نشریه علوم دانشگاه خوارزمی
جلد ۱۲، شماره ۲
تاریخ چاپ بهار ۱۳۹۲

دگرسانی گرمابی فسیل در مجموعهٔ آتشفشانی- رسوبی ژوراسیک شمال شهرکرد (پهنه سنندج- سیرجان)

*سید نعیم امامی؛ مرکزتحقیقات کشاورزی ومنابع طبیعی استان چهارمحال وبختیاری
حمیدرضا پیروان؛ پژوهشکده حفاظت خاک وآبخیزداری
زهرا الیاسی؛ مرکزتحقیقات کشاورزی ومنابع طبیعی استان چهارمحال وبختیاری

چکیده

مجموعه سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی شمال شهرکرد، به‌صورت کمربندی با راستای شمال باختری-جنوب خاوری، در شمال شهرکرد مرکز استان چهارمحال و بختیاری و در بخش مرکزی پهنهٔ سنندج سیرجان استقرار یافته است. سنگ‌های آذرین موجود در این ناحیه به دو بخش عمدهٔ ماگمایی و آذر آواری تفکیك شده که گروه اول شامل سنگ‌های آتشفشانی خاصه بازالت، بازالت آندزیتی و آندزیت و سنگ‌های نیمه‌عمیق به ویژه دولریت و میکرودیوریت است و سنگ‌های آذرآواری نیز غالباً توف، توفیت، لاپیلی توف و آگلومرا به سن ژوراسیک فوقانی و فاز کوه‌زایی کیمرین میانی هستند که در محیط تکتونیکی جزایر قوسی تشکیل شده‌اند. تمامی واحدهای سنگ‌شناسی تحت تأثیر محلول‌های ماگمایی قلیایی با (pH=۸-۹) و حرارت ۲۲۶ (در پهنه آرژیلیک حد واسط) تا ۳۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد(در رگه‌های کوارتز-اپیدوت) در فشار حدود ۲۰۰ بار متحمل درجاتی از دگرسانی شده‌اند و پهنه‌های سریسیتیک-آرژیلیک حدواسط و پروپیلیتیک (کلریتی) را تشکیل داده‌اند (دگرسانی فراگیرانتخابی). به‌علاوه حفره‌ها و شکاف‌ها با کانی‌های ثانویه‌ای مانند کوارتز، اپیدوت، کلریت و کلسیت (دگرسانی غیرفراگیر) پرشده‌اند. بررسی تغییرات جرم در سنگ‌های پهنه‌های دگرسانی نشان‌دهندهٔ کاهش جرم در نتیجهٔ دگرسانی است که نرخ آن از دگرسانی سریسیتیک به آرژیلیک متوسط و تا کلریت فزونی می‌یابد. تهی‌شدگی شدید از Na_2O و غنی‌شدگی از CaO در پهنهٔ کلریتی، غنی‌شدگی تا ۱۰۰ درصد از MgO و تهی‌شدگی شدید از K_2O, Na_2O در پهنهٔ سریسیتیک و تهی‌شدگی از K_2O، Na_2O، FeO در پهنهٔ آرژیلیک حدواسط از شاخص‌های کلیدی تشخیص پهنه‌های دگرسانی فسیل هستند.

مقدمه

با هدف بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی پدیده‌ها و پهنه‌های دگرسانی مجموعهٔ آتشفشانی-رسوبی پهنهٔ ساختاری سنندج- سیرجان در شمال شهرکرد، مرکز استان چهارمحال و بختیاری، مجموعه عملیات صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. کاوش‌های صحرایی در محدوده‌ای با مساحت بیش از ۲۰۰

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی، ژوراسیک، پهنهٔ سنندج- سیرجان، دگرسانی گرمابی فسیل، عناصراصلی
دریافت ۹۰/۶/۲۰ پذیرش۹۱/۷/۳
*نویسنده مسئول emami1348@yahoo.com

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

کیلومترمربع صورت پذیرفت. بررسی‌های دقیق با بهره‌گیری ازنمونه‌برداری‌های سیستماتیك و آزمایش‌های شیمیایی برای تعیین عناصر اصلی انجام گرفت و سیمای روشنی از چگونگی عمل‌کرد سیالات گرمابی در سطح منطقه به نمایش گذاشت. با تفکیك پهنه‌های دگرسانی براساس یافته‌های کانی شناختی و ژئوشیمیایی، تغییرات جرم سنگ‌ها درجریان دگرسانی در پهنه‌های شناسایی شده مورد سنجش و ارزیابی واقع و به‌عنوان شاخص‌هایی در شناسایی پهنه‌های دگرسانی فسیل معرفی شدند.

مواد و روش‌ها

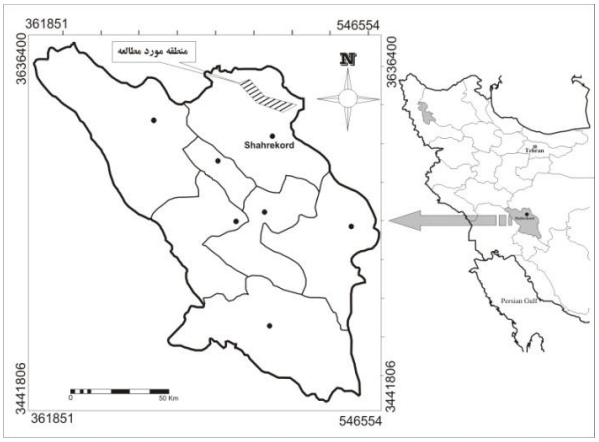
برای انجام این پژوهش، پس از جمع‌آوری اطلاعات، گزارش‌ها و نقشه‌های زمین‌شناسی (۱/۲۵۰۰۰۰ شهرکرد) و بررسی دقیق آن‌ها، برنامه بازدیدهای صحرایی تدوین شد. در جریان بررسی‌های صحرایی که طی ۲ فصل نمونه‌برداری صورت پذیرفت، پس از تفکیک تقریبی واحدهای سنگی روی عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای (TM) منطقه، نمونه‌برداری از سنگ‌های نسبتاً سالم و دگرسان شده از همهٔ رخنمون‌های متعلق به پهنه‌های مختلف به‌عمل آمد. در گام بعدی با تهیهٔ بیش از ۲۰۰ مقطع نازک از سنگ‌های مختلف، بررسی‌های دقیق پتروگرافی با استفاده از میکروسکوپ اولیمپوس[۱] انجام شد. برای اندازه‌گیری عناصر اصلی از آنالیز طیف‌سنج نشری[۲] و عناصر نادر از طیف‌سنج جرمی[۳] آزمایشگاه ACME در شهر ونکوور کانادا استفاده شد. آنالیز ICP روش مناسبی در تعیین ترکیب شیمیایی فراتر از ۶۰ عنصر سنگ است که از توسعهٔ طیف‌سنجی گسیل پلاسمای جفتیده القایی بهره می‌برد [۸]. از این روش به دلیل دقت و صحت چشم‌گیر در تجزیهٔ عناصر کمیاب (از جمله عناصر نادر خاکی) و ایزوتوپ‌ها نیز استفاده می‌شود [۱۶] با توجه به اهداف تحقیق که تعیین ماهیت پدیدهٔ دگرسانی و پهنه‌های دگرسان شده است و به منظور مشخص کردن فازهای کانیایی تشکیل شده در نتیجهٔ پدیدهٔ فوق، به‌ویژه در مورد کانی‌های رسی، بر روی ۳۰ نمونه سنگ دگرسان‌شده در پهنه‌های مختلف آزمایش XRD با استفاده از دیفراکتومتر[۴] با پرتو $CuK\alpha$ در جریان ۴۰ کیلووات با فیلتر نیکل و زاویهٔ انحراف ۱ درجه انجام شد. برای تجزیه و تحلیل نتایج آزمایش‌های انجام شده، نرم‌افزار مین‌پت[۵] ۲۰۰۲ استفاده شد [۱۱]. بررسی‌های الکترون مایکروپروب[۶] (EMPA) با دستگاه کامکا[۷] SX 50 در دانشگاه اوکلاهاماسیتی (نورمن) آمریکا انجام شد. برای تهیهٔ نقشهٔ زمین‌شناسی منطقه و هم‌چنین تفکیك پهنه‌های دگرسانی با دقت زیاد علاوه بر استفاده از عکس‌های هوایی از اطلاعات رقومی ماهواره لندست ۵ (سنجنده TM) شامل ۷ باند (۱۹۹۰) و لندست ۷ شامل ۸ باند با قدرت تفکیک ۶۰ و ۳۰ متر، و نیز تصاویر (۲۰۰۲) ETM استفاده شد. تصویر منطقهٔ حاصل موزاییک‌سازی دو فرم[۸] ۳۷-۱۶۴ و ۳۸-۱۶۴است که با به‌کارگیری ترکیب RGB مختلف، در نهایت بهترین پردازش موجود برای تفکیك واحدهای سنگ‌شناسی و سپس واحدهای دگرسان شده به‌دست آمد (ترکیب۷۴۱). برای تفسیر تصاویر از نرم‌افزارهای گلوبال مپر[۹] و ای‌آر مپر[۱۰] استفاده شد.

۱. Olympus ۲. ICP- Emission ۳. ICP-Mass ۴. Stoe -Stodip ۵. MinPet
۶. Cameca ۷. Electron Microprobe Analysis ۸. Frame ۹. Global mapper ۱۰. Er- mapper

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

موقعیت جغرافیایی

منطقهٔ پژوهش به‌صورت کمربندی با راستای شمال باختری- جنوب خاوری، به‌طول تقریبی ۵۰ و عرض تقریبی ۴ کیلومتر در شمال شهرکرد مرکز استان چهارمحال و بختیاری استقرار یافته است. این محدوده بین ″۱۰ و′۴۰ و °۵۰ تا ″۱ و′۰۶ و °۵۱ طول شرقی و ″۴۴ و′۲۵ و °۳۲ تا ″۵۱ و′۳۹ و °۳۲ عرض شمالی واقع است و بخش‌هایی از شمال استان چهارمحال و بختیاری و باختر استان اصفهان را در برمی‌گیرد (شکل ۱). نزدیک‌ترین نقطهٔ شهری به‌غیر از شهر بن که داخل محدودهٔ پژوهش واقع است، شهر سامان است که در ۷ کیلومتری جنوب منطقه قرار دارد. فاصلهٔ این شهر تا شهرکرد، مرکز استان حدود ۲۵ کیلومتر است.



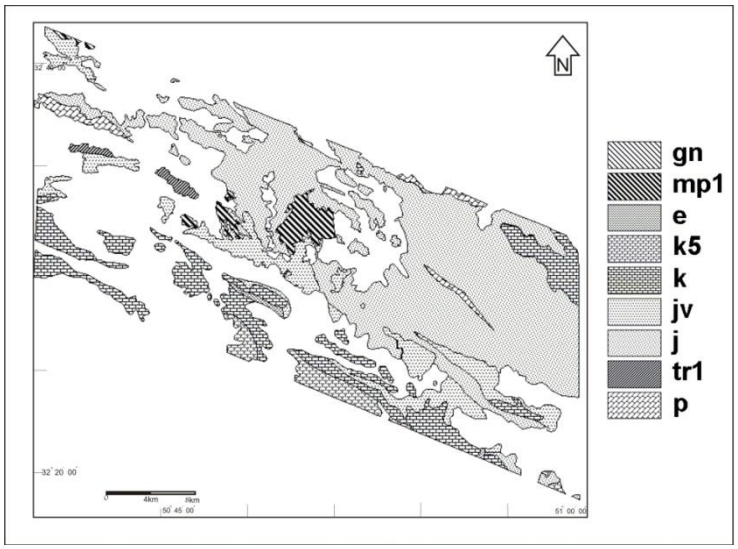
شکل ۱. موقعیت جغرافیایی مجموعهٔ آتشفشانی- رسوبی شمال شهرکرد

موقعیت زمین‌شناسی

منطقهٔ بررسی شده در فاصلهٔ تقریبی ۳۸ کیلومتری شرق و شمال شرق گسلهٔ زاگرس (بر روی کمر بالای گسل مذکور) و در پهنهٔ ساختاری سنندج- سیرجان قرار گرفته است.قلمرو تحت پژوهش در بخش میانی و شرقی نقشهٔ زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش شهرکرد و در بخش‌های غربی نقشهٔ چهارگوش اصفهان [۵] واقع است. این ناحیه همچنین نیمهٔ جنوبی نقشهٔ زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چادگان [۶] را به خود اختصاص می‌دهد. منطقهٔ بررسی شده در واقع بین دو گسل بن و دالان در جنوب و شمال محصور شده است و گسل شیدا از مرکز منطقه با امتدادی موازی دو گسل پیش گفته یعنی شمال باختر- جنوب خاور عبور می‌کند. هر سه گسل از نوع معکوس، با راستای مذکور هستند که جز گسل شیدا بقیه به سمت شمال خاوری شیب دارند (شکل۲).

در منطقهٔ بررسی شده، سنگ‌های آذرین عمدتاً شامل سنگ‌های آتشفشانی مافیک خاصه بازالت و حجم‌های کم‌تری از سنگ‌های حدواسط با غلبهٔ آندزیت، آندزیت بازالت همراه با توده‌های نیمه‌عمیق دولریت و میکرودیوریت به فرم‌های استوک و دایک هستند. سن سنگ‌های آتشفشانی منطقه به‌روش $^{40}Ar/^{39}Ar$ از ۱۴۵ تا ۱۶۹ میلیون سال پیش، حدفاصل اشکوب‌های کالوین (دوگر فوقانی) تا تیتونین (مالم فوقانی) تعیین شده‌اند. بدین‌ترتیب ابتدا سنگ‌های مافیک و حد واسط و سپس سنگ‌های نیمه‌عمیق به سطح راه یافته‌اند. پدیدهٔ ولکانیسم منطقه به فاز کوه‌زایی کیمرین میانی تعلق دارد [۳]، [۲۲].

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]



شکل ۲. نقشهٔ زمین‌شناسی منطقهٔ تحقیق درشمال شهرکرد
P= آهک‌های متوسط لایه پرمین،
tr1= آهک‌های تفکیک نشده تریاس،
j= ماسه سنگ وسیلت استون‌های ژوراسیک تحتانی تا میانی،
gn= گنایس ژوراسیک میانی؟،
jv=واحدهای آتشفشانی ژوراسیک میانی تافوقانی،
k= آهک‌های خاکستری رنگ ضخیم لایه کرتاسه،
k5= آهک‌های رسی کرتاسه،
e= کنگلومرای معادل کشکان به سن پالئوسن- ائوسن، mp1= تناوب آهک ومارن ژیپس دارمیوسن، Q= رسوبات کواترنر

پتروگرافی و کانی‌شناسی

با توجه به بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، مجموعهٔ سنگ‌های آذرین شمال شهرکرد عمدتاً طیف محدودی ازسنگ‌های آتشفشانی را با ترکیب شیمیایی مافیک تا حد واسط در برمی‌گیرند که غالباً مشتمل بر بازالت، بازالت آندزیتی و آندزیت با دو گونه هورنبلند آندزیت و به‌میزان اندکی پیروکسن آندزیت همراه با توده‌های نیمه عمیق دولریتی و میکرودیوریتی به شکل دایک و استوک هستند (جدول ۱ و شکل‌های ۳ و۴ و۵).

در سنگ‌های مافیک، پیروکسن کانی فرومنیزین غالب است و ترکیب آن بین $Wo_{46.20}En_{43.13}Fs_{10.04}Ac_{0.62}$ $Wo_{39.97}En_{43.24}Fs_{15.92}Ac_{0.87}$ (اوژیت تااوژیت دیوپسیدی) در بازالت‌ها تا $Wo_{40.29}En_{43.57}Fs_{16.13}$ (اوژیت) [۳] در پیروکسن آندزیت‌ها متغیر است.

جدول ۱. نتایج تجزیهٔ شیمیایی سنگ‌های منطقه به روش ICP -ES

Sample No.	۱۴-۱	۷۴-۶	۲۰-۳	۱۴-۲	۱۴-۹	۱۹-۵	۲۸-۲	۳۳-۴	۵۵-۴	۲۳-۱	۲۳-۲
Rock	A	A	B	B	B	B	BA	BA	B	B	B
Zone	F	F	F	Ser	Ser	Ser	Ser	Ser	Ser	Int.Arg	Int.Arg
SiO_2 (wt%)	۵۸/۴۴	۵۷/۳۷	۴۷/۳۸	۴۷/۷۷	۴۷/۰۸	۴۷/۴۹	۵۵	۵۵/۰۲	۴۴/۳۴	۴۷/۸۲	۴۹/۱۵
TiO_2	۰/۴۸	۰/۶۱	۰/۶۲	۰/۶۸	۰/۸۴	۰/۶۹	۰/۷	۰/۵۴	۰/۸۲	۰/۷۵	۰/۷۴
Al_2O_3	۱۵/۶	۱۷	۱۵/۵۱	۱۵/۲۵	۱۸/۲۵	۱۵/۲۷	۱۶/۴۷	۱۵/۸۳	۱۷/۷۸	۱۷/۱۸	۱۸/۶۷
Fe_2O_3(t)	۱۱/۴۵	۶/۷۳	۱۶/۰۹	۱۴/۰۳	۸/۶۲	۱۳/۸۷	۷/۰۹	۷/۷۲	۹/۲۱	۶/۵۹	۸/۱۳
Cr_2O_3	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶	۰/۰۴۷	۰/۰۵۸	۰/۰۲۴	۰/۰۵۶	۰/۰۲۷	۰/۰۴۷	۰/۰۶۱	۰/۰۲۸	۰/۰۰۲
MgO	۲/۸۱	۳/۱۳	۷/۲۲	۸/۱۴	۴/۳۳	۸/۴۳	۶/۱۶	۶/۴۵	۱۰/۶۸	۴/۴۹	۴/۱۶
CaO	۲/۸۵	۵/۲۴	۷/۵۸	۷/۹۴	۷/۹۹	۷/۹۵	۶/۶۸	۶/۰۸	۹/۶۱	۱۰/۱۷	۶/۳۲
MnO	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۲	۰/۱۹	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۱
Na_2O	۳/۳۹	۷/۲۴	۲/۷	۲/۹۷	۱/۶۱	۲/۸۸	۲/۸۵	۲/۷۴	۱/۴۷	۴/۰۹	۴/۸۲
K_2O	۴/۰۶	۰/۶۶	۱/۲۴	۰/۸۴	۲/۷۹	۰/۹۲	۱/۵۱	۰/۶۹	۱/۰۸	۱/۲۳	۱/۱۴
P_2O_5	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۳۱	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۱	۰/۱	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲
LOI	۰/۶	۱/۶	۱	۲	۵/۹	۲/۱	۳	۵/۵	۴/۵	۷/۱	۶/۴
SUM	۱۰۰/۰۳	۹۹/۹۳	۹۹/۹۲	۱۰۰/۱۲	۹۹/۸	۱۰۰/۰۹	۹۹/۸۲	۹۹/۸۵	۹۹/۹۶	۹۹/۸۳	۹۹/۸۵
Zr	۵۸/۲	۷۸/۹	۴۰/۱	۳۸/۳	۵۷/۳	۳۴/۴	۳۸/۶	۴۴/۵	۴۸/۶	۴۴/۹	۳۹/۲
V	۱۰۴	۱۵۳	۲۴۴	۲۴۴	۲۸۱	۲۵۰	۲۲۹	۱۹۸	۲۷۲	۲۲۱	۲۵۲

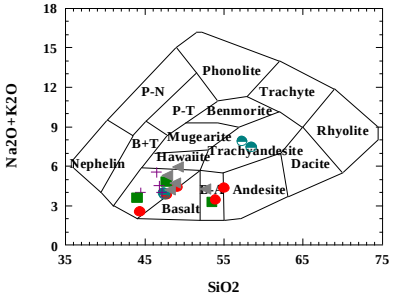
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

ادامه جدول ۱

Samples No.	۲۸-۱	۲۹-۱	٦٤-۱	۲۲-۸	۲۲-۹	۱۸-۱	٤۸-٦	٥٦-۱	٥۶-۲	۲۲-۲
Rock	B	B	BA	B	B	BA	D	D	D	D
Zone	Int.Arg	Int.Arg	Int.Arg	Ch	Ch	Ch	Ch	Ch	Ch	Ch
SiO_2 (wt%)	٤۸/۸۷	٤۸/۱۲	٥۲/٦	٤٤/۰۱	٤۷/٦۹	٥۳/٥۳	٤٦/۸٥	٤۷/۱٤	٤٦/٥٤	٤٤/٥۲
TiO_2	۰/۸	۰/۷	۰/۷٥	۰/۹۳	۰/۷۲	۰/٤۹	۲/٥٥	۲/۹۲	۲/۸٦	۳/۹٦
Al_2O_3	۱۸/۱۹	۱٦/٥۳	۱۷/۱۳	۱٦/۲	۱۸/٤٤	۱٤/٥۳	۱٦/۰۸	۱۳/۹۹	۱٤/۹۲	۱۳/۸۷
Fe_2O_3(t)	۸/٦۳	۹/۱۲	۸/۱٥	۱٦/۸٤	۸/۲٤	٦/۳۱	۱۳/۱۱	۱٤/٥٦	۱۳/٦۲	۱٥/۸۸
Cr_2O_3	۰/۰۲۷	۰/۰٥۳	۸/۱٥	۰/۰۳۹	۰/۰۳٥	۰/۰۲۲	۰/۰۰۸	۰/۰۱۲	۰/۰۰٥	۰/۰۰٦
MgO	۷/٤۷	۸/٤	٥/٥۸	٦/۲۳	٦/۲٤	٤/۷۱	٤/۹۷	٤/۹۹	۳/٤٤	۴/۸
CaO	٦/٥۷	۸/٥٦	۸/۰٤	۱۰/۲٤	۹/٦	۱۱	۸/۱	۹/۳۲	۸/۱۹	۸/۷٤
MnO	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۱٥	۰/۱	۰/۱٤	۰/۲۱	۰/۲٤	۰/۲۳	۰/۲٦
Na_2O	۲/٥۹	۳	۲/٤۹	۱/۸٤	۱/۷۹	۲/۹٦	۳/۹	۳/۷۷	٤/۱٦	۳/۸۱
K_2O	۲/۱	۱/۲۲	۱/۷۸	۱/۷۲	۳	۰/۲٦	۰/٦	۰/۲٥	۱/۳۸	۰/۲۲
P_2O_5	۰/۲	۰/۱۹	۰/۲٦	۰/۳۷	۰/۳٤	۰/۱٥	۰/٥۳	۰/٤٥	۱/۱۸	۱/۰۸
LOI	۰/۲	۳/۹	۲/۹	۱/٤	۳/۷	٥/۹	۲/۹	۲/۳	۳/۲	۲/۸
SUM	۹۹/۸۹	۹۹/۹۸	۹۹/۸۱	۹۹/۹۸	۹۹/۹	۱۰۰/۰۱	۹۹/۸۱	۹۹/۹٥	۹۹/۷۳	۹۹/۹٦
Zr	٥۰/۱	۳۸/۲	٤٤/۳	٦٤	٥۲/٦	٤۸/٦	۲۰٦/۸	۲۱٦/۹	۲۱۳/۷	۲۳۳/۱
V	۲۹۲	۲٤٥	۲٦۰	۲۸۷	۲٥۹	۱٤۷	۲۷۲	۳۳۸	۱۱٦	۳۰۲

BA=آندزیت بازالتی، B= بازالت،A = آندزیت، Ch= پهنهٔ کلریتی، Ser= پهنهٔ سریسیتی، Int.Arg= پهنهٔ آرژیلیک حد واسط، F= سنگ سالم

آمفیبول‌ها نیز شامل $Si_{6.674}Al_{1.326}O_{22}(Ca_{1.631}Na_{0.407}K_{0.109})(Mg_{2.641}Fe^{3+}_{0.854}Al_{0.109}Fe^{3+}_{1.18}Mn_{0.082})$ (هورنبلند مگنز- یوهستنگزیتی) تا $Si_{6.102}Al_{1.9}O_{22}(Ca_{1.778}Na_{0.538}K_{0.184})(Mg_{3.048}Fe^{3+}_{0.632}Al_{0.242}Fe^{3+}_{0.79}Mn_{0.019})$ (مگنزیو هستنگزیت) هستند. پلاژیوکلازها با ترکیب $Ab_{0.4}An_{99.6}Or_{0.0}$ (آنورتیت) در جریان پدیدهٔ دگرسانی گرمابی کاملاً تجریه شده و به آلبیت، اپیدوت، اسکاپولیت، کلسیک، کلریت و کانی‌های رسی مانند ایلیت تبدیل شده‌اند. ترکیب پلاژیوکلاز های دگرسان شده $Ab_{97.6}An_{1.8}Or_{0.6}$ (آلبیت) است [۳].



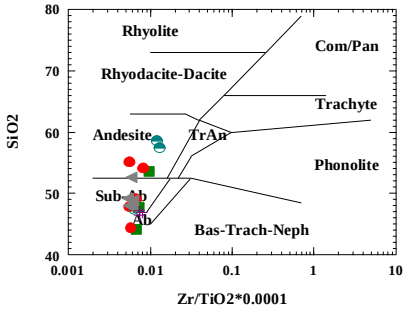
شکل ۳. طبقه‌بندی ژئوشیمیایی و نامگذاری سنگ‌های منطقه براساس مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (Cox et al., 1979)

سنگ‌های آتشفشانی سالم

سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده درپهنه سریسیتی

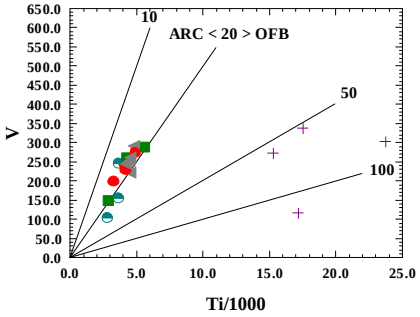
سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده در پهنه آرژیلیک

سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده در پهنه کلریتی



شکل ۴. طبقه‌بندی ژئوشیمیایی و نامگذاری سنگ‌های منطقه بر اساس سیلیس در مقابل زیرکونیوم به تیتانیوم $(\%SiO_2 - Zr/TiO_2 \times 0.001)$ [۱۹] + سنگ‌های نیمه‌عمیق (نمودارها براساس جدول۱ ترسیم شده‌اند)

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]



شکل ۵. نمودار متمایز کنندهٔ بازالت‌ها براساس Ti-V [۱۸]
تولئیت‌های جزایر قوسی $10 < Ti/v < 20$
بازالت‌های طغیانی قاره‌ای و مورب $20 < Ti/v < 50$
بازالت‌های جزائر اقیانوسی و بازالت‌های آلکالن $50 < Ti/v < 100$
بازالت‌های کالکوآلکالن $Ti/v = 20$

در آندزیت‌ها، کانی‌های مافیک کم‌تردستخوش تجزیه شده‌اند، در حالی که فلدسپات‌های با ترکیب اولیهٔ آندزین کاملاً سریسیتی وآلبیتی شده‌اند. در کنار سنگ‌های فوق، رخنمون‌های چشمگیری از سنگ‌های نیمه‌عمیق به‌صورت دایک و استوک در بین سنگ‌های پیش گفته نفوذکرده‌اند. این سنگ‌ها از نظر ترکیبی، بازیک (دولریت) تا حد واسط (دیوریت) هستند و شباهت‌های ذاتی با سنگ‌های آتشفشانی بازیک و حد واسط منطقه دارند که حاکی از قرابت ژنتیکی آن‌ها است. نکتهٔ جالب توجه آن است که سنگ‌های ماگمایی گسترش زیادی ندارند و بیش از ۷۰ درصد از رخنمون‌ها را سنگ‌های آذرآواری شامل توف، لاپیلی توف، توفیت و آگلومرا با ترکیب بازالتی به‌خود اختصاص می‌دهند. رنگ سطحی تمام واحدهای سنگی متمایل به سبز است که از حاکمیت شرایط احیا و فوران در محیط دریایی نسبتاً کم عمق حکایت دارد [۱]، [۲۷]. تفوق بازالت و آندزیت بازالتی همراه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی پیش گفته (شکل۶) مؤید محیط تکتونوماگمایی جزایر قوسی است [۴].

دگرسانی

سنگ‌های آتشفشانی بازیك تا حدواسط همراه با سنگ‌های نیمه عمیق به‌طور وسیع تحت تأثیر پدیدهٔ دگرسانی قرار گرفته‌اند. در نتیجهٔ این رخداد، رنگ ظاهری سنگ‌ها در صحرا تغییر یافته و آمیزه‌ای از رنگ‌های سبز، خاکستری، سفید و کرم قابل مشاهده است. به‌علاوه وجود رگه‌ها و رگچه‌های متعدد کوارتز، کلسیت و اپیدوت در لابه‌لای توده‌های آتشفشانی نیز گواه دیگری بر عمل‌کرد و نفوذ محلول‌های گرمابی در داخل این مجموعه سنگ‌ها است. این سنگ‌ها، فاقد آثاری از پدیده‌های فعال و پویای گرمابی و ماگماتیسم هستند، به این دلیل می‌توان این نوع دگرسانی را دگرسانی فسیل نام نهاد [۱۵]. به‌دلیل فوران توأم با رسوب‌گذاری رسوبات تخریبی (ماسه‌سنگ و اسلیت) در محیط دریایی، رنگ سطحی سنگ‌ها در کل منطقه به سبز گراییده است که حاکی از قرارگیری سنگ‌های مذکور در یك محیط احیای زیرآبی است. به‌همین دلیل امکان تفکیك پهنه‌های مختلف با استفاده از سیستم‌های سنجش از دور[۱] و سیستم اطلاعات جغرافیایی[۲] بسیار دشوار است. با این حال براساس تلفیق اطلاعات GIS (تصاویر ماهواره‌ای لندست[۳] ۹۰) و پژوهش‌های صحرایی، نقشهٔ پهنه‌های دگرسانی تهیه گردید (شکل۶).

۱. Remote sensing ۲. Geographical Information System ۳. Landsat

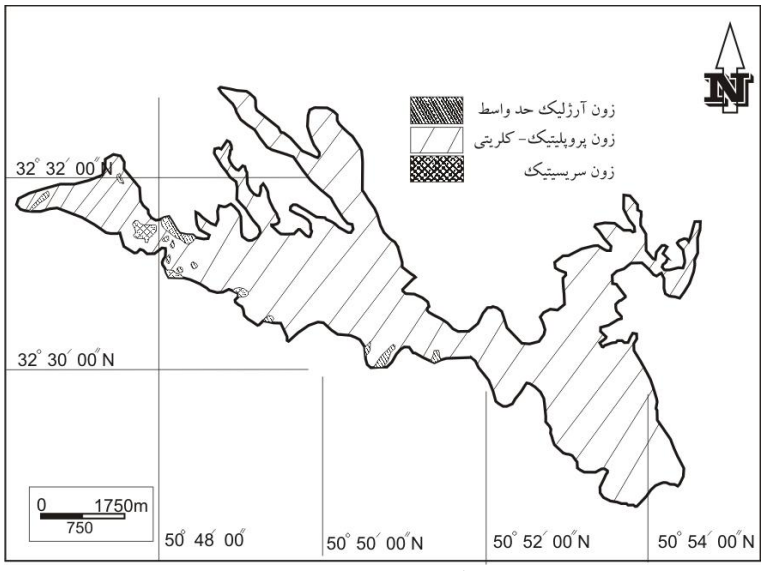
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

نام‌گذاری و طبقه‌بندی پهنه‌ها به شیوهٔ پیراجنو (۱۹۹۲) انجام شده است [۹]. در این روش دگرسانی به دو فرم[۱] فراگیر[۲] و غیرفراگیر[۳] طبقه‌بندی می‌شود. دگرسانی فراگیر مشتمل بر تغییرات جامع و کلی کانی‌شناسی در ابعاد یك منطقه (فراگیر کلی یا عمومی) و یا دگرسانی برخی کانی‌ها در جوار کانی‌های سالم (فراگیر انتخابی[۴]) استو دگرسانی غیرفراگیر شامل زیرگروه‌هایی مانند پرکننده حفره‌ها[۵] و یا رگه‌ها و رگچه‌های گرمابی است. با این نگرش، پهنه‌های مختلف دگرسانی در منطقه شناسایی و تفکیک شده، با این توضیح که در منطقهٔ دگرسانی فراگیر کلی (عمومی) مشاهده نشد.

دگرسانی فراگیر انتخابی[۶]

در این فرم خاص دگرسانی بدون این که بافت اولیهٔ سنگ به‌طورکلی از بین رفته و مبهم گردد، برخی از کانی‌های اولیه دست‌خوش تجزیه و دگرسانی می‌شوند، اما در یك سنگ مشخص برخی کانی‌ها سالم باقی می‌مانند. در منطقهٔ بررسی شده، عمومی‌ترین فرم دگرسانی، فراگیر انتخابی است. در این فرم در سنگ‌های بازیك (متابازالت‌ها) پلاژیوکلازهای حدواسط تا کلسیک (آندزین تا بیتونیت) درجه‌های بالایی از دگرسانی را تحمل کرده و در نتیجه سوسوریتینراسیون[۷] غالباً به کلریت+ اکتینولیت+ اپیدوت+ پرهنیت تبدیل شده‌اند در حالی که کلینوپیروکسن‌ها (اوژیت و دیوپسید) و آمفیبول‌ها (هورنبلندهای سبز هستنگزیتی) نسبتاً سالم و بدون آثار تجزیه بر جای مانده‌اند. ضمن این که بافت معمولاً پورفیری سنگ نیز تغییر شدیدی را متحمل نشده است.

می‌توان عمل‌کرد انتخابی در این فرم از دگرسانی را مواردی مانند درجه حرارت محلول‌های گرمابی، ترکیب شیمیایی و به‌ویژه pH آن‌ها و ترکیب شیمیایی سنگ میزبان دانست.



شکل ۶. نقشهٔ پهنه‌های دگرسانی سرزمین آتشفشانی شمال شهرکرد

۱. Style ۲. Pervasive ۳. Non pervasive ۴. Selective pervasive
۵. Vesicle filling ۶. Selective Pervasive Alteration ۷. Saussoritization

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

با در نظر گرفتن تفوق برخی کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی، می‌توان انواع دگرسانی گرمابی و در نتیجه انواع پهنه‌های دگرسانی را تفکیک کرد. در منطقهٔ پژوهش پهنه‌های تشخیص داده شده مشتمل بر پروپیلیتیک[۱] (با غلبهٔ پهنهٔ کلریتی)- سریسیتیک[۲](فیلیک و یا کوارتز- سریسیت- پیریت) (Q-S-P) و آرژیلیک حدواسط هستند[۳].

دگرسانی پروپیلیتیک

در بخش شمالی و مرکزی کمربند آتشفشانی- رسوبی بررسی شده، همهٔ سنگ‌های رخنمون یافته دست‌خوش دگرسانی پروپیلیتیک شده‌اند. این نوع دگرسانی حاصل افزایش H_2O و CO_2 و به‌طور محلی گوگرد (S) بدون متازوماتیزم چشمگیر H^+ است [۹]. کانی‌های شاخص این نوع دگرسانی شامل اپیدوت، کلریت، کربنات، فلدسپات پتاسیم و پیریت است که در برخی محل‌ها ممکن است سریسیت، اکسیدهای آهن، مونتموریلونیت و زئولیت نیز عمومیت داشته باشند. چنان‌چه کانی کلریت ثانویه تنها کانی یا کانی غالب در سنگ باشد، از واژهٔ کلریتیزاسیون به جای پروپیلیتیزاسیون استفاده می‌شود. کلریتیزاسیون در محدودهٔ بررسی شده، بر روی بازالت‌ها و دولریت‌ها تأثیر گذاشته است (شکل ۷). در شکل ۱۱ (الف و ب) نتیجهٔ آزمایش XRD ارائه شده است. چنان‌که ملاحظه می‌شود، کانی‌های کلسیت، کلینوکلر وآلبیت فازهای عمده ثانویه محسوب می‌شوند. این درحالی است که در سایر نمونه‌ها اپیدوت، زوئیزیت و کلینوزوئیزیت در مقادیر چشمگیری شناسایی شده‌اند.

دگرسانی سریسیتیک

این نوع دگرسانی که با عناوین دیگری مانند فیلیک و کوارتز- سریسیت- پیریت (QPS) نیز شناخته می‌شود، در بخش‌های مرکزی و در هستهٔ پهنهٔ کلریتی منطقه، جایی که بیش‌ترین رخنمون سنگ‌های آذرآواری شامل لاپیلی توف‌ها و برش‌های ولکانیک با ترکیب آندزیتی همراه با گدازه‌های آندزی بازالتی وجود دارند، قابل مشاهده است. به‌طورکلی سریزیتیزاسیون به‌واسطهٔ تجمعی از کوارتز- سریسیت مشخص می‌شود (شکل ۸). براساس نتایج آزمایش XRD، فازهای ثانویه شامل کوارتز،کلسیت و موسکویت هستند (شکل۱۱ ج و د). در صحرا، تشکیل بلورهای درشت پیریت برروی توده‌های آذرآواری از نشانه‌های تشخیص پهنه سریسیتی است. لازم به ذکراست که این نوع از دگرسانی الزاماً حاصل ناپایدارشدن فلدسپات‌ها در حضور K^+,OH^-,H^+ و S برای تشکیل کوارتز، میکای سفید و پیریت است.

دگرسانی آرژیلیک متوسط

در حاشیهٔ بخش غربی و نیز به‌صورت توده‌های عدسی شکل مجزا از یک‌دیگر در مرکز کمربند بررسی شده، آثاری از این نوع دگرسانی با ورنی صحرایی سفید رنگ دیده می‌شود. این نوع خاص دگرسانی با تشکیل کانی‌های

۱. Propylitic ۲. Sericitic ۳. Intermediate Argillic

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

رسی و در نتیجه متازوماتیزم شدید H^+ (آب‌شویی اسید) در حرارت‌های بین ۱۰۰تا ۳۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد مشخص می‌شود. کانی‌های معرف این نوع دگرسانی عبارتند: از مونتموریلونیت، ایلیت، کلریت، رس‌های گروه کائولن و مقادیر کمی سریسیت. در فاز پیشرفته این نوع دگرسانی ضمن تجزیهٔ تمامی کانی‌های سیلیکاته مافیک واسید، آلونیت تشکیل می‌شود. با توجه به‌وجود نداشتن آلونیت و هم‌چنین ثبات بافت اولیه و کانی‌های مافیک (کلینوپیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها) دگرسانی آرژیلیک در منطقه از فاز متوسط فراتر نرفته است (شکل۹). در شکل ۱۱ نیز نتیجهٔ آزمایش XRD روی یکی ازبازالت‌های دگرسان شده در پهنهٔ آرژیلیک متوسط ارائه شده است. بر این اساس ایلیت کانی رسی اصلی در این پهنه است.

دگرسانی غیرفراگیر

پس از عمل‌کرد محلول‌های گرمابی با حرارت‌های ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه، محلول‌های جدیدی با حجم کم‌تر، از طریق درز و شکاف موجود در سنگ‌ها یا به‌صورت پرکنندهٔ حفره‌های بازالت‌ها، سنگ‌های موجود در منطقه را تحت تأثیر قرارداده است. بر این اساس می‌توان دگرسانی فراگیر را در این دو گروه بررسی کرد:

دگرسانی شکافی: بررسی‌های صحرایی وکانی‌شناسی میکروسکوپی نشان می‌دهد که مجموعهٔ آتشفشانی آذرآواری منطقه تحت تأثیر محلول‌های گرمابی نفوذکننده از طریق مجاری کم‌عرض و درز و شکاف‌های موجود در پیکره‌های سنگی قرارگرفته‌اند. ترکیب رگه‌های گرمابی شامل اپیدوت، کلسیت، کوارتز وفلدسپات است (شکل۱۱و و ز). در مقاطع میکروسکوپی رگه‌های کوارتز- فلدسپاتی قدیمی‌تر و مقدم بر رگه‌های اپیدوت و کلسیت هستند (شکل۱۰). این شواهد مؤید آن است که ترکیب سیال داغ در آغاز (هم‌زمان و کمی پس از فوران آتشفشانی) اسیدی است و به مرور قلیایی‌تر شده و میزان کلسیم (Ca^{2+}) در سیال افزایش یافته که حاصل آن تزریق شیرابه‌های اپیدوتی و کربناته است. ضخامت رگه‌های کوارتز در صحرا بین ۱تا۱۰سانتی‌متر، کلسیت و اپیدوت بین ۵/ تا۲۰ سانتی‌متر و فلدسپات حدود۱۰سانتی‌متر است. رگه‌های کوارتز و فلدسپات در راستای تقریبی شرقی- غربی و کلسیت و اپیدوت در امتداد شمالی جنوبی تزریق شده‌اند. دمای نه چندان زیاد این سیالات مانع از آن شده تا اطراف آن‌ها دچار دگرسانی چشم‌گیری گردد.

دگرسانی پرکننده حفره‌ها: حفره‌های موجود در بازالت‌ها مکان مناسبی برای ته نشست کانی‌های ثانویه حاصل از باقی‌مانده سیالات داغ در حجم سنگ است. در داخل حفره‌های موجود در بازالت‌های حفره‌دار می‌توان کلکسیون زیبایی از انواع کانی‌های ثانویه دگرسانی از جمله کلریت(پنین)-اپیدوت(زوئیزیت)- کلسیت و کوارتز را مشاهده کرد.

تعیین حرارت دگرسانی

ارزیابی حرارت فرآیندهای دگرسانی را می‌توان در مقایسه با حرارت تشکیل کانی‌های ثانویه در سیستم ژئوترمال فعال صورت داد [۱۴]. وجود پرهینت در برخی از حفره‌ها نشان می‌دهد که حرارت پدیدهٔ دگرسانی

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

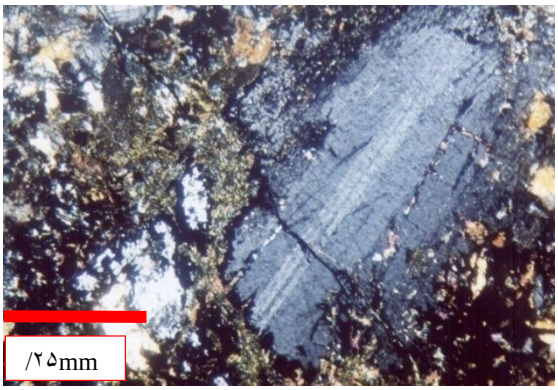
منطقه می‌تواند بین ۲۰۰ تا ۲۸۰ درجهٔ سانتی‌گراد[۲۱] یا ۲۴۰ تا ۳۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد [۹] باشد. وجود اپیدوت مبین حرارت‌های زیادتر از ۲۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد [۲۰] و حتی ۲۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد [۱۰] است. وجود پیکنوکلر و کلینوکلر در داده‌های مربوط به جزیرهٔ ایسلند مؤید حرارت ۲۴۵ تا ۲۶۵ درجهٔ سانتی‌گراد است [۲۵].

برای تعیین حرارت سیستم گرمابی فسیل در سنگ‌های آتشفشانی شمال شهرکرد با توجه به این که اولاً: در منطقه سیستم فعال و پدیده‌های ژئوترمال مشاهده نمی‌شود و ثانیاً نسبت $Fe/Fe+Mg$ عموماً کمتر از ۰/۶ است و ثالثاً کلریت‌ها در جریان ماگماتیسم کالکوآلکالن و تولئیتی و در محیطی اشباع از آلومینیوم تشکیل شده‌اند، صرفاً می‌توان از معادلات ارائه شده به‌وسیلهٔ کرانیدیوتیس- مک‌لین [۲۴]، [۱۲] برای ترمومتری کلریت‌ها به‌عنوان کانی دگرسانی متداول و مشترک در تمام پهنه‌ها استفاده کرد. در جدول ۲ نتایج آزمایش تجزیهٔ نقطه‌ای (EMPA) بر روی کلریت‌های سنگ‌های ولکانیک دگرسان شده آمده است.

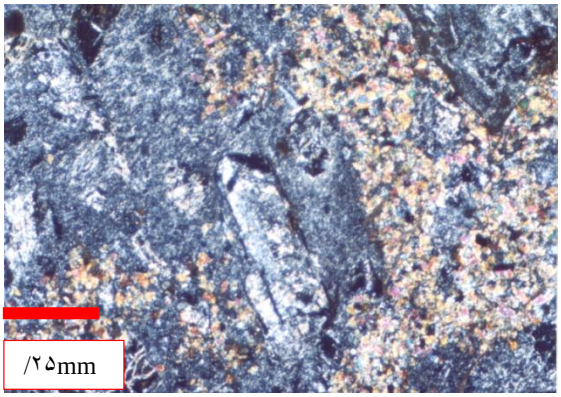
معادله [۲۴]
$$Al_c^{IV} = Al^{IV} + 0/7(Fe/(Fe+Mg)$$
$$T(^oC) = 106Al_c^{IV} + 18$$

[۲۴] [۲]
$$Al_c^{IV} = Al^{IV} + 0/1(Fe/(Fe+Mg)$$
$$T = 319Al_c^{IV} - 69$$

در جدول ۳ خلاصه داده‌ها و نتایج محاسبه‌ها در هر سه روش مورد اشاره درج گردیده است.

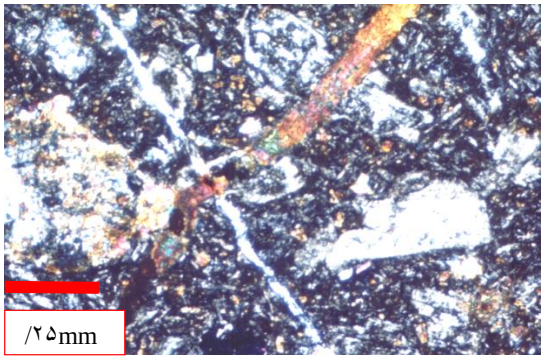


شکل۷. دگرسانی بازالت در پهنهٔ کلریتی (XPL*4)

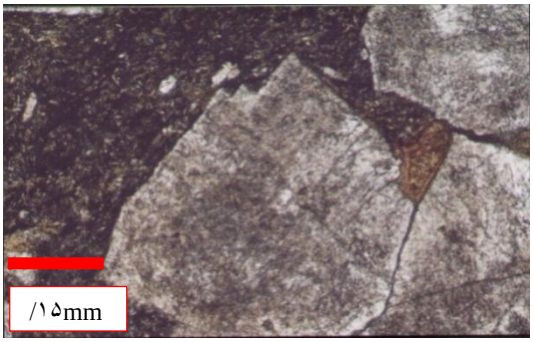


شکل۸. دگرسانی بازالت آندزیتی در پهنهٔ سریسیتی (XPL* 4)

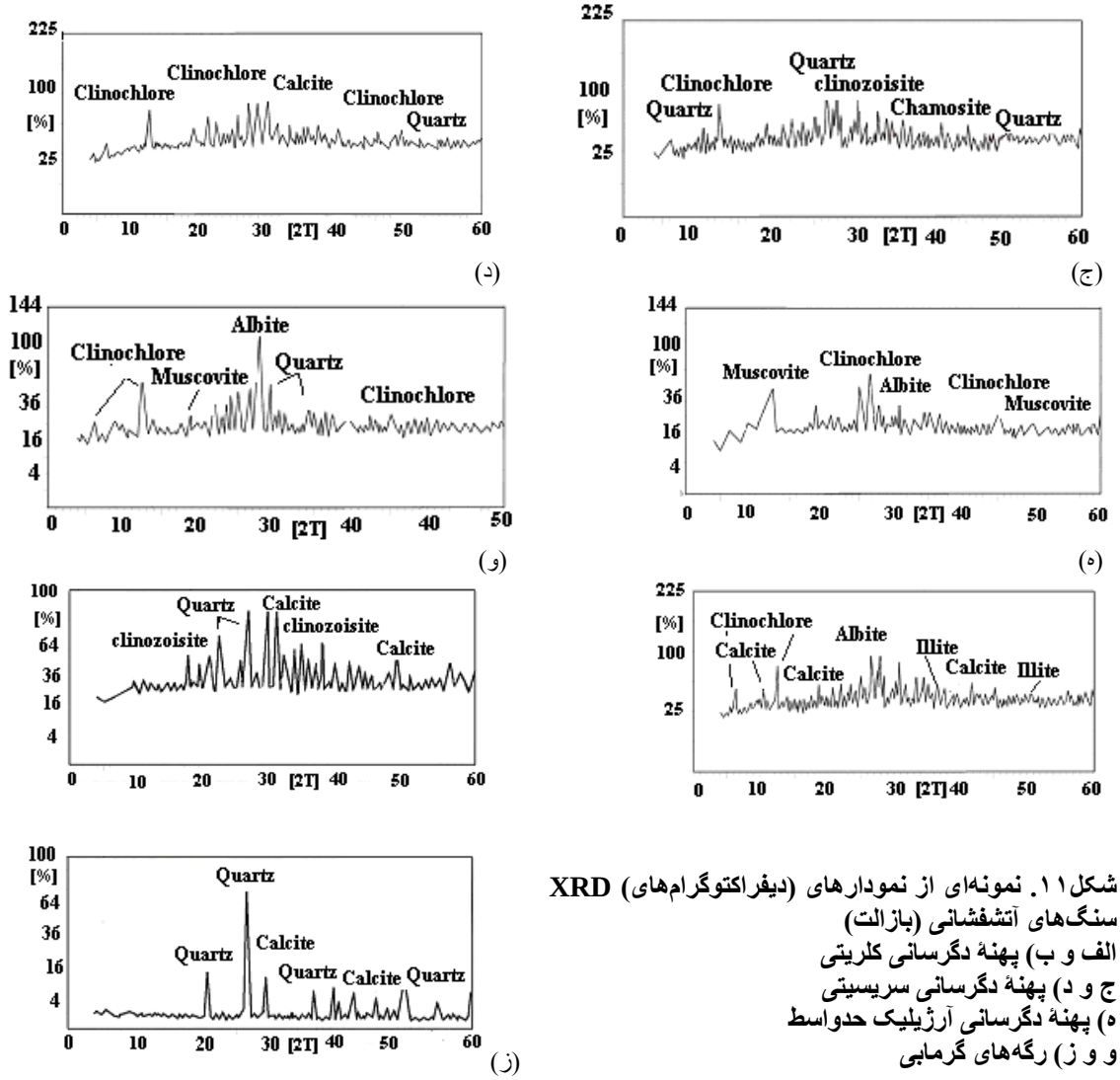
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]



شکل۹. دگرسانی بازالت در پهنهٔ آرژیلیک متوسط (XPL×10)



شکل۱۰. دگرسانی غیرفراگیر از نوع شکافی (رگه کوارتز مقدم بر رگه اپیدوت) (XPL×4)



شکل۱۱. نمونه‌ای از نمودارهای (دیفراکتوگرام‌های) XRD سنگ‌های آتشفشانی (بازالت)
الف و ب) پهنهٔ دگرسانی کلریتی
ج و د) پهنهٔ دگرسانی سریسیتی
ه) پهنهٔ دگرسانی آرژیلیک حدواسط
و و ز) رگه‌های گرمابی

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

جدول ۲. میانگین نتایج آنالیز نقطه‌ای الکترون مایکروپروب کلریت‌های شمال شهرکرد

Zone	Chlorite	Sericite	Intermediate argillic
Rock type	Basaltic andesite	Basalt	Basalt
Sample	(۲)	(۲)	(۲)
SiO_2	۲۷/۹۳	۳۱/٤۳	۳۰/٦٥
TiO_2	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Al_2O_3	۱۹/۷۷	۱٥/۸	۱۶/۴۸
FeO (t}	۱۴/۲۲	۱۸/۲۸	۱۸/۸
MnO	۰/۴۳	۰/۲٥	۰/۲۶
MgO	۱۸/۰۹	۲۱/۷	۲۱/۱
CaO	۰/۰۷	۰/۱۰۷	۰/۱۲
Na_2O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K_2O	۰/۰٤	۰/۰۲	۰/۰۲
Total	۸۸/۴۸	۸٥/٥۹	۸۷/۴۴
NIC	۱۹/۹	۱۹/۷۶	۱۹/۸
Al_{total}	۴/۸۱	۳/۷٥	۳/۹۴
No. Of Oxygens	۲۸	۲۸	۲۸
Si	۶/۳۹۴	٥/۷۲٥	۴/۹۷۴
Fe^{2+}	۳/۰۱٥	۳/۷۰۴	۲/۳۴
Fe^{3+}	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰

(اعداد داخل پرانتز تعداد نمونه‌ها رانشان می‌دهد)

جدول ۳. نتایج ژئوترمومتری کلریت‌های سنگ‌های آتشفشانی شمال شهرکرد (براساس داده‌های جدول۴-۴)

مشخصه کانی	Al^{IV}	Al_c^{IV}		Fe^{2+}	Mg	$T(^oC)$	
		معادله کرانیدیوتیس	معادله جاوت			کرانیدیوتیس	جاوت
A	۲/۲۷٥	۲/٥٥	۲/۳۱	۳/۷۰۴	٥/٥۳	۲۸۸/۳	۶۶۷/۸۹
B	۲/۰۰۱	۲/۲۶	۲/۰۴	۳/۴۹۳	٥/۸۹۶	۲٥۷/۷	٥۸۱/۷۶
C	۱/۷۴۰	۱/۹۷	۱/۷۷۳	۳/۱۴٥	۶/۴۰٥	۲۲۶/۸۷	۴۹۶/٥۶

تغییرات جرمی در طی دگرسانی

اولین بار گریسنز به‌دست آوردن و از دست دادن جرم را از روی آنالیزهای شیمیایی و گراویتهٔ مخصوص برای یک سنگ یا برای یک کانی تعیین کرد [۲٦]. اساس معادله گریسنز بر این فرض استوار است که عناصر نادر غیرمتحرکند. گرانت روش ساده‌ای را برای حل معادلهٔ گریسنز پیشنهاد کرد که در آن می‌توان به آسانی تغییرات جرم را در طی دگرسانی از روی نموداری با عنوان ایزوکون[1] اندازه‌گیری کرد [۱۷].

بررسی‌های مختلف صورت گرفته نشان می‌دهد که در جریان دگرسانی، Al_2O_3 تنها جزء اصلی است که کم‌ترین میزان تحرک را نشان می‌دهد و تقریباً ثابت باقی می‌ماند. براین اساس نموداری با محورهای X و Y ترسیم می‌شود که روی محور X مقادیر اکسید عناصراصلی در سنگ سالم و در محور Y مقادیر این اکسیدها در سنگ دگرسان شده نشان داده می‌شود [۲۷].

از مبدأ دستگاه مختصات $(X,Y=0)$ خطی عبور داده می‌شود که نقطه نظیر Al_2O_3 سنگ سالم و دگرسان شده (که برهم منطبق هستند) را قطع می‌کند. این خط را "ایزوکون" می‌نامند [۱۷].

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

در واقع ایزوکون خطی است که روی آن هیچ گونه افزایش (به‌دست آوردن) و کاهش (از دست دادن) جرم صورت نمی‌پذیرد. برای محاسبهٔ مقدار تغییرات هر عنصر (به‌صورت اکسیدی) در جریان دگرسانی از فرمول زیر استفاده می‌شود.

$$\%\Delta i = \frac{\left[\left(\frac{C^P_{Al_2O_3} \times C^D_i}{C^D_{Al_2O_3}}\right) - C^P_i\right]}{C^P_i} \times 100$$

در این معادله:

$C^P_{Al_2O_3}$ = مقدار Al_2O_3 در سنگ مادر سالم، $C^D_{Al_2O_3}$ = مقدار Al_2O_3 در سنگ دگرسان شده

C^P_i = مقدار عنصر"i" در سنگ مادر، C^D_i = مقدار عنصر"i " در سنگ دگرسان شده.

درجدول ۴ میانگین درصد اکسیدهای عناصر اصلی در پهنه‌های مختلف دگرسانی شمال شهرکرد درج شده و در جدول ۵ نیز مقدار به‌دست آوردن و از دست دادن[۱] در مورد عناصر اصلی ارائه شده است.

جدول ۴. میانگین درصد وزنی عناصر اصلی در سنگ سالم و پهنه‌های دگرسانی شمال شهرکرد

عنصر(%)	پهنه سریسیتیک	پهنه آرژیلیک حدواسط	پهنه کلریتی (سنگ‌های ولکانیک)	سنگ سالم
SiO_2	۴۹/۷	۴۹/۳۱۲	۴۸/۴۱	۵۴/۳۹
TiO_2	۰/۷۱۱	۰/۷۴۸	۰/۷۱۳	۰/۵۷
Al_2O_3	۱۶/۰۴۷	۱۷/۵۴	۱۶/۳۹	۱۶/۰۳۶
$Fe_2O_3(t)$	۱۰/۰۹	۸/۱۲۴	۱۰/۴۶	۱۱/۴۲
MgO	۷/۳۶	۶/۰۲	۷/۵۲	۴/۳۸۶
CaO	۷/۷۰۸	۷/۹۳۲	۱۰/۲۸	۵/۲۲
MnO	۰/۱۴۸	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۵
Na_2O	۲/۴۲	۳/۴	۲/۱۹	۴/۴۴
K_2O	۱/۳۰۵	۱/۴۹	۱/۶۶	۱/۹۸
جمع	۹۸/۶۰۳	۹۵/۴۸۹	۶۴/۶۹۶	۹۵/۹۵۳

جدول ۵. مقادیر غنی‌شدگی (به‌دست آوردن) و تهی‌شدگی (از دست دادن) عناصر اصلی در پهنه‌های دگرسانی

	SiO_2	TiO_2	$Fe_2O_3(t)$	MgO	CaO	MnO	Na_2O	K_2O
پهنهٔ سریسیتی	-۰/۱۱	۰/۲۱	-۰/۱۴	۰/۶۳	۰/۴۳	-۰/۳۹	-۰/۴۷	-۰/۳۵۸
پهنهٔ آرژیلیک حدواسط	-۰/۱۷	۰/۱۹	-۰/۳۵	۰/۲۵	۰/۳۹	-۰/۲	-۰/۳	-۰/۳۱
پهنهٔ کلریتی	-۰/۱۳	۰/۲۲	-۰/۱۰۳	۰/۲۷	۰/۹۲	-۰/۱۵	-۰/۵۱	-۰/۱۸

***با فرض ثابت بودن Al_2O_3**

در نمودار ایزوکون پهنهٔ سریسیتیک (شکل ۱۲ الف) معادله خط ایزوکون بدین‌صورت است:

$$Y(\text{جرم سنگ آلتره}) = ۰/۹۰۵۷\ X(\text{جرم سنگ سالم}) + ۰/۶۸۸۲$$

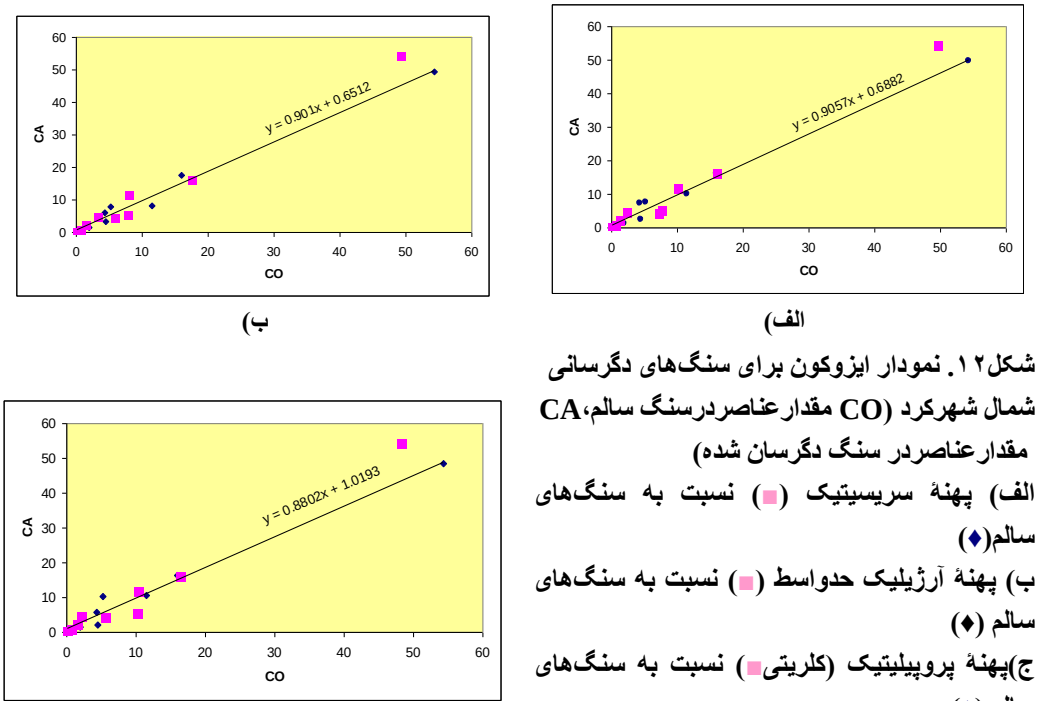
بدین‌ترتیب اگر وزن واحد سنگ سالم را ۱۰۰ گرم در نظر بگیریم ($X = 100$)، جرم سنگ دگرسان شده معادل ۹۱/۲۵۸ گرم است. به‌عبارتی در پهنهٔ سریسیتیک سنگ‌ها به مقدار ۸/۷ درصد از جرم خود را از دست می‌دهند.

۱. Loss and Gain

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

در نمودار ایزوکون پهنهٔ آرژیلیک حدواسط (شکل ۱۲ب) معادله خط ایزوکون بدین‌صورت است:

$$Y(\text{جرم سنگ آلتره}) = ۰/۹۰۱\ X(\text{جرم سنگ سالم}) + ۰/۶۵۱۲$$



الف)

ب)

ج)

شکل۱۲. نمودار ایزوکون برای سنگ‌های دگرسانی شمال شهرکرد (CO مقدارعناصردرسنگ سالم،CA مقدارعناصردر سنگ دگرسان شده)
الف) پهنهٔ سریسیتیک (■) نسبت به سنگ‌های سالم(♦)
ب) پهنهٔ آرژیلیک حدواسط (■) نسبت به سنگ‌های سالم (♦)
ج)پهنهٔ پروپیلیتیک (کلریتی■) نسبت به سنگ‌های سالم (♦)

مانند محاسبه‌های قبل، جرم سنگ دگرسان شده معادل ۹۰/۷۵ گرم است. بدین‌ترتیب در پهنهٔ آرژیلیک حدواسط سنگ‌ها به مقدار ۹/۲۵درصد از جرم خود را از دست می‌دهند.

در نمودار ایزوکون پهنهٔ پروپیلیتیک (کلریتی) (شکل ۱۲ ج) معادلهٔ خط ایزوکون بدین‌صورت است:

$$Y(\text{جرم سنگ آلتره}) = ۰/۸۸۰۲ \times (\text{جرم سنگ سالم}) + ۱/۰۱۹۳$$

براین اساس جرم سنگ دگرسان شده معادل ۸۹/۰۴ گرم است. به‌عبارتی در پهنهٔ کلریتی سنگ‌ها به مقدار ۱۰/۹درصد کاهش جرم نشان می‌دهند و این در حالی است که مجموع درصد وزنی عناصر اصلی در این پهنه بیش از دو پهنه دیگر است.

ملاحظه می‌شود که از پهنهٔ سریسیتیک به پهنهٔ کلریتی به لحاظ تفاوت در مقدار غنی‌شدگی و تهی‌شدگی از عناصر اصلی، کاهش جرم اتفاق افتاده است و به‌عبارت بهتر پهنهٔ کلریتی به‌عنوان پرحرارت‌ترین پهنهٔ دگرسانی در این ناحیه، توانسته است بیش‌ترین تأثیرات فیزیکی و شیمیایی را بر سنگ‌های مادری تحمیل کند و پس از آن پهنه‌های آرژیلیک حدواسط و سریسیتیک تأثیرات خود را بر روی خواص فیزیکی و شیمیایی سنگ‌های میزبان به مقدار کم‌تر تحمیل کرده‌اند.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

بحث ونتیجه گیری

با مقایسهٔ نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی بر روی کانی‌های دگرسانی و به‌ویژه کلریت‌ها با نتایج سایر پژوهش‌ها، به‌نظر می‌رسد شباهت چشمگیری بین شرایط حاکم بر دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی شمال شهرکرد و جزائر آئولین[۱] ایتالیا [۲۳] از دیدگاه حرارت سیالات گرمابی، pH و ویژگی‌های شیمیایی وجود دارد. در منطقهٔ شمال شهرکرد بر خلاف جزایر آئولین پهنه‌های سیلیسیك و آرژیلیك پیشرفته شکل نگرفته است که نشان از ماهیت عمدتاً قلیایی محلول‌ها در منطقه دارد. حرارت‌های به‌دست آمده براساس ترکیب کلریت‌ها در سنگ‌های شمال شهرکرد بین ۲۲۶℃، در پهنهٔ آرژیلیك حدواسط تا حدود ۲۸۸℃، در پهنهٔ کلریتی (پروپیلیتیك) در تغییر است که از حرارت‌های پیشنهادی فولیگناتی بیش‌تر است، ضمن این که هر دو سیستم تداعی کننده حرارت‌های متوسط منطبق بر پهنهٔ مزوزون در مدل لیندگرن[۲] است [۷]. این مدل حرارتی با نتایج تجربی پاتریدا (۲۰۰۰) نیز منطبق است. بدین لحاظ می‌توان فشار حاکم بر دگرسانی را بین ۱۵۰ تا ۲۰۰ بار در نظر گرفت. براساس نتایج پژوهشی برروی سیستم گرمابی لس آزوفرس[۳] مکزیك، کلریت، کلسیت، کوارتز، زئولیت، آنیدریت، آلبیت، اسفن، پیریت، هماتیت و ایلیت تشکیل دهندهٔ مجموعه (پاراژنز) کانیایی با حرارت حداکثر ۲۵۰℃ و فشار ۱۵۰ بار است. ظهور کانی‌های اپیدوت، آمفیبول، پرهنیت و گارنت نشان‌دهندهٔ حرارت بالای ۲۵۰℃ و شرایط فشاری بین ۱۵۰ تا ۲۰۰ بار است. همچنین آرژیلیتیزاسیون در شرایط حرارتی پایین و کم‌تر از ۱۷۰℃ به‌وقوع می‌پیوندد. در این شرایط اسمکتیت، زئولیت، کلسیت و کلریت تجمع کانیایی غالب است [۱۳].

در مورد تغییرات جرمی عناصر مختلف در جریان دگرسانی در پهنه‌های مختلف نیز در منطقه بررسی شده روند نسبتاً یک‌نواختی در هر سه پهنه دیده می‌شود، به‌گونه‌ای که بین عناصراصلی، CaO, MgC غنی‌شدگی و $K_2O, Na_2O, Fe_2O_3(t), SiO_2$ تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در تحقیقات فولیگناتی عمدتاً تغییرات جرم عناصر نادر خاکی بررسی شده است. اسماعیلی و رازقی [۲] در بررسی تغییرات جرم طی دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی منطقهٔ قوچ پلنگ دریافته‌اند که در پهنهٔ پروپیلیتی $Fe_2O_3, LOl, MnO, CaO, MgO, Na_2O$ افزایش و اکسیدهای SiO_2, BaO, Na_2O کاهش نشان می‌دهند. در پهنهٔ دگرسانی آرژیلیک اکسیدهای $Bao, K_2o, Fe_2o_3, Mgo, Cao, Mno$ کاهش و به‌علت پدیدهٔ سیلیسی شدن SiO_2 افزایش نشان می‌دهد. محاسبه‌های تغییر جرم در پهنهٔ دگرسانی کوارتز- سریسیتی شمال شهرکرد حاکی از آن است که اکسیدهای Na_2O و SiO_2 غنی‌شدگی و اکسیدهای $Fe_2O_3, MgO, Na_2O, CaO, MnO$ تهی‌شدگی نشان می‌دهند.

بر این اساس می‌توان نتایج حاصل از بررسی پدیدهٔ دگرسانی در منطقهٔ بررسی شده را بدین شرح مطرح کرد:

- سنگ‌های آتشفشانی مافیک (بازالت‌ها و بازالت‌های آندزیتی) و سنگ‌های آذرآواری معادل و همچنین سنگ‌های نیمه‌عمیق تحت تأثیر محلول‌های قلیایی (pH=۹-۸) با حرارت ۲۲۶ تا ۳۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد متحمل درجاتی از دگرسانی شده‌اند و پهنه‌های سریسیتیک- آرژیلیک حدواسط و پروپلیتیک (کلریتی) را

۱. Aeolian ۲. Lindegern ۳. Los Azufres

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

تشکیل داده‌اند. به‌علاوه دگرسانی‌های پرکننده حفره‌های و شکاف‌ها با کانی‌هایی مانند کوارتز، اپیدوت، کلریت و کلسیت لابه‌لای مجموعه سنگ‌های بررسی شده به‌وفور یافت می‌شوند. بررسی تغییرات جرم در سنگ‌های پهنه‌های دگرسانی نشان‌دهندهٔ آن است که در نتیجهٔ دگرسانی، جرم سنگ‌ها کاهش یافته و نرخ آن از دگرسانی سریسیتیک به آرژیلیک متوسط و کلریت فزونی می‌یابد.

- دگرسانی در حرارت ۲۲۶ تا حدود ۳۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد به‌وقوع پیوسته و فشار حاکم بر دگرسانی حدود ۲۰۰ بار بوده است. بیش‌ترین حرارت (حدود ۳۰۰°C) مربوط به رگه‌های اپیدوت- کوارتز و کم‌ترین حرارت (۲۲۶°C) مربوط به پهنهٔ آرژیلیک حدواسط است.
- تهی‌شدگی شدید از Na_2O و غنی‌شدگی تا ۲ برابر از CaO شاخص‌های کلیدی تشخیص پهنهٔ کلریتی در سرزمین‌های دارای دگرسانی فسیل هستند.
- تهی‌شدگی شدید از Na_2O و به مقدار کم‌تر K_2O از شاخص‌های کلیدی تشخیص پهنهٔ سریسیتی فسیل است.
- تهی‌شدگی از K_2O, Na_2O, FeO از شاخص‌های کلیدی تشخیص پهنهٔ آرژیلیک حدواسط است.

منابع

۱. علی آقانباتی، *زمین شناسی ایران*، انتشارات سازمان زمین شناسی ایران (۱۳۸۵) ۵۸۶ صفحه.

۲. داریوش اسماعیلی، محمدرضا رازقی، *بررسی تغییرات جرم درطی دگرسانی سنگ‌های ولکانیکی منطقهٔ قوچ پلنگ (شمال شرق کاشمر)*، مجموعه مقالات دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۸۵) ۶۲۰-۶۲۸.

۳. سید نعیم امامی، *بررسی‌های پترولوژیکی با تأکید بر پهنه‌های دگرسانی در سرزمین آتشفشانی شمال شهرکرد*، پایان‌نامه دکتری پترولوژی (۱۳۸۷) ۲۶۶صفحه.

۴. سید نعیم امامی، *زمین شناسی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شمال شهرکرد*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان (۱۳۷۵) ۲۵۵صفحه.

۵. مصطفی زاهدی، *گزارش و نقشه زمین شناسی اصفهان(مقیاس۱:۲۵۰۰۰۰)*، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۵۷).

۶. امیر قاسمی، ابوالفضل حاج حسینی، محمد حسینی، *نقشهٔ زمین‌شناسی چادگان (مقیاس۱:۱۰۰۰۰۰)*، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۵).

۷. محمدحسن کریم پور، آزاده ملک‌زاده، محمدرضا حیدریان، *اکتشاف ذخایرمعدنی، مدل‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمی، ماهواره‌ای و ژئوفیزیکی*، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد (۱۳۸۴) ۶۳۲صفحه.

8. A. Date, K. E., Jarvis, "The application of ICP-MS in the earth sciences", In: Date, A. R. and Gray A. L. (eds), The application of inductively coupled plasma mass spectrometry, Blackie, Glasgov (1989) 43-70.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

9. A. Reyes, "Petrology of phillipine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment", Journal of Volcanology and GeothermalResearch, 43 (1) (1990) 279-309.
10. D. Bird , P. Schiffman, W. A. Elders, A. E. Williams, S. D. McDowell, "Calc-silicate mineralization in active geothermal systems", Economic Geololy, 79 (4) (1984) 671-695.
11. D. Clark, "The software of Newpet", University of New faundland (1993).
12. E. Jowett, C. Fitting, "Iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer, GAC/MAC/SEG", Joint Annual Meeting(Toronto, May 27-29 (1991) Program with Abstracts 16, A62 (1991).
13. E. Patrida, G. P. Birkle, I. S. Torres-Alvarado, "Evolution of the hydrothermal system at Los Azufres, Mexico, based on petrologic", fluid inclusion and isotopic data, Journal of Volcanology and Geothermal Research,104 (2000) 277-296.
14. F. Fuentes, L. Aguirre, M. Vergara, L. Valdebetino, E. Fonseca, "Miocene fossil hydrothermal system associated with a volcanic complex in the Andes of central Chile", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 138(1) (2004) 139-161.
15. F.Pirajno, "Hydrothermal Mineral Deposits, Springer-verlag" (1992).
16. G. Jenner, H. P. Longerich, S. E. Jackson, B. J. Freyer, "ICP-MS a powerful tool for high precission trace- element analysis in earth sciences; evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples", Chemical Geology, 83 (1990) 133-148.
17. J. A.Grant, "The Isocon Diagram- A simple solution to Gresens equation for metasomatic alteration", Economic Geology, 81 (1986) 1976-1982.
18. J. Shervais, "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas", Earth and Planetary Science Letters, 59 (1982) 101-118.
19. J. Winchester, P. A. Floyd, "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements" (1976).
20. M. Chao, J. G. Liou, S. Maruyama, "Transition from zeolite to prehnite-pumpellyite facies in the Karmutsen metabasites", Vancouver Island, British Columbia, Journal of Petrology, 27 (4) (1986) 467-469.
21. M. Frey, C.de Capitani, J. G., Liou, "A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. Journal of Metamorphic Geology", 9 (4) (1991) 497-509.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

22. N. Emami, M. Khalili, "Mineralogical and geochemical constraints of jurassic fossil hydrothermal alteration associated with an calc-alkaline volcano-sedimentary complex in Sanandaj-Sirjan Zone", southwest of Iran, Journal of Applied Sciences, 8(9) ,(2008) 1600-1611.

23. P. Fulignati, A. Gioncada, A. Sbrana, "Rare earth elements (REE) behavior in the alteration facies of the active hydrothermal system of volcano(Aeolian- magmatic islands, Italy", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 88(4) (1999) 325-342.

24. P. Kranidiotis, W. H. MacLean, "Systematics chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposite", Matagami, Quuebec, Economic Geology, 82 (1987) 1898-1911.

25. P. Schiffman, G.O. Fridleifsson, "The smectite to chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir Geothermal Field, Iceland: XRD, BSE, and electron microprobe investigations", Journal of Metamorphic Geology, 9 (6) (1991) 679-696.

26. R. Gresens, "Composition- volume relationships of metasomatism", Chemical Geology, 2 (1967) 47-65.

27. S. Altaner, P. Ylgan, Robert F, Savin, Samuel M, Aronson, James L, Belkin, Harvey E, and A, Pozzuoli, "Geothermometry, geochronology, and transfer associated with hydrothermal alteration of a rhyolitic hyaloclastic from Ponza Island, Italy", Geochemica et Cosmochemica Acta, 67 (2) (2003) 275-288.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]