (کلیواژ اسلیتی) است. اسلیت و فیلیت‌ها در زون کلریت قرار می‌گیرند. کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها عبارت است از کلریت + کوارتز + سریسیت (فنژیت) + گرافیت (ذرات کربن) + کانی‌های کدر ± تورمالین ± پلاژیوکلاز ± اکسید آهن.

پلاژیوکلاز و تورمالین به صورت تخریبی از سنگ مادر باقی مانده‌اند. این سنگ‌ها ریز دانه و متورق و سیاه رنگ تا کمی متمایل به سبز می‌باشند. در این سنگ‌ها، محدوده میکروولیتون (غنی از کانی‌های ورقه‌ای)، مؤید بخش شیلی و محدوده کلیواژ (غنی از کوارتز)، مؤید بخش سیلتستونی دگرگون شده می‌باشند [۴۴]. نمونه‌های فیلیت قابلیت تورق و درجه دگرگونی بالاتری دارند که علت آن تبلور مجدد کوارتز و وجود بیوتیت قهوه‌ای این سنگ‌هاست. این سنگ‌ها در حد پایین رخساره شیست سبز دگرگون شده اند و سنگ مادر آن‌ها نیز، پلیتی ریزدانه است.

در درجات اولیه دگرگونی مونتوریلونیت به ایلیت تبدیل شده و سپس ایلیت در حدود ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد ناپایدار و در حرارت بالای ۳۲۰-۳۰۰ درجه سانتی‌گراد به مسکویت، کمی کوارتز و کلریت تبدیل شده است [۵۲].

کوارتز + کلریت + مسکویت → ایلیت

P=2Kb و T=320

دیگر از محققین آن را جزئی از ایران مرکزی در نظر می‌گیرند. بر طبق نظر Mohajjel و همکاران [۴۲] منطقه مورد مطالعه احتمالاً در زیر پهنه‌ی با دگرشکلی پیچیده قرار دارد که شامل سنگ‌های آذرین و دگرگونی می‌باشد. این زون مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی با درجات مختلف را شامل می‌شود که توسط توده‌های پلوتونیک مزوزوئیک و جوانتر قطع شده‌اند. سنگ‌های پلیتی دگرگون شده در این زون فراوان هستند اما میان‌لایه‌هایی از سایر سنگ‌ها مانند متاولکانیک‌ها، متاکربنات‌ها، متاپسامیت‌ها و کالک‌سیلیکات‌ها نیز دیده می‌شوند.

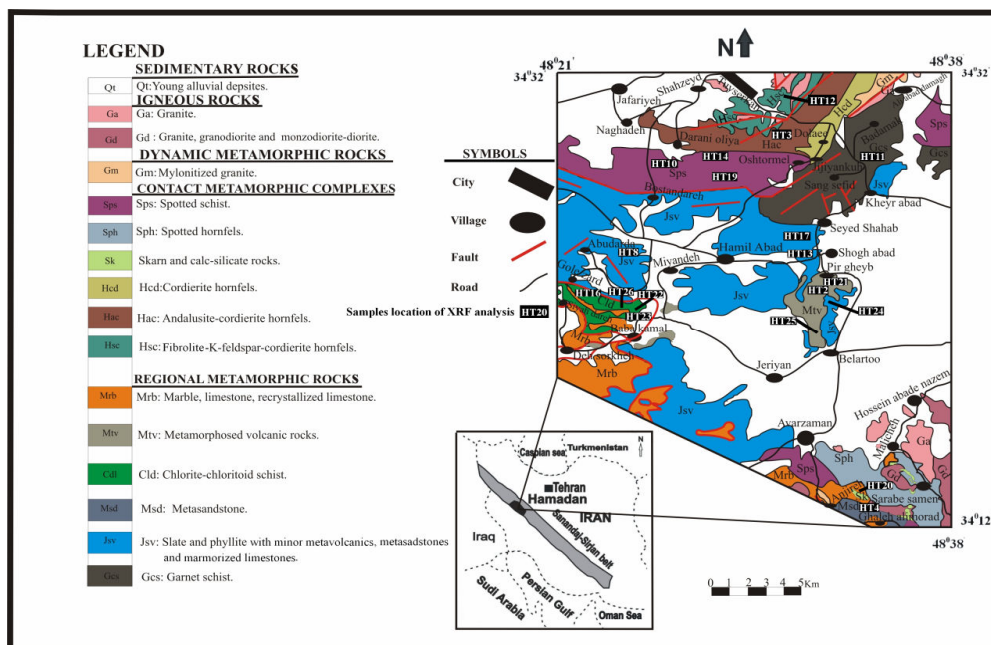
روش انجام پژوهش

در به ثمر رسیدن این کار پژوهشی، پس از انجام مطالعات صحرایی و برداشت حدود ۲۰۰ نمونه از سنگ‌های منطقه، ۸۰ نمونه مقطع نازک تهیه و مورد بررسی سنگ‌شناختی قرار گرفتند. هم‌چنین جهت بررسی‌های ژئوشیمیایی برای تعیین پروتولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه، تعداد ۱۹ نمونه از انواع مختلف سنگ‌های دگرگونی منطقه که کمترین دگرسانی را داشتند، به روش XRF توسط شرکت کانساران بینالود تهران مورد آنالیز قرار گرفتند. مدل این دستگاه Philips PW 14800 بوده و آماده سازی نمونه، به دو روش پرس (برای آنالیز عناصر فرعی) و ذوبی (برای آنالیز عناصر اصلی) انجام گرفت.

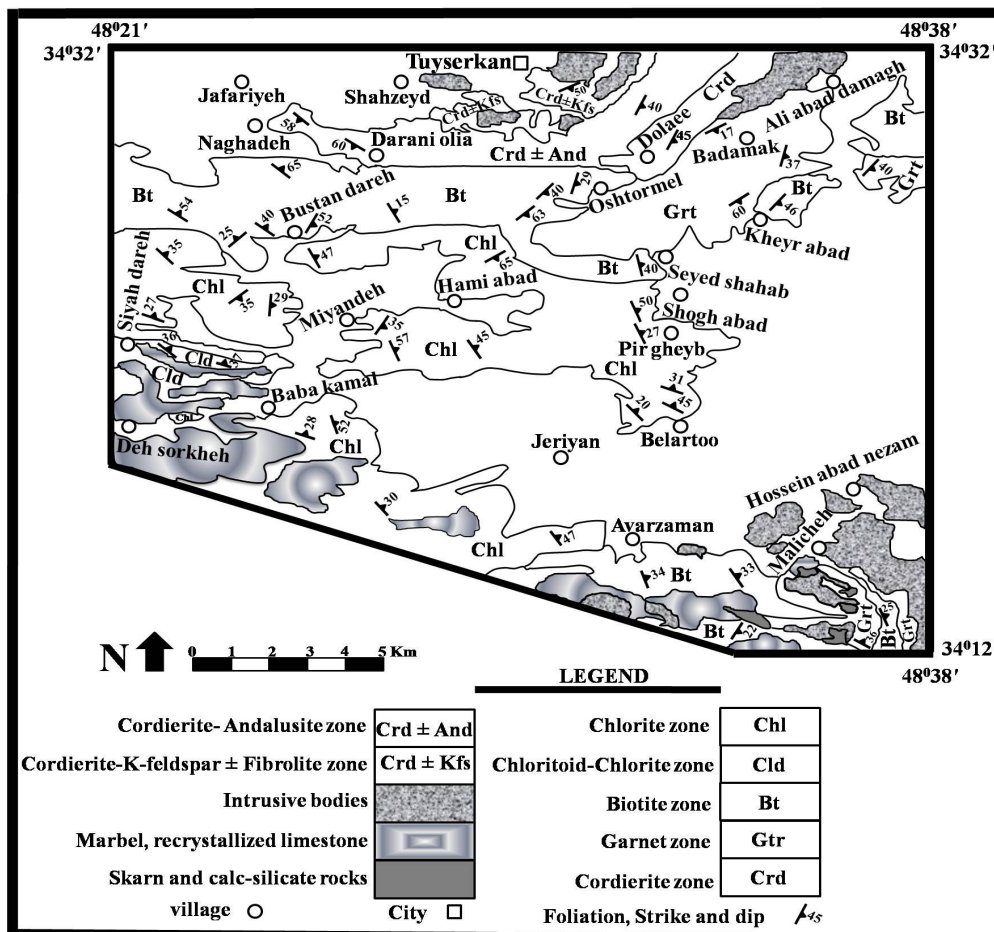
با توجه به این که روش تجزیه فوق قادر به تفکیک دقیق FeO و Fe_2O_3 از یکدیگر نبوده، بنابراین برای تفکیک آن‌ها از یکدیگر (جدول ۱)، برای استفاده در محاسبات موجود در مبحث پروتولیت سنگ‌های منطقه، از آسیابان‌ها [۱] استفاده شده است. نتایج تجزیه شیمیایی و مقادیر عناصر اصلی و فرعی در جدول ۱ نشان داده شده است.

پتروگرافی

تغییرات درجه دگرگونی در سنگ‌های منطقه با ایجاد زون‌های دگرگونی مختلفی همراه می‌باشد، که این زون‌ها در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای به ترتیب با افزایش درجه دگرگونی شامل زون‌های کلریت، کلریتوئید- کلریت، بیوتیت و گارنت و در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی نیز با



شکل ۱- موقعیت زون ساندج- سیرجان و نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ملایر، نهاوند، توپسرکان و همدان با تغییرات).



شکل ۲- نقشه زون‌بندی دگرگونی منطقه جنوب توپسرکان (برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ملایر، نهاوند، توپسرکان و همدان با تغییرات عمده).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی) و فرعی (بر حسب ppm) سنگ‌های دگرگونی جنوب نویسرکان.

No.	HT8	HT17	HT4	HT24	HT10	HT14	HT19	HT11	HT3	HT12	HT2	HT21	HT25	HT13	HT16	HT22	HT23	HT26	HT20
	Slate-Phyllite	Metasandstone	Spotted schist			Garnet schist	Hornfels	Metavolcanic			Green schist	Chlorite-chloritoid schist			Calc-silicate				
SiO ₂	63.34	59.2	70.51	75.62	61.5	62.91	60.23	62.29	64.65	68.29	54.71	53.38	55.34	47.19	57.18	54.46	56.96	47.54	22.4
TiO ₂	0.569	0.65	0.607	0.56	0.787	0.839	0.798	0.749	0.844	0.705	0.722	0.756	0.657	3.189	2.502	3.138	2.705	3.13	0.099
Al ₂ O ₃	18.26	20.13	15.69	12.34	19.39	18.26	19.78	19.89	16.44	14.43	13.47	12.88	13.64	11.52	15.96	19.61	15.37	24.68	0.94
Fe ₂ O ₃	0.966	1.033	0.74	0.661	1.00	1.00	1.03	0.894	1.17	1.01	1.22	1.26	1.20	2.62	2.40	2.27	2.72	2.79	0.085
FeO	5.47	5.85	4.19	3.75	5.65	5.7	5.84	5.06	6.63	5.73	6.94	7.12	6.78	14.85	13.57	12.90	15.42	15.80	0.48
MgO	1.65	1.94	1.12	1.23	1.28	1.35	1.41	1.76	1.5	1.52	3.99	4.02	3.87	5.59	1.7	0.7	1.83	2.29	1.01
MnO	0.073	0.118	0.064	0.031	0.149	0.119	0.07	0.149	0.141	0.09	0.131	0.143	0.128	0.188	0.116	0.16	0.204	0.09	0.001
CaO	0.25	0.8	0.53	0.34	0.39	0.52	0.3	0.41	0.66	0.59	8.83	9.59	8.14	6.34	0.67	0.49	0.81	0.18	53.34
Na ₂ O	1.48	1.44	0.88	1.73	1.05	1.32	1.02	0.64	2.02	2.44	2.15	1.3	2.73	2.28	0.3	1.73	0.02	0.01	0.03
K ₂ O	3.59	3.96	2.83	1.58	4.08	3.35	3.78	4.04	3.97	3.01	1.68	1.56	1.93	0.39	1.4	1.15	0.01	0.03	0.04
P ₂ O ₅	0.122	0.124	0.092	0.134	0.114	0.144	0.156	0.063	0.116	0.16	0.158	0.169	0.147	0.99	0.439	0.084	0.164	0.079	0.059
SO ₃	0.12	0.018	0.013	0.015	0.01	0.013	0.013	0.023	0.02	0.123	0.016	0.018	0.016	0.025	0.015	0.018	0.02	0.01	0.145
L.O.I	3.79	4.35	2.35	1.97	4.23	4.08	5.17	3.76	1.49	1.48	5.77	7.56	5.24	4.37	3.45	2.86	3.31	3.37	20.88
Total	99.68	99.62	99.61	99.96	99.63	99.60	99.59	99.73	99.65	99.57	99.78	99.75	99.81	99.54	99.70	99.57	99.55	99.99	99.51
Ba	393	461	384	310	544	604	370	576	434	328	244	256	256	249	861	735	229	-	4
Ce	66	81	65	90	130	79	46	41	101	50	127	107	82	77	96	71	172	-	71
Co	2	9	4	4	15	11	4	3	12	11	20	17	9	87	61	61	74	-	3
Cl	15	15	11	13	11	12	16	17	13	82	15	19	11	10	19	14	10	-	18
Cr	85	99	78	99	95	97	84	104	97	90	132	68	16	353	85	182	142	-	5
Cu	9	2	3	9	2	5	18	20	6	25	1	2	4	18	27	4	87	-	6
V	139	169	110	96	170	161	157	170	169	144	129	124	52	330	278	182	142	-	13
W	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	-	1
Y	35	35	24	19	35	35	34	31	40	33	30	12	25	8	21	23	12	-	10
Zn	62	81	70	33	96	84	79	97	101	115	98	65	75	101	122	68	104	-	2
Zr	157	168	168	246	153	159	158	163	158	165	190	178	127	138	270	258	232	-	170
Rb	135	141	89	56	130	112	113	132	140	124	77	29	56	16	38	34	15	-	7
Th	9	10	15	9	4	5	11	10	8	11	19	9	6	8	8	10	18	-	6
U	7	7	6	5	2	2	4	4	5	8	8	5	5	2	1	5	6	-	3
La	48	47	31	47	91	50	36	20	42	23	55	62	39	25	45	32	100	-	34
Nb	16	4	20	24	3	6	27	26	14	24	9	5	23	21	63	58	51	-	6
Ni	55	60	63	57	63	69	55	79	62	57	67	41	25	46	60	68	66	-	22
Pb	6	19	15	3	19	23	19	14	33	27	16	4	3	4	1	3	7	-	2
Sr	62	99	45	35	74	87	68	64	94	70	322	222	57	230	43	254	26	-	1426
As	19	13	62	10	53	40	58	81	7	37	14	2	15	26	22	24	29	-	30

کانی‌های کدر ± گرافیت ± تورمالین (شکل ۳). در شکل ۳d نمودار پاراژنزی این زون مشاهده می‌شود. در مقاطع میکروسکوپی کلریتوئیدها، دارای چند رنگی سبز هستند که گاهی ماکل پلی‌سنتتیک و ساعت شنی را از خود نشان می‌دهند (شکل ۳a, b). انجام آزمایش XRD، بر روی یکی از این نمونه سنگ‌ها، موید وجود این کانی‌ها به ویژه

کلریت - کلریتوئید شیست (واحد Cdl)

عناصر بافتی غالب این سنگ‌ها، S₂ می‌باشد که کلریتوئید به صورت پورفایرولاست دیده می‌شود. کلریت - کلریتوئید شیست‌ها در زون کلریتوئید - کلریت در مجاورت با زون کلریت قرار می‌گیرند. کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها عبارت است از کلریتوئید + مسکوئیت + کوارتز + کلریت ±

سنگ‌ها زیر شیست سبز تا شیست سبز و سنگ مادر آن ها، سنگ آهک می‌باشد.

شیست سبز (**green schist**) (اپیدوت-کلریت شیست) عنصر بافتی غالب این سنگ‌ها، S_2 می‌باشد. کانی‌های اصلی شامل اپیدوت (پیسناست، زوئیزیت و کلینوزوئیزیت)، کلریت، آلبیت و کوارتز و کانی‌های فرعی نیز کانی‌های کدر می‌باشد (شکل ۵a).

این سنگ‌ها در اوایل رخساره‌ی شیست سبز دگرگون شده‌اند و سنگ مادر آن‌ها، سنگ‌های آذرین بازیک می‌باشد. این واحد به علت گسترش کم و پراکنده بودن قابل تفکیک در روی نقشه‌ی زمین‌شناسی نمی‌باشد.

سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده (متاآندزیت) (واحد Mtv)

بافت این سنگ‌ها، پورفیری (بلاستوپورفیری) می‌باشد. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز، کوارتز و مقدار کمی سانیدین است. کانی‌های فرعی شامل کانی‌های کدر و اکسید آهن است (شکل ۵b).

فونوکریست‌های موجود، پلاژیوکلاز می‌باشند که به کانی‌های رسی و سرسیت تجزیه شده‌اند. کلریت نیز به صورت ثانویه در زمینه دیده می‌شود. در تعدادی از پلاژیوکلازها زونینگ دیده می‌شود. سنگ مادر این واحد، سنگ‌های ولکانیکی با ترکیب حدواسط هستند که در اوایل رخساره‌ی شیست سبز دگرگون شده‌اند.

ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده (متاسامیت‌ها) (واحد Msd)

عنصر بافتی غالب این سنگ‌ها، S_2 می‌باشد که لایه‌بندی اولیه (S_0) (تقریباً به موازات S_2) نیز در آن‌ها تا حدودی باقی مانده است (شکل ۶a). متاسندستون‌ها در زون بیوتیت قرار می‌گیرند. کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها عبارت است از کوارتز + مسکویت + آلبیت + ارتوکلاز + بیوتیت + گرافیت ± کلریت ± تورمالین ± کانی‌های کدر ± اکسید آهن (شکل ۶b). در شکل ۶c نمودار پارازنی این زون مشاهده می‌شود.

ماسه‌سنگ‌ها واجد فلدسپات تخریبی بوده‌اند و تشکیل بیوتیت در آن‌ها به علت واکنش زیر بوده است:

کلریتوئید، با پیک واضح‌تر، می‌باشد (شکل ۳e). در برخی از نمونه‌ها، انحراف برگوارگی اصلی سنگ در کنار پورفیروبلاست‌های کلریتوئید و تشکیل سایه‌ی فشاری، معرف شکل گیری آن‌ها همزمان یا قبل از S_2 است (شکل ۳c). با این وجود در مقاطعی هم کلریتوئید به شکل بلورهای با سمتگیری متفاوت، در حالی که برگوارگی اصلی سنگ در کنار آن‌ها انحراف و سایه فشاری نشان نمی‌دهد، دیده می‌شود. این دلایل مؤید تشکیل آن‌ها بعد از S_2 می‌باشد (شکل ۳a,b).

به علت مناسب بودن ترکیب شیمیایی پروتولیت، قبل از انجام واکنش * (ایزوگراد بیوتیت)، واکنش * * (ایزوگراد کلریتوئید) انجام شده است (شکل ۳d).

۵ آب + ۱۲ کوارتز + ۶ مسکویت + ۷ بیوتیت → ۳

کلریت + ۱۳ ارتوکلاز *

کوارتز + مسکوویت + کلریتوئید → پیروفیلیت/کائولینیت

+ ایلیت + کلریت * *

به نقل از [۳۳]

در پلیت‌های عادی کلریتوئید در حدود ۳۰۰ درجه سانتی-گراد ظاهر می‌گردد [۳۰]

این سنگ‌ها در درجات پایین دگرگونی ناحیه‌ای (اوایل رخساره شیست سبز) از رسوبات پلیتی شکل گرفته‌اند.

مرمر (واحد Mrb)

در منطقه مرمرها، به رنگ‌های متنوعی از جمله سفید و خاکستری تیره دیده می‌شوند و در آن‌ها کلسیت بیش از ۹۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. مویید این مطلب انجام آزمایش XRD، بر روی یکی از این نمونه‌هاست، که وجود کانی کلسیت را با یک پیک برجسته نشان می‌دهد (شکل ۴a). کانی اصلی کلسیت و کانی‌های فرعی شامل کوارتز، کانی‌های کدر و گرافیت است. اولین تاثیر دگرگونی حرارتی بر مرمرها تبلور مجدد کلسیت می‌باشد. کلسیت در مرمرها بافت موزائیکی دارد و زاویه بین مرز کانی‌ها در نقطه سه تایی حدود ۱۲۰ درجه می‌باشد (شکل ۴b). همچنین در تعدادی از آن‌ها ماکل‌های دگرشکلی نیز مشاهده شد. این سنگ‌ها در درجات خیلی پایین دگرگونی ناحیه‌ای شکل گرفته‌اند، بطوریکه هنوز در بخش‌هایی، سنگ مادر دست نخورده باقی مانده است. رخساره‌ی این

سنگ‌های دگرگونی مجاورتی

هاله دگرگونی جنوب توپسرکان، به صورت پوششی کم ضخامت، متشکل از هورنفلس‌های با درجات مختلف دگرگونی است، که فاصله زیادی از توده اصلی الوند در شمال و شمال شرق منطقه مورد مطالعه، دارد. لذا ارتباط دادن این هاله، با داشتن هورنفلس‌هایی با درجه بالای دگرگونی، به توده الوند دشوار به نظر می‌رسد. بنابراین با توجه به شواهد موجود صحرایی از جمله توده‌های نفوذی جنوب توپسرکان، که در چندین مکان برونزدهای خیلی کوچکی دارند (شکل ۱ و ۲)، به احتمال قوی حرارت مورد نیاز این هاله از توده نفوذی زیرین که هنوز به طور کامل رخنمون نیافته، تأمین شده است.

در غرب توده‌ی نفوذی سامن نیز، هاله‌ای تشکیل شده است که با توجه به بازدیدهای صحرایی و نمونه‌های جمع آوری شده و کارهای قبلی که در منطقه، به ویژه توسط [۸] و [۹] صورت گرفته آثاری از هورنفلس به معنای سنگ سیاه و متراکم و ریز دانه دیده نمی‌شود و تمام آنچه قابل تشخیص است شیبست‌های لکه‌داری است که کمی جهت یافتگی حاصل کرده‌اند. علاوه بر موارد فوق باید متذکر شویم که، سنگ‌های کالک سیلیکات و اسکارن نیز در غرب نفوذی‌های سامن رخنمون دارند (شکل ۱)، که [۸] به طور جامع، این سنگ‌ها را مورد بررسی قرار داده است، لذا از تکرار آن‌ها می‌پرهیزیم.

شیبست‌های لکه‌ای (واحد Sps)

دورتر از توده‌های نفوذی منطقه در سنگ‌هایی که قبلاً از نوع اسلیت یا فیلیت بوده‌اند، در اثر دگرگونی مجاورتی لکه‌هایی (از جنس کردیریت و یا آندالوزیت) در سنگ ظاهر شده است که رنگ آن‌ها خاکستری تا تیره و اندازه آن‌ها در حد یک پورفایروبلاست (۳-۲ میلی‌متر) می‌باشد. کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها عبارت است از بیوتیت + مسکویت + کوارتز + کلریت ± پلاژیوکلاز ± گرافیت ± تورمالین ± کانی‌های کدر ± اکسید آهن (شکل ۸a, b). در این سنگ‌ها بطور واضح ساختارهای شیبستزیت به ساختارهای هورنفلسی و غیرشیبستزیت به ارجحیت دارد. بافت این سنگ‌ها لکه‌ای است. با توجه به کانی‌شناسی این سنگ‌ها که شامل مسکویت، بیوتیت و

۵ آب + ۱۲ کوارتز + ۶ مسکویت + ۷ بیوتیت → ۳

کلریت + ۱۳ فلدسپات پتاسیم [۴۸ و ۵۳]

این سنگ‌ها به رنگ خاکستری تیره و متورق می‌باشند. هر چند معمولاً تورمالین‌های موجود در منطقه مورد مطالعه می‌توانند در نتیجه‌ی نفوذ و تراوش سیالات هیدروترمالی و پنوماتولیتی (تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌ها) باشند، اما تورمالین‌های موجود در متاپسامیت‌ها، اسلیت‌ها و فیلیت‌های منطقه به صورت تخریبی از سنگ مادر باقی مانده‌اند.

بررسی توالی متاپسامیت‌ها نشان می‌دهد که اکثر آن‌ها گریوک‌های کوارتزاردار دگرگون شده هستند که در رخصاره شیبست سبز دگرگون شده‌اند [۵].

گارنت شیبست (واحد Ges)

عنصر بافتی غالب این سنگ‌ها، S_2 می‌باشد. گارنت شیبست‌ها، که در منطقه مورد مطالعه در مجاورت با سنگ‌های دگرگونی مجاورتی قرار دارند، در زون گارنت قرار می‌گیرند. کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها عبارت است از گارنت + کوارتز + بیوتیت + مسکویت ± کلریت ± پلاژیوکلاز ± تورمالین ± گرافیت ± اکسید آهن ± کانی‌های کدر (شکل ۷a). در شکل ۷b نمودار پاراژنزی این زون مشاهده می‌شود.

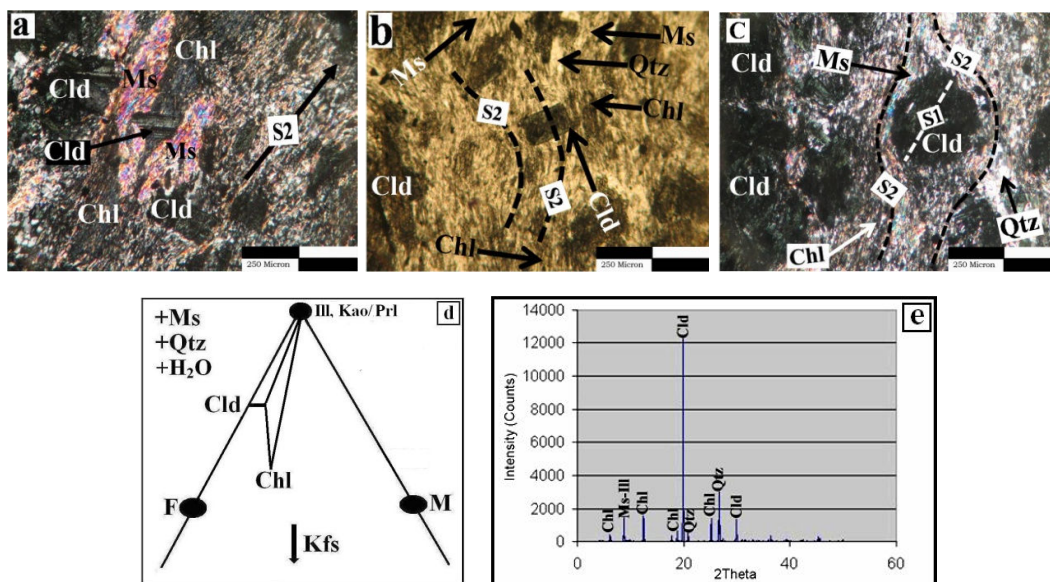
گارنت غنی از آلماندن (۶)، شاخص زون گارنت بوده و احتمالاً توسط واکنش زیر رشد می‌کند [۴۸ و ۵۳]:

آب + کوارتز + بیوتیت + گارنت →
 $T=400^{\circ}\text{C}$ و $P>2\text{Kb}$ مسکویت + کلریت

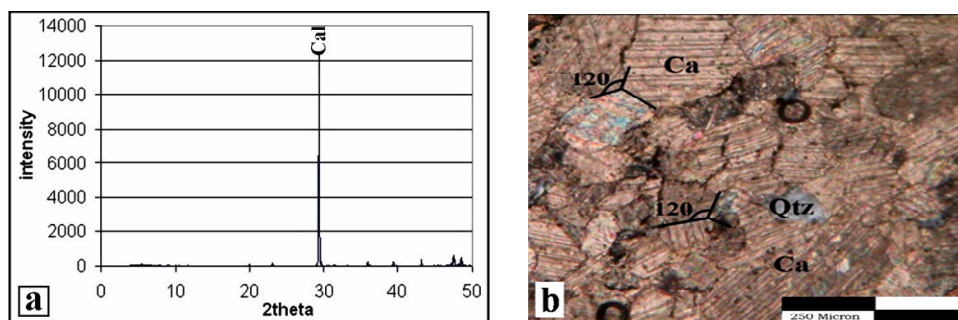
گارنت شیبست‌ها سنگ‌هایی، سیاه رنگ هستند که بلورهای گارنت در نمونه دستی آن‌ها قابل مشاهده است. پورفایروبلاست‌های گارنت غالباً تمام شکل بوده و مقاطع آن‌ها اکثراً چند ضلعی است. کلریتیزاسیون در بعضی از گارنت‌ها به خصوص در نزدیکی گسل‌های منطقه قابل مشاهده است. برخی گارنت‌ها دارای سایه‌های فشاری، اکثراً از نوع نامتقارن و یا متقارن از کلریت و کوارتز می‌باشند (گارنت‌های قبل از S_2). اما اغلب گارنت‌های موجود در این سنگ‌ها از نوع همزمان (همزمان با S_2) تا بعد از تکتونیک (بعد از S_2) می‌باشند (شکل ۷a). پلاژیوکلازها، از جمله کانی‌های دیگر این سنگ‌ها هستند.

اما در هاله غرب توده نفوذی سامن، دگرگونی برگشتی باعث تشکیل شیست و هورنفلس‌های لکه‌ای شده است که مهمترین شاخص آن، لکه‌های سرسیتی می‌باشند که با توجه به شکلشان به نظر آندالوزیت‌هایی بوده‌اند که سرسیتی شده‌اند. همچنین در کنار این لکه‌ها، گارنت‌هایی دیده می‌شوند (زون گارنت) که از اطراف کاملاً کلریتی شده‌اند و حتی در بعضی جاها کلریتی شدن باعث شده که تنها قالبی از گارنت باقی بماند (شکل ۸b). این سنگ‌ها در رخساره آلپیت- اپیدوت هورنفلس دگرگون شده‌اند و سنگ مادر آن‌ها نیز پلیتی می‌باشد.

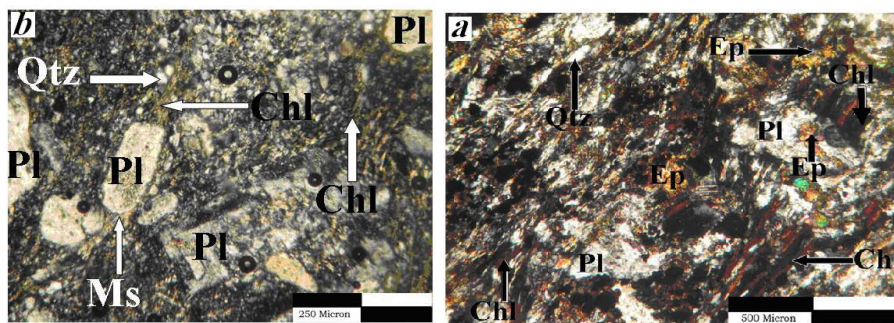
کلریت می‌باشند، بنابراین در زون بیوتیت قرار می‌گیرند. لکه‌ها در هاله جنوب توپسرکان غالباً به صورت پیشرونده هستند، که در قسمت‌های داخلی‌تر هاله می‌توان آثاری از تغییر لکه‌ها به کردیریت به صورت پورفایرولاست‌های پوئی‌کلیتیک با حواشی ناهموار را دید (شکل ۸a). این حالت تغییر زون بیوتیت به زون کردیریت را نشان می‌دهد، که کردیریت به عنوان اولین کانی شاخص دگرگونی مجاورتی منطقه، توسط واکنش زیر ظاهر می‌شود [۵۳]:
 آب + کوارتز + بیوتیت + کردیریت → مسکویت + کلریت
 این واکنش احتمالاً سبب تولید لکه‌های کردیریت در بعضی از اسلیت‌های لکه‌دار می‌شود.



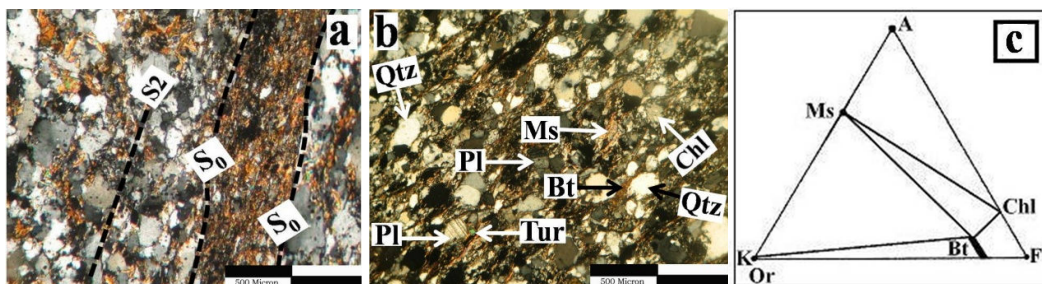
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از کلریت - کلریتوئید شیست‌های منطقه، (a) کلریتوئید بعد از S₂ (نور X.P.L)، (b) بلورهای کلریتوئید بعد از S₂ و غنی از اذخال (نور P.P.L) و (c) کلریتوئید قبل از S₂ (نور X.P.L)، (d) نمودار AFM برای زون کلریتوئید- کلریت و (e) الگوی پراش XRD. علایم اختصاری نام کانی‌ها از به نقل از [۴۰] اقتباس شده است.



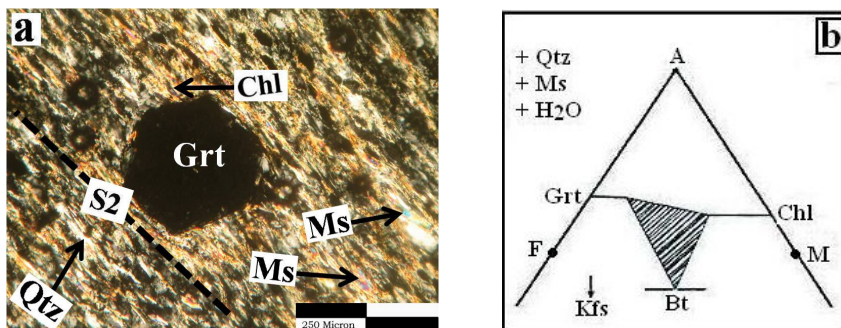
شکل ۴- (a) الگوی پراش XRD در یک نمونه از مرمهرهای منطقه و (b) تصویر میکروسکوپی از مرمهرها با دانه‌های درشت کلسیت که مرز سه‌گانه آن‌ها زاویه ۱۲۰ درجه را نشان می‌دهد (X.P.L). علایم اختصاری نام کانی‌ها از به نقل از [۴۰] اقتباس شده است.



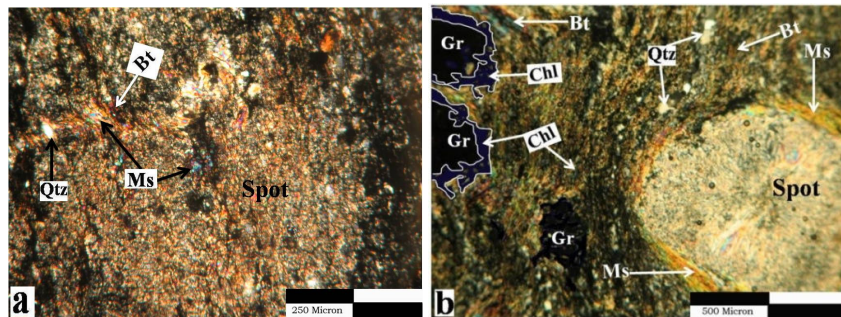
شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از (a) شیست‌های سبز و (b) سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده و وجود زونینگ در پلاژیوکلاز، در منطقه جنوب توپسرکان (X.P.L). علائم اختصاری نام کانی‌ها به نقل از [۴۰] اقتباس شده است.



شکل ۶- وجود لایه بندی اولیه (S_0) به موازات فولیاسیون S_2 ، (b) تصویر میکروسکوپی از متاسنداستون‌های منطقه (X.P.L) و (c) نمودار AFK برای زون بیوتیت. علائم اختصاری نام کانی‌ها به نقل از [۴۰] اقتباس شده است.



شکل ۷- (a) تصویر میکروسکوپی از گارنت شیست‌های منطقه و وجود گارنت خودشکل که به دلیل خم نشدن فولیاسیون در اطراف آن، همزمان تا بعد از S_2 می‌باشد (X.P.L) و (b) مجموعه پارازونی زون گارنت در منطقه جنوب توپسرکان. علائم اختصاری نام کانی‌ها از به نقل از [۴۰] اقتباس شده است.



شکل ۸- تصاویر میکروسکوپی از شیست‌های لکه‌ای، (a) در جنوب توپسرکان که حاوی لکه‌های مدور تا بیضی شکل است و (b) در غرب توده نفوذی سامن (X.P.L). علائم اختصاری نام کانی‌ها از به نقل از [۴۰] اقتباس شده است.

کردیریت هورنفلس (واحد Hcd)

بافت این سنگ‌ها پورفیروبلاستیک با زمینه گرانوبلاستیک است. کردیریت هورنفلس‌ها که در زون کردیریت قرار می‌گیرند دارای مرز تدریجی با زون کردیریت- آندالوزیت می‌باشند. کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها عبارت است از کردیریت + کوارتز + بیوتیت + مسکویت + پتاسیم فلدسپار (پرتیت) + پلاژیوکلاز (آلبیت- الیگوکلاز) \pm کانی‌های کدر \pm تورمالین \pm گرافیت \pm زیرکن (شکل ۹a, b). در شکل ۹c نمودار پاراژنزی این زون مشاهده می‌شود.

این نوع هورنفلس‌ها، سنگ‌هایی سخت و سیاه رنگ هستند، که پورفیروبلاست موجود در آن‌ها، کردیریت‌ها می‌باشند. از ویژگی‌های این کانی می‌توان به ماکل چند قلوبی (شکل ۹b) ادخال‌های موجود در آن، که شامل مسکویت، کوارتز، گرافیت و بیوتیت می‌باشند، اشاره کرد. کردیریت به عنوان اولین کانی شاخص در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی منطقه، توسط واکنش زیر ظاهر می‌شود (شکل ۹c) [۳۷]:



۳ کردیریت \rightarrow کوارتز + ۴ مسکویت + ۶ کلریت
به دلیل نفوذ سیالات پنوماتولیتیکی اغلب کردیریت‌ها از حاشیه به مجموعه بیوتیت + مسکویت + کوارتز طبق واکنش زیر تبدیل شده‌اند (فرآیند پنیته شدن) [۳۰].
۱۵ کوارتز + ۲ بیوتیت + ۶ مسکویت \rightarrow ۸ آب + ۸ پتاسیم فلدسپار + ۳ کردیریت

کردیریت هورنفلس‌های آندالوزیت‌دار (آندالوزیت

کردیریت هورنفلس) (واحد Hac)

بافت این سنگ‌ها پورفیروبلاستیک با زمینه گرانوبلاستیک و بعضاً لپیدوبلاستیک می‌باشد. آندالوزیت کردیریت هورنفلس‌ها در زون کردیریت- آندالوزیت قرار می‌گیرند. کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها عبارت است از کردیریت + آندالوزیت + کوارتز + بیوتیت + مسکویت + پلاژیوکلاز (آلبیت- الیگوکلاز) + پتاسیم فلدسپار (پرتیت) \pm اسپینل \pm کانی‌های کدر \pm تورمالین \pm گرافیت \pm زیرکن (شکل ۱۰a). در شکل ۱۰b نمودار پاراژنزی این زون مشاهده می‌شود.

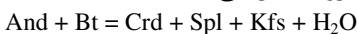
واکنش زیر می‌تواند حضور آندالوزیت را در سنگ‌های دگرگونی این زون آشکار کند [۵۲ و ۵۳]:

\rightarrow کوارتز + مسکویت + کلریت

آب + آلومینوسیلیکات (آندالوزیت) + بیوتیت + کردیریت
رخساره دگرگونی این سنگ‌ها در حد رخساره‌ی هورنفلند هورنفلس و سنگ مادر آن‌ها نیز پلیتی است. نکته جالبی که در این زون به وضوح دیده می‌شود، تشکیل درهم‌رشدی سیمپلکتیتی از نوع اسپینل- کردیریت در اطراف پورفیروبلاست‌های آندالوزیت است (شکل ۱۰a).

سیمپلکتیت اسپینل- کردیریت از سنگ‌های دگرگونی مجاور توده‌های آذرین گزارش شده است [۳۶، ۴۳، ۵۱، ۵۰ و ۴۵] در حاشیه آندالوزیت‌ها، سیمپلکتیت اسپینل- کردیریت رشد کرده است (شکل ۱۰a) و این همان چیزی است که [۴۹] اشاره می‌کند که سیمپلکتیت‌ها در مرزهای کانی‌ها تشکیل می‌گردند و این امر، بدان علت است که در واقع، مرزهای کانی‌ها، مناطقی با بی‌نظمی بیشتر از دیگر نقاط کانی است. از این قسمت، انتشار ترکیبات به سمت کانی‌های جدید انجام می‌گیرد.

برای تشکیل این سیمپلکتیت‌ها در هاله دگرگونی جنوب توپسرکان، رایجترین واکنشی که پیشنهاد می‌گردد، واکنش دگرگونی پیش‌رونده ذیل می‌باشد [۳۹]:



محققینی مثل [۳۸، ۴۷] وجود اسپینل را تنها در میگماتیت‌ها مورد توجه قرار داده‌اند. ولی وجود اسپینل در آندالوزیت- کردیریت هورنفلس‌های منطقه مورد مطالعه به صورت کرمی شکل همراه با کردیریت در حاشیه آندالوزیت‌ها می‌باشد. با توجه نتایج آنالیز میکروپروب در منطقه‌ی سرابی توپسرکان توسط [۴۷، ۴] اسپینل در هورنفلس‌های منطقه از نوع هرسینیت است که دارای میزان آهن و آلومینیوم بالا و مقادیر متغیری از منیزیم می‌باشد.

ارتوکلز کردیریت هورنفلس‌های فیبرولیت‌دار (واحد

Hsc)

بافت این سنگ‌ها نیز پورفیروبلاستیک با زمینه‌ی گرانوبلاستیک و بعضاً لپیدوبلاستیک است. ارتوکلز کردیریت هورنفلس‌های فیبرولیت‌دار که در زون کردیریت-

ارتوکلازها دارای بافت پرتیتی می‌باشند که، اکثراً مراکز این کانی‌ها دارای ادخال‌های فراوانی از کانی‌های بیوتیت، کوارتز و کانی‌های تیره می‌باشد، ولی حاشیه آن‌ها معمولاً فاقد ادخال است (شکل ۱۱a). پلاژیوکلازها که به مقدار کم در این زون وجود دارند بنا به عقیده [۲۷] دارای ترکیبی غنی از سدیم و فقیر از کلسیم بوده و بنابراین بیش‌تر از نوع آلبیتی می‌باشد. به طور کلی با نزدیک شدن به توده‌ی نفوذی فلدسپارزایی را به وضوح در این زون می‌توان مشاهده نمود، اما در این منطقه آثار ذوب‌بخشی دیده نشد. سنگ مادر این سنگ‌ها نیز پلیتی بوده که در رخساره‌ی هورنبلند هورنفلس قرار می‌گیرند.

ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی

برای مطالعه ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی منطقه جنوب تویسرکان و با توجه به پلیتی بودن پروتولیت اکثر آن‌ها، لذا داده‌های ژئوشیمیایی رسوبات دگرگون شده (جدول ۱)، با ترکیب متوسط شیل‌های کراتونیک (به عنوان ترکیب متوسط پلیت‌ها) مقایسه گردید. این داده‌ها توسط [۳۲] ارائه شده است.

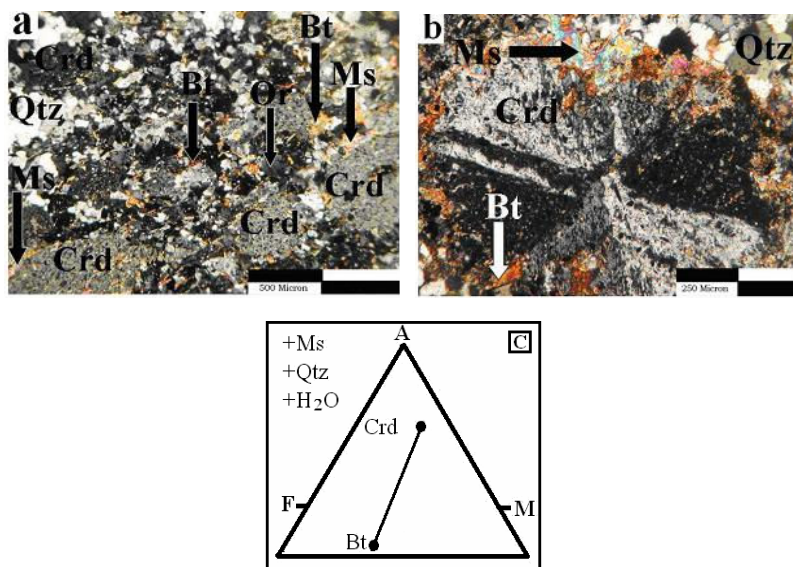
مقدار اکسیدهای عناصر اصلی تقریباً در محدوده میانگین شیل‌های کراتونیک قرار می‌گیرند، اما در بعضی نمونه‌ها اختلافاتی نیز مشاهده می‌شود از جمله: SiO_2 در نمونه‌های متاسندستونی مقداری افزایش و در نمونه‌های کلریتوئیددار مقداری کاهش نشان می‌دهد. Al_2O_3 در نمونه HT26 افزایش نشان می‌دهد که علت آن را می‌توان درصد بالای کلریتوئید در آن نسبت داد. تهی‌شدگی Na_2O و K_2O شیل‌های کلریتوئیددار منطقه به علت نبود فلدسپات‌ها در این سنگ‌ها می‌باشند. علت غنی‌شدگی Na_2O در هورنفلس‌های منطقه را باید به خاطر حضور بیشتر پلاژیوکلاز (از جمله آلبیت) و تهی‌شدگی K_2O در نمونه‌ی HT24 را باید در مقدار پایین میکاها در این نمونه دانست. Fe_2O_3 و TiO_2 در نمونه‌های کلریتوئیددار منطقه افزایش نشان می‌دهد که افزایش Fe_2O_3 به خاطر وجود کلریتوئید و اکسیدهای آهن و TiO_2 به دلیل وجود اکسیدهای آهن (احتمالاً ایلمینیت) و کاهش آن در نمونه‌های متاسندستونی منطقه به خاطر کم بودن بیوتیت می‌باشد.

پتاسیم فلدسپار \pm فیبرولیت قرار می‌گیرند دارای بالاترین درجه‌ی دگرگونی همبری در منطقه می‌باشند و در بلافاصل توده‌ی گرانیوتوئیدی قرار گرفته‌اند. کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها عبارت است از کردیریت + ارتوکلاز پرتیتی + کوارتز + بیوتیت + مسکویت \pm فیبرولیت \pm پلاژیوکلاز \pm تورمالین \pm زیرکن \pm آندالوزیت \pm اسپینل \pm کانی‌های کدر (شکل ۱۱a). در شکل ۱۱b نمودار پاراژنری این زون مشاهده می‌شود.

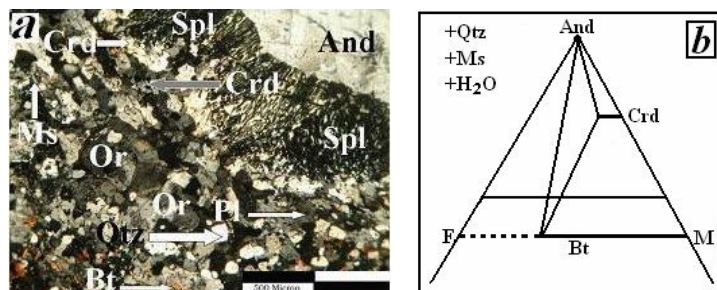
رشد کردیریت و ظهور پتاسیم فلدسپار به هزینه مصرف شدن کامل مسکویت است. مسکویت‌های موجود در این زون اکثراً ثانویه می‌باشند که از دیگر کانی‌ها حاصل می‌شوند [۳۷].

آب + پتاسیم فلدسپار + (فیبرولیت) سیلیمانیت + کردیریت \rightarrow کوارتز + مسکویت + بیوتیت
 $T=580-605^\circ\text{C}$, $P=1-2\text{Kbar}$
 $T=580^\circ\text{C}$, $P=2.5\text{Kbar}$
 آب + پتاسیم فلدسپار + کردیریت \rightarrow کوارتز + آندالوزیت + بیوتیت

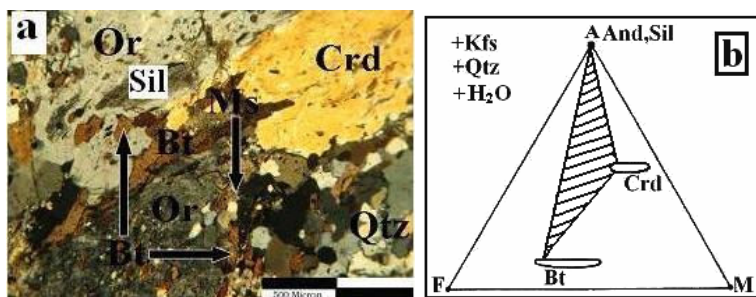
این نوع سنگ‌های خاکستری تیره تا سیاه، دارای پورفیروبلاست‌های کردیریت و ارتوکلاز می‌باشند. فیبرولیت در داخل این هورنفلس‌ها به مقدار کم در داخل ارتوکلازهای پرتیتی، بر روی بیوتیت‌ها و مقدار کمی هم در داخل کردیریت‌ها دیده می‌شوند (شکل ۱۱a) اما سیلیمانیت منشوری در سنگ‌های این منطقه مشاهده نشده است. [۵۳] اشاره می‌کند فیبرولیت در شرایط وسیعی از فشار و حرارت (نسبت به منشورهای سیلیمانیت) ظاهر می‌شود. بنابراین فیبرولیت در منطقه در دمای کمتری نسبت به سیلیمانیت منشوری شکل گرفته است و به همین خاطر نیز سیلیمانیت‌های منشوری دیده نمی‌شوند. سپاهی و همکاران [۱۹] به وجود فیبرولیت در سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان اشاره کرده‌اند و عوامل اصلی برای تشکیل آن‌ها را ماهیت پرآلومین سنگ‌ها و کانی‌های مرتبط با تشکیل فیبرولیت، تغییرات گرمایی سریع و احتمالاً حضور فازهای سیال در مجاورت توده‌های نفوذی ذکر کرده‌اند. بنابراین در منطقه مورد مطالعه فیبرولیت در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی تحت تأثیر نوعی متاسوماتیسم ناشی از نفوذ توده‌های اسیدی تشکیل شده است.



شکل ۹- تصاویر میکروسکوپی از (a) کردیریت هورنفلس‌های منطقه، (b) کردیریت با ماکل چندقلوبی (X.P.L) و (c) مجموعه پاراژنزی زون کردیریت در منطقه جنوب توپسرکان. علائم اختصاری نام کانی‌ها از [۴۰] اقتباس شده است.



شکل ۱۰- (a) تصویر میکروسکوپی از آندالوزیت کردیریت هورنفلس‌های منطقه و هاله‌ی اطراف آندالوزیت (X.P.L) و (b) مجموعه زون آندالوزیت در منطقه جنوب توپسرکان. علائم اختصاری نام کانی‌ها از [۴۰] اقتباس شده است.



شکل ۱۱- (a) تصویر میکروسکوپی از کردیریت هورنفلس‌های ارتوکلازدار منطقه که دارای سیلیمانیت رشته‌ای (فیبرولیت) می‌باشند (X.P.L) و (b) مجموعه پاراژنزی زون کردیریت- ارتوکلاز ± فیبرولیت در منطقه جنوب توپسرکان. علائم اختصاری نام کانی‌ها از [۴۰] اقتباس شده است.

شده باشد که توده‌های نفوذی (مخصوصاً گرانیتوئیدی) عامل انتقال گرما بوده‌اند.

و- نمودارهای تمایزی برای رسوبات دگرگون شده با استفاده از عناصر اصلی منطقه: این نمودارها برای ماسه-سنگ‌های منطقه (شکل ۱۲ a, b, c) (۲۹) و مجموعه‌های ماسه-سنگ-شیل، که در آن نمونه‌های ماسه‌سنگی در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲ d) [۴۶] نشان می‌دهند که جایگاه زمین‌ساختی حوضه‌های رسوبی، حاشیه زون‌های فرورانش (حاشیه فعال قاره‌ای و کمان قاره‌ای) می‌باشد که خود دلیل واضحی است بر موارد فوق.

تعیین پروتولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه

تشخیص دقیق نوع پروتولیت در سرزمین‌های دگرگونی یکی از اهداف مطالعات سنگ‌شناسی دگرگونی به شمار می‌رود. برای این منظور می‌توان از معیارهای گوناگون استفاده کرد. مهم‌ترین معیاری که امروزه برای تشخیص پروتولیت سنگ‌های دگرگونی به کار می‌رود، معیار شیمیایی است که بر مبنای تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های دگرگونی استوار است. اغلب این امکان وجود دارد که بتوان از روی ترکیب شیمیایی سنگ دگرگونی، ماهیت سنگ اولیه را تعیین کرد. حتی اگر سنگ به طور کامل دچار تبلور مجدد گردیده و ساختار اولیه آن کاملاً از بین رفته باشد. نتایج تجزیه شیمیایی و مقادیر عناصر اصلی و فرعی در جدول ۱ نشان داده شده است.

متعارف‌ترین معیارهای شیمیایی که امروزه برای تشخیص نوع پروتولیت اهمیت دارند، عبارتند از:

استفاده از نمودارهای مثلثی ACF-A'FK، [۵۲]

[۵۲]. با انتقال ترکیب شیمیایی بعضی از سنگ‌های آذرین و رسوبی بر روی نمودارهای مثلثی ACF-A'FK، قلمرو ترکیبات سنگ‌های غیردگرگونی را مشخص کرده است. برای این منظور با داشتن ترکیب شیمیایی یک سنگ دگرگونی و محاسبه مقادیر A, C, F, K و A' می‌توان به نوع پروتولیت پی برد. به این طریق که ابتدا درصد اکسیدهای سنگ را به صورت نسبت مولکولی درآورده و به روش ذیل عمل می‌نماییم.

عناصر Ba, Rb و Sr فراوانی متغیری دارند. این عناصر در میکا و ارتوکلاز متمرکزند. غنی‌شدگی Ba در نمونه‌های HT10, HT14 و HT11 به دلیل بالا بودن مسکویت و بیوتیت و غنی‌شدگی Ba در نمونه‌های HT16 و HT22 و غنی‌شدگی Sr در نمونه‌ی HT22 به دلیل وجود درصد بالای مسکویت می‌باشد. کمبود Rb و Sr در نمونه‌های کلریتوئید شیبست به خاطر نبود ارتوکلاز و بیوتیت و کمبود Ba, Rb و Sr در متاسندستون‌ها به خاطر درصد پایین میکاها می‌باشد. Pb در کلریتوئید شیبست‌ها، به علت عدم وجود بیوتیت، و در نمونه HT17 و HT24 به دلیل درصد خیلی پایین بیوتیت، تهی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهد.

در مجموع، نسبت به میانگین شیل‌های کراتونیک، عناصر U, Th, Ni, Ba, Sr, Rb, Cr, V, Ce, Zr در محدوده متوسط قرار می‌گیرند، با این تفاوت که در کلریتوئیدشیبست‌ها و متاسندستون‌های منطقه، Zr و Nb بیشتر و Sr, Rb و Pb کمتر از محدوده متوسط این شیل‌ها می‌باشند. اما V در نمونه‌های کلریتوئیددار افزایش ولی در نمونه‌های متاسندستونی کاهش نشان می‌دهد.

جایگاه تکتونیکی منطقه مورد مطالعه

جامع‌ترین مطالعه محیط تکتونیکی سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان را بهاری‌فر [۵ و ۶] انجام داده است. وی کامل‌ترین نظریه برای جایگاه تکتونیکی این منطقه را، با توجه به شواهد موجود، محیط قوس‌های ماگمایی در مناطق فرورانش می‌داند.

دلایلی که به طور کلی این محیط تکتونیکی را در منطقه تأیید می‌کنند، عبارتند از:

الف- با توجه به شروع فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران در تریاس امکان وجود یک قوس ماگمایی در مزوزوئیک وجود دارد [۲۸].

ب- گرانیتوئیدها در منطقه و مناطق اطراف فراوان بوده و از نظر زمانی، با دگرگونی هم‌پوشانی دارند.

ج- گرانیتوئیدهای الوند و غرب سامن، ماهیت کالکوالکالین دارند [۳، ۱۸، ۲۲].

د- عمق تزریق توده‌های گرانیتوئیدی کمتر از ۱۰ کیلومتر است [۲۴].

ه- مجموعه مباحث بالا، حاکی از این است که دگرگونی مجاورتی منطقه، امکان دارد در یک قوس ماگمایی تشکیل

پروتولیت این نمونه‌ها همان نمودار ACF-A'FK وینکلر است (شکل ۱۳ الف).

استفاده از نمودار Mackenzie و Garrles [۳۵]

در این نمودار نیز از اکسیدهای اصلی استفاده می‌شود. بدین طریق که لگاریتم $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ در مقابل لگاریتم $(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ رسم می‌گردد. در این نمودار اکثر نمونه‌های مورد نظر در محدوده‌ی شیل‌ها و اطراف آن قرار گرفته‌اند. بنابراین، پروتولیت، از نوع پلیتی می‌باشد. دو نمونه هم در محدوده‌ی ماسه‌سنگ‌ها قرار گرفته‌اند که مربوط به نمونه‌های متاسندستونی منطقه می‌باشند. یک نمونه نیز به دلیل مقدار بالای Al_2O_3 ، در پایین محدوده‌ی شیلی قرار گرفته است که مربوط به یکی از نمونه‌های کلریتوئیددار منطقه است. نمونه‌ی کالک-سیلیکاته نیز به علت میزان CaO بالا، در محدوده‌ی کربنات‌ها قرار گرفته است (شکل ۱۴ الف).

$\text{MgO} > \text{CaO}$ همراه با $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$

این سیما مشخصه سنگ‌های رسی می‌باشد، بخصوص سنگ‌هایی که دارای مقادیر متنابهی ایلیت و مونتوریلونیت هستند [۴۱]. با توجه به نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌ها، نسبت‌های اشاره شده برای نمونه‌های رسی، برقرار بوده و پروتولیت پلیتی را مشخص می‌کند (جدول ۱).

استفاده از نمودار AFM

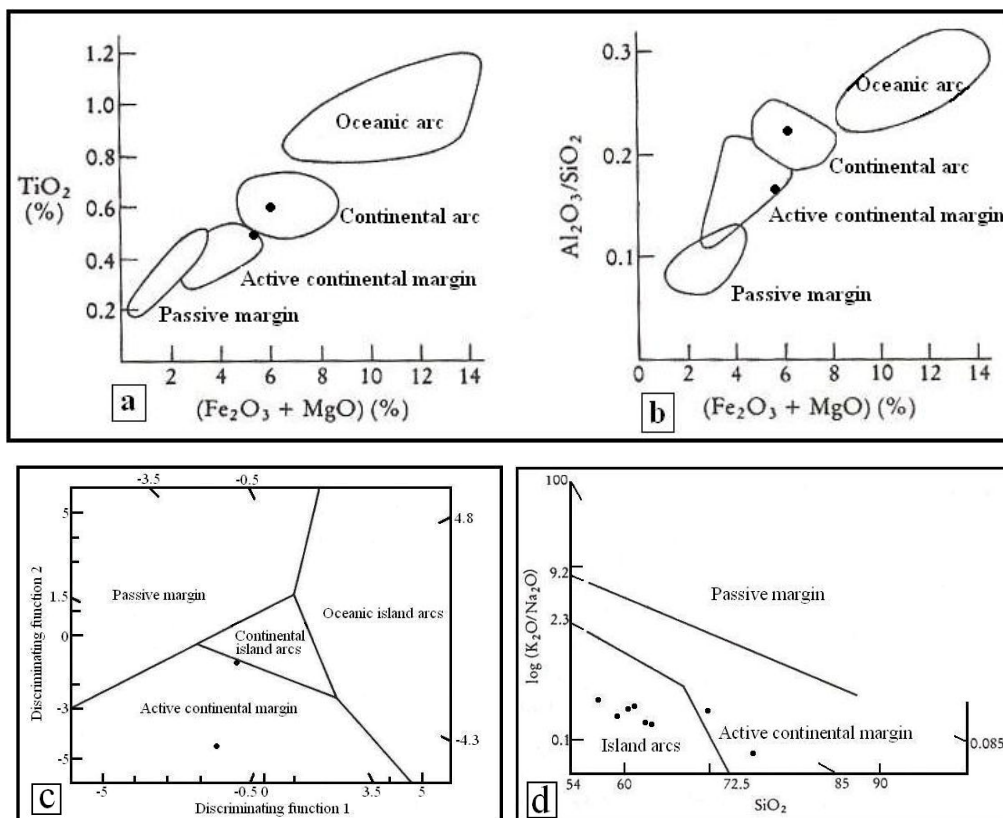
این نمودار بهترین نمودار برای تعیین ترکیب شیمیایی سنگ‌های متاپلیتی است که از آن نمی‌توان برای سنگ‌های ولکانیکی دگرگون شده و کالک-سیلیکاته، که در منطقه مورد مطالعه جنوب توپسرکان نیز وجود دارند، استفاده کرد. همانطور که در (شکل ۱۴ ب) دیده می‌شود ترکیب شیمیایی سنگ‌های متاپلیتی منطقه نزدیک به محدوده‌ی غنی از آهن می‌باشد. نمونه‌هایی که تمایل بیشتری نسبت به دیگر نمونه‌ها به قطب FeO دارند، کلریت-کلریتوئید شیست‌های منطقه می‌باشند.

$$\begin{aligned} A &= [(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})] \\ C &= [(\text{CaO} - 3.3\text{P}_2\text{O}_5)] \\ F &= [(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO})] \\ A' &= [(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})] \\ K &= \text{K}_2\text{O} \end{aligned}$$

با توجه به این نمودارها، پروتولیت نمونه‌ها اکثراً در محدوده پلیتی-گریوکی قرار گرفته‌اند. بعضی از نمونه‌ها به صورت پراکنده در اطراف و در داخل محدوده‌ی بازالت و آندزیت قرار می‌گیرند. نمونه اطراف این محدوده که بیشتر به قطب F نزدیک است (به دلیل میزان بالای $\text{FeO} + \text{MgO}$) مربوط به نمونه شیست سبز منطقه مورد مطالعه است. بنابراین پروتولیت این نمونه‌ها سنگ‌های آذرین بازیک تا حدواسط (در حد بازالت تا آندزیت) است. یک نمونه هم در محدوده‌ی کربنات‌ها قرار گرفته است که مربوط به نمونه کالک-سیلیکاته مورد آنالیز منطقه است که با میزان بالای CaO و مقدار پایین Al_2O_3 و Fe_2O_3 کل مشخص می‌شود (شکل ۱۳ الف).

استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی در نمودار مثلثی [۳۴]

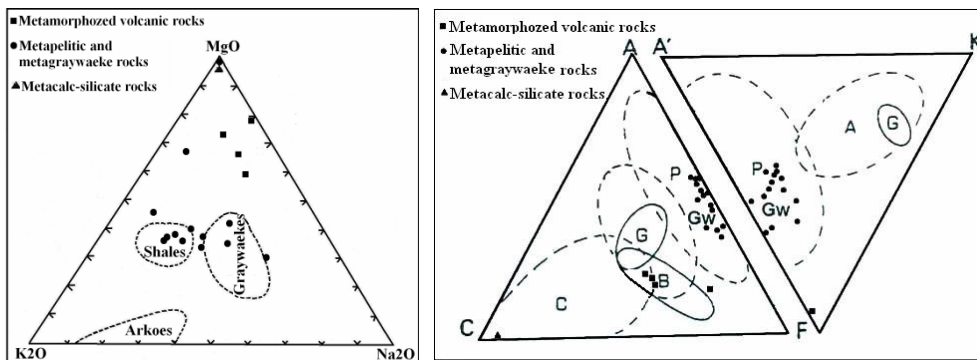
در این نمودار از اکسیدهای اصلی MgO ، K_2O ، Na_2O که جایگاه هر کدام در رئوس نمودار مثلثی دولاروش می‌باشد، استفاده می‌شود. در این نمودار اکثر نمونه‌ها در محدوده شیلی قرار گرفته‌اند، اما تمایلی هم به سمت گریوکی‌ها دارند به طوری که دو نمونه‌ی متاسندستونی منطقه در محدوده گریوکی‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳ ب). نمونه‌های پراکنده که در بالای محدوده‌های شیلی و گریوکی قرار دارند مربوط به نمونه‌های متاولکانیک و کلریتوئیددار منطقه است که پراکندگی آن‌ها به دلیل پراکندگی مقادیر MgO است. چون برای این نمونه‌ها Fe_2O_3 کل، به همراه Al_2O_3 برای نمونه‌های کلریتوئیددار و CaO برای نمونه‌های متاولکانیکی و کالک-سیلیکاته نقش مهمی را ایفا می‌کنند، بنابراین این نمودار برای این نمونه‌ها مناسب به نظر نمی‌رسد (شکل ۱۳ ب). لذا بهترین نمودار برای تشریح



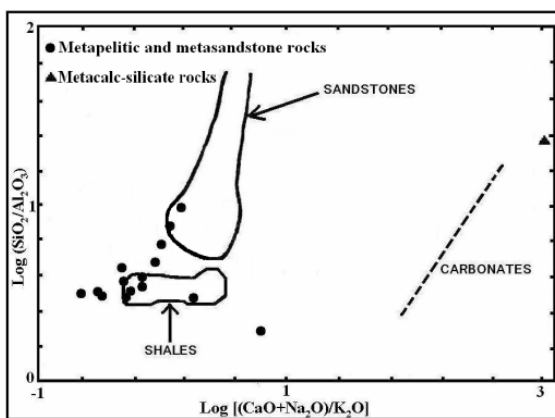
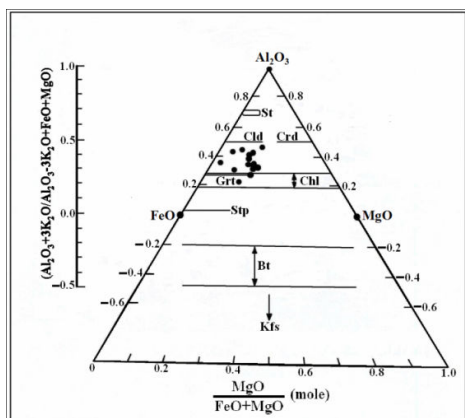
شکل ۱۲- نمودار تابع تمایزی برای: a، b و c) ماسه‌سنگ‌ها و d) مجموعه‌های ماسه‌سنگ - شیل.

$$\text{Discriminating function 1} = -0.0447\text{SiO}_2 - 0.972\text{TiO}_2 + 0.008\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.267\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0.208\text{FeO} - 3.082\text{MnO} + 0.140\text{MgO} + 0.195\text{CaO} + 0.719\text{Na}_2\text{O} - 0.032\text{K}_2\text{O} + 7.510\text{P}_2\text{O}_5 + 0.303$$

$$\text{Discriminating function 2} = -0.4217\text{SiO}_2 + 1.988\text{TiO}_2 - 0.526\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.551\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1.610\text{FeO} + 2.720\text{MnO} + 0.881\text{MgO} - 0.907\text{CaO} - 0.177\text{Na}_2\text{O} - 1.840\text{K}_2\text{O} + 7.244\text{P}_2\text{O}_5 + 43.57$$



شکل ۱۳- الف: موقعیت سنگ‌های منطقه در نمودار ACF-A'FK، [۵۲] برای تعیین پروتولیت آن‌ها (داده‌ها از جدول ۱). (پلیتی: P، گرانیتوئید: G، گرایواک: GW، آرکوز: A، بازالت و آندزیت: B و سنگ آهک: C). شکل ۱۳- ب) موقعیت سنگ‌های منطقه در نمودار [۳۴] برای تعیین پروتولیت آن‌ها (داده‌ها از جدول ۱).



شکل ۱۴- الف) موقعیت سنگ‌های منطقه در نمودار [۳۵] برای تعیین پروتولیت آن‌ها (داده‌ها از جدول ۱).
 شکل ۱۴- ب) - موقعیت سنگ‌های منطقه در نمودار AFM برای تعیین ترکیب شیمیایی آن‌ها (داده‌ها از جدول ۱).

نتیجه‌گیری

اختلافاتی نیز مشاهده می‌شود از جمله: SiO_2 در نمونه‌های متاسندستونی مقداری افزایش و در نمونه‌های کلریتوئیددار مقداری کاهش نشان می‌دهد. در نمونه‌های کلریتوئیددار منطقه، علت افزایش Al_2O_3 ، TiO_2 و Fe_2O_3 را می‌توان به ترتیب به درصد بالای عناصر Al، Ti و Fe در ترکیب کانی کلریتوئید و تهی‌شدگی Na_2O و K_2O را به علت نبود فلدسپات‌ها در این سنگ‌ها نسبت داد. عناصر U، Th، Ni، Ba، Rb، Sr، Pb، Cr، Ce، V، و Zr در منطقه مورد مطالعه، در محدوده متوسط شیل‌های کراتونیک قرار می‌گیرند با این تفاوت که در کلریتوئیدشیت‌ها و متاسندستون‌های منطقه، Nb و Zr بیش‌تر و Sr، Rb، Pb و کمتر از محدوده متوسط این شیل‌ها می‌باشند. اما V در نمونه‌های کلریتوئیددار افزایش ولی در نمونه‌های متاسندستونی کاهش نشان می‌دهد.

جایگاه تکتونیکی مجموعه دگرگونی جنوب تویسرکان، با توجه به شواهد موجود، محیط قوس‌های ماگمایی در مناطق فرورانش می‌باشد، که پروتولیت این مجموعه بر اساس شواهد صحرایی، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی شامل شیل‌ها و سیلتستون‌ها با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ‌ها، سنگ‌های ولکانیکی بازیک- حدواسط و سنگ‌های آهکی می‌باشد. پراکندگی‌های مشاهده شده در بعضی از نمودارهای تعیین پروتولیت سنگ‌های منطقه، مربوط به ترکیب شیمیایی سنگ اولیه است.

در منطقه جنوب تویسرکان وقایع دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی شرایط خاصی را برای تبلور کانی‌های شاخص به وجود آورده است. کانی‌های شاخص متشکل از میکاها (کلریت، کلریتوئید، مسکویت و بیوتیت)، گارنت، آلومینوسیلیکات‌ها (آندالوزیت و سیلیمانیت سوزنی)، کلدیریت و پتاسیم فلدسپارها (ارتوکلاز) می‌باشد. اغلب این کانی‌های دگرگونی چند مرحله از رشد و تخریب را نشان می‌دهند و در چند نوبت در واکنش‌های دگرگونی شرکت کرده‌اند. این کانی‌ها نشان‌دهنده‌ی ظهور یا حذف ایزوگرادها و ایجاد زون‌بندی در سنگ‌های دگرگونی منطقه است. این زون‌ها در منطقه، نشان دهنده‌ی افزایش درجه دگرگونی به سمت توده‌های نفوذی منطقه می‌باشند (شکل ۲). سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل اسلیت- فیلیت با میان‌لایه‌هایی از کلریت- کلریتوئید شیست، مرمر، شیست سبز، سنگ‌های آتشفشانی دگرگونی و ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده است. در مجاورت با بخشی از هورنفلس‌ها، گارنت شیست‌ها حضور دارند. این دگرگونی در منطقه از اوایل رخساره شیست سبز (زون کلریت) شروع و تا بالای این رخساره (زون گارنت) ادامه دارد. سنگ‌های دگرگونی مجاورتی که از اوایل رخساره آلبیت- اپیدوت هورنفلس تا بالای رخساره هورنبلند هورنفلس دگرگون شده‌اند شامل، شیست‌های لکه‌ای و انواع هورنفلس‌های پلیتی می‌باشند. مقدار اکسیدهای عناصر اصلی تقریباً در محدوده میانگین شیل‌های کراتونیک قرار می‌گیرند، اما در بعضی نمونه‌ها

منابع

- [۱] آسیابان‌ها، ع (۱۳۸۶) راهنمای ترسیم و تفسیر نمودارهای پترولوژی و ژئوشیمی. انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره).
- [۲] اقلیمی، ب (۱۳۸۲) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش همدان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۳] ایرانی، م (۱۳۷۲) بررسی پترولوژی توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران.
- [۴] بدرزاده، ز (۱۳۸۱) پترولوژی دگرگونه‌های منطقه سرابی- تویسرکان با تأکید ویژه بر ماهیت دگرگونه‌های درجه بسیار بالا. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران.
- [۵] بهاری‌فر، ع. ا (۱۳۷۶) نگرشی نو بر پتروژنز سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای همدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ایران.
- [۶] بهاری‌فر، ع. ا (۱۳۸۳) پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران، ایران.
- [۷] جعفریان، م. ب و زمانی‌پدرام، م (۱۳۶۶) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش ملایر. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۸] حیدریان، م (۱۳۸۸) کانی‌شناسی و ژئوشیمی اسکارن‌های غرب و شمال غرب سامن، مرتبط با سنگ‌های نفوذی ملایر. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا همدان، ایران.
- [۹] خدائیان چگنی، ز (۱۳۸۸) مطالعه سنگ‌های دگرگونی باختر ملایر (سامن). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران.
- [۱۰] زرعیان، س، فرقانی، ع و فیاض، ه (۱۳۵۰) توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن. نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، ۴ (۴)، ۳۷-۴۷.
- [۱۱] زرعیان، س، فرقانی، ع و فیاض، ه (۱۳۵۱) توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن. نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، ۴ (۱)، ۲۳-۲۸.
- [۱۲] زرعیان، س، فرقانی، ع و فیاض، ه (۱۳۵۱) توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن. نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، ۴ (۳)، ۸۳-۹۰.
- [۱۳] زرعیان، س، فرقانی، ع و فیاض، ه (۱۳۵۱) توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن. نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، ۴ (۴)، ۹۷-۱۰۶.
- [۱۴] زرعیان، س، فرقانی، ع و فیاض، ه (۱۳۵۲) توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن. نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، ۵ (۳ و ۴)، ۴۹-۵۴.
- [۱۵] زرعیان، س، فرقانی، ع و فیاض، ه (۱۳۵۳) توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن. نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، ۶ (۱)، ۴-۳۳.
- [۱۶] زرعیان، س، و درویش‌زاده، ع (۱۳۵۴) مختصری در مورد دگرگونی ناحیه‌ای در همدان، نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، ۷ (۲ و ۳)، ۶۲-۵۵.
- [۱۷] زمانی، ح (۱۳۸۵) مطالعه هاله دگرگونی توده پلوتونیک الوند در شمال و شمال غرب شهرستان. همدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا همدان، ایران.
- [۱۸] سپاهی، ع. ا (۱۳۷۸) پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرش ویژه بر گرانیتوئیدها. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران، ایران.
- [۱۹] سپاهی، ع. ا، جعفری، س. ر و مانی‌کاشانی، س (۱۳۸۵) معماری فیبرولیت: مطالعه پیدایش و تنوع فیبرولیت‌ها در سنگ‌های دگرگونی و پلوتونیک منطقه همدان. بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، ایران.
- [۲۰] شیخیان شهر بابکی، س (۱۳۸۵) مطالعه هاله‌ی دگرگونی غرب توده پلوتونیک الوند در شمال تویسرکان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا همدان، ایران.
- [۲۱] قماش، ا (۱۳۸۲) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش تویسرکان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۲۲] مجیدی فیض‌آبادی، ت (۱۳۷۵) بررسی پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی غرب سامن (جنوب‌غربی ملایر- همدان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ایران.
- [۲۳] مهدوی، م. ع (۱۳۷۹) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نهاوند. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۲۴] هادی‌پور جهرمی، م (۱۳۷۳) متامورفیسم و ماگماتیسم منطقه همدان- ملایر- تویسرکان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ایران.
- [25] Alavi, M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science, 304: 1-20.

- [40] Kretz, R (1983) Symbols for rock forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 227-279.
- [41] Mason, B. and Moore, C. B (1982) *Principle of geochemistry*. John Wiley and Sons, New York.
- [42] 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*, 21: 397-412.
- [43] Norlander, B. H., Whitney, D. L., Teyssier, C. and Vanderhaeghe, O (2002) Partial melting and decompression of the Thor-Odin Dome, Shuswap metamorphic core complex. *Canadian Cordillera. Lithos*, 61: 103-125.
- [44] Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J (2005) *Microtectonic*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- [45] Pitra, P. and de Waal, S. A (2001) High-temperature, low-pressure metamorphism and development of prograde symplectites, Bushveld Complex (South Africa) *Journal of Metamorphic Geology*, 19: 311-325.
- [46] Roser, B. P. and Korsch R. J (1986) Determination of tectonic setting of sandstone- mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94: 635-650.
- [47] Saki, A (2010) Formation of spinel-cordierite-plagioclase symplectites replacing andalusite in metapelitic migmatites of the Alvand aureole, Iran. *Geol. Rundsch.*, 1-12.
- [48] Thompson, J. B. and Norton, S. A (1968) Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas. In E-An Zen et al. Eds. *Studies of Appalachian Geology*. Interscience Publisher (John Wiley and Sons), American Mineralogist, 89: 20-30.
- [49] Vernon, R. H (2004) *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University press, United Kingdom.
- [50] Waters, D. J (1991) Hercynite-quartz granulites: phase relations and implications for crustal processes. *European Journal of Mineralogy*, 3: 367-386.
- [51] White, R. W., Powell, R. and Clarke, G. L (2003) Prograde metamorphic assemblage evolution during partial melting of metasedimentary rocks at low pressures: migmatites from Mt Stafford (Central Australia). *Journal of Petrology*, 44: 1937-1690.
- [52] Winkler, H. G. F (1976) *Petrogenesis of metamorphic rock*, 4th edition, Springer Verlag, New York.
- [53] Yardley, B. W. D (1991) *An Introduction to metamorphic petrology*. Longman, Harlow.
- [26] Alavi, M (1994) Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretation. *Tectonophysics*, 229: 11-238.
- [27] Ashworth, J .R. and Brown, M (1990) High temperature metamorphism and crustal anatexis. Chwin Hyman, London.
- [28] Berberian, M and King G. C. P. (1981) Towards the Paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- [29] Bhatia, M. R (1983) Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91: 611-627.
- [30] Bucher, K. and Frey, M (1994) *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag, New York.
- [31] Clarke, G. L. and Powell, R (1991) Decompressional coronas and symplectites in granulites of the Musgrave Complex (Central Australia). *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 441-450.
- [32] Condie, K. C (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shale. *Chemical Geology*, 104: 1-37.
- [33] Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J (1982) *Rock- forming minerals, Orthosilicates*. Longman, Harlow.
- [34] De La Roche, H (1966) Sur l'existence de plusieurs facies geochemiques dans les schistes paleozoiques des Pyrenees Luchonnaises. *Geol. Rundsch.*, 55: 274-300.
- [35] Garrles, R. M. and Mackenzie, F. T (1972) *Evolution of sedimentary rocks*. W. W. Norton, New York.
- [36] Grant, J. A. and Frost, B. R (1990) Contact metamorphism and partial melting of pelitic rock in the aureole of the Laramie anorthosite complex (Morton Pass). *American Journal of Science*, 290: 425-472.
- [37] Hyndman, D. W (1985) *Petrology of Igneous and Metamorphic Rock*. McGraw Hill, New York.
- [38] Johnson, T., Brown, M., Gibson, R. and Wing, B (2004) Spinel-cordierite symplectites replacing andalusite: evidence for melt-assisted diapirism in the Bushveld Complex, South Africa. *Journal of Metamorphic Geology*, 22: 529-545.
- [39] Korikovskiy, S. P., Larikova, T. L. and Gerasimov, V. Y (2009) Retrograde Andalusite and Staurolite Coronas around Spinel in Garnet-Cordierite-Sillimanite-Biotite Gneisses of the Dzirula Massif (Georgia). *Doklady Earth Sciences*, 425: 283-286.