Archive of SID

IRANIAN SOCIETY of CRYSTALLOGRAPHY and MINERALOGY

Vol. 13, No. 1, 1384/2005 Spring & Summer

IRANIAN JOURNAL of CRYSTALLOGRAPHY and MINERALOGY

Mineralogical investigation of hydrothermal alterations in the middle part of Tarom Mountains – Northwest of Iran

A. R. Ganji

Department of Geology, Islamic AZAD University Lahijan Branch
E-mail: ar_ ganji2000@yahoo.com

(Received: 23/6/2004, received in revised form: 14/3/2005)

Abstract: The studied area is a part of Tarom Mountains and is located in 40 km north of Zanjan. The area is formed mainly by Tertiary volcano-sedimentary and plutonic rocks, which are mostly altered. Based upon geological setting, the hydrothermal alterations in the area are divided into two groups: (1) Regional alterations consisting of potassic, sericitic and propylitic types. (2) Structurally controlled alterations consisting of three argillic & alunitic types. The mineralogical studies show that, the major minerals characterizing the argillic – alunitic alterations are APS minerals (especially alunite and jarosite) + clay minerals (kaolinite, montmorillonite, illite, mixed–layer illite/smectite) + chlorite + sericite + quartz + gypsum + pyrite, that their quantity, grain size and crystallinity vary in the different alteration types. In order to determine the temperature of argillization, the illite crystallinity factor is used and the results of calculations showed that the formation temperature of illites is about 200 to 240 ^{o}C. The results of this study indicate that the argillic-alunitic alterations of studied area considerably resemble high-sulfidation type of the epithermal argillic alterations in the continental arc subduction zones.

Keywords: *Hydrothermal alteration, APS minerals, Iillite crystallinity (IC), Tarom Mountains.*

www.SID.ir

Archive of SID

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران
سال سیزدهم، شمارهٔ 1، بهار و تابستان 84، از صفحهٔ 121 تا 133
انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

بررسی کانی‌شناختی دگرسانیهای گرمابی بخش میانی رشته کوههای طارم ـ شمال غرب ایران

علیرضا گنجی

دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان ،گروه زمین شناسی
پست الکترونیکی : ar_ ganji2000@yahoo.com

(دریافت مقاله 83/5/1، دریافت نسخه نهایی 83/12/13)

چکیده: محدودهٔ مورد بررسی بخشی از رشته کوههای طارم واقع در 40 کیلومتری شمال شهر زنجان است. این محدوده عمدتاً از سنگهای آتشفشانی رسوبی و نفوذی ترشیری تشکیل یافته که غالب آنها دچار دگرسانی گرمابی شده‌اند. به طور کلی دگرسانیهای گرمابی منطقهٔ مورد مطالعه بر اساس جایگاه زمین‌شناسی در دو گروه اصلی قرار می‌گیرند، (1) دگرسانیهای گرمابی منطقه‌ای شامل انواع دگرسانیهای پتاسیک، سریسیتیک و پروپیلیتیک، (2) دگرسانیهای گرمابی تحت کنترل ساختاری شامل سه نوع دگرسانی آرژیلیک و آلونیتی. بررسی‌های کانی‌شناختی نشان داد که مهمترین کانیهای انواع دگرسانیهای آرژیلیتی ـ آلونیتی عبارتند از: کانیهای گروه آلومینیم ـ فسفات ـ سولفات (APS) به‌ویژه آلونیت و جاروسیت +کانیهای رسی (کائولینیت ، مونتموریلونیت ،ایلیت ،کانی مخلوط لایه ایلیت/ اسمکتیت)+ کلریت + سریسیت + کوارتز + ژیپس + پیریت ؛ که مقدار کمّی ، دانه‌بندی و درجه تبلور آنها در انواع مختلف این گروه از دگرسانیها متفاوت است. برای تعیین دمای دگرسانی آرژیلیزاسیون، از فاکتور درجه تبلور ایلیت (IC) استفاده شد و نتایج محاسبات نشان داد که دمای تشکیل ایلیت بین 200 تا 240 °C است. نتایج حاصل از این تحقیق حاکی از شباهت زیاد دگرسانیهای آرژیلیتی ـ آلونیتی منطقهٔ مورد مطالعه با دگرسانیهای آرژیلیک وراگرمای نوع سولفیداسیون بالا در مناطق فرورانش قوسهای قاره‌ای است .

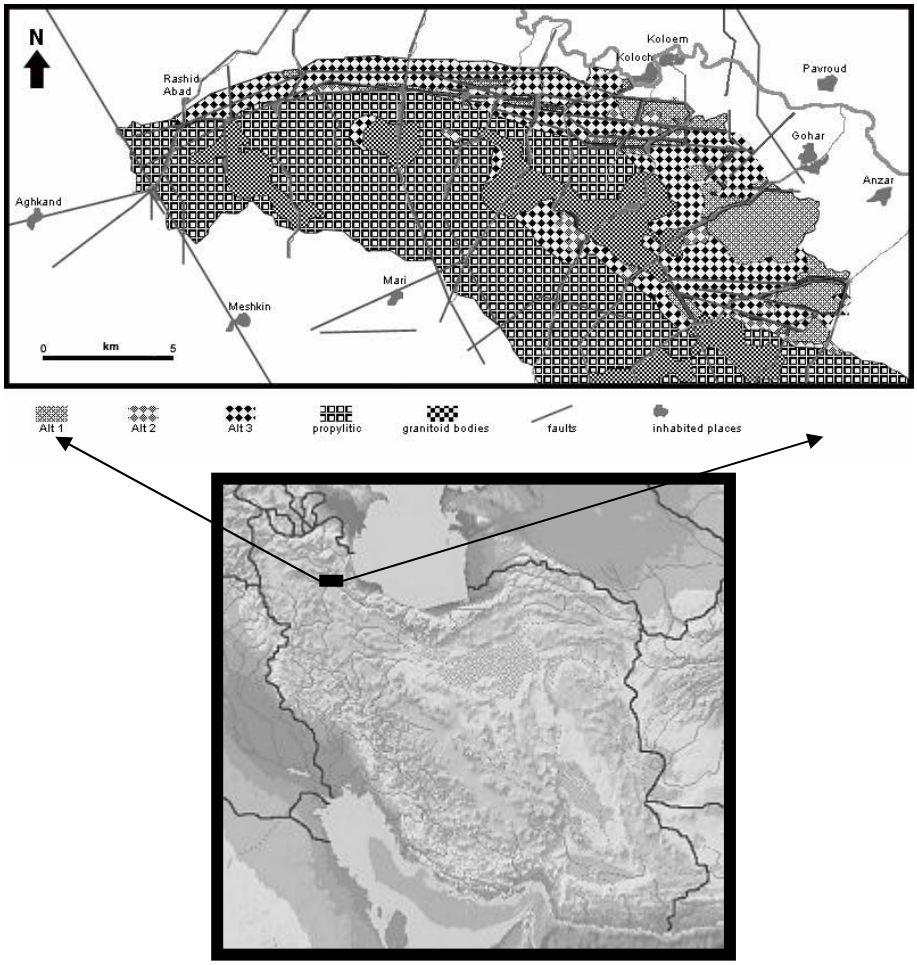
واژه‌های کلیدی: *دگرسانی گرمابی، کانیهای گروه APS، درجهٔتبلور ایلیت، رشته کوههای طارم.*

www.SID.ir

Archive of SID

مقدمه

گسترهٔ مورد مطالعه در شمال غرب ایران و در فاصلهٔ تقریبی مستقیم 40 کیلومتری شمال شهر زنجان در حد فاصل طول‌های جغرافیایی ″22 ′18 °48 تا ″00 ′44 °48 شرقی و عرض‌های جغرافیایی ″00 ′00 °37 تا ″45 ′06 °37 شمالی قرار دارد. این محدوده، مستطیلی شرقی ـ غربی به مساحت تقریبی 470 کیلومتر مربع را شامل می‌شود که جزئی از بخش میانی رشته کوههای طارم می‌باشد (شکل 1). هدف از این مقاله بررسی کانی‌شناختی و تغییرات ترکیب کانیها در انواع دگرسانیهای گرمابی موجود در منطقه به‌ویژه دگرسانیهای آرژیلیتی ـ آلونیتی بوده و با استناد به نتایج به دست آمده، شرایط فیزیکوشیمیایی و چگونگی تشکیل این دگرسانیها مورد بررسی قرار می‌گیرد.



شکل 1 موقعیت جغرافیایی و نقشه تفکیک پهنه‌های دگرسانی محدودهٔ مورد مطالعه.

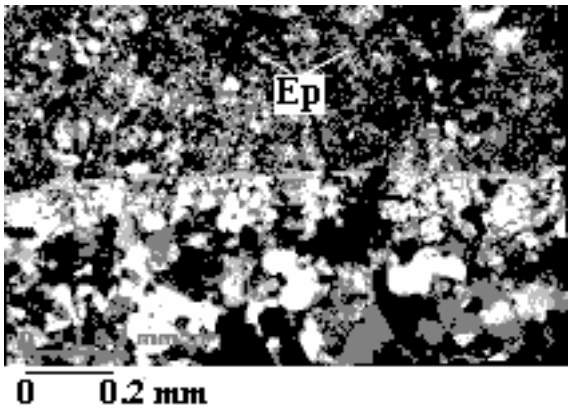
www.SID.ir

Archive of SID

روش بررسی

در این بررسی پس از انجام عملیات صحرایی و تهیهٔ نقشه تفکیک پهنه‌های دگرسانی (شکل 2) بر مبنای داده‌های رقمی سنجندهٔ TM ماهوارهٔ لندست به مقیاس 50000 :1، نمونه‌برداری از تمامی مناطق دگرسانی صورت گرفته و از نمونه‌های برداشت شده تعداد 100 نمونهٔ مقطع نازک برای مطالعه با میکروسکوپ پلاریزان تهیه شد. همچنین به منظور شناخت دقیق‌تر ترکیب کانی‌شناختی پهنه‌های دگرسانی، به ویژه انواع آرژیلیتی ـ آلونیتی و شناسایی انواع کانیهای رسی و کانیهای گروه APS، تعداد 56 نمونه به روش پراش پرتو X (XRD) و نیز تعداد 10 نمونه با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مدل LEO-440 مورد بررسی و مطالعه قرار گرفتند. کلیهٔ آزمایشها در مجتمع آزمایشگاهی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران به انجام رسید. در این راستا، به منظور تهیهٔ نمونه‌های مورد نیاز، تعداد 14 نمونهٔ شاخص مربوط به انواع دگرسانیهای آرژیلیتی ـ آلونیتی آماده سازی شده و عمل پراکنده سازی آنها در آب مقطر با استفاده از محلول هگزامتافسفات سدیم صورت گرفت. همچنین به دلیل خاصیت اسیدی برخی نمونه‌های آلونیتی، از محلول آمونیاک 0/01 نرمال نیز استفاده شد. پس از پراکنده‌سازی نمونه‌ها و تهیهٔ سوسپانسیون لازم، از هر نمونه چهار بخش <2μ، <6/3μ، <20μ و 63 μ< به روش ته‌نشینی جدا شدند. برای تهیهٔ نمونه‌های سمتگیری‌شده دو روش به‌کار گرفته شد: (1) روش ته‌نشینی روی لام شیشه‌ای و (2) روش ته‌نشینی در ظرف شیشه‌ای. برای شناسایی و تشخیص کانیهای رسی، پنج نوع نمونه بدین شرح تهیه و به روش پراش پرتو X مورد مطالعه قرار گرفتند:

(1) نمونهٔ خشک شده در هوا، (2) نمونهٔ گرم شده تا دمای $375\ ^oC$، (3) نمونهٔ گرم شده تا دمای $550\ ^oC$، (4) نمونهٔ عمل آوری شده با اتیلن گلیکول، (5) نمونهٔ عمل‌آوری شده با اسید کلریدریک .



شکل 2 توف آندزیتی اپیدوتی شده در همبری با میکرو گرانیت (نور xpl)

www.SID.ir

Archive of SID

زمین‌شناسی

منطقهٔ مورد مطالعه، قسمتی از بخش مرکزی زون طارم را شامل می‌شود که بیش از 90٪ سطح آنرا سنگهای آتشفشانی رسوبی و نفوذی ترشیری تشکیل می‌دهند. پی‌سنگ این تشکیلات به احتمال قریب به یقین شامل سازندهای با سن پالئوزوئیک فوقانی و کرتاسه است که در بعضی نقاط به‌صورت دگرشیبی پوشیده شده‌اند [1].

قدیمی‌ترین واحد سنگی رخنمون یافته در منطقه، توف‌ها و توفیت‌های معادل سازند کرج با سن احتمالی ائوسن میانی است. این واحد خود دارای تغییرات رخساره‌ای و سنگ‌شناسی است، به‌طوری که در بعضی موارد قابل برداشت بوده و می‌توان آنها را به‌صورت واحد سنگی خاصی درون واحد اصلی تعریف کرد. امتداد عمومی این توف‌ها شمال‌غرب ـ جنوب شرق بوده و شیب آنها در نقاط مختلف بسته به عملکرد ساختارهای زمین‌ساختی متغیر است. پهنه‌های دگرسانی آرژیلیتی ـ آلونیتی تماماً در این واحد واقع شده‌اند. در درون توف‌های ائوسن در بیشتر محل‌ها گدازه‌هایی با ترکیب بازالتی تا آندزیتی به‌صورت بین‌لایه‌ای مشاهده می‌شود که همانند توف‌ها، متحمل دگرسانی پروپیلیتی و سریسیتی شده‌اند.

بالاترین بخش از آتشفشان ائوسن در منطقه به‌صورت سنگهای آندزیتی، تراکی آندزیتی و تراکیتی با میان‌لایه‌های توفی است. این واحد آتشفشانی در تمامی نواحی جنوبی و جنوب غرب منطقهٔ مورد مطالعه رخنمون داشته و ارتفاعات این نواحی را تشکیل می‌دهد. ریخت‌شناسی خشن و ارتفاعات بلند، این سنگها را از دیگر سنگهای آتشفشان ائوسن متمایز می‌سازد.

رخسارهٔ الیگوسن در منطقهٔ مورد مطالعه به‌صورت آذرین بوده و واحد رسوبی در این زمان تشکیل نشده است. به نظر می‌رسد پس از عملکرد فاز فشارشی پیرنه در زمان الیگوسن زیرین، این منطقه به پیروی از سایر مناطق طارم و البرز غربی، دستخوش نفوذ توده‌های آذرین متعدد و مختلف با ترکیب عمومی حد واسط تا اسیدی بوده است [1].

علاوه بر تشکیل توده‌های نفوذی، گاهی ماگمای سازندهٔ این سنگها از طریق گسل‌ها و شکستگیهای عمیق به مناطق نیمه عمیق و حتی سطحی رسیده و معادل‌های نیمه عمیق و خروجی آنها، از قبیل دایکها و سیل‌های میکروگرانیتی تا ریولیتی با بافت پورفیری و نیز خروجی‌های تراکیتی و داسیتی را به‌وجود آورده است. توده‌های گرانیتوئیدی فوق‌الذکر، توف‌ها و گدازه‌های ائوسن را قطع کرده و مثل موارد مشابه در سایر مناطق طارم و البرز غربی هر چند به لحاظ ترکیب دارای تفاوتهایی هستند، ولی همهٔ آنها را می‌توان مربوط به عملکرد فاز فشارشی الیگوسن زیرین دانست. به عبارت دیگر تشکیل این توده‌های نفوذی در ارتباط با الگوهای چین‌خوردگی واحدهای ائوسن است. ترکیب عمومی توده‌های نفوذی متغّیر بوده و به‌صورت گرانودیوریت، کوارتز مونزودیوریت، کوارتز سینیت، آلکالی گرانیت، گرانیت، میکرو گرانیت و گرانیت تور مالین‌دار (در حاشیهٔ توده‌ها) است. آپوفیزهایی کوچک از جنس توده‌های گرانیتوئیدی اصلی نیز به‌طور پراکنده در داخل توف‌ها و توفیت‌های واحد قدیمی‌تر دیده

www.SID.ir

Archive of SID

می‌شوند که همبری آنها متحمل دگرگونی درجهٔ پایینی تا رخسارهٔ آلبیت، اپیدوت هورنفلس شده است.

جوانترین واحد در محدودهٔ مورد مطالعه رسوبهای کواترنری شامل رسوبهای تراس‌های قدیمی رود خانه‌ای، تراسهای جوان رودخانه‌ای، زمین‌های کشاورزی و رسوبات آبراهه‌ای هستند که به دلیل ریخت‌شناسی خاص کنارهٔ رودخانه قزل اوزن در آن محل تشکیل شده و منحصر به مناطق سطحی هستند.

دگرسانی‌های گرمابی

دگرسانیهای گرمابی منطقهٔ مورد مطالعه بر اساس جایگاه زمین شناسی در دو گروه مختلف مورد بررسی قرار می‌گیرند:

1- دگرسانیهای گرمابی منطقه‌ای، شامل انواع دگرسانیهای پتاسیک، سریسیتیک و پروپیلیتیک، که این دگرسانیها در ارتباط با نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی بوده و به‌صورت موردی در واحدهای سنگ‌شناسی مختلف منطقه و در مجاورت این توده‌های نفوذی گسترش دارند. به غیر از دگرسانی پروپیلیتیک که وسعت قابل توجهی از منطقه را در برگرفته (شکل 1). محدودهٔ سایر انواع دگرسانی به دلیل پیچیدگی منطقه و کوچک بودن مقیاس نقشه مشخص نشده‌اند.

2- دگرسانیهای گرمابی تحت کنترل ساختاری، شامل انواع دگرسانیهای آرژیلیک و آلونیتی که در آنها مجموعه کانیهای مختلف در پهنه‌های گسلی تشکیل شده‌اند. این نوع دگرسانیها بر اساس شدت دگرسانی و ترکیب کانی‌شناختی غالب به‌ترتیب به سه گروه Alt_1 و Alt_2 و Alt_3 تفکیک شده‌اند که محدوده‌های آنها در نقشهٔ تهیه شده (شکل 1) مشخص شده است. این دگرسانیها تنها در واحد توف و توفیت‌های ائوسن قرار دارند.

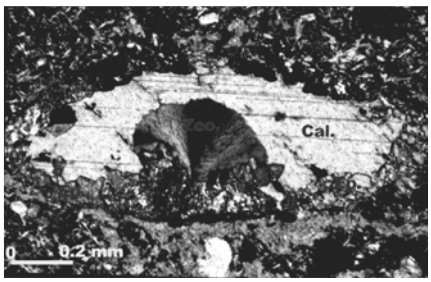
کانی شناختی میکروسکوپی دگرسانیهای گرمابی منطقه‌ای (دگرسانی پروپیلیتیک)

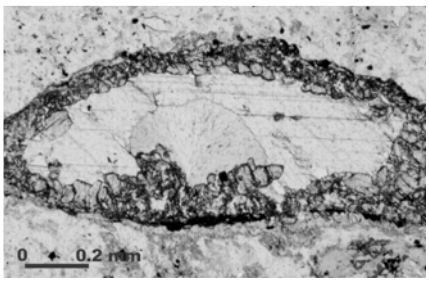
این نوع دگرسانی به‌ویژه در گدازه‌های آندزی بازالتی، آندزیتی و تراکی آندزیتی واحدهای مجاور توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی منطقه دیده می‌شود و بیشترین وسعت را بین سایر انواع دگرسانی در منطقه اشغال کرده است (شکل 1). بخش قابل ملاحظه‌ای از فوقانی‌ترین واحد گدازه‌های آندزیتی ائوسن منطقه که در مجاورت جبههٔ جنوبی توده‌های گرانیتوئیدی قرار دارند دچار این نوع دگرسانی شده‌اند.

کانیهای عمدهٔ قابل تشخیص در این زون دگرسانی عبارتند از: اپیدوت، کلریت، زوئیزیت و کلینوزوئیزیت (حاصل سوسوریتیزاسیون پلاژیوکلازها)، کلسیت و زئولیت (به‌صورت پرکنندهٔ حفره‌ها و فضاهای خالی) (شکلهای 3 و 4) و به مقدار جزئی اکسیدهای آهن، سریسیت و کانیهای رسی. برخی از نمونه‌های دگرسان شدهٔ حاوی این مجموعه کانیها را می‌توان در سه شکل 2 ، 3 و 4 مشاهده کرد.

www.SID.ir

Archive of SID





شکل 3 و 4 زئولیت، اپیدوت، کلسیت و کانیهای رسی به‌صورت پرکنندهٔ حفره‌ها (نور xpl و ppl)

کانی شناختی میکروسکوپی دگرسانیهای گرمابی تحت کنترل ساختاری

این دگرسانیها در راستای نواری به طول تقریبی 30 کیلومتر و عرض متغیر از چندین متر تا حداکثر 2 کیلومتر در امتداد زون گسله امتداد لغز اصلی منطقه قرار گرفته‌اند و امتداد عمومی آنها به تبعّیت از این گسله شرقی ـ غربی است. چنانکه در شکل 1 مشاهده می‌شود پهنه‌های مربوط به این نوع دگرسانیها دقیقاً مرتبط با مناطق گسلی بوده و مشاهدات صحرائی نشان می‌دهد که دگرسانیهای مذکور در مجاورت بلافصل سطوح گسلی رخ داده و در یک واحد سنگ‌شناسی خاص به تدریج با دور شدن از سطح گسل از شدت دگرسانیها کاسته می‌شود. این نوع جایگیری و ارتباط مکانی محدوده‌های دگرسانی با زون گسله باعث شده که نگارنده این نوع دگرسانیها را با عنوان *"دگرسانیهای گرمابی تحت کنترل ساختاری"* نامگذاری کند، زیرا بی‌تردید کانال‌های عبور ایجاد شده تحت تأثیر این گسل خوردگی عمیق، مجاری مناسبی برای چرخهٔ محلول‌های گرمابی در سنگهای توفی بوده و نهایتاً سبب شکل‌گیری این نوار دگرسانی شده‌اند. به لحاظ نوع دگرسانی، پهنه‌های دگرسانی عمدتاً مشتمل بر دو نوع آرژیلیتی و آلونیتی هستند که به جهت قرابت مکانی و ژنتیکی با همدیگر تحت یک عنوان دگرسانی آرژیلیزاسیون مورد بررسی قرار می‌گیرند. همانطور که پیش از این نیز گفته شد، در منطقهٔ مورد مطالعه سه نوع دگرسانی آرژیلیزاسیون با عناوین Alt_1، Alt_2 و Alt_3 تفکیک و مشخص شدند (شکل 1) که تقریباً آنها را می‌توان معادل دگرسانیهای آرژیلیک پیشرفته، متوسط و ضعیف در نظر گرفت.

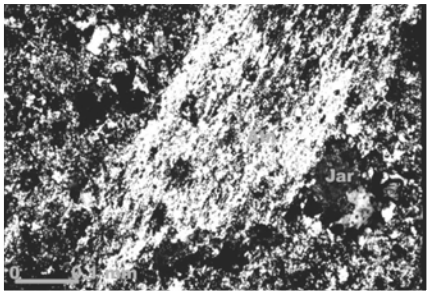
مطالعات میکروسکوپی نشان داد که نمونه‌های مربوط به دگرسانی نوع Alt_1 غالباً طوری دگرسان شده‌اندکه بافت و کانیهای اولیه سنگ مادر در آنها تقریباً غیرقابل تشخیص است و فلدسپاتهای سنگ به شدت آرژیلیتی شده‌اند. تا آنجا که اثری از شکل اولیه و ماکل آنها باقی نمانده است (شکل 5). نمونه‌های دگرسانی نوع Alt_2 طوری دگرسان شده‌اند که بافت اولیه مادر در آنها حفظ شده و نیز کانیهای اولیهٔ سنگ شکل و ماهیت اولیهٔ خود را محفوظ نگه داشته‌اند (شکل 6). در نمونه‌های دگرسانی نوع Alt_3 ساخت، بافت و ترکیب کانی‌شناسی سنگ مادر محفوظ باقی مانده است و برخی کانیها (مثل فلدسپاتها) به‌طور جزئی دگرسان شده‌اند (شکل 7).

www.SID.ir

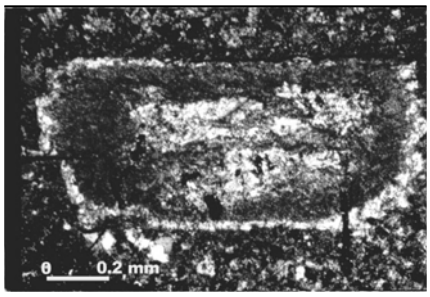
Archive of SID

دگرسانی نوع Alt_1 با پاراژنز کانیهای رسی به‌ویژه کائولن + کانیهای گروه آلومینیم ـ فسفات ـ سولفات (APS) + کوارتز + ژیپس + انیدریت + پیروفیلیت + اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن + پیریت‌های اکسیده شناخته می‌شوند (شکلهای 8 تا 13). فرمول عمومی کانیهای گروه آلومینیم ـ فسفات ـ سولفات به‌صورت $AB_3(XO_4)_2(OH)_6$ است که در آن A : K, Na, U, Pb, Br, Sr ، B :Al Fe, Cu , Zn و X : S, P, As است. این گروه کانیها تحت سریهای هم‌ساختار[1] آلونیت ـ جاروسیت قرار می‌گیرند که به‌طور گسترده‌ای در شرایط هیپوژن و سوپرژن تشکیل می‌شوند [2] .

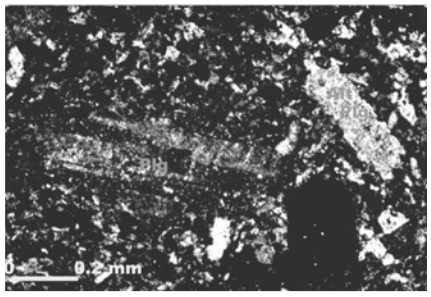
پهنه‌های دگرسانی نوع Alt_2 با پاراژنز کانیهای رسی به‌ویژه کائولن + سریسیت +کوارتز + کلسیت + اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن + مقادیر بسیار کمی کانیهای گروه APS مشخص می‌شوند (شکل 5) و بالاخره پاراژنز کانیهای دگرسانی در پهنه‌های Alt_3 نیز به همین ترتیب است با این تفاوت که مقدار این کانیها بسیار کاهش یافته و شدت دگرسانی سنگهای مادر ضعیف است به طوری که کانیهای اولیهٔ سنگ نیز در آنها قابل تشخیص است (مثل فلدسپاتها و پلاژیوکلازهای نیمه دگرسان شده از نوع سریسیتی).



شکل 5 آلونیت و جاروسیت در توف اسیدی آلتره (نور xpl).



شکل 6 پلاژیوکلاز کائولینی شده (نور xpl).

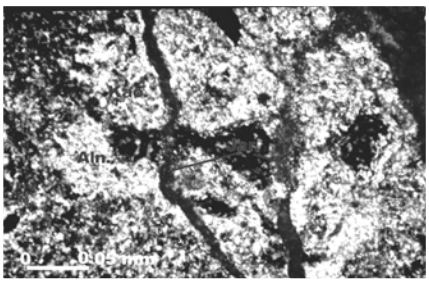


شکل 7 بلورهای پلاژیوکلاز نیمه آلتره و تمام آلتره (نور xpl).

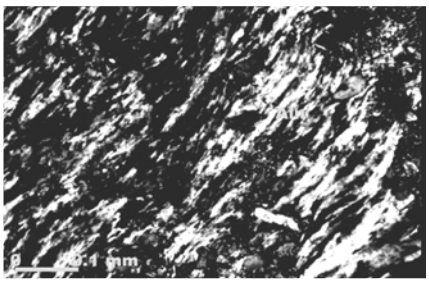
1- Isostructural

www.SID.ir

Archive of SID

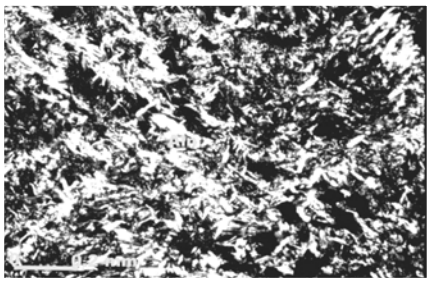


شکل 8 کائولینیت، آلونیت، رگچه های جاروسیت و اکسید آهن در توف اسیدی کاملاً آلتره (نور xpl)

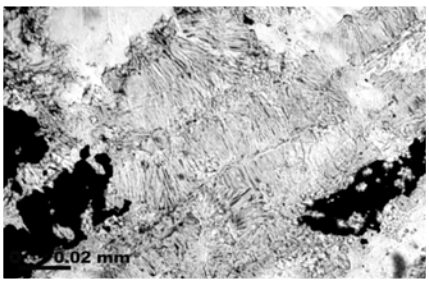


شکل 9 بلورهای کشیده و جهت‌یابی شده آلونیت (نور xpl).

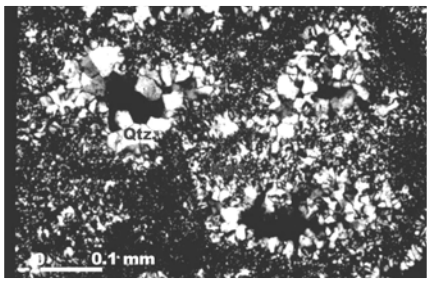
شکل 10 بلورهای کشیده و پراکنده آلونیت (نور xpl).



شکل 11 توف اسیدی آلونیتی شده با تیغه‌های پراکنده کانیهای APS (نور xpl).



شکل 12 بلورهای ریز فیبری شکل جاروسیت با بافت شانه‌ای (نور ppl).



شکل 13 توف اسیدی تجدید تبلور یافته کائولینی شده (نور xpl).

کانی‌شناختی دگرسانیهای آرژیلیزاسیون به روش پراش پرتو X (XRD)

بررسی‌های الگوهای پراش پرتو x به‌دست آمده از 56 نمونهٔ مورد آنالیز نشان می‌دهد مجموعه کانیهای زیر در هر گروه از دگرسانیهای آرژیلیزاسیون وجود دارند:

گروه Alt_1: آلونیت+ جاروسیت+ سایر کانیهای گروه APS + کانیهای رسی شامل: کائولینیت، مونتموریلونیت، ایلیت، کانی مخلوط لایه ایلیت/ اسمکتیت و کلریت+ کوارتز+ ژیپس+ گوتیت + پیریت.

www.SID.ir

Archive of SID

گروه Alt_2: موسکوویت (سریسیت) + کوارتز + پتاسیم فلدسپار + کانیهای رسی شامل کائولینیت، اسمکتیت و کانی مخلوط لایه ایلیت / اسمکتیت.

گروه Alt_3: کوارتز + پتاسیم فلدسپار + موسکوویت (سریسیت) + آلبیت + پیریت + کلریت از این میان نمونه‌های مربوط به گروه‌های Alt_1 و Alt_2 با دقت بیشتر مورد مطالعه قرار گرفتند و تغییرات کمّی کانیهای مختلف نسبت به تغییر دانه‌بندی در آنها بررسی گردید و مشخص شد که با افزایش قطر دانه‌ها میزان کانیهای کوارتز، آلونیت، جاروسیت و سایر کانیهای گروه APS و نیز کانیهای کائولینیت و موسکوویت بالا می‌رود. برعکس با کاهش قطر دانه‌ها، میزان کانیهای رسی شامل مونتموریلونیت، ایلیت، کلریت و رسهای مخلوط لایه ایلیت / اسمکتیت بالا می‌رود. همچنین بررسی قله‌های اصلی (001) کانیهای رسی نشان می‌دهد که درجهٔ تبلور کائولینیت بیشتر از مونتموریلونیت و هر دو بیشتر از ایلیت هستند.

تعیین دمای دگرسانی آرژیلیزاسیون با استفاده از درجه تبلور ایلیت :

درجهٔ تبلور ایلیت یا IC [2] با اندازه‌گیری عرض نصف ارتفاع قلهٔ 10 Å ایلیت در فراکسیون $< 2\mu$ آن که به‌صورت سمتگیری‌شده آماده‌سازی شده باشد، تعیین می‌شود و واحد آن $\Delta 2\theta$ است [3].

جهت تعیین دمای دگرسانی آرژیلیزاسیون منطقهٔ مورد مطالعه از نمودارهای IC-T°C جی و براون [3] استفاده شد. ایشان این نمودارها را براساس داده‌های به‌دست آمده از سیستم‌های زمین‌گرمایی فعال در نیوزلند تهیه کرده‌اند. سیستم‌های زمین‌گرمایی فعال، مکان‌های بسیار مفیدی برای مطالعهٔ چگونگی تشکیل کانیهای رسی هستند و این محیطها آزمایشگاههای طبیعی برای بررسی واکنشهای شاره / سنگ در شرایط قابل اندازه‌گیری هستند. ایلیت یک کانی فراوان در حوضه‌های زمین‌گرمایی فعال است که در دماهای $< 160°C$ به‌وجود می‌آید [3].

نتایج درجهٔ تبلور به‌دست آمده باید به مقیاس استاندارد شده‌ای همسنجی شوند که این مقیاس استاندارد شاخص تبلور یا CIS [3] است. برای این کار مقادیر IC به‌دست آمده از روی قله‌های نمونه‌های مورد مطالعه با استفاده از معادلهٔ رگرسیون زیر به مقیاس CIS تبدیل شدند [3]:

$$IC_{CIS} = 1/619800 \times IC_{measured} - 0/049909 \quad ،R^2=0/9899$$

از آنجا که دما عامل اصلی کنترل‌کنندهٔ درجهٔ تبلور ایلیت است و با افزایش دما مقدار آن به صورت خطی کاهش می‌یابد، می‌توان با داشتن مقدار IC با استفاده از نمودارهای IC-T°C

2 - Illite Crystallinity
3 - Crystallinity index standard

www.SID.ir

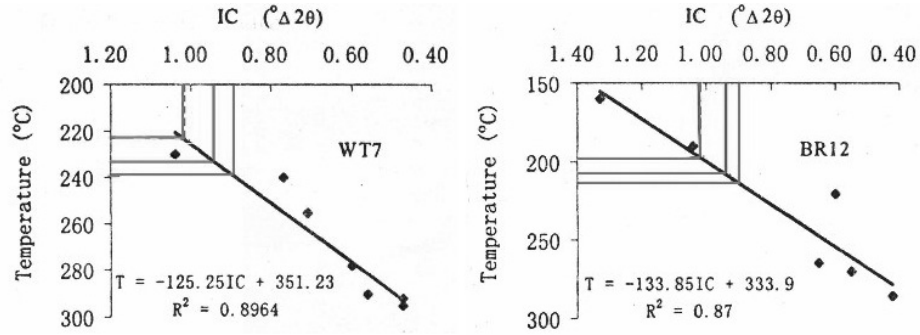
Archive of SID

جی و براون [3] دمای تشکیل این کانی را تعیین کرد. برای انجام این کار از روی سه الگوی پراش پرتو x مربوط به نمونه‌های دگرسانی Alt_1 منطقهٔ مورد مطالعه که دارای قله‌هـــای شاخـــص Å 10 ایلیت بودند، مقادیر FWHM (عرض نصف ارتفاع قله) محاسبه شده و سپس با استفاده از فرمول نامبرده مقادیر IC_{CIS} محاسبه شد که نتایج به‌صورت جدول 1 است.

با پیاده کردن موقعیت IC محاسبه شده روی نمودارهای IC-T°C جی و براون (شکل 14)، مشخص شد که دمای تشکیل کانی ایلیت در دگرسانی آرژیلیزاسیون Alt_1 منطقهٔ مورد مطالعه بین 200 تا 240 °C است. این دما قابل مقایسه با دمای تشکیل دگرسانیهای آرژیلیزاسیون اپی ترمال از نوع سولفیداسیون بالا (T = 140 - 250 °C) در مناطق فرورانش قوسهای قاره‌ای [5] است.

جدول 1 مقادیر FWHM و IC_{CIS} قلهٔ (001) ایلیت در نمونه‌های مربوط به دگرسانی Alt_1 منطقهٔ مورد مطالعه.

شماره نمونه	عرض نصف ارتفاع قله Å 10	IC_{CIS}
A-1	0/6007	0/92
A-2	0/5831	0/89
A-3	0/6524	0/01



شکل 14 موقعیت دمای تشکیل کانی ایلیت در دگرسانی های آرژیلیتی منطقه مورد مطالعه براساس نمودار IC-T°C جی و براون (2000)

بحث و برداشت

- دگرسانیهای آرژیلیزاسیون منطقهٔ مورد مطالعه به لحاظ نوع سنگ دربرگیرنده، ترکیب کانی‌شناسی و دمای تشکیل، شباهت زیادی با دگرسانیهای آرژیلیزاسیون اپی ترمال از نوع سولفیداسیون بالا مناطق فرورانش ـ قوسهای قاره‌ای[5] دارند.

www.SID.ir

Archive of SID

- در این دگرسانیها نسبت مستقیمی بین افزایش سیلیس (کوارتز) با افزایش قطر دانه‌ها وجود دارد .
- کانیهای گروه آلومینیم ـ فسفات ـ سولفات (APS) به ویژه در نمونه‌های دارای کائولینیت درشت‌دانه فراوانتر هستند.
- حضور کانیهای اسمکتیت ـ ایلیت ـ کوارتز همراه با هم و نیز وجود میان لایه‌های ایلیت در اسمکتیت به صورت مخلوط لایه نشانه‌ای برای دگرسانی به‌وسیلهٔ شاره‌های گرمابی است و چنان فرض می‌شود که ترکیب اینگونه شاره‌ها اسیدی ضعیف باشد [6] .
- نقطهٔ آغاز دگرسانیهای آرژیلیزاسیون تحت کنترل ساختاری منطقهٔ مورد مطالعه را می‌توان تشکیل فیلوسیلیکاتهای قابل انبساط Å 10 اسمکتیتی در نظر گرفت.
- وجود پیریت به‌صورت ثانویه در این نوع دگرسانیها نشانه‌ای است بر احیایی شدن آهستهٔ شرایط دگرسانی آرژیلیتی به‌ویژه در هنگام شکل‌گیری کانیهای گروه اسمکتیت. همچنین حین تشکیل اسمکتیت شاره‌ها غالباً ترکیب خنثی تا قلیایی ضعیف دارند.
- حضور کانیهای گروه APS دلیلی بر اسیدی‌تر شدن شاره‌های گرمابی است. منشأ فسفر این کانیها، کانی فرعی آپاتیت موجود در سنگ مادر اولیهٔ آنهاست. سولفات که اهمیت فزاینده‌ای در تشکیل کانیهای APS دارد، در اثر تجزیهٔ پیریت اولیهٔ موجود در سنگ مادر مهیّا می‌شود. منطقهٔ حضور کانیهای گروه APS در کنار کائولینیت و کوارتز را می‌توان با زون دگرسانی آرژیلیک پیشرفته که از شاره‌های بسیار اسیدی به‌وجود می‌آید معادل دانست.
- در نهایت در مورد دگرسانی آرژیلیزاسیون (آرژیلیتی ـ آلونیتی) منطقهٔ مورد مطالعه می‌توان چنین اظهار داشت که با افزایش کانیهای گروه آلومینیم ـ فسفات ـ سولفات ، تغییرات زیر را می‌توان نتیجه‌گیری کرد:

1- کاهش PH سیالات گرمابی.
2- افزایش Eh سیستم و محیط کانی‌سازی.
3- کاهش قطر دانه‌های کائولینیت و کوارتز.
4- کاهش مقدار کانیهای گروه اسمکتیت.
5- افزایش ایلیتیزاسیون کانیهای گروه اسمکتیت و بالطبع افزایش مقدار کانی ایلیت.
6- افزایش شدت دگرسانی (از آرژیلیک متوسط تاپیشرفته).
7- تغییرات دمایی سیستم دگرسانی در دامنهٔ 200 تا ^{o}C 240 براساس فاکتور درجه تبلور کانی ایلیت.

مراجع

[1] Clark G. C., Davis R. G., *"Explanatory text of the Banddar-e-Pahlavi quadrangle map 1:250000"*, Geological Survey of Iran (1975) p. 198.
[2] Dill H. G., Bosse H. R., *"Mineralogical and Chemical Variations in Hypogene and Supergene Kaolin Deposits in a Mobile Fold Belt the Central*

www.SID.ir

Archive of SID

Andes of Northwestern Peru", Mineralium Deposita 32 (1997) pp. 149-163.

[3] Ji J., Browne P. R. L.*, "Relationship between illite crystallinity and temperature in active geothermal systems of New Zealand"*, Clays and Clay Minerals 48 (2000) pp. 139-144.

[4] گنجی ع. ر.، *"کنترل‌های فیزیکوشیمیایی دگرسانیهای گرمابی و کانی‌زایی‌های مس، سرب، روی و طلا در بخش میانی رشته کوههای طارم ـ شمال غرب ایران"*، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، رساله دکتری (1380)، صفحهٔ 245.

[5] Dill H. G., Bosse H. R., *"Mineralogical and Chemical studies of Volcanic-related argillaceous industrial minerals of the Central American Cordillera (Western El Salvador)"*, Economic Geology 95 (2000) pp. 517-538.

[6] Muazzez C., karakaye N., *"Clay Minerals in Hydrothermally Altered Volcanic Rocks-Eastern Pontides-Turkey"*, Clays and Clay Minerals 47 (1999) pp. 708-717.

www.SID.ir