الله
بسم الله الرحمن الرحيم

دانشکده علوم طبیعی

گروه علوم زمین

پایاننامه برای دریافت درجه کارشناسی ارشد در رشتهٔ زمین شناسی

(گرایش زمین شناسی اقتصادی)

عنوان فارسی:

بررسی زونهای دگرسانی بویژه زون آرژیلیکی در شمال-شمالغرب معدن مس پورفیری سرچشمه، استان کرمان.

استاد راهنما:

پروفسور علی اصغر کلاگری

اساتید مشاور:

دکتر کمال سیاه چشم و

مهندس هادی منگالی

پژوهشگر:

نجیبه السادات موسوی نژاد

شهریور ماه ۱۳۹۳

پیشکش به دستان پر مهر پدر و قلب رئوف مادرم،

و تقدم به آن‌ها که سیمای حضورشان را نه به چشم سر، که به چشم دل می‌بینم،

آن‌ها که دعای خیرشان را بدرقه راهم نموده‌اند.

سپاسگزاری

شکر خدای که هرچه طلب کردم از او بر منتهای همت خود کامروان شدم. اکنون که این پژوهش به اتمام رسیده است، بر خود لازم میدانم که مراتب سپاسگزاری خود را از تمام عزیزانی که در این راه یاری‌ام کرده‌اند، ابراز نمایم.

از جناب آقای پروفسور علی‌اصغر کلاگری که با راهنمایی‌های ارزنده خود گامی موثر در جته پیشبرد اهداف این پژوهش برداشته، و افتخار شاگردی خویش را به بنده عنایت فرمودندبسیار سپاسگزارم.

از آقایان دکتر کمال سیاه چشم و مهندس هادی منگالی که که مشاوره این پژوهش را قبول فرمودند و در همه حال همکاری بسیار ارزنده‌ای برای انجام هر چه بهتر این پژوهش با بنده داشتند قدردانی می‌نمایم.

از حضور جناب آقای دکتر علوی به دلیل قبول داوری این پژوهش نهایت سپاس را دارم.

از آقای مهندس مسیب‌زاده به خاط همکاری بی شائبه ایشان در تحویل و آماده سازی مقاطع میکروسکوپی کمال تشکر را دارم.

از حضور هم اتاقی‌ها و همکلاسی‌های عزیزم که در طی این مسیر همراهم بودند بسیار سپاسگزارم، همچنین از خانواده عزیزم: پدر و مادر مهربانم، خواهران دلسوز و برادر عزیزم که تا اتمام این پژوهش همراهم بودند و مرا با دلگرمی‌هایشان به ادامه مسیر امیدوار نمودند، قدر دانی می‌نامایم.

امید است نتایج بدست آمده، گامی ناچیز در جهت ارتقاء سطح تحقیق در جامعه علمی‌مان به حساب آید.

نام خانوادگی: **موسوی نژاد** نام: **نجیبه السادات**

عنوان پایان‌نامه: ***بررسی زونهای دگرسانی بویژه زون آرژیلیکی در شمال-شمالغرب معدن مس پورفیری سرچشمه، استان کرمان.***

استاد راهنما: **پروفسور علی‌اصغر کلاگری** اساتید مشاور:**دکتر کمال سیاه چشم و مهندس هادی منگالی**

رشته: **زمین‌شناسی** مقطع تحصیلی: **کارشناسی ارشد** گرایش: **زمین شناسی اقتصادی**

دانشکده: **علوم طبیعی** دانشگاه: **دانشگاه تبریز** تعداد صفحه: تایخ فارغ‌التحصیلی: **شهریور ۱۳۹۳**

لغات کلیدی: ***معدن مس پورفیری سرچشمه، دگرسانی هیپوژن، تعادل جرمی، شاخص های ژئوشیمیایی، رفسنجان***

چکیده

منطقه مورد مطالعه در فاصله ۷ کیلومتری شمالی معدن مس پورفیری سرچشمه، جنوب شهرستان رفسنجان، استان کرمان واقع می‌باشد. براساس تقسیمات زمین ساختی ایران، محدوده مورد مطالعه در جنوب شرقی کمربند تکتونوماگمایی ایران مرکزی و در بخش جنوب شرق کمربند ارومیه – دختر قرار می‌گیرد. سنگ‌های غالب در منطقه عمدتاً ترکیب تراکی‌آندزیت می‌باشند. این سنگ‌ها تحت تاثیر سیالات گرمابی در شرایط قلیایی و تقریباً اکسیدی دگرسان شدند. در محدوده مورد مطالعه دو فرآیند دگرسانی هیپوژن و تا حدی سوپرژن رخ داده است. دگرسانی هیپوژن در ابتدا به واسطه زون‌های دگرسانی از جمله پروپلیتیک، پروپلیتیک – فیلیک، پروپلیتیک – آرژیلیک و آرژیلیک آشکار می‌شود. فرآیند دگرسانی سوپرژن در جایی که زون‌های دگرسانی هیپوژن در معرض هوازدگی قرار گرفته‌اند تشکیل شدند. تصور می‌شود که در زون‌های دگرسانی هیپوژن، دگرسانی پروپلیتیک از نظر پاراژنتیکی اولیه بوده و سپس به واسطه دگرسانی‌های سریسیت و آرژیلیک پوشیده شده است. مطالعات موازنه جرمی عناصر مختلف نشان داد که سیال گرمابی در طی روند تکاملی خود از شرایط قلیایی- اکسیدان به اسیدی- احیایی تغییر ماهیت داده است. همچنین براساس شاخص‌های ژئوشیمیایی نظیر (Ce+Y+La)، (Ba+Sr)، (Cr+Nb)، Pb و (Fe+Ti) آشکار گردید که فرآیندهای دگرسانی منطقه به واسطه عملکرد سیالات گرمابی عمدتاً درونزاد صورت گرفته‌اند.

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
مقدمه	
فصل اول: بررسی منابع	
۱-۱ دگرسانی	۲
۱-۲ شیمی فرآیندهای دگرسانی	۲
۱-۳عوامل موثر بر شدت و نوع دگرسانی	۳
۱-۴ انواع دگرسانی‌های هیدروترمالی	۳
۱-۴-۱ دگرسانی پتاسیک	۳
۱-۴-۲ دگرسانی پروپلیتیک	۴
۱-۴-۳ دگرسانی فیلیک	۴
۱-۴-۴ دگرسانی آرژیلیک	۵
۱-۵ افزایش و کاهش عناصر	۷
۱-۶ شاخص هوازدگی و دگرسانی	۸
۱-۷ ساختار و ژئوشیمی کانی‌های رسی	۱۰

۱-۸ تقسیم بندی کانی‌های رسی ۱۱

۱-۹ شرایط تشکیل کانی‌های رسی ۱۲

۱-۱۰ کائولن ۱۳

۱-۱۱ ترکیب شیمیایی و ساختار کائولن ۱۳

۱-۱۳ ژنز کائولن ۱۵

۱-۱۴ طبقه بندی کانسار کائولن ۱۶

۱-۱۴-۱ طبقه بندی براساس زمان تشکیل ۱۶

۱-۱۴-۲ طبقه بندی براساس زمان زمین شناسی ۱۹

۱-۱۴-۳ طبقه بندی براساس خاستگاه ۱۹

۱-۱۵ کائولن در دنیا ۲۰

۱-۱۶ کائولن در ایران ۲۳

۱-۱۷ پیشینه پژوهش ۲۵

۱-۱۸ اهداف مطالعه ۲۷

فصل دوم: روش تحقیق

۲-۱ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه ۲۹

۲-۲ راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه ۲۹

۲-۳ وضعیت آب و هوایی ۳۲

۲-۴ تقسیم بندی زمین شناسی ۳۲

۲-۴-۱ مجموعه ماگمایی ارومیه – دختر ۳۴

۲-۴-۲ زمین شناسی ناحیه کرمان ۳۶

۲-۴-۳ زمین شناسی کمربند دهج – ساردوئیه ۳۸

۲-۴-۴ ویژگی‌ها و ساختار ماگمایی کمربند ولکانو – پلوتونی دهج – ساردوئیه ۳۹

۲-۵ روش کار و سیر مطالعاتی ۴۱

۲-۵-۱ مطالعات نظری ۴۱

۲-۵-۲ مطالعات صحرایی ۴۲

۲-۶ نمونه برداری ۴۴

۲-۷ مطالعات آزمایشگاهی ۴۵

فصل سوم: بحث و نتایج

۳-۱ مقدمه ۴۷

۳-۲ مطالعات پتروگرافی ۴۸

۳-۳ کانی‌شناسی و نحوه تشکیل زون‌های دگرسانی ۵۱

۳-۳-۱ دگرسانی‌های هیپوژن ۵۲

۳-۳-۲ دگرسانی سوپرژن ۵۵

۳-۴ شاخص شیمیایی دگرسانی و هوازدگی ۵۷

۳-۵ ژئوشیمی ۵۸

۳-۵-۱ ژئوشیمی عنصری ۶۰

۳-۵-۲ بررسی ناهنجاری عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت ۷۷

۳-۶ تعیین منشاء محلول‌های عامل دگرسانی کائولن در منطقه مورد مطالعه ۷۹

۳-۷ مطالعات ژئوشیمیایی تغییرات جرم ۸۲

۳-۸ شرایط فیزیکوشیمیایی سیال هیدروترمال ۹۵

فصل چهارم: خلاصه، نتیجه گیری و پیشنهادات

۴-۱ بررسی‌های صحرایی ۹۸

۴-۲ بررسی‌های پتروگرافی ۹۸

۴-۳ بررسی‌های ژئوشیمیایی ۹۹

۴-۴ منشاء سیال مسئول دگرسانی ۱۰۱

۴-۵ شرایط فیزیکوشیمیایی سیال ۱۰۱

۴-۶ پیشنهادات ۱۰۳

فصل پنجم: منابع

منابع فارسی ۱۰۵

منابع لاتین ۱۰۶

فهرست اشکال

عنوان صفحه

فصل اول: بررسی منابع

شکل ۱-۱ ساختار کائولن ۱۵

شکل ۱-۲ محدوده پایداری گروه کائولینیت به عنوان تابعی از دما و ترکیب سیال ۱۸

شکل ۱-۳ میزان ذخیره کائولن در مناطق مختلف جهان در سال ۲۰۰۱ ۲۲

شکل ۱-۴ نمودار مصرف ظاهری کائولن در ایران طی سالهای ۱۳۸۰- ۱۳۷۶ ۲۵

فصل دوم: روش تحقیق

شکل ۲-۱ موقعیت و راههای اصلی دسترسی به منطقه مورد مطالعه ۳۰

شکل ۲-۲ الف: نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (اقتباس از نقشه زمین شناسی معدن مس سرچشمه (Nedimovic, 1973) و ب: نقشه دگرسانی محدوده مورد مطالعه ۳۱

شکل ۳-۲ واحدهای ساختمانی – رسوبی ایران (نبوی، ۱۳۵۵) ۳۶

شکل ۳-۲ موقعیت کمربند دهج – ساردوئیه بر روی نقشه ایران و معدن مس سرچشمه در کمربند دهج – ساردوئیه (نقشه اقتباس شده از شهاب‌پور و کرامرز (۱۹۸۷)) ۳۹

شکل ۵-۲ شکستگی‌ها و مسیر حرکت سیال در زون پروپیلیتیک – فیلیک ۴۳

شکل ۶-۲ زون اکسیدان (a) و زون احیا (b) در مقاطع حاصل از برش جاده ۴۳

شکل ۷-۲ شکستگی و مسیر حرکت سیال (خط چین) در زون پروپلیتیک – آرژیلیک ۴۴

شکل ۸-۲ نمایی از زون‌های دگرسانی منطقه مورد مطالعه (دید به سمت جنوب – جنوب شرق). ۴۵

فصل سوم: بحث و نتایج

شکل ۱-۳ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های تراکی آندزیت آلتره شده ۴۹

شکل ۲-۳، دگرسانی پلاژیوکلازها به کانی‌های رسی با حفظ شکل اولیه خود در نمونه دستی. ۵۰

شکل ۳-۳ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های تراکی آندزیت در زون دگرسانی پروپلیتیک ۵۱

شکل ۴-۳ الف: پرشدگی حفرات از سیلیس‌های درشت بلور و ریز بلور، ب: نمایی از دگرسانی‌های منطقه مورد مطالعه ۵۵

شکل ۵-۳: تصاویر میکروسکوپی از تبدیل پیریت به لیمونیت (الف)، هماتیت (ب)، و گوتیت (ج) توسط فرآیندهای سوپرژن ۵۶

شکل ۶-۳، نمودار پراکندگی Fe (a) و Mn (b) در نمونه‌های برداشت شده از زون‌های مختلف دگرسانی در طول پروفیل انتخابی ۶۳

شکل ۷-۳، نمودار پراکندگی دگرسانی در برابر دما و pH ۶۴

شکل ۸-۳، الگوی پراکندگی عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های مربوط به زون‌های مختلف دگرسانی ۶۴

شکل ۹-۳، الگوهای پراکندگی عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE) در نمونه‌های مربوط به زون‌های مختلف دگرسانی در منطقه مورد مطالعه ۶۸

شکل ۱۰-۳، الگوی پراکندگی عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE) در زون‌های مختلف دگرسانی ۷۰

شکل ۱۱-۳، الگوی پراکندگی عناصر جزئی عبوری (TTE) در زون‌های مختلف دگرسانی ۷۲

شکل ۱۲-۳، الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی (HREE) در زون‌های مختلف دگرسانی ۷۴

شکل ۱۳-۳، الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی (LREE) در زون‌های مختلف دگرسانی ۷۵

شکل ۱۴-۳، الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی (MREE) در زون‌های مختلف دگرسانی ۷۶

شکل ۱۵-۳ بررسی ناهنجاری عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت در نمونه‌های برداشتی از زون‌های دگرسانی مختلف و نمونه‌های نسبتاً تازه ۷۸

شکل ۱۶-۳، دیاگرام (Ba + Sr)، (Ce + Y + La) و Pb جهت تعیین شرایط تشکیل کائولن منطقه ۸۰

شکل ۱۷-۳، دیاگرام (Cr+Nb) در برابر (Fe+Ti) ، جهت تعیین شرایط تشکیل کائولن منطقه ۸۰

شکل ۱۸- ۳، دیاگرام P_2O_5 در برابر SO_3 ، جهت تعیین شرایط تشکیل کائولن منطقه ۸۱

شکل ۱۹-۳ تغییرات جرم عناصر اصلی و فرعی در عرض زون‌های مختلف دگرسانی ۸۴

شکل ۲۰-۳ نمودار تغییرات جرم عناصر LILE در عرض زون‌های مختلف دگرسانی ۸۶

شکل ۲۱-۳ نمودار تغییرات جرم HREE در عرض زون‌های مختلف دگرسانی ۸۸

شکل ۲۲-۳ نمودار تغییرات جرم LREE در زون‌های مختلف دگرسانی ۹۰

شکل ۲۳-۳ نمودار تغییرات جرم عناصر TTE در عرض زون‌های مختلف دگرسانی ۹۱

شکل ۲۴-۳ نمودار تغییرات جرم عناصر HFSE در عرض زون‌های مختلف دگرسانی ۹۳

فهرست جداول

عنوان صفحه

فصل اول: بررسی منابع

جدول ۱-۱ به نقل از شهاب پور (۱۳۸۶) ۶

جدول ۲-۱ شاخص‌های هوازردگی ۹

جدول ۳-۱ تقسیم بندی و خصوصیات کانی‌های رسی ۱۱

جدول ۴-۱ کانی‌های گروه کائولینیت ۱۴

جدول ۶-۱ پراکندگی کانسارهای کائولن ایران ۲۴

فصل سوم: بحث و نتایج

جدول ۱-۳ مقادیر شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) و شاخص شیمیایی هوازدگی (CIW) در نمونه‌های مربوط به زون‌های دگرسانی مختلف در منطقه مورد مطالعه ۵۷

جدول ۲-۳، نتایج آنالیز XRF از نمونه‌های برداشت شده از زون‌های مختلف دگرسانی در منطقه مورد مطالعه ۵۸

جدول ۳-۳، نتایج آنالیز ICP-OES از نمونه‌های برداشت شده از زون‌های مختلف دگرسانی در منطقه مورد مطالعه ۵۹

جدول ۴-۳ ضریب همبستگی پیرسن (Pearson) عناصر نسبت به یکدیگر در نمونه‌های برداشت شده از زون-های مختلف دگرسانی در منطقه مورد مطالعه ۶۱

مقدمه

فرآیندهای دگرسانی و هوازدگی از اینرو حائز اهمیت هستند که سیال مسئول دگرسانی و هوازدگی با توجه به شرایط فیزیکوشیمیایی سیال خصوصیات کانی شناسی، سنگ شناسی و ژئوشیمیایی کانی‌های اولیه را تغییر داده و مجموعه جدیدی از کانی‌ها که در شرایط دما، فشار و ترکیب شیمیایی سیال دگرسان کننده پایدارند را تشکیل می‌دهد. هر یک از این کانی‌های ایجاد شده شاخص یک نوع دگرسانی خاص می‌باشند. در طی این تغییرات عناصر متفاوت نیز با توجه به ویژگی‌های شیمیایی خود رفتار متفاوتی را نشان می‌دهند، بطوری که در یک زون دگرسانی گروهی از عناصر در کانی‌های شاخص آن زون تمرکز یافته و گروهی به همراه سیال از محیط خارج می‌شوند، که مسئول تمامی این نوع رفتار عناصر pH و Eh سیال دگرسان کننده می‌باشد.

کانی معرف زون دگرسانی آرژیلیک کائولینیت می‌باشد. کائولینیت هم به واسطه سیالات هیپوژن و هم سوپرژن تشکیل می‌شود. با توجه به میزان تغییرات عناصر مانند Ba، Ce، Sr، Y، La می‌توان منشاء سیال تشکیل دهنده کائولینیت را مشخص کرد. میزان عناصر Ba و Sr در شرایط سیال هیپوژن افزایش یافته در حالی که در سیال سوپرژن میزان این عناصر کاهش داشته اما Ce، Y، La در کانی‌های رسی تشکیل شده تمرکز می‌یابند.

فصل اول

بررسی منابع

۱-۱ دگرسانی

واکنش بین سیالات و سنگ‌های دیواره تا زمان به تعادل رسیدن آن‌ها ادامه می‌یابد و نتیجه این واکنش بوجود آمدن غشائی دگرسان در سنگ‌های دربرگیرنده توده معدنی است (شهاب‌پور، ۱۳۸۶). ضخامت این غشا بسته به وسعت توده معدنی متفاوت بوده و از چند میلیمتر تا چند کیلومتر متغییر می‌باشد. از آنجاییکه هاله‌های دگرسانی گاهی ۱۰ تا ۲۰ برابر گسترده تر از توده معدنی می‌باشند، (Guilbert & Park, 1986)، لذا در اکتشاف کانسارهای گرمابی می‌توانند موثر واقع شوند.

چنین دگرسانی‌ای که از لحاظ زمانی و مکانی با توده معدنی در ارتباط باشد به دگرسانی سنگ دیواره موسوم است. دگرسانی سنگ دیواره را می‌توان به دو بخش اصلی هیپوژن و سوپرژن تقسیم کرد. دگرسانی هیپوژن توسط سیالات گرمابی بالارونده ایجاد می‌گردد، در صورتی که دگرسانی سوپرژن تحت تاثیر واکنش آب‌های فرورو با سنگ‌های کانی‌سازی شده قبلی ایجاد می‌شود (شهاب‌پور، ۱۳۸۶).

۱-۲ شیمی فرآیندهای دگرسانی

آلتراسیون سنگ دیواره همراه با نهشت کانسنگ فرایندی از تبادل شیمیایی برگشت‌پذیر بین محلول‌های آبدار و سنگ دیواره‌ی مجاور می‌باشد. اجزاء معین به طور انتخابی از سنگ دیواره شسته شده و به سیّال اضافه می‌گردند و دیگر اجزاء (شامل فلزات کانه) به طور انتخابی توسط سنگ دیواره پذیرفته (یا پوششی را بر روی سنگ دیواره ایجاد می‌کنند) و از سیال هیدروترمال خارج می‌شوند (Barnes, 1979).

نتیجه‌ی حاصله از دگرسانی به عوامل فوق بستگی دارد (Barnes, 1979):

۱- شرایط فیزیکی سطح واکنش سیال و سنگ، طوری که با افزایش سطح تماس سیال هیدروترمال و سنگ دیواره وسعت دگرسانی و پیشرفت آن افزایش می‌یابد.

۲- ترکیب سیال و سنگ دیواره، با افزایش اختلاف ترکیب سیال و سنگ دیواره دگرسانی مؤثرتری رخ می-دهد.

۳- مقادیر نسبی سیال و سنگ دیواره‌ی درگیر در فرایند تبادل

با بیشتر شدن موارد فوق پیشرفت دگرسانی افزایش می‌یابد.

۱-۳ عوامل موثر بر شدت و نوع دگرسانی

عوامل کنترل کننده نوع تغییرات شیمیایی و کانی شناسی عبارت از ترکیب شیمیایی محلول گرمابی یا ماگمایی، دما، عمق، شرایط $Log\ f\ O_2$، $Log\ f\ S_2$، pH و Eh محلول و ترکیب شیمیایی و کانی شناسی سنگ آلتره می‌باشد. همچنین گسترش و شدت آلتراسیون به عوامل مختلفی از جمله حجم محلول‌های ماگمایی یا گرمابی، میزان ساختمان های اولیه و ثانویه مفید، واکنش پذیری سنگ، دما و فشار محلول بستگی دارد (Guilbert & Park, 1986).

۱-۴ انواع دگرسانی‌های هیدروترمالی

دگرسانی‌های هیدروترمالی را بر حسب یک یا چند کانی اصلی به چندین گروه متفاوت تقسیم می‌کنند. از مهمترین آنها می‌توان به دگرسانی پتاسیک، پروپلیتیک، سریسیتیک، آرژیلیک و گرایزن اشاره کرد، که در جدول ۱-۱ به طور مختصر ویژگی‌های مهم آنها بیان می‌شود (Guilbert & Park, 1986).

۱-۴-۱ دگرسانی پتاسیک

دگرسانی پتاسیک یا بیوتیت – ارتوکلاز با کانی‌های پتاسیم فلدسپار همراه یا بدون بیوتیت و سریسیت و اثری از هر یک از کانی‌های فرعی نمک کلسیم مانند انیدریت ($CaSO_4$)، آپاتیت ($Ca_3(PO_4)_3$)، فلوریت (CaF_2)، کلسیت و شئلیت ($CaWO_4$)، کالکوپیریت، مولیبدنیت، پیریت، مگنتیت یا هماتیت شناخته می‌شود (Gilbert and Park, 1986).

۲-۴-۱ دگرسانی پروپلیتیک

در این نسل دگرسانی اپیدوت، کلریت و انواع کربنات‌ها جانشین پلاژیوکلاز (اپیدوت، کلریت و کلسیت) و هورنبلند و بیوتیت (کلریت، اپیدوت و مونت موریلونیت) می‌شوند (Gilbert and Park, 1986) . در این زون به واسطه اضافه شدن CO_2 و H_2O و به طور محلی گوگرد، کانی‌های تیره از جمله هورنبلند و بیوتیت به اپیدوت، کلریت، کلسیت و پیریت، و دانه‌های درشت پلاژیوکلاز به اپیدوت و گاهی کلریت تبدیل می‌شود (تقی پور و همکاران،۱۳۸۷). هر کدام از این کانی‌ها به شکلی نسبت به سایرین غالب می‌باشد.

۳-۴-۱ دگرسانی فیلیک

این دگرسانی همچنین به علت حضور سریسیت [نام دیگر میکا سفید ریز دانه (مسکویت، هیدرومیکا و فنژیت)] که در اثر دگرسانی و متاسوماتیسم ایجاد می‌شوند، دگرسانی سریسیت نامیده می‌شود. تمام سیلیکات-های اولیه سنگ از قبیل فلدسپارها، میکاها و کانی‌های مافیک به سریسیت کوارتز تبدیل می‌شوند (Gilbert and Park, 1997). دگرسانی سریسیت با شسته شدن سدیم و کلسیم از کانی‌های آلومینوسیلیکاتی به وجود می‌آید (Beane & Titley, 1981). این دگرسانی یکی از معمول‌ترین دگرسانی است که در اغلب کانسارهای گرمابی مشاهده می‌شود و حاصل ناپایدار شدن فلدسپارها و پلاژیوکلازها در حضور S، K، OH^-، H^+ است که باعث تولید کوارتز، سریسیت و پیریت و گاهی کالکوپیریت می‌شود. در این فرایند Na، Mg و Fe از محیط خارج می‌گردد (Cox, 1985; Rose et al., 1979). کانی‌های فرعی این دگرسانی شامل پیریت، کلریت (درصورت حضور Mg) و کمی روتیل که از Ti درون بیوتیت و اسفن حاصل شده است (Gilbert and Park, 1997) .

۴-۴-۱ دگرسانی آرژیلیک

بر اساس مطالعات (Beane & Bodnar (1995 این دگرسانی همیشه تحت تأثیر محلول‌های گرمابی اولیه به وجود نمی‌آیند. کانی‌های تشکیل دهنده سنگ در این دگرسانی به کانی‌های رسی، کوارتز و هماتیت و کمی سریسیت تبدیل می‌شوند. این دگرسانی توسط کانی‌های رسی ناشی از شستشوی اسیدی توسط یون H^+ در دمای ۱۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد مشخص می‌شود و به سمت داخل به دگرسانی سریسیتی و به سمت بیرون به دگرسانی پروپلیتیک هم مرز می‌شود. گر چه این نوع دگرسانی در سیستم‌های پورفیری معمول است ولی در اثر فرسایش ممکن است شواهد مربوط به این نوع دگرسانی از بین برود. یا در سیستم‌های اپی‌ترمال می‌تواند به عنوان راهنما عمل کند. کانی های رسی موجود در این مجموعه معمولاً جانشین پلاژیوکلاز و سیلیکات‌های تیره می‌شوند. رس‌های غیر بلورین مانند آلوفان اغلب در این مجموعه حضور دارند.

این مجموعه دگرسانی محتوی مقادیر کمتر سریسیت، کلریت، پیریت و پیروفیلیت است (Drummond and Kimura 1969,). براساس میزان دگرسانی پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار و بیوتیت شدت دگرسانی کائولینیت به سه نوع ضعیف، متوسط و شدید تقسیم می‌شود (Selby & Nesbitt, 2000). ضمن تشکیل این نوع دگرسانی شرایط اسیدی (شکل ۱۰-۳) است و تمامی کاتیون‌های قلیایی به طور کامل یا به طور وسیعی از سنگ بیرون کشیده می‌شوند. این سیالات در بعضی شرایط باعث تشکیل کائولینیت – دیکیت و در بعضی شرایط پیروفیلیت می‌شود. دگرسانی آرژیلیک در ارتباط با دمای کم و نسبت K^+/H^+ پایین تشکیل می‌شود (Gilbert and Park, 1997).

در دگرسانی آرژیلیک پیشرفته شست و شوی شدید تمام آلکالی‌ها رخ می‌دهد. در دمای بالا حدوداً بالای ۳۰۰ C^o پیروفیلیت یا پیروفیلیت – آندالوزیت ایجاد می‌شود و در دمای پایین‌تر کائولینیت یا دیکیت غالب می‌باشند. در این دگرسانی کوارتز فراوان و آلونیت، توپاز، زونیت و تورمالین کانی‌های فرعی را شامل می‌شوند (Gilbert and Park, 1997).