

مطالعه کانی شناسی و ژئوشیمیایی دگرسانی‌های گرمابی منطقه آبترش

علیرضا گنجی*، سهیلا آقاجانی^۱، منوچهر مرتضوی چمچالی^۲

۱- استادیار گروه کارشناسی ارشد زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان

۲- مؤسسه تحقیقات پیشرفته فرآوری مواد معدنی ایران

۳- مربی گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان

(*عهده دار مکاتبات: ecogeoarg@gmail.com)

چکیده

منطقه مورد مطالعه در بخش غربی البرز مرکزی و در شمال غرب شهر قزوین واقع شده است. این منطقه جزو زیرزون زمین ساختاری تارم بوده و در برگزیده سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی و قاره‌ای ائوسن، کنگلومرای نئوژن و نهشته‌های کواترنری است. از دیدگاه چینه‌شناسی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه هم ارز سازند کرج در البرز مرکزی بوده و سن آن‌ها ائوسن میانی تا پایانی در نظر گرفته شده است. تقریباً تمامی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه دچار دگرسانی گرمابی شده‌اند و بدین جهت می‌توان این فرض را بسیار محتمل دانست که فعالیت آتشفشانی ترشیری و عملکرد سیالات گرمابی همزمان و پس از آن مسئول ایجاد پهنه‌های دگرسانی در این سنگ‌ها بوده است. پهنه‌های دگرسانی گرمابی که در منطقه آبترش رخنمون دارند، شامل انواع دگرسانی‌های پروپیلیتی، آرژیلی-آلونییتی و سیلیسی می‌باشند که از این بین دگرسانی آرژیلی-آلونییتی منطقه از نظر شدت و وسعت اهمیت ویژه‌ای دارد. این دگرسانی در توفه‌های اسیدی منطقه تشکیل شده و خود مشتمل بر سه بخش می‌باشد که در یک توالی عمودی از پایین به بالا به ترتیب شامل سریسیتی-آرژیلی، آرژیلی-آلونییتی و سیلیسی است. مطالعات کانی‌شناسی انجام شده بر روی نمونه‌های برداشت شده از بخش‌های مختلف پهنه دگرسانی آرژیلی-آلونییتی منطقه نشان داد که هر یک از سه بخش مذکور از مجموعه کانی‌های مختلفی تشکیل شده‌اند. بدین ترتیب که در بخش سریسیتی-آرژیلی: سریسیت - کوارتز - پیریت - مونتموریلونیت - ژپس ± کائولینیت ± پتاسیم فلدسپار ± آاناتاز ± آلونیت، در بخش آرژیلی-آلونییتی: کائولینیت - آلونیت - کوارتز - مونتموریلونیت ± جاروسیت و در بخش سیلیسی: کوارتز - آلونیت - کائولینیت ± مونتموریلونیت شناسایی شدند. بررسی‌های ژئوشیمیایی و رفتار عناصر کمیاب نشان داد که دگرسانی‌های آرژیلی-آلونییتی منطقه مورد مطالعه مشابه دگرسانی‌های نوع اسیدسولفات یا اپی ترمال سولفیداسیون بالا بوده که در محیط گرمابی ماگمایی یا هیپوژن تشکیل می‌شوند.

واژگان کلیدی: کانی شناسی، ژئوشیمی، دگرسانی‌های گرمابی، آرژیلی-آلونییتی، تارم، آبترش.

۱- مقدمه

عبور محلول‌های گرمابی از سنگ‌های پوسته سبب رخداد دگرسانی در آن‌ها می‌گردد. این دگرسانی بصورت گسترش مجموعه‌ای از کانی‌ها مشخص می‌شود که با کانی‌های اولیه تشکیل‌دهنده سنگ‌ها متفاوت بوده و خود منعکس کننده ترکیب سنگ‌ها و خصوصیات و مقدار سیالاتی است که در این سیستم حرکت می‌کنند. مناطق دگرسانی، مجاری عبور سیالات گرمابی را در سنگ‌های پوسته نشان می‌دهند و راهنماهای مفیدی برای اکتشاف انواع کانسارها می‌باشند. ماهیت دگرسانی گرمابی، نشانگر ویژگی‌های سیالات مرتبط با تشکیل کانسنگ‌هاست و عموماً ارتباط نزدیکی فیما بین واکنش‌های شیمیایی درگیر با رخداد دگرسانی با واکنش‌های مسئول ته نشست فلزات وجود دارد (Robb, 2005).

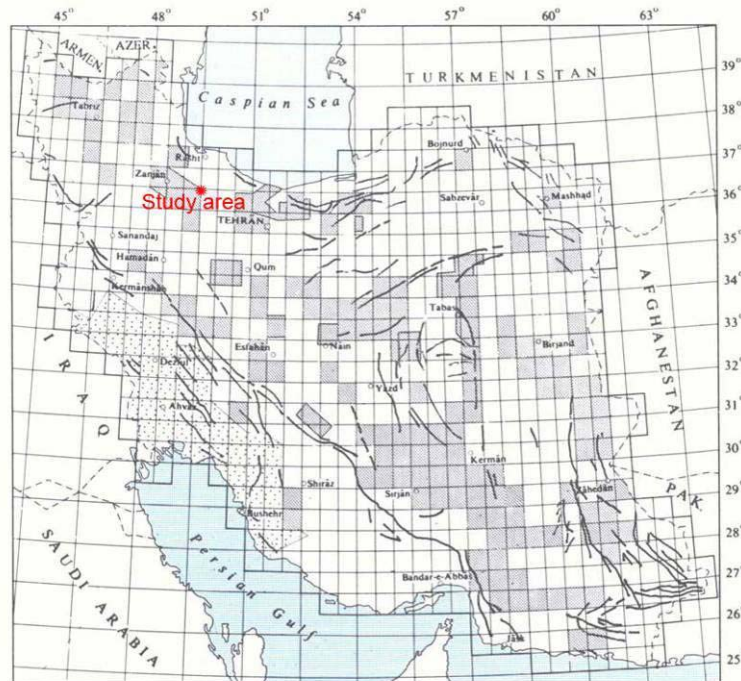
در منطقه آبترش (شمالغرب قزوین) رخنمون‌های گسترده‌ای از انواع دگرسانی‌های گرمابی، بویژه پروپیلیتی، آرژیلی-آلونییتی و سیلیسی، مشاهده می‌گردد. این دگرسانی‌ها بصورت پراکنده و با وسعت کم و زیاد در سرتاسر البرز غربی، و به عبارت دقیق‌تر در زیرزون تارم، وجود داشته و تمامی آن‌ها در ارتباط با سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی ترشیری می‌باشند. زیرزون زمین ساختاری تارم تحت عنوان کاملتر تارم-هشتجین توسط قربانی و برخی دیگر از

محققین معرفی شده است (قربانی، ۱۳۸۶). ناحیه تارم در تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ایران توسط اشتوکلین، جزء البرز مرکزی محسوب می‌شود و در واقع در بخش غربی البرز مرکزی قرار می‌گیرد. در تقسیم‌بندی نبوی همچنین در تقسیم‌بندی افتخارنژاد جزء زون البرز غربی به حساب آمده است. تقریباً اکثر محققین، تقسیم‌بندی البرز به سه بخش البرز شرقی-کپه داغ، البرز مرکزی و البرز غربی را پذیرفته‌اند. سلسله جبال البرز جزئی از قسمت شمالی کوهزایی آلپ-همیالیا در آسیای غربی است. ساختمان البرز پیامد دو رویداد کوهزایی مهم است. چین خوردگی البرز در پرکامبرین و در اثر فاز کوهزایی آسینیتیک، سخت شدن و به هم پیوستگی پی سنگ را در پی داشته و پس از آن در رویداد آلپین (مزوزوئیک و سنوزوئیک) دگر شکلی اصلی روی آن اعمال شده است. به عقیده اشتوکلین، جنبش‌های تکتونیکی کالدونین و هرسینین در طی دوران پالئوزوئیک در البرز به صورت خشکی‌زا عمل کرده است. کوهزایی آلپین نه تنها در البرز موجب بیرون آمدن رسوبات از دریا و فرسایش آن‌ها شده است بلکه باعث تغییر شدید محیط دریایی به محیط خشکی گردیده است. در کرتاسه بالا-پالئوسن رخداد زمین ساختی روی می‌دهد که نیروهای زمین ساختی مربوطه (عمدتاً از نوع فشارشی) چین خوردگی را به وجود می‌آورد که موجب برون‌ریزی ماگما شده است. پیامد این نیروها یک فاز انبساطی می‌باشد که شکاف‌هایی در زمین به وجود آورده و موجب بیرون آمدن ماگما شده است. نشانه این رخداد وجود دگر شیبی بسیار است که در قاعده رسوبات ترشیری وجود دارد. پس از این مرحله و در ادامه کوهزایی آلپین جنبش‌های فاز تکتونیک پیرنه‌ای در الیگوسن باعث قطع سنگ‌های ائوسن و قدیمی‌تر توسط توده‌های نفوذی آذرین می‌گردد و پس از آن در اواخر پلیوسن فاز زایشی جدید پاسادنین شروع می‌شود که رسوبات پلیو کواترن نتیجه آن می‌باشد. در پی این رخداد ساختاری دوران چهارم آغاز می‌شود که همچنان ادامه دارد و طی آن رسوبات آبرفتی با توپوگرافی‌های مختلف به صورت دگر شیب نهشته‌های قدیمی‌تر را پوشانده‌اند (قربانی، ۱۳۸۶).

منطقه مورد مطالعه در این تحقیق، در بخش غربی رشته کوه البرز (زون زمین ساختاری البرز غربی) قرار دارد و جزء زیرزون تارم محسوب می‌شود. از لحاظ تقسیمات کشوری متعلق به استان قزوین و بخش تارم سفلی می‌باشد. این منطقه در گستره‌ای بین طول‌های جغرافیایی $30^{\circ} 49'$ تا $35^{\circ} 49'$ و عرض‌های جغرافیایی $20^{\circ} 36'$ تا $26^{\circ} 36'$ واقع شده است (شکل ۱). هدف از انجام این کار پژوهشی، بررسی کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی پهنه‌های دگرسانی گرمایی، به ویژه دگرسانی‌های آرژیلی-آلونیتی، در منطقه مورد مطالعه و سرانجام تعیین مدل دگرسانی می‌باشد.

۲- روش مطالعه

بررسی پهنه‌های دگرسانی مورد نظر در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام گردید. در بخش صحرایی، پیمایش‌های زمین‌شناسی برای بررسی واحدهای سنگ چینه‌ای موجود و پهنه‌های دگرسانی در رخنمون‌های سطحی صورت گرفت. با توجه به تنوع سنگی موجود در منطقه و انواع دگرسانی‌های قابل تشخیص در رخنمون‌های سطحی، تعداد ۳۴ نمونه سنگی برداشت گردید. از این میان، تعداد ۲۳ نمونه مقطع نازک تهیه و مورد مطالعات سنگ نگاری قرار گرفت. به منظور بررسی دقیق کانی‌شناسی، بویژه کانی‌شناسی رسی، تعداد ۱۴ نمونه در آزمایشگاه مؤسسه تحقیقات پیشرفته فرآوری مواد معدنی ایران مورد آنالیز XRD واقع شدند. جهت انجام بررسی‌های ژئوشیمیایی، آزمایشگاه Acme کشور کانادا برای آنالیز نمونه‌ها به روش ICP انتخاب گردید و بدین منظور تعداد ۱۴ نمونه برای بررسی عناصر اصلی و فرعی (۱۹ عنصر) به روش ICP-ES با متد ذوب متابورات و تترابورات لیتیم و هضم اسید نیتریک رقیق و تعداد ۲۲ نمونه برای بررسی عناصر کمیاب (۴۱ عنصر) به روش ICP-ES و ICP-MS با متد هضم چهار اسید مورد آنالیز قرار گرفتند.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

جدول ۱: نتایج آنالیز XRD نمونه‌های مورد مطالعه

شماره نمونه	کانیهای اصلی و فرعی تشکیل دهنده
ZH6	کوارتز، کائولینیت، پیریت، ژپس، مونتموریلونیت، ایلیت
ZH7	کوارتز، آلونیت، جاروسیت، کائولینیت، مونتموریلونیت
ZH16	کوارتز، آلونیت، جاروسیت، کائولینیت، ایلیت
ZH17	کوارتز، کائولینیت، آلونیت، هماتیت، ایلیت
ZH23	کوارتز، کائولینیت، هماتیت
ZH24	کوارتز، کائولینیت، سربیسیت
ZH25	کائولینیت، کوارتز، آلونیت، روتیل
ZH27	کوارتز، کائولینیت، پیریت، آناز، آلونیت
ZH28	کوارتز، ژپس، مونتموریلونیت، آناز
ZH29	کوارتز، کائولینیت، مونتموریلونیت، آلونیت
ZH30	کوارتز، فلدسپار، سربیسیت
ZH34	کوارتز، کائولینیت، مونتموریلونیت، آلونیت
ZH36	کوارتز، کائولینیت، مونتموریلونیت، آلونیت
ZH37	کوارتز، کریستوبالیت، کائولینیت، مونتموریلونیت، آلونیت

۳- زمین شناسی

همانطور که گفته شد، منطقه مورد مطالعه بخشی از زون زمین ساختاری البرز غربی و زیرزون تارم بوده و در برگیرنده سنگ‌های آتشفشانی زیر دریایی و قاره‌ای ائوسن، کنگلومرای نئوژن و نهشته‌های کواترنری است. از دیدگاه چینه‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی در منطقه مورد مطالعه هم ارز سازند کرج در البرز مرکزی بوده و سن آن‌ها ائوسن میانی تا پایانی در نظر گرفته شده است (علایی مهابادی و فنودی، ۱۳۷۷). از آنجا که گستره مورد مطالعه در گوشه

شمال غربی بر گه ۱:۱۰۰۰۰۰ تاکستان قرار گرفته است لذا واحدهای سنگ چینه‌ای دارای رخنمون در منطقه بر اساس این نقشه ترسیم شده‌اند (شکل ۲).

از ویژگی‌های آشکار زمین‌شناسی منطقه، نبود رخنمون‌های سنگی پرکامبرین تا سنوزوئیک می‌باشد. از سنگ‌های متعلق به سنوزوئیک، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دارای گسترش قابل توجهی هستند. قدیمی‌ترین سنگ‌های موجود در منطقه مورد مطالعه رسوبات آذرآواری می‌باشند که در محیط دریایی کم عمق تا قاره‌ای بر جای گذاشته شده‌اند (واحد Egt). از نظر سنگ‌شناسی این رسوبات شامل توف شیشه‌ای لیتیک دار بلورین ریولیتی، داسیتی تا آندزیتی کرم رنگ، سبز زیتونی تا سبز رنگ با میان لایه‌هایی از گدازه‌های تراکی آندزیتی است و توسط گدازه‌های واحدهای فوقانی پوشیده می‌شود. توف‌های اسیدی این واحد سنگ چینه‌ای بطور گسترده‌ای دستخوش دگرسانی آرژیلی- آلونیتی شده‌اند (واحد A).

جدول ۲: نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و فرعی به روش ICP-ES نمونه‌های مورد مطالعه

Sample No.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	Ba	Ni	Sr	Zr	Y	Nb	Sc	LOI
ZH6	42.21	17.15	9.52	1.22	1.16	0.03	1.29	0.78	0.27	<0.01	0.004	467	25	677	156	17	6	19	26.1
ZH7	63.29	12.36	4.96	1.31	0.22	0.11	1.97	0.78	0.16	<0.01	0.004	666	<20	597	168	21	<5	18	14.6
ZH13	62.90	16.35	3.44	1.52	3.78	3.56	3.73	0.55	0.16	0.08	0.004	694	<20	345	225	22	9	9	3.7
ZH14	63.22	16.26	4.00	1.05	3.57	3.67	3.93	0.55	0.17	0.11	0.004	677	<20	378	220	23	9	9	3.3
ZH17	65.78	14.41	6.89	0.22	0.24	0.11	0.12	0.88	0.26	<0.01	0.004	656	<20	830	212	16	9	18	10.9
ZH18	56.00	16.79	7.19	3.85	6.62	3.06	2.53	0.84	0.25	0.11	0.004	529	<20	471	164	23	8	21	2.5
ZH22	53.65	15.14	10.11	5.76	7.11	2.34	2.60	0.80	0.20	0.27	0.004	426	<20	422	135	21	<5	28	1.8
ZH24	57.31	22.89	4.51	0.11	0.05	0.03	0.03	0.95	0.19	<0.01	0.004	453	<20	877	150	10	7	25	13.7
ZH25	53.58	24.21	4.71	0.04	0.12	0.09	0.16	0.98	0.18	<0.01	0.004	279	<20	1005	150	14	5	27	15.7
ZH27	50.44	16.67	7.32	0.64	3.68	0.05	1.55	0.78	0.15	<0.01	0.004	111	30	765	114	21	10	39	18.5
ZH28	50.06	12.31	8.14	1.99	6.08	0.38	1.35	0.69	0.15	0.01	0.004	447	<20	172	95	14	11	27	18.7
ZH29	67.59	16.40	4.41	0.02	0.13	0.08	0.13	0.76	0.26	<0.01	0.004	296	<20	1156	111	3	<5	35	10.0
ZH36	71.95	12.43	2.86	0.07	1.19	0.15	0.27	0.82	0.33	<0.01	0.004	463	<20	1529	156	19	6	19	9.7
ZH37	62.65	15.54	1.22	0.32	0.10	1.15	0.26	0.71	0.19	<0.01	0.004	308	<20	844	161	9	9	17	17.7

جدول ۳: نتایج آنالیز شیمیایی عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-MS و ICP-ES نمونه‌های مورد مطالعه

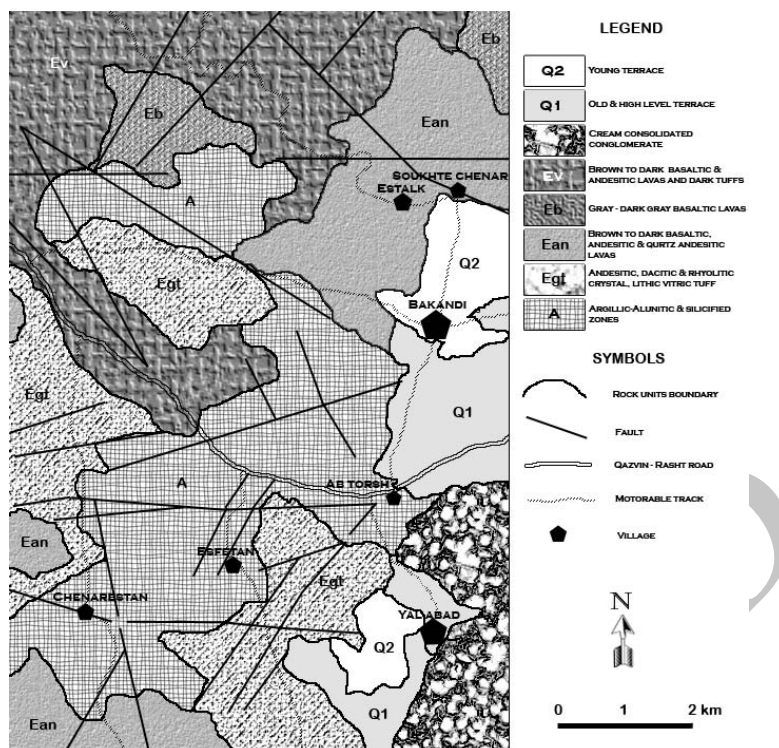
Sample No.	Mo	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Co	Mn	Fe	As	U	Au	Th	Sr	Cd	Sb	Bi	V	Ca	P	La
ZH6	2.0	67.0	10.2	14	<0.1	22.5	36.2	40	6.39	24	2.1	<0.1	5.5	567	0.4	1.7	8.6	187	1.03	0.116	9.8
ZH7	2.0	23.7	11.7	50	<0.1	1.1	1.7	31	3.78	26	2.4	<0.1	7.8	511	<0.1	1.9	0.9	143	0.16	0.078	20.3
ZH8	3.7	9.9	3.8	9	<0.1	2.8	0.8	21	0.44	11	0.2	<0.1	0.3	13	<0.1	0.5	<0.1	8	<0.01	0.002	0.3
ZH12	2.0	3.9	8.3	32	<0.1	1.7	0.7	99	0.56	5	4.1	<0.1	23.2	51	0.2	1.4	0.1	3	0.27	0.004	27.1
ZH13	1.3	25.7	21.0	51	<0.1	3.2	8.2	685	2.57	4	2.9	<0.1	11.8	342	0.5	0.4	<0.1	72	2.67	0.069	23.6
ZH14	1.5	26.2	15.0	74	<0.1	4.3	8.6	971	3.05	5	3.0	<0.1	12.0	394	0.2	0.9	<0.1	70	2.86	0.074	23.0
ZH17	3.0	11.5	45.3	37	<0.1	7.1	7.9	45	4.92	29	6.1	<0.1	13.0	723	0.3	3.3	0.8	115	0.19	0.117	29.0
ZH18	1.8	86.1	32.5	111	<0.1	15.1	20.9	839	5.09	3	1.8	<0.1	6.9	459	0.4	0.4	<0.1	187	4.86	0.111	19.0
ZH19	3.8	21.6	8.1	6	<0.1	2.3	1.1	38	1.63	47	2.3	<0.1	7.7	1004	<0.1	5.9	3.5	89	0.31	0.118	23.7
ZH20	2.2	11.4	13.2	9	<0.1	1.5	0.6	30	7.59	45	2.8	<0.1	8.5	488	<0.1	7.2	0.3	215	0.28	0.085	19.5
ZH21	2.6	37.3	10.0	46	<0.1	6.8	8.3	56	3.20	16	3.6	<0.1	9.7	473	0.1	0.8	<0.1	107	0.20	0.069	21.9
ZH22	1.9	40.7	16.3	62	<0.1	22.0	30.1	2185	6.99	10	1.9	<0.1	6.9	416	0.2	0.5	<0.1	218	4.88	0.092	18.3
ZH24	4.4	121.7	9.4	6	<0.1	4.3	3.4	28	3.19	52	2.9	<0.1	13.3	778	<0.1	5.5	<0.1	136	0.09	0.089	15.7
ZH25	13.9	143.5	6.4	5	<0.1	5.5	2.0	13	3.44	43	2.6	<0.1	5.1	897	<0.1	8.8	0.1	170	0.13	0.081	12.2
ZH27	0.7	155.1	7.6	35	<0.1	31.9	45.7	52	4.87	9	1.8	<0.1	4.8	696	0.2	0.5	0.5	215	2.42	0.070	11.8
ZH28	1.5	12.8	16.1	50	<0.1	4.7	9.8	86	5.29	8	1.6	<0.1	4.2	160	<0.1	0.5	0.1	181	3.96	0.067	12.7
ZH29	4.7	135.2	10.3	5	0.1	1.5	1.5	6	3.24	24	1.2	<0.1	6.0	1065	<0.1	1.3	<0.1	249	0.14	0.119	14.3
ZH30	2.5	151.9	10.3	71	<0.1	22.4	11.7	300	2.79	11	4.5	<0.1	12.8	162	<0.1	0.5	<0.1	102	0.83	0.054	15.1
ZH34	0.7	44.7	4.4	220	<0.1	145.9	68.7	231	2.08	10	3.9	<0.1	3.5	71	<0.1	0.2	<0.1	235	0.14	0.050	2.6
ZH36	1.4	11.3	12.3	3	<0.1	1.6	0.8	15	2.15	4	2.6	<0.1	8.9	1405	<0.1	2.8	0.1	139	0.74	0.152	22.7
ZH37	1.3	11.1	10.1	3	<0.1	0.9	0.5	8	0.96	6	2.8	<0.1	8.4	756	<0.1	0.7	<0.1	118	0.11	0.086	17.4
ZH38	3.3	13.0	5.3	<1	<0.1	1.8	1.3	28	3.51	5	2.7	<0.1	6.5	1223	<0.1	1.3	0.2	229	0.54	0.154	21.0

ادامه جدول ۳: نتایج آنالیز شیمیایی عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-ES و ICP-MS نمونه‌های مورد مطالعه

Sample No.	Cr	Mg	Ba	Ti	Al	Na	K	W	Zr	Ce	Sn	Y	Nb	Ta	Be	Sc	Li	S	Rb	Hf
ZH6	22	0.82	17	0.507	11.13	0.018	0.98	1.5	129.6	24	3.4	9.2	10.7	0.7	<1	29	13.0	8.5	24.9	3.5
ZH7	25	0.84	363	0.581	8.33	0.097	1.71	2.8	125.5	41	1.4	12.3	12.3	0.8	<1	27	5.4	1.5	70.5	3.4
ZH8	32	<0.01	515	0.292	0.20	0.007	0.02	2.2	11.1	<1	0.5	0.3	11.8	0.8	<1	<1	2.1	<0.1	2.0	0.3
ZH12	23	0.03	105	0.060	4.47	1.836	3.76	0.9	74.5	42	2.2	10.7	27.3	2.0	3	1	59.8	<0.1	164.0	3.0
ZH13	15	0.89	682	0.369	8.45	2.728	3.16	1.4	151.8	48	1.6	18.7	16.3	1.0	2	10	15.3	<0.1	100.8	4.4
ZH14	18	0.67	724	0.402	9.62	2.894	3.47	2.0	170.2	49	1.9	19.9	16.7	1.0	2	12	19.3	<0.1	109.3	4.8
ZH17	29	0.12	379	0.513	7.11	0.095	0.10	2.2	174.0	58	2.4	11.0	15.1	0.9	<1	16	17.2	1.1	0.6	4.6
ZH18	27	2.18	503	0.515	8.21	2.383	2.08	1.5	106.0	40	1.3	19.2	11.2	0.7	1	20	6.8	<0.1	36.6	2.9
ZH19	21	0.14	509	0.590	3.51	0.086	0.21	1.8	152.3	50	0.9	17.4	13.0	0.8	<1	12	19.5	0.3	9.1	3.8
ZH20	57	0.05	140	0.519	5.66	0.249	0.81	1.2	101.4	40	1.6	6.3	9.4	0.6	<1	18	12.5	2.1	11.6	2.6
ZH21	13	0.06	442	0.513	8.53	0.028	0.03	1.8	188.1	42	1.7	15.1	13.2	0.9	1	20	12.3	<0.1	1.0	5.3
ZH22	52	3.31	428	0.526	7.72	1.844	2.18	0.9	598	38	2.0	20.0	9.2	0.5	1	29	8.2	<0.1	63.0	1.9
ZH24	46	0.05	404	0.534	10.26	0.031	0.03	1.0	33.7	37	0.8	5.3	10.9	0.6	<1	22	15.4	0.3	0.3	1.1
ZH25	42	0.02	315	0.576	10.80	0.076	0.14	1.0	33.5	28	0.5	8.0	10.5	0.6	<1	24	25.0	0.4	0.9	1.3
ZH27	51	0.34	117	0.484	7.79	0.032	1.17	0.9	108.0	26	1.0	15.5	6.9	0.4	2	36	18.4	6.9	35.8	2.9
ZH28	35	1.08	65	0.431	6.31	0.283	0.98	0.8	89.8	24	0.8	12.8	5.6	0.3	<1	27	3.3	4.7	43.5	2.4
ZH29	45	<0.01	302	0.535	7.66	0.068	0.11	1.2	48.0	30	0.7	1.6	8.0	0.5	1	28	71.8	0.4	2.7	1.5
ZH30	44	0.32	676	0.474	10.37	1.687	2.74	2.0	201.0	28	1.6	12.8	14.3	0.9	2	29	9.5	<0.1	114.7	5.3
ZH34	41	0.09	208	0.495	10.05	0.182	1.25	0.8	66.2	7	0.5	8.6	6.6	0.4	2	30	5.8	0.5	34.2	1.9
ZH36	29	0.04	382	0.559	6.04	0.127	0.23	1.7	169.7	46	2.0	13.1	11.0	0.6	1	17	28.7	1.2	10.2	4.4
ZH37	16	0.18	303	0.480	7.27	0.960	0.22	1.2	155.2	37	1.5	7.4	10.5	0.6	<1	16	23.3	0.4	1.8	4.0
ZH38	26	0.07	387	0.542	7.89	0.167	0.10	0.7	149.7	44	1.4	9.4	10.3	0.6	<1	19	104.1	0.3	1.1	4.0

در روی توفهای واحد Egt گدازه‌های آندزیت-بازالت، تراکی آندزیت- آندزیت و داسیت آندزیت قهوه‌ای تا تیره رنگ قرار دارند (واحد Ean). در این سنگ‌ها تأثیر دگرسانی پروپیلیتی بوضوح قابل مشاهده می‌باشد. بخشی از این واحد بطور مشخص شامل گدازه‌های بازالتی خاکستری و دانه ریز است که در نقشه زمین شناسی شکل ۲ تحت عنوان واحد Eb مشخص شده‌اند. ویژگی این سنگ‌ها رنگ تیره و بافت ریز آن‌هاست. این واحد سنگی نیز به میزان قابل توجهی متأثر از دگرسانی پروپیلیتی می‌باشد به طوری که سبب ایجاد رنگ سبز در سطح هوازده سنگ‌ها شده است. فوقانی‌ترین واحد آتشفشانی ائوسن در منطقه مورد مطالعه (واحد Ev) شامل گدازه‌های اولیوین بازالتی، تراکی بازالتی، آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت و آندزیت کوارتز دار با میان لایه‌هایی از توف به رنگ تیره و تیره متمایل به قهوه‌ای است که بر روی واحدهای قبلی قرار گرفته و در بخش‌های شمالی و غربی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد. معمولاً سرشت سنگ‌های این واحد از پایین به بالا از بازیک به اسیدی تغییر می‌یابد. در این واحد سنگ چینه‌ای درجات بسیار ضعیفی از دگرسانی پروپیلیتی مشاهده می‌شود.

جوان‌ترین واحدهای سنگی دارای رخنمون در منطقه مورد مطالعه، که بصورت دگرشیب بر روی واحدهای قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند، عبارتند از یک واحد کنگلومرایبی سفت شده که قلوه سنگ‌های آن شامل قطعات سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و زمینه آن ماسه‌ای توفی است و سن آن پلیوسن-پلئیسوسن در نظر گرفته شده است (علایی مهابادی و فنودی، ۱۳۷۷)؛ و همچنین نهشته‌های کواترن (واحدهای Q1 و Q2) که این واحد کنگلومرایبی را بصورت دگرشیب می‌پوشاند و شامل لایه‌های رسی قرمز رنگ با میان لایه‌های کنگلومرایبی و تراس‌های رودخانه‌ای جوان هستند (شکل ۲).



شکل ۲: نقشه زمین شناسی خلاصه شده منطقه مورد مطالعه (علایی مهبادی و فنودی، ۱۳۷۷)

از لحاظ زمین‌شناسی ساختمانی منطقه مورد مطالعه به شدت گسل خورده بوده و این گسل خوردگی سبب خردشدگی و درز و شکافدار شدن شدید سنگ‌های گستره مورد مطالعه شده است. به نظر می‌رسد رویداد زمین‌ساختی که در زمان پس از اتوسن باعث شکل‌گیری کنونی رشته کوه‌های تارم شده است (فاز فشارشی پیرنه)، عامل ایجاد گسل‌های منطقه بوده است. به طور کلی گسل‌های منطقه با سه روند عمومی شمال غرب- جنوب شرق، شمال شرق- جنوب غرب و شرقی- غربی قابل مشاهده هستند. نکته قابل توجه اینکه، شدت و وسعت مناطق دگرسانی در مکان‌هایی که سنگ میزبان مناسب دارند، با فراوانی گسل‌ها ارتباط مستقیم نشان می‌دهد.

۴- پهنه‌های دگرسانی گرمابی

تقریباً تمامی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه دچار دگرسانی گرمابی شده‌اند و بدین جهت می‌توان این فرض را بسیار محتمل دانست که فعالیت آتشفشانی ترشیری و عملکرد سیالات گرمابی همزمان و پس از آن مسئول ایجاد پهنه‌های دگرسانی در این سنگ‌ها بوده است.

پهنه‌های دگرسانی گرمابی که در گستره مورد مطالعه رخنمون دارند، شامل انواع دگرسانی‌های پروپیلیتی، آرژیلی-آلونیتی و سیلیسی می‌باشند که در ذیل هر یک تشریح می‌گردند.

۱. پهنه دگرسانی پروپیلیتی: این پهنه در برگیرنده گدازه‌های حدواسط تا بازیک مختلف در منطقه بوده و از نظر شدت به ترتیب در واحدهای Eb، Ev و Ean قابل مشاهده است. کانی‌های شاخص این دگرسانی عبارتند از اپیدوت، کلریت، کوارتز و کلسیت.

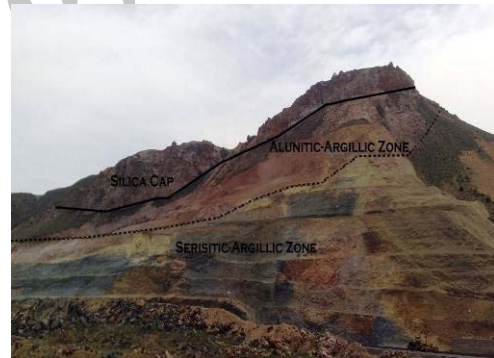
۲. پهنه دگرسانی آرژیلی-آلونیتی (واحد A در نقشه زمین شناسی شکل ۲): این پهنه دگرسانی که از نظر شدت و وسعت اهمیت بیشتری در منطقه دارد از لحاظ مکانی کاملاً وابسته به سنگ‌های آتشفشانی، بویژه انواع آذرآواری اسیدی، واحد سنگی Egt می‌باشد. پهنه دگرسانی مذکور خود مجموعه‌ای از بخش‌های آرژیلی، آلونیتی و سیلیسی است که یک توالی عمودی از پایین به بالا به ترتیب شامل سربستی- آرژیلی، آرژیلی- آلونیتی و

سیلیسی نشان می‌دهد (شکل ۳). تبدیل بخش‌های این توالی به یکدیگر تدریجی است و در هر یک از بخش‌ها یکی از کانی‌ها غالب است. در قسمت فوقانی بخش سریسیتی-آرژیلی غالباً میزان مونتموریلونیت و پیریت به شدت افزایش می‌یابد و به همین دلیل رخنمون این بخش به صورت خاک مرطوب و چسبنده و خاکستری رنگ (ناشی از پیریت‌های هوازده) مشاهده می‌شود (شکل‌های ۳ و ۴). بعلاوه در این بخش کانی ثانویه ژپیس نیز بصورت رگ و رگچه‌های متقاطع در سطح زمین دیده می‌شود (شکل ۴). ژپیس یک محصول سوپرژن واقعی است که در نتیجه اکسیداسیون پیریت بوجود می‌آید (Dill and et al., 1997).

۳. پهنه دگرسانی سیلیسی: همانطور که گفته شد، این پهنه خود بخشی از پهنه دگرسانی آرژیلی-آلونیتی است که به صورت کلاhek در بخش فوقانی آن واقع شده است (شکل ۳). در بعضی جاها کلاhek سیلیسی ساخت لایه لایه و تراورتن فرم نشان می‌دهد که می‌تواند نشان از ته نشینی سیلیس در سطح زمین و یا نزدیک به سطح بصورت سینتر سیلیسی در اثر خروج سیالات گرمایی بصورت یک چشمه آبگرم یا آبفشان قدیمی باشد (شکل ۶). در این مناطق وجود ترک‌های انقباضی در سطح این رسوبات سیلیسی خود دلیل دیگر بر این مطلب بوده و به نظر می‌رسد به دلیل خشک شدن سیالات غنی از سیلیس در محل این چشمه‌ها در سطح زمین ایجاد شده است (شکل ۷). کانی‌های شاخص تشکیل دهنده کلاhek های سیلیسی عبارتند از بلورهای ریز کوارتز، کریستوبالیت و کلسدونی که غالباً همراه با اکسی-هیدروکسیدهای آهن به صورت نوارهایی به رنگ‌های صورتی، قرمز، نارنجی و زرد مشاهده می‌شوند (شکل ۵). حضور اکسیدهای آهن در مناطق دگرسانی را می‌توان بدلیل وجود کانی پیریت در سنگ‌های میزبان نسبت داد. زیرا سنگ‌های آتشفشانی اسیدی دگرسان شده خود حاوی کانی‌های مافیک آهن‌دار نمی‌باشند.



شکل ۴: رگچه‌های متقاطع ژپیس در سطح قسمت فوقانی بخش سریسیتی-آرژیلی غنی از مونتموریلونیت و پیریت‌های هوازده به رنگ خاکستری



شکل ۳: بخش‌های مختلف پهنه دگرسانی آرژیلی-آلونیتی در منطقه آبترش، مجاور بزرگراه قزوین-رشت، دید به سمت جنوب غرب



شکل ۶: نهشته‌های سیلیسی لایه لایه تراورتن فرم بصورت کلاhek سیلیسی در منطقه آبترش



شکل ۵: نوارهای متحدالمرکز و متقارن اکسی-هیدروکسیدهای آهن در مجاورت درز و شکاف‌ها در کلاhek‌های سیلیسی



شکل ۷: ترک‌های انقباضی تشکیل شده در سطح نهشته‌های سیلیسی یکی از کلاک‌های سیلیسی منطقه آبرش

۵- کانی شناسی دگرسانی‌های گرمابی

به منظور بررسی ترکیب کانی شناسی و تشخیص پهنه‌های دگرسانی در منطقه مورد مطالعه، از دو روش مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک و پراش اشعه ایکس (XRD) استفاده گردید. بدین ترتیب که برای شناسایی دقیق بخش‌های مختلف دگرسانی‌های آرژیلی-آلونیتی و کانی‌های تشکیل دهنده آن‌ها علاوه بر مطالعات میکروسکوپی از روش پراش اشعه ایکس بهره گرفته شد که نتایج حاصل از آن در جدول ۱ خلاصه شده است.

مطالعات میکروسکوپی انجام شده بر روی نمونه‌های مربوط به سنگ‌های آتشفشانی حدواسط تا بازیگ منطقه مورد مطالعه (واحد‌های Ean و Ev، Eb) نشان داد که این سنگ‌ها غالباً دچار دگرسانی پروپیلیتی شده و کانی‌های شاخص این دگرسانی در آن‌ها، به ترتیب فراوانی، عبارتند از کلریت، اپیدوت، کلسیت، اکتینولیت و زئولیت (شکل ۸).

جهت بررسی پهنه‌های دگرسانی آرژیلی-آلونیتی محدوده مورد مطالعه و تشخیص بخش‌های مختلف سریسیتی-آرژیلی، آرژیلی-آلونیتی و کلاک سیلیسی در آن‌ها، یکی از رخنمون‌های شاخص این دگرسانی‌ها در محل آبرش، در مجاورت بزرگراه قزوین-رشت (شکل ۳)، به منظور نمونه برداری سیستماتیک انتخاب گردید و بخش‌های مختلف آن در راستای قائم نمونه برداری شد. مطالعه میکروسکوپی نمونه‌های برداشتی نشان داد، کانی‌های سریسیت، کوارتز، پیریت و کانی‌های رسی بویژه مونتموریلونیت در بخش سریسیتی-آرژیلی؛ کانی‌های کائولینیت، آلونیت و سایر کانی‌های رسی در بخش آرژیلی-آلونیتی و کوارتز کریپتو تا میکروکریستالین در بخش کلاک سیلیسی شاخص می‌باشند (شکل ۹).

بررسی نتایج آنالیز XRD انجام شده بر روی نمونه‌های مربوط به پهنه دگرسانی آرژیلی-آلونیتی مورد مطالعه (جدول ۱) نیز نشان داد که در هر یک از بخش‌های این پهنه دگرسانی کانی‌های ذیل تشکیل شده‌اند:

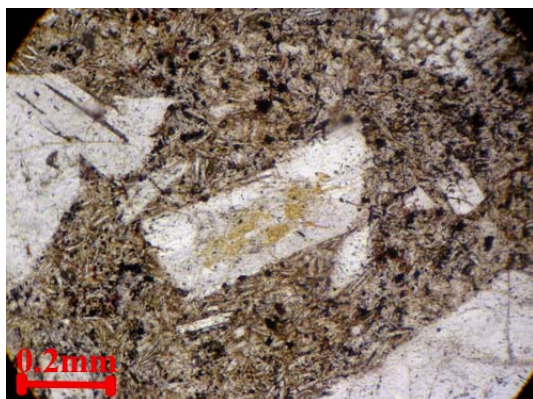
- در بخش سریسیتی-آرژیلی: سریسیت - کوارتز - پیریت - مونتموریلونیت - ژپس \pm کائولینیت \pm فلدسپار \pm آناز \pm آلونیت

- در بخش آرژیلی-آلونیتی: کائولینیت - آلونیت - کوارتز - مونتموریلونیت \pm جاروسیت

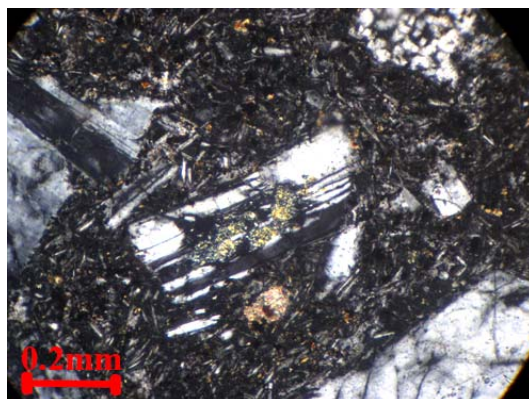
- در بخش کلاک سیلیسی: کوارتز - آلونیت - کائولینیت \pm مونتموریلونیت

وجود یک یا چند کانی مشترک در نمونه‌های مربوط به بخش‌های مختلف دگرسانی آرژیلی-آلونیتی بیانگر

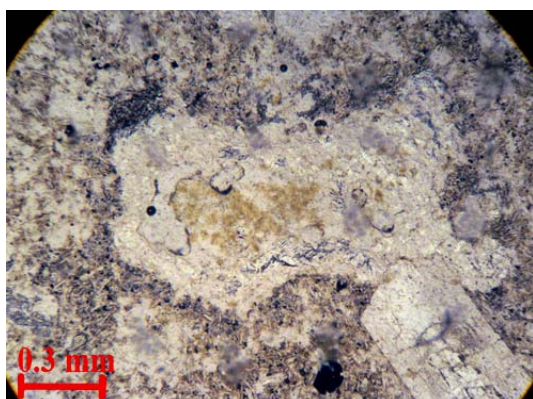
تدریجی بودن تبدیل آن‌ها به یکدیگر است.



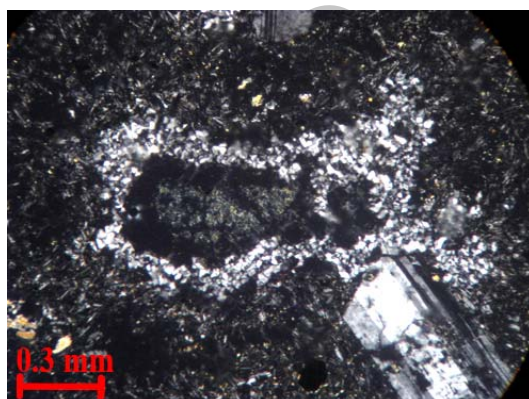
ب



الف



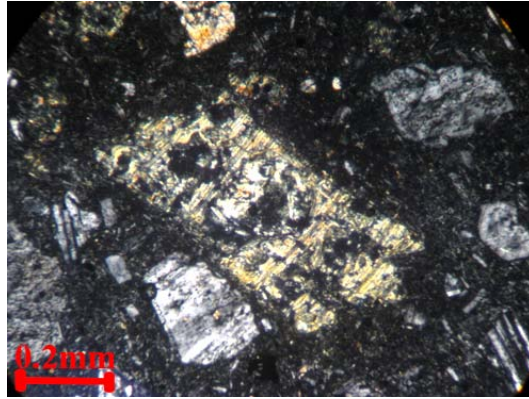
ت



پ



ج



ث

شکل ۸: تصاویر میکروسکوپی پلاریزان نمونه های مربوط به دگرسانی های پروپیلیتی منطقه مورد مطالعه

(تصاویر الف، پ و ث در نور XPL و تصاویر ب، ت و ج در نور PPL)

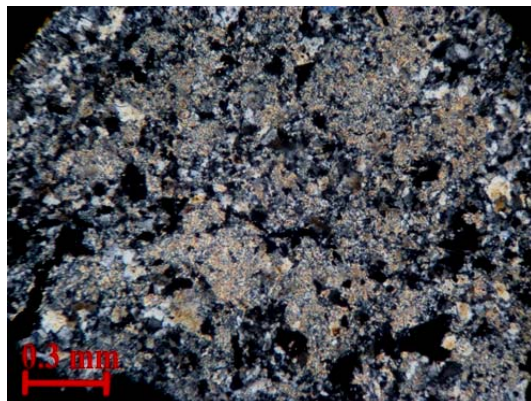
الف و ب: درشت بلور پلاژیوکلاز تبدیل شده به کلریت و کلسیت در مرکز، مربوط به یک سنگ آندزیت بازالتی

پ و ت: حفره پر شده از کانیهای دگرسانی، به ترتیب از حاشیه به مرکز شامل کوارتز ریز بلور، اپال و کلریت، در یک سنگ آندزیت بازالتی

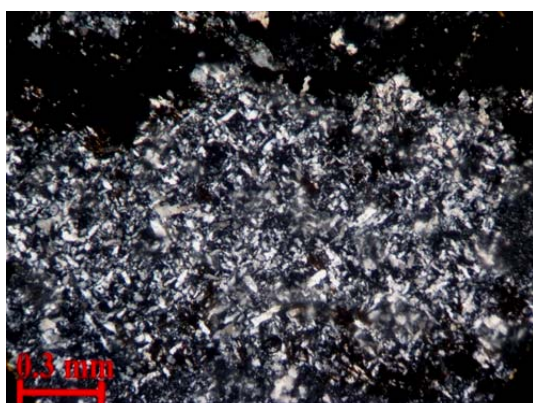
ث و ج: تبدیل شدگی کامل یک درشت بلور اولیوین به کلریت و اکتینولیت در یک سنگ آندزیت بازالتی اولیوین دار



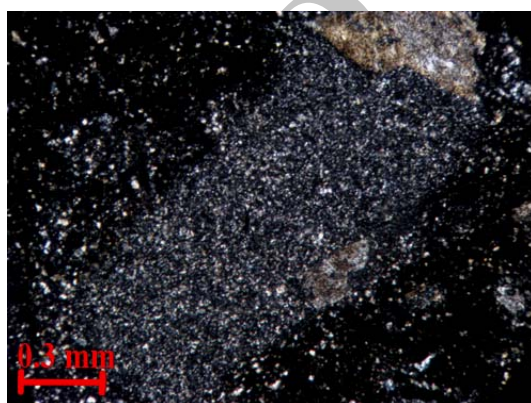
ب



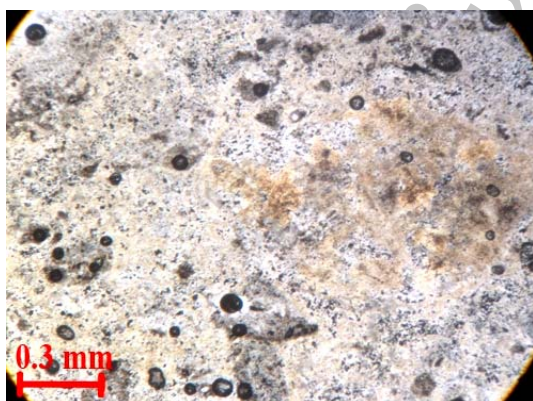
الف



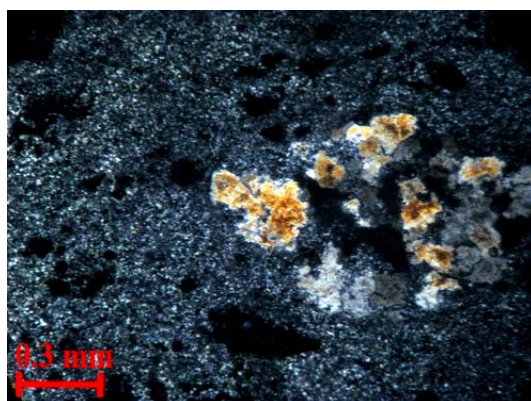
ت



پ



ج



ث

شکل ۹: تصاویر میکروسکوپی پلاریزان نمونه های مربوط به دگرسانی های آرژیلی-آلونیتی منطقه مورد مطالعه

(تصاویر الف، ب، پ، ت و ث در نور XPL و تصویر ج در نور PPL)

الف: توف اسیدی شدیداً سرسیتی شده

ب: درشت بلورهای فلدسپار کاملاً آرژیلی شده در یک توف اسیدی سرسیتی-آرژیلی شده

پ: درشت بلور فلدسپار کاملاً کاتولینیتی شده در یک کریستال ویتریک توف آرژیلی شده

ت: تجمع بلورهای آلونیت در یک توف آرژیلی-آلونیتی شده

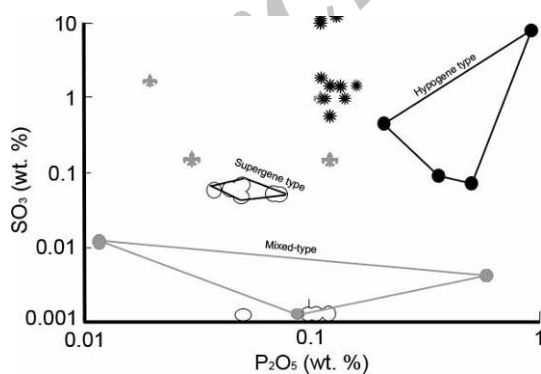
ث و ج: سیلیس میکروکریستالین حفره دار، مربوط به نمونه ای از کلاک سیلیسی

۶- ژئوشیمی پهنه‌های دگرسانی آرژیلی-آلونیتی

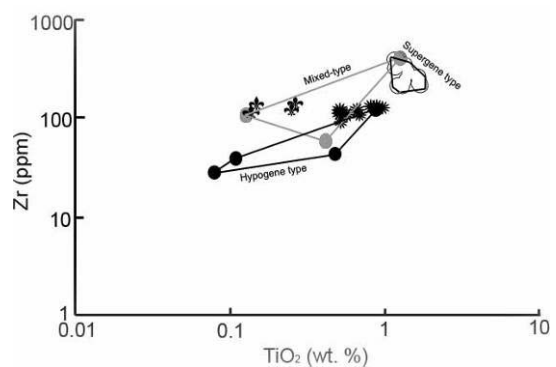
به منظور شناخت محیط و شرایط تشکیل دگرسانی‌های گرمایی منطقه مورد مطالعه، یکسری مطالعات ژئوشیمیایی بر روی نمونه‌های برداشت شده از زون‌های دگرسانی آرژیلی-آلونیتی انجام گرفت. جهت تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی حاصل از آنالیزهای ICP صورت گرفته بر روی نمونه‌های مذکور (جدول ۲)، از نمودارهای تقاطعی با استفاده از عناصر اصلی و کمیاب تشخیصی ارائه شده توسط دیل و همکاران (۱۹۹۷ و ۲۰۰۰) استفاده شد. این نمودارها قادر هستند محیط تشکیل دگرسانی‌های آرژیلی (کائولینیتی) را به لحاظ هیپوژن، سوپرژن یا مختلط بودن نشان دهند (شکل های ۱۰ تا ۱۳).

دیل و همکارانش با مطالعات انجام داده بر روی دگرسانی‌های آرژیلی (کائولینیتی) منطقه کردیلرا واقع در آمریکای مرکزی (شمال غرب پرو) به این نتیجه رسیدند که تشخیص بین آرژیلی شدن هیپوژن و سوپرژن را می‌توان با استفاده از نسبت‌های عنصری مختلف انجام داد. که از آن جمله نسبت‌های P در مقابل S ($P_2O_5-SO_3$)، Zr در مقابل Ti ($Zr-TiO_2$)، Cr+Nb در مقابل Ti+Fe، و Ce+Y+La در مقابل Ba+Sr می‌باشند.

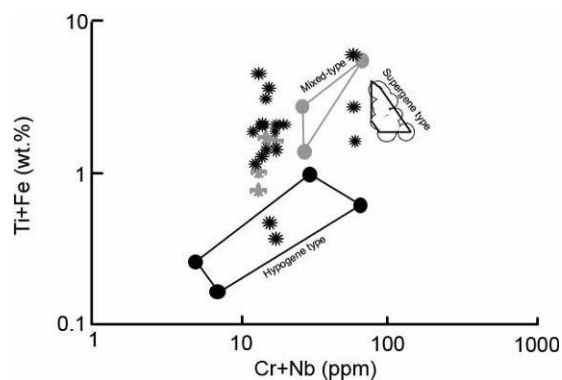
شایان ذکر است که در نمودارهای ارائه شده، علائم دایره مربوط به داده‌های ارائه شده توسط دیل و همکارانش بوده و علائم ستاره مربوط به منطقه مورد مطالعه می‌باشند. دایره‌های مشکی (توپر) معرف محیط‌های هیپوژن، دایره‌های سفید (توخالی) معرف محیط‌های سوپرژن و دایره‌های خاکستری (توپر) معرف محیط‌های مختلط می‌باشند. همانگونه که در شکل‌های ۱۰ تا ۱۳ مشاهده می‌شود، عمده نمونه‌های مورد مطالعه در داخل محدوده هیپوژن و یا نزدیک به آن قرار گرفته‌اند و همچنین تعداد زیادی از نمونه‌ها که در حد واسط بین دو محیط هیپوژن و مختلط قرار دارند، بیشتر به سمت محدوده هیپوژن تمایل دارند. البته بایستی در نظر داشت که قرارگیری برخی داده‌های مربوط به نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده محیط‌های نوع مختلط، بیانگر این مطلب است که کانی‌های دگرسانی اولیه در جریان هوازدگی مجدداً دگرسان شده‌اند. علاوه بر این مطالب، هیچکدام از نمونه‌های مربوطه در داخل و یا نزدیک محیط‌های سوپرژن قرار نگرفته‌اند. لذا به نظر می‌رسد که به احتمال قریب به یقین دگرسانی‌های آرژیلی-آلونیتی منطقه در محیط‌های گرمایی ماگمایی هیپوژن تشکیل شده‌اند، که با توجه به حضور کانی آلونیت که مصادف با تشکیل کائولینیت می‌باشد، می‌توان این دگرسانی‌ها را معادل پهنه‌های دگرسانی آرژیلی پیشرفته در نظر گرفت که از سیالات بسیار اسیدی در محیط‌های اسیدسولفات بوجود می‌آیند.



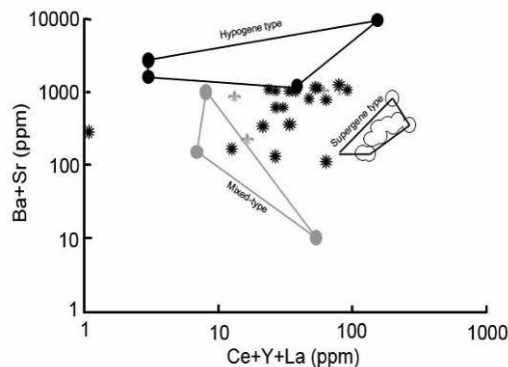
شکل ۱۱: نمودار Zr-TiO₂



شکل ۱۰: نمودار P₂O₅-SO₃



شکل ۱۳: نمودار Cr+Y+La در مقابل Ba+Sr

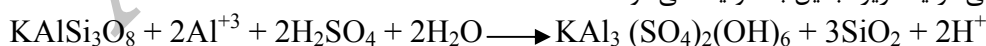


شکل ۱۴: نمودار Cr+Nb در مقابل Ti+Fe

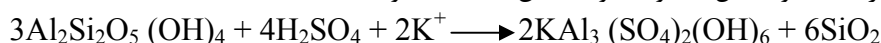
۷- بحث و نتیجه گیری

در منطقه آبرش پهنه‌های دگرسانی پروپیلیتی و آرژیلی-آلونیتی بطور گسترده‌ای در سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری با سن ائوسن رخ داده‌اند، به طوری که می‌توان گفت فعالیت آتشفشانی این زمان و عملکرد سیالات گرمایی همزمان و پس از آن مسئول ایجاد این پهنه‌های دگرسانی در سنگ‌ها بوده است. از این میان پهنه دگرسانی گرمایی آرژیلی-آلونیتی از گسترش و اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. دگرسانی آرژیلی-آلونیتی در توف‌های اسیدی منطقه تشکیل شده و خود مشتمل بر سه بخش می‌باشد که در یک توالی عمودی از پایین به بالا به ترتیب شامل سریسیتی-آرژیلی، آرژیلی-آلونیتی و سیلیسی است. تبدیل بخش‌های این توالی به یکدیگر تدریجی است و در هر یک از بخش‌ها یکی از کانی‌ها غالب است. مطالعات سنگ نگاری و آنالیز XRD انجام شده بر روی نمونه‌های برداشت شده از بخش‌های مختلف پهنه دگرسانی آرژیلی-آلونیتی منطقه نشان داد که هر یک از سه بخش مذکور از کانی‌های ذیل تشکیل شده‌اند.

- در بخش سریسیتی-آرژیلی: سریسیت - کوارتز - پیریت - مونتموریلونیت - ژپس ± کائولینیت ± پتاسیم فلدسپار ± آناز ± آلونیت
 - در بخش آرژیلی-آلونیتی: کائولینیت - آلونیت - کوارتز - مونتموریلونیت ± جاروسیت
 - در بخش کلاهدک سیلیسی: کوارتز - آلونیت - کائولینیت ± مونتموریلونیت
- حضور کانی آلونیت در این پهنه دگرسانی نشان از رخداد دگرسانی نوع اسید سولفات در منطقه است. تحت چنین شرایط دگرسانی به شدت اسیدی، پتاسیم فلدسپار موجود در توف‌های اسیدی منطقه پایداری خود را از دست داده و طی فرآیند زیر تبدیل به آلونیت می‌شود.



همانطور که در واکنش فوق مشاهده می‌شود، همراه با آلونیت سیلیس حاصل می‌شود. علاوه بر این کائولینیت بوجود آمده در نتیجه رخداد دگرسانی آرژیلی در توف‌های اسیدی منطقه نیز می‌تواند طبق واکنش زیر توسط اسید سولفوریک تجزیه شده و تبدیل به آلونیت و سیلیس باقیمانده شود.

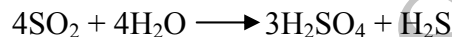


بنابراین با توجه به همراهی کانی‌های کائولینیت و آلونیت با یکدیگر در پهنه‌های دگرسانی آرژیلی-آلونیتی منطقه مورد مطالعه، می‌توان چنین استنباط نمود که غلظت اسید سولفوریک در سیستم گرمایی منطقه می‌بایستی به میزان قابل ملاحظه‌ای بالا باشد. سیلیس حاصل از رخداد این دگرسانی به سمت بالا منتقل شده و بصورت سینتر

سیلیسی در سطح ایستابی و یا در سطح زمین ته نشین می‌شود. افزایش میزان آلونیت نسبت به کائولینیت در قسمت‌های فوقانی زون‌های دگرسانی منطقه نشان می‌دهد که مقداری از این آلونیت می‌تواند بالای سطح ایستابی، در جایی که اکسیژن جوی H_2S را به H_2SO_4 اکسید کرده، تشکیل شود. اگر در این شرایط pH محیط افزایش یابد، کائولینیت بجای آلونیت پایدار بوده و در محیط تشکیل می‌شود (Mutlu and et al., 2005).

رای و همکارانش در سال ۱۹۹۲ بر اساس انجام مطالعات سیستماتیک ایزوتوپ‌های پایدار سه نوع محیط زمین شناسی را که برای تولید اسید H_2SO_4 ، به عنوان جزء اصلی سیالات گرمایی ایجاد کننده دگرسانی اسید سولفات، می‌توانند فعال باشند ارائه نمودند (Rye and et al., 1992). این محیط‌ها عبارتند از محیط‌های سوپرژن، بخار داغ و گرمایی ماگمایی یا هیپوژن. مطالعات ژئوشیمیایی انجام شده در منطقه آبترش و بررسی رفتار عناصر کمیاب در نمونه‌های مربوطه، نشانگر تطابق زیاد آن‌ها با محیط‌های گرمایی ماگمایی یا هیپوژن است. البته بایستی یادآور شد که محیط‌های گرمایی ماگمایی توسط محققین مختلف نامگذاری‌های متفاوتی شده‌اند. از جمله نام‌های اسیدسولفات، اپی ترمال سولفیداسیون بالا و سیستم‌های گرمایی کائولینیت-آلونیت.

در اینگونه محیط‌ها، اسید سولفوریک توسط فرآیند عدم تناسب SO_2 مطابق واکنش زیر تشکیل می‌گردد (Rye and et al., 1992):



این عدم تناسب SO_2 در دمای پایین تر از ۴۰۰ درجه سانتی گراد اهمیت دارد، و در ارتباط با فشار آب موجود در محیط است. SO_2 از ماگما منشاء گرفته و در یک پلوم بخار متشکل از بخار آب انتقال می‌یابد. عدم تناسب احتمالاً در همین پلوم آغاز می‌شود. دگرسانی اسیدسولفات سنگ دیواره زمانی آغاز می‌شود که پلوم بخار شروع به سرد شدن، انجماد و تراکم نماید (Rye and et al., 1992).

با توجه به مطالب فوق، رخداد دگرسانی‌های آرژیلی-آلونیتی از نوع اسید سولفات ماگمایی گرمایی یا هیپوژن در منطقه آبترش بسیار محتمل به نظر می‌رسد. در جهت تأیید این نظریه می‌توان به شواهد دیگری از جمله؛ (۱) انطباق روند مناطق دگرسانی با راستای گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه، (۲) وجود نفوذی‌های کوچک و بزرگ متعدد در مناطق مجاور و (۳) رخداد کانی‌سازی‌های فلزات پایه بصورت رگه‌ای از نوع اپی ترمال در مناطق اطراف، اشاره نمود.

۸- سیاست‌گذاری

مقاله حاضر حاصل انجام طرح پژوهشی "مطالعه دگرسانی‌های گرمایی منطقه آبترش (واقع در غرب قزوین) و کانی‌سازی‌های فلزی همراه آن‌ها" است که با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان به انجام رسیده است. لذا نگارندگان بر خود لازم می‌دانند که مراتب تقدیر و تشکر صمیمانه خود را ابراز نمایند.

۹- منابع

۱. قربانی م.، "زمین شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران"، ۱۳۸۶، انتشارات آراین زمین، ۴۹۲ صفحه.
۲. علایی مهابادی س. و فنودی م.، ۱۳۷۷، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تاکستان (برگه ۵۹۶۲)"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
3. Dill, H.G.; Bosse, H.R.; Henning, K.H. and Frick, A., 1997, "Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt the Central Andes of northwestern Peru", Mineralium Deposita 32, 149-163.
4. Dill, H.G.; Bosse, H.R. and Kassbohm, J., 2000, "Mineralogical and chemical studies of volcanic-related argillaceous industrial minerals of the Central American Cordillera (Western El Salvador)", Economic Geology 95, 517-538.

5. Mutlu, H.; Sariiz, K. and Kadir, S., 2005, "Geochemistry and origin of the Saphane alunite deposit, Western Anatolia, Turkey", *Ore Geology Reviews* 26, 39-50.
6. Robb, L., 2005, "Introduction to Ore-Forming Processes", Blackwell Science Ltd, 373p.
7. Rye, R.O.; Bethke, P.M. and Wasserman, M.D., 1992, "The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration", *Economic Geology* 87, 225-262.

Archive of SID