



خاستگاه دگرسانی‌های گرمابی با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار در منطقه تاکستان (زون طارم سفلی)

بتول تقی پور^۱، محمد علی مکی زاده^۲

۱- بخش علوم زمین دانشگاه شیراز

۲- گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

دریافت مقاله: ۱۳۸۸/۲/۱۶، نسخه نهایی: ۱۳۸۸/۴/۲۹

چکیده

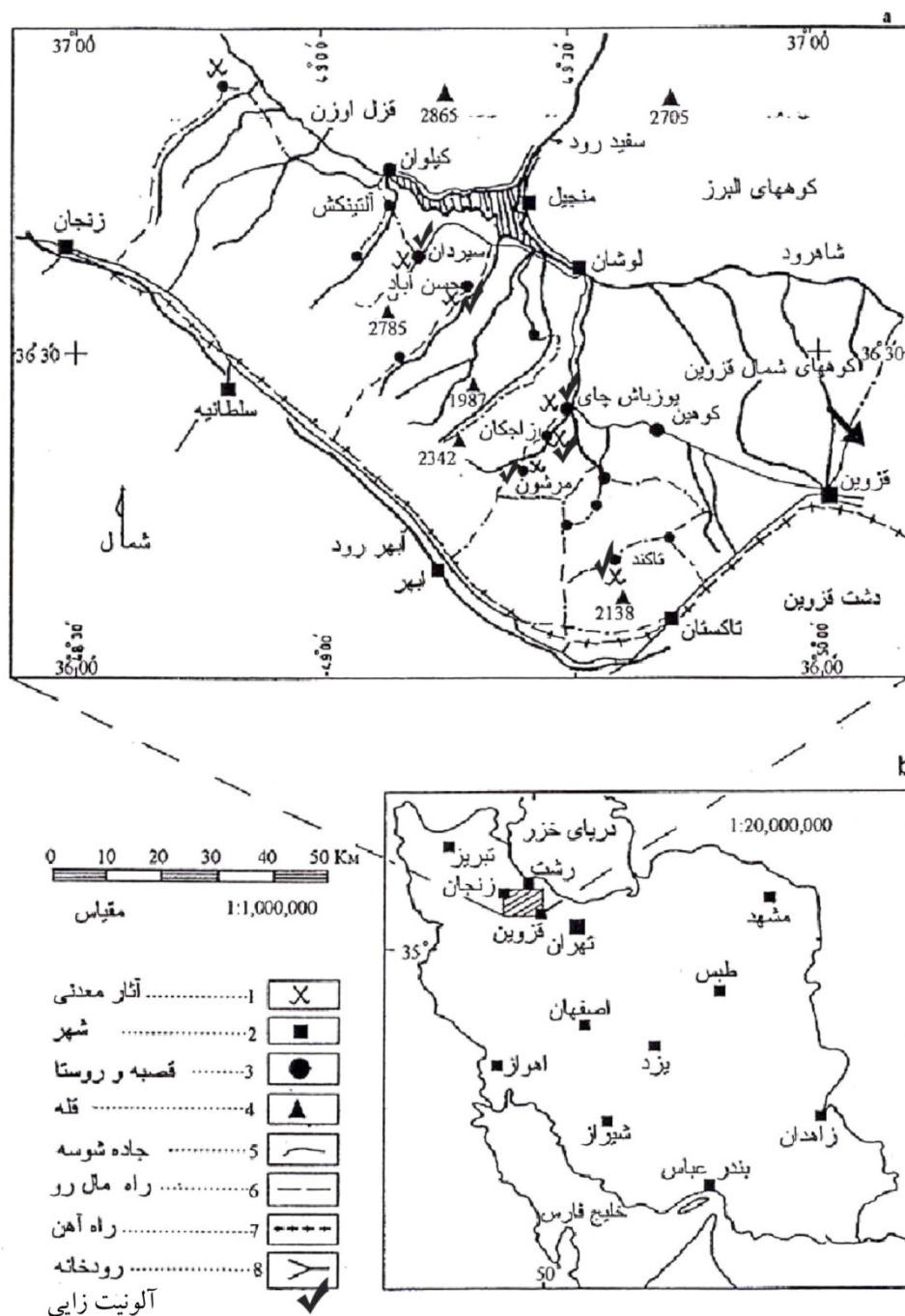
سنگهای آتشفشانی و آذرآواری منطقه تاکستان تحت تأثیر فرآیندهای دگرسانی گرمابی وسیع قرار گرفته است. وجود شکستگیهای فراوان و ژرف از یک طرف و توده‌های نیمه ژرف از طرف دیگر سبب توسعه دگرسانیهای گرمابی به عنوان آخرین نمودهای حرارتی در منطقه مورد مطالعه شده است. زونهای دگرسانی موجود در منطقه عبارتند از زون پروپلیتیک، آرژیلیک، آرژیلیک پیشرفته و زون سیلیسی. توسعه هر یک از زونهای دگرسانی در بخشهای مختلف متفاوت است. تشکیل سینترهای سیلیسی، توفهای سیلیسی با حفظ لایه بندی اولیه و گسترش زونهای خالص آلونیتی از مهمترین رخدادهای منطقه مورد مطالعه می‌باشد. از مهمترین کانیهای تشکیل دهنده توفها می‌توان به کوارتز، پلاژیوکلازهای سوسوریتی شده، کلریت، سریسیت و آلونیت اشاره نمود. براساس نتایج ژئوشیمیایی سنگهای آتشفشانی دارای ترکیب شیمیایی از ریولیت، داسیت، آندزیت، آندزیت بازالتی تا بازالت می‌باشد. نوع دگرسانی گرمابی در منطقه طارم اسید- سولفات می‌باشد و آلونیت کانی غالب این زون دگرسانی است. بر اساس نتایج ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن، هیدروژن و گوگرد بر کانیهای دگرسانی (مسکوویت، کائولینیت و آلونیت) منشأ سیالات دگرسانی در این منطقه، ماگمایی است.

واژه‌های کلیدی: زون طارم، دگرسانی گرمابی، ایزوتوپ پایدار، توفهای ائوسن.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه بخشی از زون طارم سفلی در شمال تاکستان است. دگرسانی در این منطقه شامل سه بخش یوزباش چای، سیردان و تاکند می‌شود (شکل ۱). در این منطقه فرآورده‌های هیدروترمالی وسیعی برون‌زد دارند که روند عمومی آنها شمال غربی- جنوب شرقی است. این روند به‌طرف جنوب شرق ادامه یافته و در کوههای جنوب بوین‌زها با پدیده کائولینیت‌زایی وسیعی همراه است. به طرف شمال غرب پدیده کائولینیت‌زایی و آلونیت‌زایی ادامه یافته به طوری که در منطقه اهر در ایران و در جمهوری آذربایجان و ارمنستان باعث تشکیل معادن کائولینیت و آلونیت شده‌است [۱]. منطقه تاکستان از نظر ذخیره آلونیت

یکی از غنی‌ترین مناطق دنیاست. سنگ مادر اولیه برای دگرسانی، توفها، گدازه‌های آندزیتی، ریولیتی و گرانیتی هستند. در این میان توفها بیشتر مورد هجوم دگرسانی قرار گرفته‌اند. به‌نظر می‌رسد که علاوه بر ترکیب مناسب جهت آلتراسیون بستر مناسبی را برای نفوذ و جریان محلولهای هیدروترمالی فراهم کرده‌اند. تاکنون مطالعات زیادی بر دگرسانیهای گرمابی منطقه طارم انجام شده‌است، ولی مطالعه دقیقی برای تعیین منشأ سیالات دگرسان کننده انجام نشده‌است، بنابراین در این مقاله پس از بررسیهای کانی‌شناسی و ژئوشیمی، با استفاده از آزمایشهای ایزوتوپ‌های پایدار منشأ دگرسانیها مشخص می‌شود.



شکل ۱. موقعیت مناطق مورد مطالعه (یوزباش چای، سیردان و تاکنند) در منطقه شمال تاختان [۲].

روش مطالعه

در این تحقیق پس از انجام مطالعات صحرایی و نمونه برداری ابتدا مطالعات پتروگرافی با استفاده از میکروسکپ نوری مدل BH2 انجام گرفت. برای شناخت فازهای کانیاپی از پراش سنجی پرتو X (XRD) در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان (دستگاهای S-4 بروکر) استفاده شده‌اند. آنالیزهای نقطه‌ای با دستگاه الکترون میکروپروپ مدل کامکا SX-50 در دانشگاههای کالسروهه (آلمان) و استراسبورگ (فرانسه) انجام شده‌است. برای تعیین منشأ سیالات دگرسان‌کننده، نمونه‌هایی از آلونیت، ژاروسیت و کائولینیت‌های مناطق دگرسانی انتخاب و برای تعیین آزمایشهای ایزوتوپی به مرکز تحقیقاتی ESIC آلمان ارسال شد.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

دوران سنوزوئیک در ایران با ماگماتیسم گسترده‌ای همراه بوده است. صرف‌نظر از اختلاف عقیده در منشأ این ماگماتیسم (ادامه فروانش نئوتتیس به زیر صفحه ایران و یا کافت قاره‌ای) این دوران، دوره متالوژیک ایران شناخته شده است. فعالیتهای گرمابی تأخیری سبب رخداد دگرسانیهای گرمابی شده است.

سنگهای آتشفشانی و پیروکلاستیکی ائوسن در منطقه طارم سفلی نیز از این دگرسانی در امان نبوده‌اند. از مهمترین ویژگیهای زمین‌شناسی منطقه تاکستان وجود گسله‌های قدیمی و حتی فعال است که به منزله خروج ماگما (ولکانیسم خطی) و بعدها به عنوان سیستمهای ارتباطی نفوذ و چرخش سیالات گرمابی عمل کرده‌اند. چنین گسله‌هایی به‌طور عمده از نوع گسله‌های پرشیبی هستند که حرکت آنها سبب تشکیل هورست و گرابن‌هایی در این منطقه شده است [۳]. با تشکیل این حوضه‌های فرونشسته محلی، محصولات فورانهای آتشفشانی مختلف در تمام البرز غربی، ضخامت‌های بسیار متفاوت را نشان می‌دهد [۱]. توده‌های نفوذی طارم به سن الیگو- میوسن شامل گرانیته‌آلکالین، گرانیته، گرانودیوریت، مونزوگرانیته و کوارتزمونزوادیوریت از واحدهای زمین‌شناسی این منطقه است (شکل ۲ الف). شکل‌گیری این توده‌ها در ارتباط با پلوتونیسم بعد از برخورد است [۴] احتمالاً تأثیر محلولهای گرمابی حاصل از این توده‌ها بر سنگهای میزبان

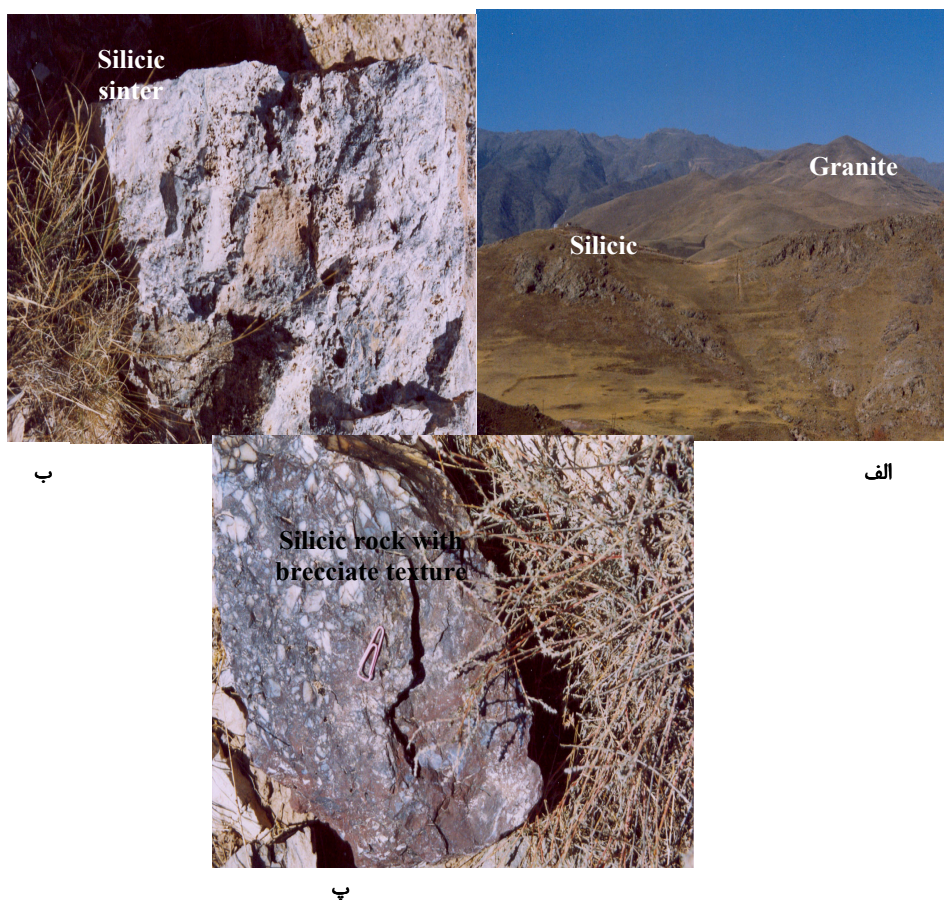
سبب شکل‌گیری بخشهای متنوع دگرسانی در مناطق مختلف این زون گردیده‌است (شکل ۲ الف). ماهیت سنگهای میزبان سبب شدت دگرسانیها در منطقه می‌شود. زیرا ناپایداری ذاتی تشکیل‌دهنده این‌گونه سنگها در اثر تغییرات حرارتی پس‌رونده مهمترین علت دگرسانی است.

بررسی روابط صحرایی

دگرسانی در منطقه جنوب تاکستان به صورت نامنظم عمل کرده‌است. بنابراین در مناطق مختلف انواع متنوعی از محصولات دگرسانی رخمون دارند. زونهای دگرسانی موجود در منطقه عبارتند از زون پروپلیتیک، آرژیلیک، آرژیلیک پیشرفته و زون سیلیسی [۲]. زون پروپلیتیک به صورت پراکنده شامل مجموعه کانیهای کلریت، اپیدوت، پلاژیوکلاز و کلسیت است. این زون در بخش بیرونی زون آرژیلیک دیده می‌شود، زون آرژیلیک به رنگ سفید و ترکیبی از کانیهای رسی می‌باشد که مهمترین آن کائولینیت است. بیشترین گسترش این زون در منطقه یوزباش جای دیده می‌شود. زون آرژیلیک پیشرفته گسترده‌ترین و مهمترین بخش دگرسانی در زون طارم سفلی است که از مجموعه آلونیت، پیروفیلیت و گاهی ژاروسیت تشکیل شده‌است، آلونیت مهمترین کانی سازنده زون آرژیلیک پیشرفته می‌باشد. آلونیتی‌شدن بیشتر در امتداد شکستگیها و یا در حاشیه خارجی توده‌های نفوذی گرانیته شدت بیشتری داشته‌است. آلونیت به رنگهای سفید، کرمی، صورتی و گاهی سبز دیده می‌شود، مورفولوژی عمومی آلونیت‌ها به صورت خرد شده دارای شکست صدفی می‌باشند ولی گاهی بافت برشی نیز در آن دیده شده است.

زون دگرسانی سیلیسی که به طور گسترده در برخی قسمتها رخمون دارد، حاکی از آخرین فازهای گرمابی حاصل از توده‌های نفوذی مجاور می‌باشد. محلولهای دگرسانی گرمابی در این زون سبب آب‌شویی کامل تمامی عناصر در سنگ آتشفشانی میزبان شده‌است و سینترهای سیلیسی را تشکیل داده که تنها کانی تشکیل‌دهنده این مجموعه سیلیس‌های دانه ریز می‌باشد (شکل ۲ ب).

ولی گاهی می‌توان برخی از ویژگیهای سنگ اولیه شبیه لایه‌بندی اولیه توف قبل از دگرسانی، آثاری از ذرات لیتیک، بلورها و نیز شبی از بافت اولیه سنگ را در سنگهای سیلیسی شده ملاحظه کرد [۵] (شکل ۲ پ).



ب

الف

پ

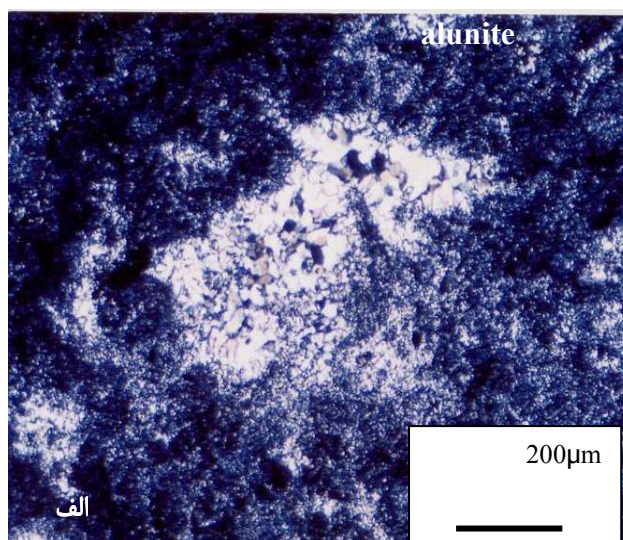
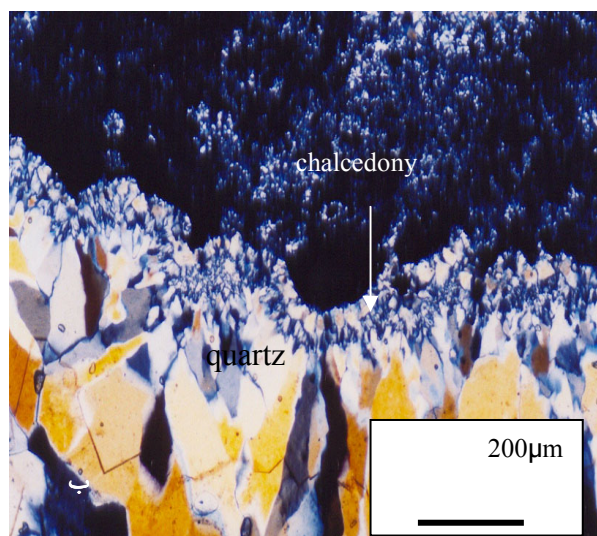
شکل ۲ الف. توده‌های نفوذی با ترکیب غالب گرانیتی در مجاورت بخشهای سیلیسی شده. ب. نمای نزدیک از تراورتن سیلیسی (سینتر) (منطقه سیردان). پ. بافت برشی در سنگهای سیلیسی، شبی از بافت اولیه سنگ مشخص است.

بحث و بررسی

پتروگرافی دگرسانیهای گرمایی

ترکیب شیمیایی سنگهای آتشفشانی در منطقه مورد مطالعه از ریوداسیت، داسیت، آندزیت، آندزیت-بازالت و بازالت متغیر است. این سنگها به صورت گدازه، توف و گاهی توفیت دیده می‌شود. این سنگهای آتشفشانی ماهیت کالکوالکالن دارند. براساس مطالعات پتروگرافی، کانیهای تشکیل دهنده سنگهای آتشفشانی و آذرآواری شامل ذرات لیتیک آندزیتی و تراکی آندزیتی، بلورهای شکسته شده کوارتز، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، بیوتیت و آمفیبول سوخته و سایر کانیهای تیره همراه با مقدار بسیار کمی (کمتر از ۵٪ حجمی) ذرات خرد شده شیشه‌ها هستند که در مجموع نوعی بافت آذرآواری را نشان می‌دهند.

بر اساس مطالعات میکروسکوپی سیلیسی شدن به صورتهای زیر در سنگهای آتشفشانی دگرسان دیده شده است: الف) سیلیسی شدن به صورت انتشاری که به صورت رایج در بسیاری از نمونه‌ها دیده شده در این فرآیند سیلیس به صورت بسیار دانه ریز فضای بین کانیها را پر کرده است. همراه با سیلیسی شدن آلونیتی شدن نیز بصورت بسیار دانه ریز زمینه را پر کرده است (شکل ۳ الف). ب) سیلیسی شدن رگچه‌ای: در این نوع سیلیسی شدن، سیلیس به صورت رگه‌ای، رگچه‌ای زمینه آلونیتی را قطع کرده است، در واقع سیلیس در آخرین مراحل دگرسانی تشکیل گردیده است (شکل ۳ ب). پ) کوارتز همچنین به صورت ذرات پراکنده که بازمانده سنگ آتشفشانی اولیه است در متن آلونیتی شده دیده می‌شود.

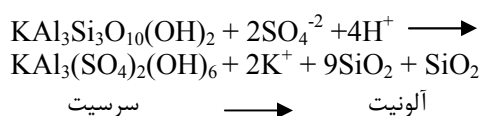


شکل ۳ الف. سیلیسی شدن انتشاری در متن زمینه دیده می شود. آلونیت دانه ریز نیز فضای زمینه را در برگرفته است (xpl).
ب. کالسدون (سیلیس رشته ای) و کوارتز که به ترتیب از حاشیه به مرکز را پر کرده اند (xpl).

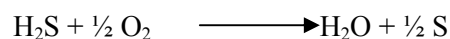
الف) بافت نواری، این بافت در تعداد زیادی از مقاطع دیده شده به نحوی که لایه‌هایی از اکسید آهن و آلونیت به صورت متوالی قرار گرفته اند (شکل ۴ الف).

ب) بافت برشی، این بافت بیشتر در نمونه‌هایی که تحت تأثیر سیالهای سیلیس دار قرار گرفته‌اند، دیده می‌شود. در این بافت آلونیت به صورت دانه‌های ریز زمینه را تشکیل داده و شکافهای سیلیس را در برگرفته و حالت برشی به خود می‌گیرد (شکل ۴ ب).

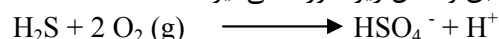
پ) بافت چند وجهی، در این حالت آلونیت‌ها دانه درشت تر بوده و به نظر می‌رسد فضای کافی برای رشد دانه‌ها وجود داشته است. دانه‌های آلونیت که به وضوح قابل تفکیک هستند دارای گوشه‌های زاویه دار و چند ضلعی می‌باشند. همراهی سرسیت با آلونیت در بعضی از نمونه‌ها دیده می‌شود، به نظر می‌رسد آلونیت در اثر افزایش اسیدیته محیط مطابق واکنش زیر از سرسیت‌ها شکل گرفته است.



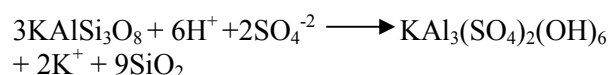
برای شکل گیری آلونیت می‌توان فروپاشی فلدسپات پتاسیم را مطابق واکنشهای زیر در نظر گرفت [۶]:
منشأ H_2S بستگی به اکسیداسیون مستقیم S^{2-} به SO_4 در اتمسفر دارد:



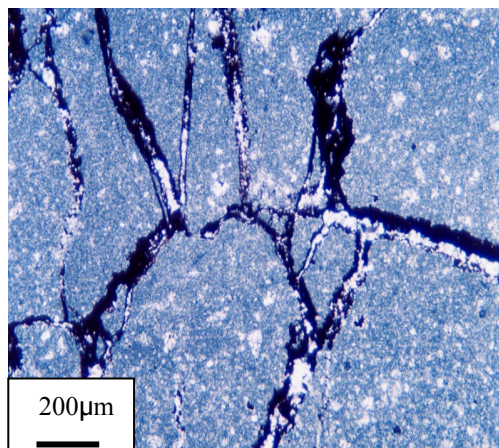
زمانی که فوگاسیته اکسیژن بالا می‌رود، اکسیداسیون H_2S به SO_4^{-2} طبق واکنش زیر صورت می‌گیرد:



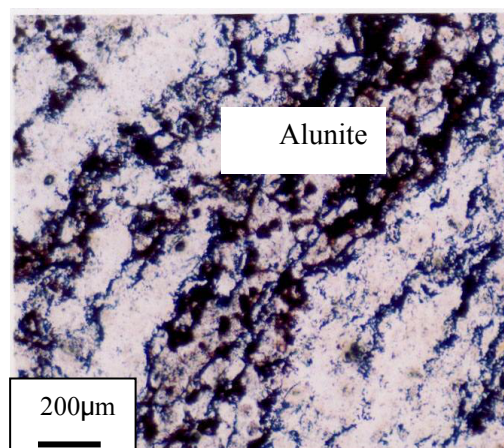
در این مرحله اسیدیته محیط افزایش پیدا کرده و عناصر Al, Si, K, Na, Ca از کانیه‌های آلومینوسیلیکاته جدا می‌شوند و تشکیل آلونیت از فلدسپات پتاسیم به صورت زیر است:



آلونیت $\longrightarrow$ فلدسپات پتاسیم
 SiO_2 زیاد آمده از واکنش فوق در شکل‌گیری مناطق سیلیسی شرکت می‌کند. انواع بافت‌های دیده شده در سنگهای آلونیتی شده بصورت زیر است:



ب



الف

شکل ۴ الف. بافت نواری در یک نمونه پیروکلاستیک آلونیتی شده (نوارهای متوالی از اکسیدهای آهن و آلونیت به ترتیب دیده می شود)، پیریت‌های اکسید شده در زمینه پراکنده هستند (40.ppl). ب. بافت برشی در نمونه‌های آلونیت‌دار، در این بافت پرشدگی شکافها و شکستگیها توسط سیلیس و اکسیدهای آهن دیده می شود (xpl).

سیالات اسیدی به چندین صورت در محیط اپی‌ترمال شکل می‌گیرند و تشخیص محیط دگرسانیها توسط ویژگیهای کانی‌شناسی و ایزوتوپ‌های پایدار آلونیت مشخص می‌شود [۱۱ و ۱۲].

رای [۱۲] برای سیالات سازنده محیطهای اسید-سولفات چهار منشأ را در نظر می‌گیرد: ۱- هیپوژن، ۲- سوپرژن، ۳- بخارهای گرم شده (steam heated) و بخارهای ماگمایی (magmatic steam).

به‌طور کلی محلول‌های ماگمایی و گرمابی غنی از سولفات در شرایط اکسیدان و در دمای کمتر از 300°C موجب هیدرولیز سنگهای غنی از Al و K شده و در نتیجه آلونیت تشکیل می‌گردد (شکل ۶ الف).

آلونیت با فرمول کلی $\text{AB}_3(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$ شرایط بسیار اسیدی و اکتیویته بالای سولفات را نشان می‌دهد.

ژئولیتی شدن و اسفرولیتی شدن شیشه ولکانیکی از دیگر فرآیندهای دگرسانی در این نمونه‌هاست. کلسیت آمیبی در آخرین مرحله بر آلونیت‌ها اثر کرده و در مواردی فضای بین دانه‌های کوارتز را پر کرده است. به نظر می‌رسد کربناته شدن بعد از تمام فازهای دگرسانی و در آخرین مرحله یعنی پس از سیلیسی شدن به وقوع پیوسته است.

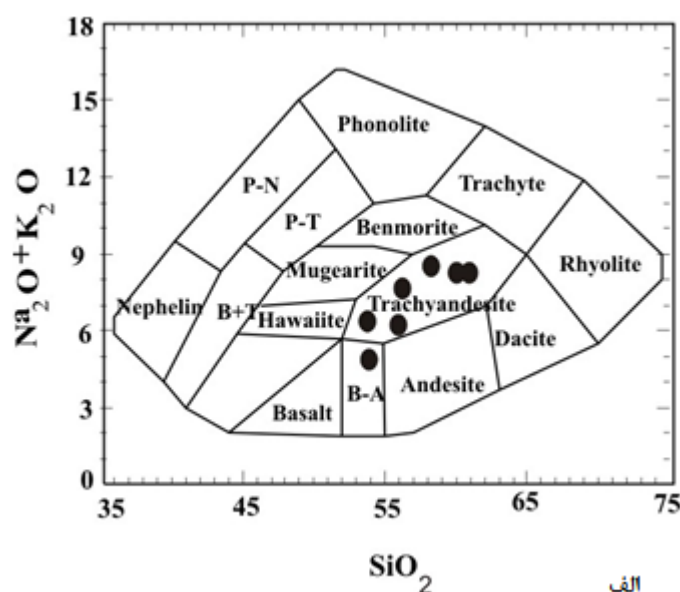
بر روی ۸ نمونه از سنگهای آتشفشانی منطقه تاکستان آزمایش XRF انجام شد (جدول ۱). با توجه به این نتایج سنگهای منطقه طارم ترکیب بازالت آندزیتی، تراکی آندزیت دارند که بیشتر نمونه‌ها در محدوده تراکی آندزیت قرار می‌گیرند (جدول ۱، شکل ۵ الف). با توجه به نمودار مثلی AFM [۷]، ماهیت ماگمای سازنده سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه کالک آکالن می‌باشد (شکل ۵ ب).

دگرسانی اسید-سولفات

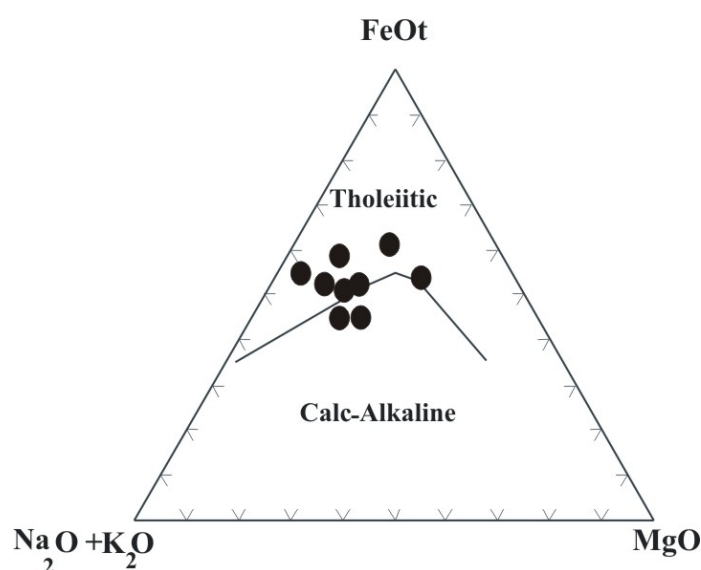
کانیهای اصلی سازنده زون دگرسانی اسید-سولفات شامل آلونیت، کائولینیت، کوارتز و پیریت می‌باشند [۹]. این کانیها تحت تأثیر محلولهای گرمابی سولفات - اسیدی تشکیل شده‌اند [۱۰].

جدول ۱. نتایج XRF از نمونه های ولکانیکی منطقه تاکستان.

Oxides%	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6	T-7	T-8
SiO ₂	۵۸/۲۷	۶۰/۰۱	۶۱/۲۱	۵۴/۴۲	۵۲/۵۰	۵۷/۶۰	۵۸/۶۶	۵۷/۷۳
K ₂ O	۳/۳۸	۴/۵۱	۴/۵۳	۲/۶۷	۲/۱۷	۳/۱۴	۳/۹۰	۳/۸۶
Na ₂ O	۴/۶	۳/۲۶	۳/۱۷	۳/۹۴	۲/۱۶	۳/۵۰	۲/۴۵	۲/۹۱
Al ₂ O ₃	۱۵/۶۴	۱۴/۲۷	۱۴/۴۱	۱۶/۹۰	۱۶/۹۲	۱۴/۶۲	۱۵/۷۱	۱۵/۲۶
MgO	۱/۸۲	۳/۱۰	۲/۹۱	۲/۵۶	۴/۵۱	۳/۴۰	۲/۱۲	۳/۰۱
MnO	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۰۸	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۱۵
CaO	۳/۵۵	۲/۴۴	۳/۴۰	۶/۷۰	۶/۸۲	۴/۵۱	۴/۵۹	۳/۶۹
FeO	۴/۹۰	۵/۱۲	۴/۷۱	۵/۰۹	۵/۱۷	۴/۴۰	۴/۱۲	۴/۰۲
Fe ₂ O ₃	۵/۷۰	۴/۶۹	۳/۹۶	۴/۶۷	۶/۶۹	۵/۹۰	۵/۸۲	۶/۹۰
P ₂ O ₅	۰/۳۵	۰/۴۲	۱/۴۰	۰/۵۵	۰/۴۲	۰/۳۲	۰/۴۷	۰/۴۲
TiO ₂	۱/۳۱	۱/۱۲	۰/۹۹	۱/۵۰	۱/۱۷	۱/۵۰	۱/۳۰	۱/۱۴
Total	۱۰۰/۰۲	۹۹/۱۲	۹۹/۸۸	۹۹/۰۸	۹۹/۷۰	۹۹/۰۴	۹۹/۳۳	۹۹/۰۹



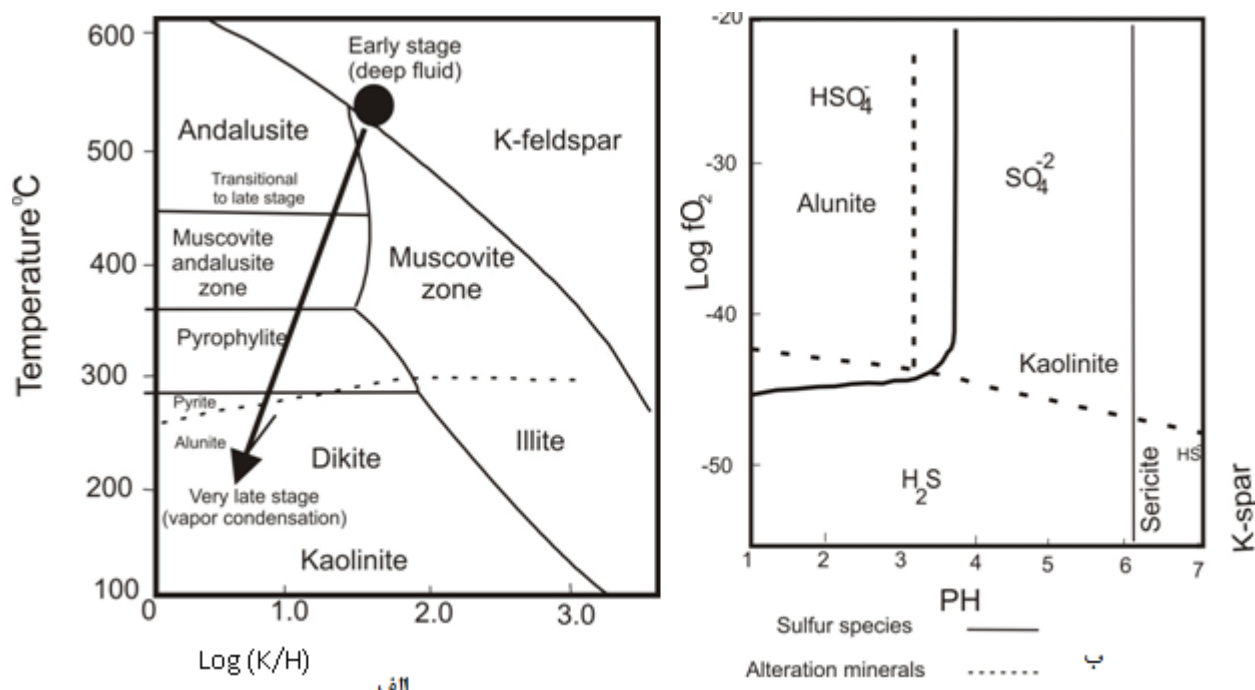
شکل ۵ الف. نمودار تقسیم بندی سنگهای آتشفشانی بر اساس مجموع آکالی در مقابل سیلیس به تفکیک مناطق مورد مطالعه [۸].



شکل ۵ ب. نمودار مثلثی AFM، هر منطقه به تفکیک [۷].

آلونیت، کائولینیت در این منطقه به خوبی دیده شده است. روابط پایداری آلونیت و کائولینیت تابع شرایط pH و fO_2 است. آلونیت در شرایطی که فوگاسیته اکسیژن بیشتری وجود داشته باشد و pH پایین تر تشکیل می‌شود در حالی که کائولینیت در pH بیشتر و فوگاسیته کمتر اکسیژن پایدار است. دو عامل دما و $\log (K/H)$ در پایداری کانیهای مختلف دگرسانی نقش سازنده‌ای دارند (شکل ۶ ب).

سیالات اسیدی به وجود آمده سبب انحلال کانیهای تشکیل دهنده سنگ می‌شود (حتی Al_2O_3 به صورت کامل) و سنگ برجا مانده به نام سیلیس متخلخل (vuggy silica) تولید می‌شود. زون سیلیسی توسط زون دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در برگرفته می‌شود. در مرحله بعدی سولفات با Al بازمانده از ماگما ترکیب می‌شود و آلونیت را تولید می‌کند، همراه بودن H_2S سبب تشکیل پیریت می‌گردد [۱۵]. همراهی



شکل ۶ الف. نمودار دما در مقابل $\log(K/H)$ که محدوده پایداری کانیه‌ها را نشان می‌دهد. ب. نمودار فوگاسیته اکسیژن - pH، محدوده پایداری کانیه‌های دگرسانی سولفات را نشان می‌دهد [۱۶].

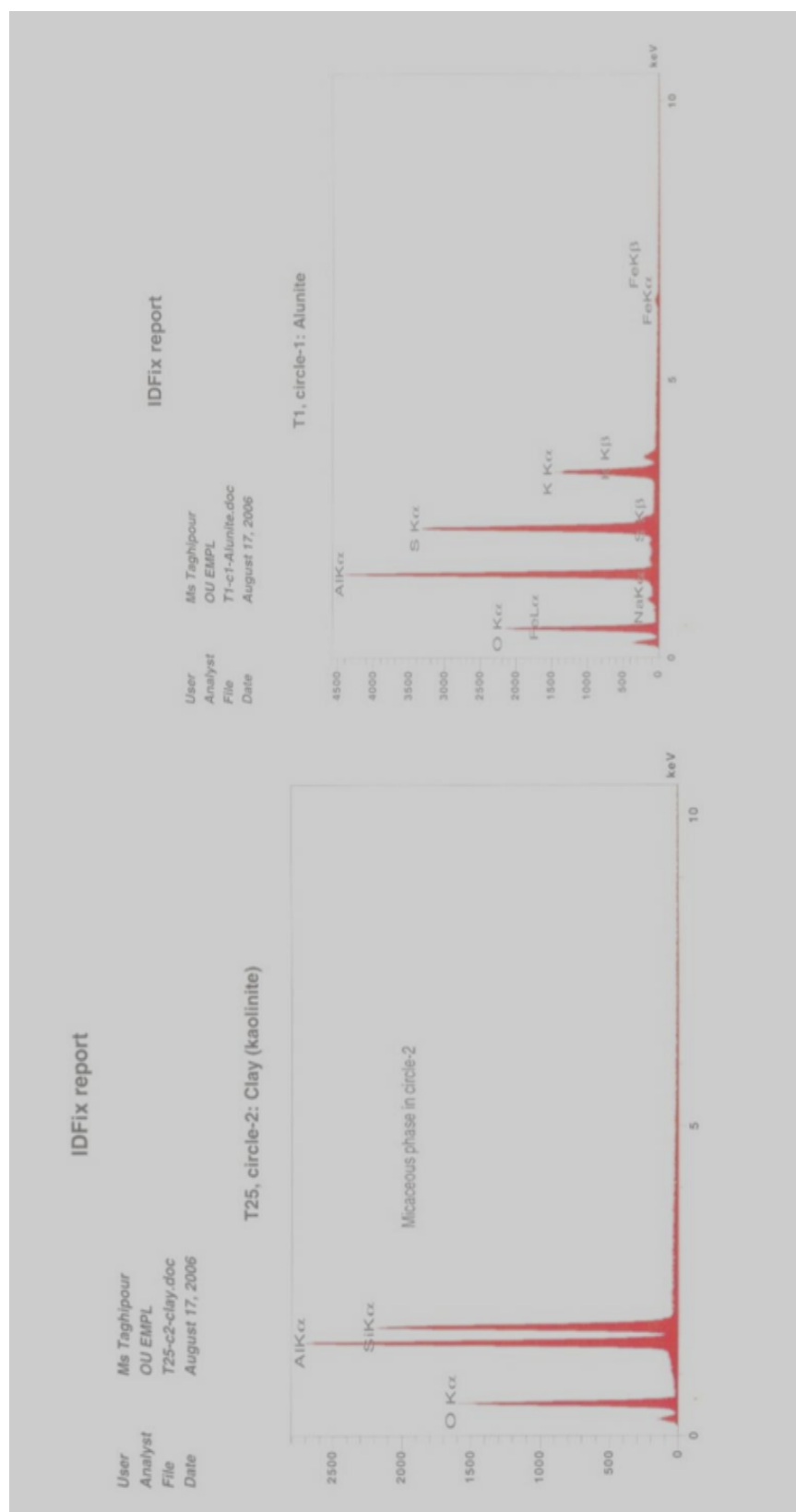
کانیهایی متنوعی است که نمودارهایی برای تقسیم بندی آنها پیشنهاد شده است از نمودارهایی که تاکنون برای تقسیم بندی کانیهای گروه آلونیت به کار رفته شده می‌توان به نمودار جمبر [۱۸] و اسکات [۱۳] که بر مبنای آنیون‌های PO_4 ، PO_3OH و $ASO_3(OH)$ طراحی شده، اشاره کرد. جمبر [۱۸] آلونیت‌ها را به سه دسته آلونیت، ناتروآلونیت و می‌نامیت تقسیم بندی نموده است. در این دیاگرام از سه کاتیون Ca ، Na ، K استفاده شده است.

نمونه‌های آلونیت منطقه طارم با توجه به نمودار جمبر [۱۸] در محدوده آلونیت تا ناتروآلونیت و بیشتر متمایل به قطب آلونیت می‌باشند (شکل ۸).

نام‌گذاری کانیهای سولفات آب‌دار:

برای شناسایی دقیق کانیهای حاصل از محیط دگرسانی تعدادی از نمونه‌های دگرسان منطقه تاکستان توسط روش پراش اشعه x (XRD) و آنالیز نقطه‌ای (EMPA) آنالیز شدند (جدول ۲ و ۳).

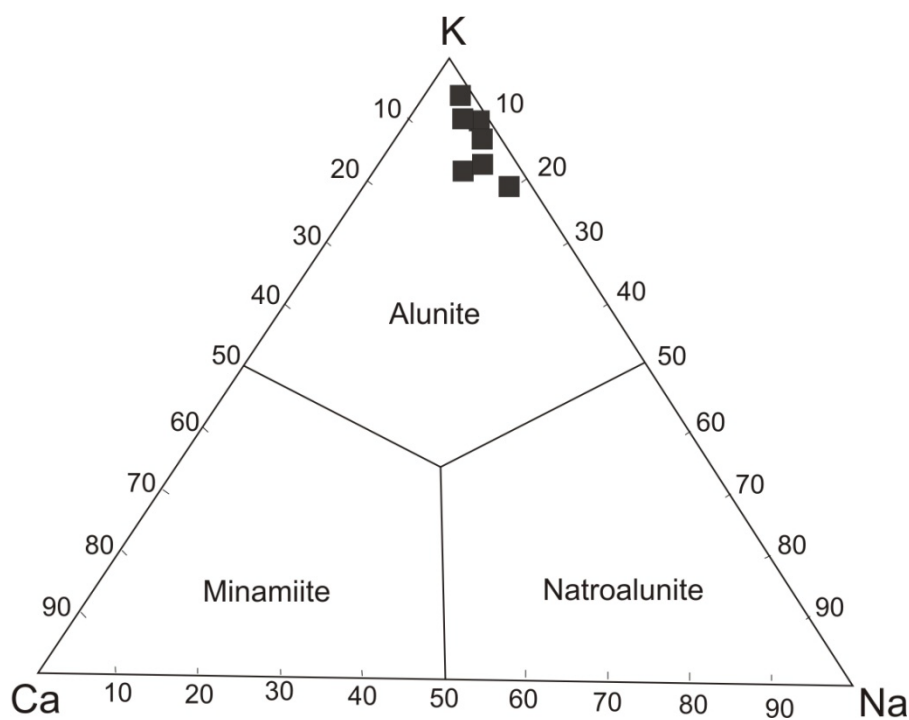
کانی مهم سولفات آب‌دار در این منطقه آلونیت است، ژاروسیت نیز به صورت کانی فرعی در منطقه گزارش شده است [۱۷]. همچنین داده‌های حاصل از آزمایشهای میکروپروب نشان داده که این کانی فراوان ترین کانی زون اسید- سولفات در منطقه است (جدول ۳). با توجه به تصاویر BSE کانی آلونیت به صورت بی شکل تا نیمه شکل به همراه کائولینیت دیده می‌شود (شکل ۷). گروه آلونیت شامل



شکل ۷: تصویر BSE از آلونیت و کائولینیت به همراه آنالیز کیفی از این دو کانی (منطقه تاکند).

جدول ۲. نتایج آزمایشهای XRD برخی از نمونه‌های دگرسان شده منطقه تاکستان.

نمونه	کانیهای اصلی	کانیهای فرعی	زون دگرسانی
۱	کوارتز - کائولینیت - مسکویت	مونت موریلونیت	آرژلیک
۲	کائولینیت - مسکویت	-	آرژلیک
۳	کوارتز - کائولینیت	-	آرژلیک
۴	کوارتز، ژاسپروئید	-	سیلیسی
۵	کوارتز، ژاسپروئید	پیریت	سیلیسی
۶	کوارتز، مسکویت	-	سیلیسی
۷	آلونیت	کائولینیت	آرژلیک پیشرفته
۸	کوارتز، آلونیت	-	آرژلیک پیشرفته
۹	آلونیت، کائولینیت	مسکویت	آرژلیک پیشرفته



شکل ۸. نام‌گذاری کانیهای گروه آلونیت (آلونیت، ناتروآلونیت و می‌نامیت) [۱۸].

جدول ۳. نتایج مایکروپروب کانیهای حاصل از دگرسانی سنگهای ولکانیکی.

Sample	۱	۲	۳	۴	۵	۶
Mineral	Alunite	Kaolinite	Alunite	Quartz	Kaolinite	Alunite
Oxide%						
Na ₂ O	۲/۳۸	-	۰/۴۶	-	-	۲/۳۴
Al ₂ O ₃	۴۰/۷۸	۴۵/۷۶	۳۹/۱۰	-	-	۴۰/۷۲
SiO ₂	-	۵۴/۲۴	۴۶/۹۵	۱۰۰	۴۶/۶۱	۴۸/۰۲
SO ₃	۴۷/۶۹	-	۱۲/۳۷	-	۵۳/۳۹	۸/۲۵
K ₂ O	۸/۳۶	-	۱/۱۲	-	-	۰/۶۷
Fe ₂ O ₃	۰/۷۸	-	-	-	-	-
Total	۹۹/۹۹	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
Cation wt%						
O	۵۰/۰۶	۵۰/۴۳	۴۹/۱۱	-	۵۰/۴۰	۵۰/۰۸
Na	۱/۷۷	-	۰/۳۴	-	-	۱/۷۶
Al	۲۱/۵۹	۲۴/۲۲	۲۰/۷۰	-	۲۵/۲۰	۲۲/۰۳
Si	-	۲۵/۳۶	-	۱۰۰	۲۴/۴۰	-
S	۱۹/۱۰	-	۱۸/۸۰	-	-	۱۹/۴۰
K	۶/۹۴	-	۱۰/۲۷	-	-	۶/۳۲
Fe	۰/۵۵	-	۰/۷۸	-	-	۰/۴۱
Total	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰

منشأ دگرسانی

به منظور تعیین منشأ سیالات دگرسان کننده در منطقه تاکستان تعدادی از کانیهای که در طی فرآیند دگرسانی تشکیل شده‌اند، مورد تجزیه ایزوتوپیهای پایدار قرار گرفتند. نتایج ایزوتوپیهای پایدار اکسیژن و دوتریم مربوط به کانیهای آلونیت، کائولینیت، مسکوویت در دمای ۲۵°C، ۵۰°C و ۱۰۰°C در جدول ۴ نشان داده شده است.

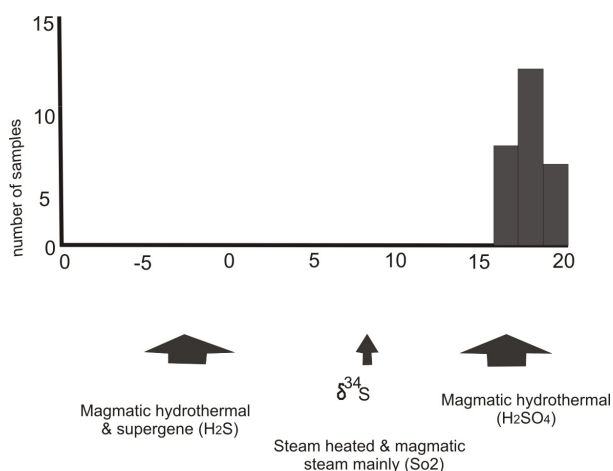
میزان ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) کانی آلونیت (در دمای ۲۵°C) از ۴‰ تا ۱۳/۰۷‰ در تغییر است، برای کانی کائولینیت این تغییرات از ۵/۳‰ تا ۱۰/۸‰ نوسان می‌کند (جدول ۴). میزان ایزوتوپ D برای آلونیت محاسبه نشده است و برای کائولینیت از ۶۵‰ تا ۶۷‰- تغییر می‌کند. همچنین نتایج آزمایشهای ایزوتوپ کانی مسکوویت منطقه تاکنند دارای مقدار ۷/۶۱‰ و ایزوتوپ دوتریم دارای میزان ۹۵‰- می‌باشد

ایزوتوپ گوگرد از ۱۸/۱ ‰ تا ۱۳/۹۰ ‰ نوسان دارد که در محدوده آلونیت‌های ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۹. ب).

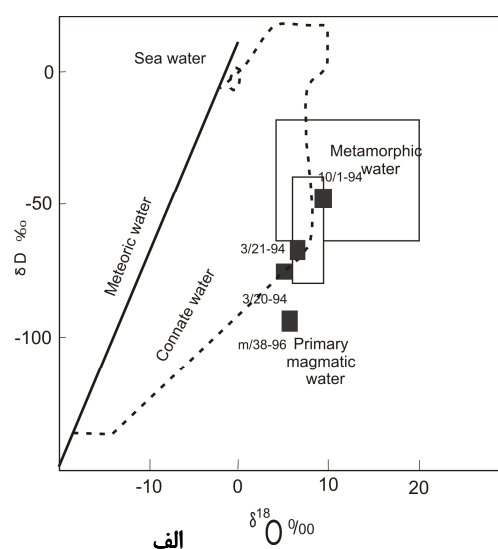
(جدول ۴). بر اساس این نتایج نمونه‌های منطقه طارم منشأ ماگمایی گرمایی نشان می‌دهند (شکل ۹. الف). داده‌های حاصل از ایزوتوپ گوگرد بر آلونیت نشان داده که میزان

جدول ۴. داده‌های ایزوتوپ اکسیژن و هیدروژن بر کانیهای سنگهای دگرسان شده [۱۷].

Sample	Mineral	25°C		50°C		100°C	
		$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta\text{D}\text{‰}$	$\Delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta\text{D}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta\text{D}\text{‰}$
Ta/15-94	Alunite	۴/۱۰	-	-	-	-	-
Ta/3-94	Alunite	۱۳/۰۷	-	-	-	-	-
3/21-94	Siderite	۹/۴۰	-	۲/۴	۰/۰۰	-۳/۸	-۴۰
3/20-94	kaolinite	۱۰/۸۹	-	-۵/۳	-۷۹	-۰/۳۸	-۸۲
3/20-94	kaolinite	۵/۳	-۶۷	-۱۰/۷	-۹۷	-۵/۷۸	-۷۲
3/7-95	kaolinite	۷/۱	-۶۵	-۸/۷	-۹۷	-۳/۷۸	-۶۲
m/35-96	Muscovite	۶/۷	-۹۵	۳/۳۴	-۴۸/۸۱	-	-
IO/1-94	Gypsum	۱۰/۹۰	-۴۵	-	-	-	-
Z/23-93	Alunite	۱۰/۲۰	-	-	-	-	-



ب



الف

شکل ۹: الف. نمودار ایزوتوپ $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل δD ، تقسیم بندی آبهای جوی، آب دریایی، آبهای دگرگونی، آبهای فسیل و آبهای ماگمایی [۱۹]. نمونه های طارم در محدوده ماگمایی قرار می گیرد. ب. تغییرات ایزوتوپ گوگرد برای محیطهای مختلف دگرسانی و نمایش موقعیت آلونیت‌های طارم در محدوده آلونیت‌های ماگمایی [۲۰].

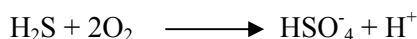
نتایج

۱- توسعه دگرسانی گرمایی در منطقه تاکستان چشمگیر است، زونهای پروپلیتیک، آرژیلیک، آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی در سنگهای ولکانیکی و پیروکلاستی این منطقه محصول دگرسانی هستند. زون آرژیلیک پیشرفته با رخداد کانیهی آلونیت، کائولینیت و کوارتز بیشترین وسعت را در میان سایر زونها از خود نشان داده است.

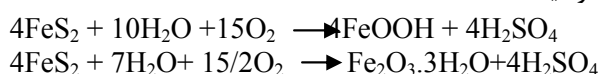
۲- همراهی آلونیت و کائولینیت شاخص دگرسانی اسید-سولفات است که پایداری این دو کانی تابع فوگاسیته اکسیژن و pH محیط می باشد. آلونیت در pH کمتر و فوگاسیته بیشتر اکسیژن تشکیل می شود.

۳- برای تشکیل محیط دگرسازی اسید- سولفات در منطقه طارم سفلی می‌توان واکنشهای زیر را در نظر گرفت:

احتمالاً شکل‌گیری HSO_4^- در فوگاسیته بالای اکسیژن از اکسیداسیون H_2S طبق واکنش زیر صورت می‌گیرد:



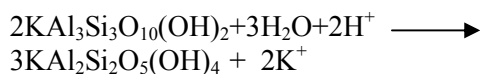
می‌توان اسیدیته بالای محیط را ناشی از اکسیداسیون سولفدها دانست [۶]



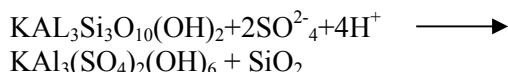
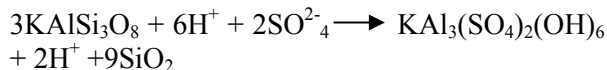
انجام واکنش‌های فوق باعث تشکیل آلونیت از دگرسانی آلومینوسیلیکات‌ها در شرایطی که اسیدیته محیط افزایش پیدا کرده است، می‌شود [۶]



سر سیت فلدسیات یتاسیم



براساس شواهد میکروسکوپی تبدیل مستقیم پتاسیم فلدسپات و سرپست به آلونیت طبق واکنش زیر امکان پذیر است [۶]



۴- سیالات دگرسانیهای گرمایی برای تشکیل سیستم اسید-سولفات دارای چهار منشأ مختلف است (ماگمایی-گرمایی، بخار داغ، بخار با منشأ ماگمایی و سوپرژن). نتایج حاصل از این‌وتوپ‌های پایدار اکسیژن و دوتریم بر آلونیت‌های منطقه

تاکستان، نمونه‌ها را در موقعیت آلونیت‌هایی با منشأ ماگمایی نشان می‌دهد

سیاس گزاری

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه شیراز برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین از دکتر ایرج نوربهرت و دکتر مهدی حسینی به دلیل راهنمایی‌های علمی، دکتر محمود خلیلی نیز راهنمایی علمی و انجام برخی آزمایش‌های ژئوشیمیایی قدردانی می‌شود.

مراجع

[۱] درویش زاده ع.، آسیابان ها ع.، "نقش آذرآواری ها در گسترش ترجیحی دگرسانی گرمایی در منطقه آتشفشانی آب - ترش"، فصلنامه علوم زمین، سال نهم، شماره، ۳۷-۳۸ (۱۳۷۹). ۴۸-۵۹.

[۲] حسینی م، "آلونیت زایی در منطقه طارم"، مجموعه مقالات دومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، (۱۳۷۶) ص ۱۷۹-۱۸۵.

[3] Anells R. N., Arthurtun R. S., Bazely R. A., Davies R. G., “*Explanatory text of the Qazvin and Rasth quadrangle map, 1 : 250000*”, G. S. I., Rep. Es., E4. (1975).

[4] Pourhosseni, F., "*Petrogenesis of Iranian plutons a study of the Natanz and Bazman intrusive complexes*". Geological Survey of Iran, (1981) P. 31.

[۵] حسینی م، "عدم اختلاط ماگمایی در گدازه دانستی"، مجموعه مقالات سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، (۱۳۷۸)، ص ۱۸۴-۱۹۱.

[6] Kelepertsis A. E., “*Formation of sutates at the Thaphes area of milos Island: Possible precursors of kaolinite mineralization*”, Canadian mineralogist, 27, (1989) 241-245.

[7] Irvine T. N., Baragar W. K. A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Can. J. Earth Sci., 8 (1971) 523-548.

[8] Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J., "*The interpretation of igneous rocks*", George Allen and Unwin. London (1979) 450.

[9] Meyer C. A., Hemley J.J., “*wall rock alteration*”, -Ln: Barnes, H. L. (Ed): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Rinehart and winston, NewYork (1967) 166-235.

- [16] Cunningham C. G., Rasmussen J.D. Steven T. A., Rye R. O. Rowley P. D. Romberger S. B. & J. Selverstone, "Hydrothermal uranium deposits containing molybdenum and fluorite in the Marysvale volcanic field, West- Central Utah" *Mineralium Deposita*, 33 (1993) 477-497.
- [17] Hosseini M., "Petrology of alunite-bearing argillised rocks in volcanic suits & economic significance of alunites (on example Tarom NW. of Iran)", PhD thesis, Moscow state ore deposits, Petrography, University (1997) 202.
- [18] Jambor J. L., "Mineralogy of sulfide-rich tailings and their oxidation products". In *Environmental Geochemistry of sulfide mine-wastes* (J. L. Jambor & D. W. Blowes, eds mineral Assoc. Can. Short course 22 (1994) 59-102.
- [19] Sheppard S. M. F., "Identification of the origin of ore-forming solution by the use of stable isotopes, in volcanic processes, in ore genesis", *Special Pub.*, 7, Golo., Soc., Lond (1977) 549.
- [20] Watanabe Y. Hedenquist J. W., "Mineralogical and stable isotope zonation at the surface over the El Salvador porphyry copper deposit, Chile", *Economic Geology*, 96 (2001) 1775-1797.
- [10] Hemley J.J., Hostetle P.B., Gude A.J., Mountoyoy W.T., "Some stability relations of alunite", *Econic Geology*, 64(1969) 599-612.
- [11] Deyell C. L., Rye R. O, landis G. P., T. Bissig, "Alunite and the role of magmatic fluids in the Tambo hig-sulfidation deposit, El Indio-Pascua belt, Chile", *Chemical Geology*, 215 (2005) 185-218.
- [12] Rye R. O., Bethke P. M., Wasserman M.D., "The stable isotope geochemistry of acid sulphate alteration", *Economic Geology*, 87 (1992) 225-262.
- [13] Scott K. M., "Nomenclature of the alunite supergroup: Discussion, the Canadian mineralogist", 38 (2000) 1295-1297.
- [14] Hedenquist J. W., A., Arribus Jr., "Epithermal gold deposits". -Ln: Molnar, F. J. Ilexa, J. W. Hedenquist (Eds): *Epithermal mineralization of the western carpathians*. Society of Economic Geologists Guidebook, 31 (1999) 13-63.
- [15] Bajnoczi B., Molnur F., Maeda Nagy G., Vennemann, T., "Mineralogy and genesis of primary alunites from epithermal systems of hungary", *Acta geologica Hongarica*, 45/1 (2002) 101-118.