



زمین‌شیمی و خاستگاه کانسار رسی ندوشن (جنوب‌غربی صدوق، استان یزد)

بیژن اعتمادی، عبدالهادی قبادی^{*}، بتول تقی‌پور

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

(دریافت مقاله: ۹۰/۳/۲۲، نسخه نهایی: ۹۰/۱۱/۲۰)

چکیده: کانسار رسی ندوشن در زون آتشفشانی - نفوذی ارومیه - دختر در ۱۳۰ کیلومتری جنوب‌غربی شهرستان یزد، قرار دارد. بر اساس بررسی‌های صحرایی، کانی‌شناختی و زمین‌شیمیایی، سنگ‌های موجود در منطقه از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب داسیت، آندزیت، الیوین‌بازالت و سنگ‌های آذرآواری (توف بلورین) و سنگ‌های نفوذی میکروگرانودیوریتی تشکیل شده‌اند. بر اساس نمودارهای Zr/TiO_2 نسبت به SiO_2 و Nb/Y نسبت به Zr/TiO_2 و با توجه به شواهد صحرایی، سنگ خاستگاه این کانسار ترکیب داسیتی دارد. نمونه‌های رسی به روشنی در CaO ، MgO ، MnO و Na_2O نسبت به سنگ خاستگاه تهی‌شدگی نشان می‌دهند. نبود کانی‌های با دمای بالا از جمله پیروفیلیت، دیکیت و حضور کانی‌های کوارتز، فلدسپار پتاسیم، کائولینیت، هالوئیت و ایلیت در کانسار ندوشن نشان‌دهنده‌ی زون دگرسان آرژلیک نوع حدواسط است. در این کانسار میانگین عناصر Nb و Cr برابر $11/26$ ppm است که کمتر از مقدار آن برای ذخایر برون‌زا است. غلظت بالای $Sr + Ba$ ($1341/33$ ppm) به‌علت تاثیر فرآیندهای گرمایی است. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی و زمین‌شیمی و نیز الگوی ارائه شده توسط پژوهشگران، کانسار یاد شده خاستگاه گرمایی دارد که تا حدودی متاثر از فرآیند هوازدگی بوده است.

واژه‌های کلیدی: ندوشن؛ یزد؛ ارومیه - دختر؛ داسیت؛ آرژلیک حدواسط؛ گرمایی.

مقدمه

کانسار رسی ندوشن در موقعیت جغرافیایی $31^{\circ} 52' 51''$ شمالی و $53^{\circ} 23' 30''$ شرقی در ۱۳۰ کیلومتری جنوب‌غربی شهرستان یزد و ۲۵ کیلومتری جنوب‌غربی دهستان ندوشن از توابع شهرستان صدوق (استان یزد) قرار دارد (شکل ۱). این کانسار در بخش شمال‌شرقی نقشه‌ی ۱/۱۰۰۰۰۰ کفه‌تاقستان (بخشی از چهارگوش نقشه یک دویست و پنجاه‌هزارم آباده) واقع شده است [۱]. از نظر زمین‌شناسی ساختاری، کانسار مورد بررسی روی کمربند ارومیه - دختر واقع شده است [۲] (شکل ۲). در این پهنه مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین ترشیری روی پی‌سنگ ایران مرکزی نمایان است. بدنه اصلی کمان ماگمایی ارومیه - دختر را سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پدید آورده‌اند [۳]. مهم‌ترین واحد زمین‌ساختی عمل‌کننده در

منطقه، گسل دهشیر - بافت است. عملکرد این گسل با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی در شمال‌شرقی منطقه، موجب دگرشکلی شدید واحدهای سنگی و به هم ریختن روابط آن‌ها شده است. به‌همین دلیل کمتر سنگی را در منطقه برجا می‌توان یافت و داوری درباره دیرینه جغرافیا و جنبش‌های کوهزایی در تاریخ منطقه ناشدنی یا بسیار دشوار می‌نماید [۱]. برای تعیین خاستگاه ذخایر رسی (برون‌زا یا گرمایی) از روش‌های متعددی از جمله موقعیت زمین‌شناسی کانسار [۴]، موقعیت ساختاری کانسار [۴]، ترکیب کانی‌شناختی و منطقه‌بندی کانسار [۵]، بافت کانی‌های رسی [۶]، شارهای درگیر [۷]، زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های پایدار [۸] و ترکیب شیمیایی [۵]، استفاده می‌شود. کانسار رسی ندوشن در گستره‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی با ترکیب شیمیایی

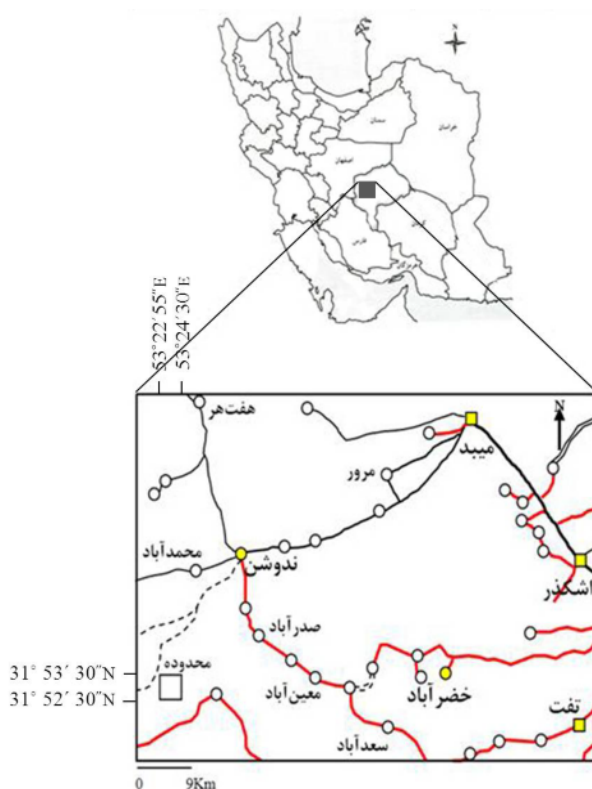
* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷ ۸۲۲۹۵۵۰، نامبر: ۲۲۸۴۵۷۲ (۰۷۱۱)، پست الکترونیکی: Hadi.Ghobadi@yahoo.com

متفاوت دربرگرفته شده است که چگونگی تشکیل و خاستگاه کانسار را در پاره‌ای ابهام قرار داده است. در این پژوهش زمین‌شیمی عناصر اصلی، عناصر فرعی و کمیاب خاکی مورد بررسی قرار گرفتند و با استفاده از ترکیب کانی‌شناختی و زمین‌شیمیایی، خاستگاه این کانسار بررسی شده است.

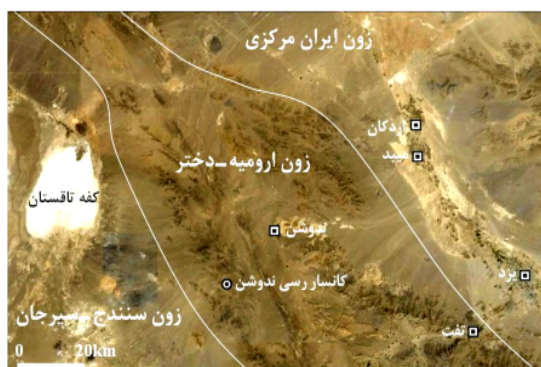
روش بررسی

طی عملیات صحرایی، ۴۹ نمونه از واحدهای سنگی منطقه برداشت شدند. از تمامی نمونه‌ها مقطع نازک میکروسکوپی به منظور شناسایی ترکیب سنگ‌شناسی و روابط بافتی، تهیه و

بررسی شدند، و نقشه‌ی زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰ در گستره‌ی ۴ کیلومتر مربع تهیه شد. سپس ۴ نمونه از سنگ‌های ناهوازه اطراف کانسار و ۷ نمونه‌ی معدنی برای تجزیه‌های زمین‌شیمیایی انتخاب شدند. تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی به روش XRF از سوی شرکت کانساران بینالود، عناصر فرعی و کمیاب خاکی به روش ICP-MS در آزمایشگاه SGS کانادا و تجزیه‌ی XRD (برای به‌دست آوردن ترکیب کانی‌شناسی ماده معدنی) از سوی سازمان زمین‌شناسی تبریز صورت گرفت که نتایج این آنالیزها در جداول ۱ و ۲ و ۳ ارائه شده‌اند.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به کانسار.



شکل ۲. موقعیت گستره‌ی مورد بررسی در کمربند ماگمایی ارومیه دختر با استفاده از نرم افزار Google Earth.

جدول ۱ درصد اکسیدهای اصلی (Wt%) و برخی عناصر فرعی (ppm) نمونه‌های گستره‌ی مورد بررسی به روش XRF.

شماره نمونه	NK9	NK10	NK12	NK29	NK36	NK38	NK39	NK40	NK41	NK47	NK48
Wt%											
SiO ₂	۶۱٫۳	۶۴٫۸۹	۶۶٫۲۸	۶۸٫۸۳	۶۹٫۰۴	۶۸٫۸۲	۶۰٫۳۶	۶۷٫۵۱	۵۸٫۳۷	۶۶٫۸۸	۴۹٫۵۶
Al ₂ O ₃	۱۴٫۸۶	۱۷٫۵۳	۱۹٫۰۴	۱۴٫۵۴	۱۶٫۳۱	۱۷٫۹۶	۱۵٫۴۷	۱۵٫۳۳	۲۵٫۵۲	۱۸٫۱۵	۳۵٫۰۹
Fe ₂ O ₃	۷٫۱۶	۲٫۹۵	۲٫۱۵	۳٫۳۹	۲٫۸	۱٫۹۲	۶٫۷۷	۳٫۳۹	۰٫۷۳	۳٫۲	۰٫۰۱
CaO	۳٫۷۹	۰٫۱۲	۰٫۰۸	۲٫۲۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۴٫۶۳	۰٫۰۱	۰٫۲۶	۰٫۰۹	۰٫۰۱
Na ₂ O	۲٫۴۷	۰٫۵	۰٫۱۱	۳٫۱۱	۰٫۱۱	۱٫۱۶	۲٫۸۸	۰٫۱۴	۱٫۹۷	۱٫۳۵	۰٫۱
K ₂ O	۳٫۰۶	۶٫۰۸	۴٫۹۸	۳٫۸۴	۵٫۳۷	۶٫۶۸	۲٫۹۴	۴٫۶۷	۳٫۸۵	۶٫۳۱	۱٫۲۴
MgO	۴٫۲۵	۰٫۹۵	۰٫۷۲	۱٫۴۳	۱٫۹۵	۰٫۴۵	۴٫۰۷	۰٫۶۴	۰٫۱۲	۰٫۳۱	۰٫۰۴
TiO ₂	۰٫۶۰۵	۰٫۵۳۵	۰٫۴۶۱	۰٫۲۹۲	۰٫۵۴۳	۰٫۵۰۵	۰٫۶	۰٫۳۱۳	۰٫۶۴۸	۰٫۴۴	۰٫۰۸۹
MnO	۰٫۱۱۹	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۱	۰٫۱۱۶	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۴	۰٫۱۴۶	۰٫۰۲۹	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱
P ₂ O ₅	۰٫۱۱۷	۰٫۰۱۶	۰٫۰۴۵	۰٫۱۰۳	۰٫۰۴۸	۰٫۰۲۲	۰٫۱۲۳	۰٫۰۱۵	۰٫۳۰۷	۰٫۰۵۱	۰٫۰۴۸
SO ₃	۰٫۲۹۵	۱٫۹۱۵	۳٫۹۴۵	۰٫۱۶۵	۰٫۰۲۰	۰٫۰۳۷	۰٫۱۳۵	۳٫۱۵۴	۰٫۴۰۴	۰٫۰۸۷	۰٫۲۶۵
L.O.I	۱٫۸۱	۴٫۱۶	۴٫۱۳	۱٫۵۴	۳٫۴۲	۲٫۱۸	۱٫۵۷	۴٫۴۱	۷٫۴۶	۲٫۷۲	۱۳٫۴۵
Total	۹۹٫۵۷	۹۷٫۷۴	۹۸٫۰۰	۹۹٫۴۳	۹۹٫۶۴	۹۹٫۷۳	۹۹٫۵۴	۹۹٫۴۶	۹۹٫۲۵	۹۹٫۵۰	۹۹٫۶۴
ppm											
Cr	۳۴	۶	۹	۴	۲۷	۷	۲۱	۲	۸	۵	۳
Zr	۱۷۱	۳۱۸	۲۶۹	۱۵۷	۳۱۰	۳۳۹	۱۶۵	۱۹۲	۳۰۹	۲۹۲	۱۱۹
Nb	۱۱	۱۳	۱۴	۱۳	۱۴	۲۰	۷	۱۵	۷	۳۲	۱
Y	۴۲	۶۳	۴۸	۴۵	۷۴	۶۱	۴۱	۳۸	۴۲	۵۷	۳۲

جدول ۲ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌ها به روش ICP-MS (بر حسب ppm)

شماره نمونه	NK9	NK10	NK12	NK29	NK36	NK38	NK39	NK40	NK41	NK47	NK48
Co	۳۵٫۱	۱۶٫۱	۲۰	۲۶٫۷	۶٫۵	۱۵٫۳	۷۶	۱۰٫۶	۴٫۹	۸٫۳	۳٫۱
Cu	۴۲٫۳	۴	۱۰٫۶	۴۷٫۱	۸٫۱	۱۳٫۸	۳۴٫۵	۱۴٫۱	۱۵٫۱	۱۷	۷٫۶
Ni	۱۶	۰٫۴	۱٫۱	۱٫۴	۰٫۵	۰٫۴	۱۴٫۶	۰٫۴	۲٫۷	۰٫۴	۱٫۳
As	۱۶	۵	۱۶	۷	۱۸	۸	۱۸	۲۱	۹۴	۴۰	۱۶
Zn	۷۰	۲۲	۱۴	۱۹۰	۲۷	۲۲	۱۵۴	۲۱	۶۱	۲۱	۲۴
Rb	۱۲۷	۳۱۴	۱۵۵	۱۴۷	۲۷۴	۳۸۸	۱۱۴	۱۷۰	۱۵۳	۲۳۲	۳۶٫۷
Sr	۳۴۷	۱۰۸	۸۴٫۷	۲۴۷	۳۶۹	۱۸۴	۳۵۰	۴۰٫۷	۱۱۳۰	۱۸۰	۱۷۸
Ba	۷۷۹	۱۱۶۰	۴۴۴	۷۳۴	۹۶۶	۲۳۴۰	۷۰۳	۴۶۰	۶۰۹	۱۷۵۰	۱۷۷
Th	۸	۶٫۴	۱۰٫۳	۱۱	۶٫۲	۶٫۸	۷٫۱	۳٫۲	۳٫۱	۱۲٫۸	۴٫۷
V	۱۳۹	۳۱	۲۷	۴۲	۷۴	۲۰	۱۴۰	۴۲	۶۶	۳۱	۱۶
U	۱٫۹۹	۱٫۱۳	۱٫۴۳	۲٫۸۹	۱٫۸۶	۱٫۷۱	۱٫۷۵	۱٫۶۹	۴٫۳۶	۲٫۹۷	۰٫۹۶
Pb	۱۱	۲۲٫۷	۶۶	۱۱۵	۷٫۳	۱۷٫۵	۱۲٫۳	۱۰۲۰	۱۱۴	۱۸٫۹	۷٫۴
Mn	۹۷۹	۱۶۲	۸۷	۷۸۸	۱۵۲	۶۹	۱۰۲۰	۲۲۶	۰٫۰۷	۰٫۱۳	۰٫۰۲
P	۵۶۰	۱۲۰	۲۴۰	۴۵۰	۳۰۰	۱۵۰	۵۹۰	۲۱۰	۱۶۷۰	۲۸۰	۴۶۰
Ta	۱٫۲۳	۱٫۲۴	۱٫۲۱	۱٫۴۸	۰٫۸۳	۱٫۳۳	۱٫۸۳	۰٫۱۷	۰٫۵۳	۱٫۱۷	۰٫۵۵
Hf	۲٫۹۶	۰٫۸	۱٫۲۸	۱٫۵۶	۱٫۲۶	۱٫۲۱	۲٫۷۷	۰٫۶۴	۱٫۵۴	۲٫۱۶	۰٫۴۱
Li	۲۰	۱۱	۲۱	۱۵	۲۷	۶	۲۰	۱۰	۱۲	۱۰	۶
Ca	۱۹٫۸	۲۵٫۴	۱۴٫۲	۱۸٫۷	۲۰٫۷	۱۸٫۴	۲۰٫۹	۳۱٫۳	۲۲	۲۰٫۳	۱۰٫۸
In	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۲۵	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۲
Bi	۰٫۱۸	۱٫۵۳	۲٫۵۸	۰٫۱۸	۲٫۵	۰٫۷۷	۰٫۱۴	۰٫۹۱	۰٫۱۶	۱٫۰۱	۰٫۱
Na	۲٫۶۴	۰٫۵۳	۰٫۰۷	۲٫۴۲	۰٫۰۹	۱٫۱۴	۲٫۴	۰٫۲	۱٫۵۷	۱٫۱	۰٫۱۶
Sc	۱۹٫۹	۹٫۹	۵٫۳	۶٫۲	۱۳٫۷	۸٫۳	۲۰٫۹	۱۰٫۱	۱۰	۶٫۶	۲٫۳
La	۲۲٫۳	۲۵٫۹	۲۱	۲۷٫۱	۲۳٫۹	۱۸٫۸	۲۲٫۶	۸٫۵	۴۲٫۵	۱۵٫۶	۲۰٫۳
Ce	۴۸٫۴	۴۷٫۸	۴۱	۴۸٫۷	۶۵٫۸	۳۸٫۳	۴۶	۱۵٫۸	۱۰٫۵	۳۰٫۹	۴۶٫۸
Pr	۵۲٫۷	۴۳٫۲	۳٫۹۴	۴٫۷	۶٫۳۸	۳٫۷۸	۵۰٫۵	۱٫۴۵	۱۴	۳٫۱۲	۵٫۴۹
Nd	۲۰	۱۳٫۳	۱۲٫۴	۱۵٫۶	۱۹٫۳	۱۱٫۹	۱۹٫۶	۴٫۸	۵۹٫۲	۱۰٫۴	۲۰٫۸
Sm	۴٫۳۲	۲	۱٫۷۸	۲٫۷۵	۲٫۸۷	۱٫۸۴	۴٫۲۷	۰٫۷۴	۱۱٫۱	۱٫۶۱	۳٫۸۷
Eu	۱٫۱۹	۰٫۶۳	۰٫۴۳	۰٫۸۸	۰٫۷۴	۰٫۸۳	۱٫۲۱	۰٫۲۶	۲٫۲۹	۰٫۷۷	۰٫۷۹
Gd	۴٫۵۴	۱٫۴۲	۱٫۴۶	۲٫۶۲	۲٫۱۸	۱٫۲۶	۴٫۶	۰٫۵۱	۷٫۴۶	۱٫۳۱	۲٫۹۹
Tb	۰٫۷۱	۰٫۱۹	۰٫۲	۰٫۴۱	۰٫۳۳	۰٫۱۸	۰٫۷۲	۰٫۰۷	۰٫۹۴	۰٫۱۹	۰٫۴۳
Dy	۳٫۹۹	۰٫۹	۰٫۹۴	۲٫۲۶	۱٫۵۹	۰٫۸۱	۴٫۱۲	۰٫۲۷	۳٫۲۱	۱٫۰۷	۲٫۰۳
Ho	۰٫۷۸	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۴۶	۰٫۳	۰٫۱۷	۰٫۸	۰٫۰۶	۰٫۴۲	۰٫۲۴	۰٫۲۴
Er	۲٫۴۷	۰٫۶۸	۰٫۷	۱٫۵۴	۱٫۰۱	۰٫۶۳	۲٫۴۸	۰٫۲۵	۱٫۰۳	۰٫۹۴	۱٫۰۲
Yb	۲٫۱	۰٫۷	۰٫۷	۱٫۴	۰٫۹	۰٫۸	۲	۰٫۳	۰٫۷	۱٫۱	۰٫۷
Lu	۰٫۳۲	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۲۲	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۳۱	۰٫۰۶	۰٫۱	۰٫۱۸	۰٫۱

جدول ۳ ترکیب کانی شناسی کانسار ندوشن به روش XRD.

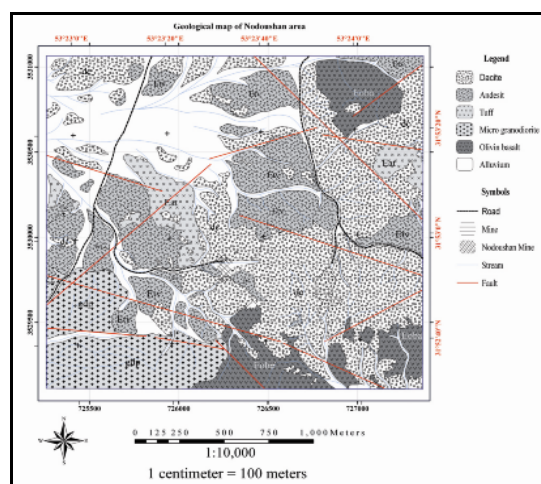
نمونه	ترکیب کانی شناسی	نمونه	ترکیب کانی شناسی
NK41	کانولینیت	NK36	ایلیت و کانولینیت
	کوارتز		کوارتز
	فلدسپار (فلدسپار پتاسیم و پلازیوکلاز)		فلدسپار
NK47	ایلیت و کانولینیت	NK40	کوارتز
	فلدسپار (آلیت، سانیدین و ...)		پیروکسن
NK48	هالوپزیت		فلدسپار
	کوارتز	NK10	هالوپزیت و ایلیت
	آلکالی فلدسپار		کوارتز
NK38	کوارتز		فلدسپار
	گروه میکا		
	فلدسپار (آلیت و سانیدین و ...)		

زمین شناسی منطقه

سنگ های آتشفشانی بخش مهم رخنمون های گسترده ای مورد بررسی را تشکیل می دهند که به صورت تپه ماهورهای کوچک و بزرگ هستند. به دلیل فراوانی فعالیت آتشفشانی ائوسن در گستره ای مورد بررسی و نیز گستردگی و حجم زیاد این مواد، تنوع سنگ شناسی چندانی وجود ندارد بر اساس بررسی های انجام گرفته، واحدهای داسیت، آندزیت، الیوین بازالت، توف بلورین با ترکیب آندزیت و میکروگرانودیوریت قابل جدایش و شناسایی هستند (شکل ۳).

قدیمی ترین واحدهای آتشفشانی منطقه، گدازه های آندزیتی هستند. این واحد با رنگ سبز تا خاکستری تیره و لایه بندی متوسط تا ضخیم و توده ای نمایان است. واحد توف بلورین جوان ترین افق های آتشفشانی ائوسن در منطقه به شمار می آیند

که در بخش های مختلف میان روانه های گدازه ای رخنمون دارند. گنبد های داسیتی بخشی از دنباله ی آتشفشانی دوره ی ائوسن است. تمامی رخنمون های این واحد تحت تاثیر گرمایی ها دگرسان شده اند. بنابراین سطح هوازده آن ها به رنگ روشن قرمز متمایل به قهوه ای و در سطح تازه به رنگ خاکستری روشن مشاهده می شوند. واحد الیوین بازالت در بخش های جنوب، جنوب شرقی و شمال شرقی گستره رخنمون دارند که دارای رنگ نسبتا سیاه هستند. واحد نفوذی موجود در منطقه از جنس میکروگرانودیوریت است. زمان پیدایش این توده ها جوان تر از ائوسن است. بر اساس سال سنجی به روش روبیدیم-استرانسیم سنگ کل، زمان پیدایش توده های گرانودیوریتی منطقه ۱۷ تا ۱۹ میلیون سال پیش تعیین شد [۹].

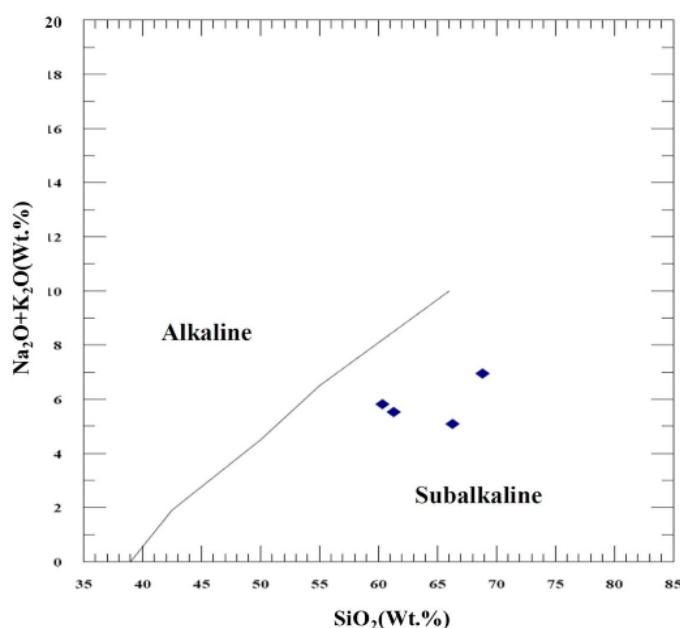


شکل ۳ نقشه زمین شناسی منطقه مورد بررسی.

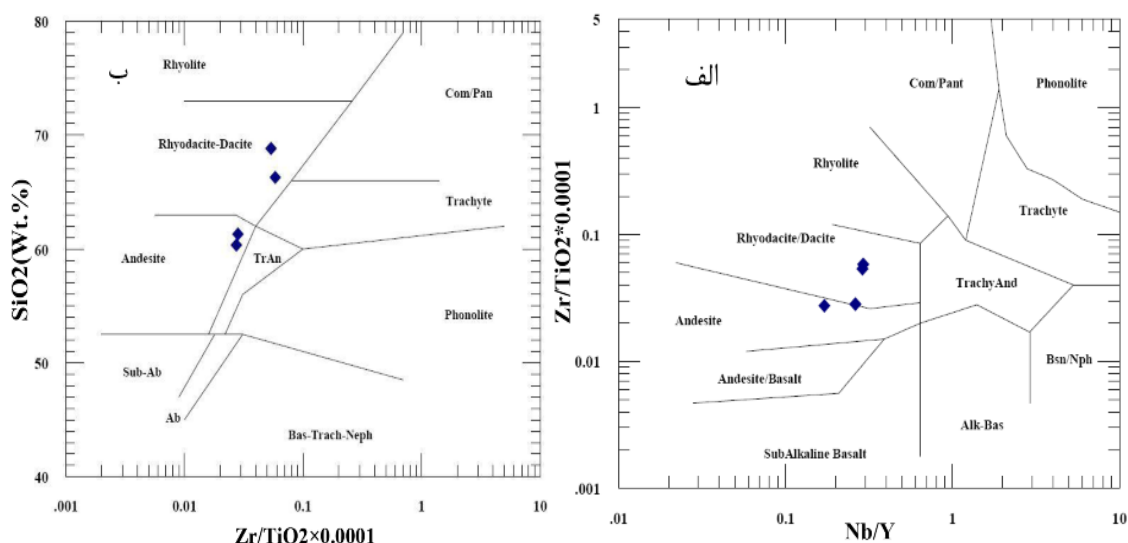
زمین‌شیمی عناصر اصلی

از معیارهای زمین‌شیمیایی، مثل مقادیر TiO_2 ، قلیایی‌ها، آهن، منیزیم و غیره، غالباً برای تشخیص و نام‌گذاری سنگ‌های آذرین استفاده می‌شود [۱۰]. برای تعیین سری ماگمایی از نمودار [۱۱] استفاده شد که همه نمونه‌های سالم برداشت شده از رخنمون‌های کانسار و اطراف آن در گستره‌ی نیمه‌قلیایی قرار گرفتند (شکل ۴). بر اساس نمودار Zr/TiO_2 نسبت به SiO_2 و نمودار Nb/Y نسبت به Zr/TiO_2 [۱۲]، این نمونه‌ها در

گستره‌ی آندزیت، داسیت/ریوداسیت قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف و ب). با توجه به این نمودارها و با بررسی بافت و ترکیب نمونه‌ها و شواهد صحرایی، از میان سنگ‌های با ترکیب مختلف در منطقه، سنگ خاستگاه کانسار ندوشن واحد داسیتی است (شکل ۶ الف). این واحد و سنگ‌های آتشفشانی دیگر موجود در منطقه، تحت تاثیر فشارهای زمین‌ساختی خرد شده (شکل ۶ ب) و موجب گسترش دگرسانی سنگ‌ها شده است.



شکل ۴ موقعیت نمونه‌ها در نمودار تقسیم‌بندی سنگ‌های آتشفشانی به قلیایی و کم قلیایی بر اساس [۱۱].



شکل ۵ موقعیت نمونه‌ها در نمودار الف: Nb/Y نسبت به Zr/TiO_2 [۱۲] ب: نمودار Zr/TiO_2 نسبت به SiO_2 [۱۲].



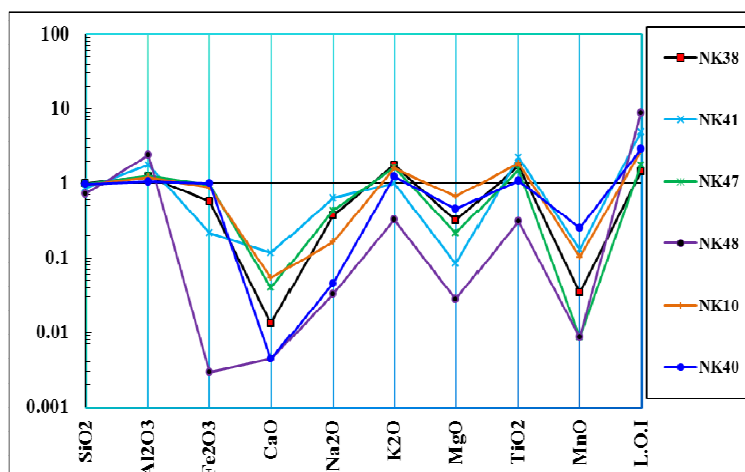
شکل ۶ الف: نمای کلی از معدن (دید به سمت جنوب غرب) ب: شکستگی‌های موجود در واحدهای آتشفشانی منطقه.

باقی مانده است. زیرا آلومینیوم یک عنصر مقاوم و نامتحرک است و تنها در شرایط بسیار اسیدی ($\text{PH} < 4$) و بسیار قلیایی ($\text{PH} > 10$) به حرکت در می‌آید. هر چه شدت دگرسانی بیشتر شود در شرایط قلیایی ایجاد شده در اثر آزاد شدن عناصر قلیایی و قلیایی خاکی، SiO_2 به مقدار کم و به آرامی از محیط خارج شده و درصد Al_2O_3 و LOI افزایش خواهد یافت. در اصل آلومینیوم در محیط‌های گرمایی تحرک چندانی ندارد در حالی که Si تا حدودی متحرک است [۱۵].

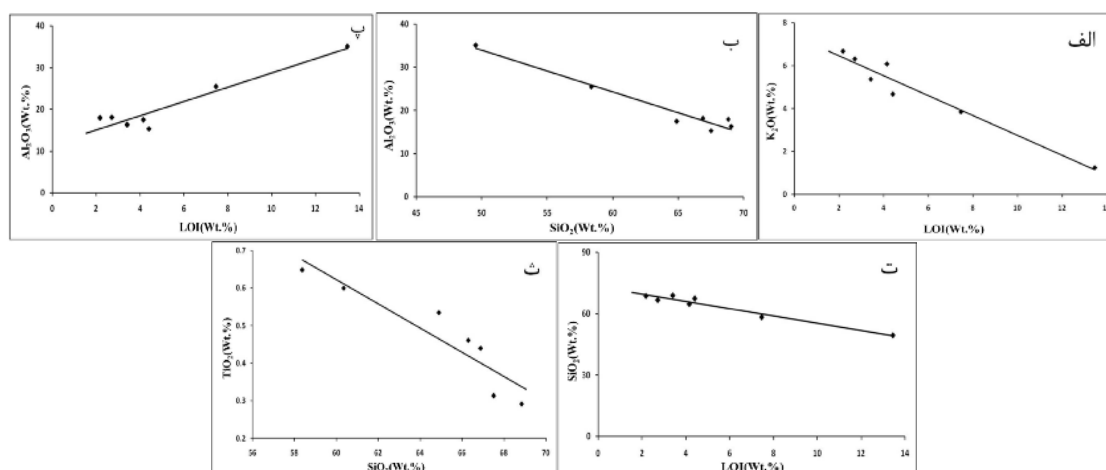
ضریب همبستگی مثبت بین Al_2O_3 و LOI (شکل ۸ پ) و ضریب همبستگی منفی بین SiO_2 و Al_2O_3 ، SiO_2 و LOI (شکل ۸ ت)، نشان می‌دهد که محتوای LOI و Al_2O_3 در نمونه‌های با دگرسانی بیشتر افزایش می‌یابد [۱۴]. ضریب همبستگی TiO_2 نسبت به SiO_2 منفی است (شکل ۸ ث). Ti از عناصر مقاوم است و ضمن فرایند دگرسانی به همراه Al جا مانده و متمرکز می‌شود.

توزیع برخی از عناصر اصلی، در واقع با محتوای نسبی کانی‌های رسی کنترل می‌شوند. به عنوان مثال مقادیر بالای SiO_2 ، Al_2O_3 و K_2O به فراوانی‌های ایلیت و کلریت وابسته‌اند، زیرا Si ، Al و K به راحتی در ساختار این کانی‌ها جای می‌گیرند [۱۳]. نمونه‌های رسی کانسار ندوشن نسبت به سنگ خاستگاه به روشنی در CaO ، MgO ، MnO و Na_2O تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۷). کاهش این عناصر نشان‌دهنده تحرک بالای این عناصر در در طول دگرسانی است. انتظار می‌رود K_2O به عنوان یک عنصر قلیایی کاهش نشان دهد ولی در برخی نمونه‌ها غنی‌شدگی دیده می‌شود و این می‌تواند به علت تشکیل ایلیت باشد که مقدار زیادی K را جذب کرده است. ضریب همبستگی منفی بین LOI و K_2O (شکل ۷ الف) نشان می‌دهد که با افزایش شدت دگرسانی، K_2O کاهش و LOI افزایش می‌یابد [۱۴].

همبستگی منفی بین SiO_2 و Al_2O_3 (شکل ۸ ب) بیانگر شرایط دگرسانی اسیدی بوده، به‌طوری که Si کاهش یافته و Al



شکل ۷ الگوی تحرک عناصر اصلی در کانسار رسی ندوشن، بهنجار شده نسبت به سنگ خاستگاه داسیتی.



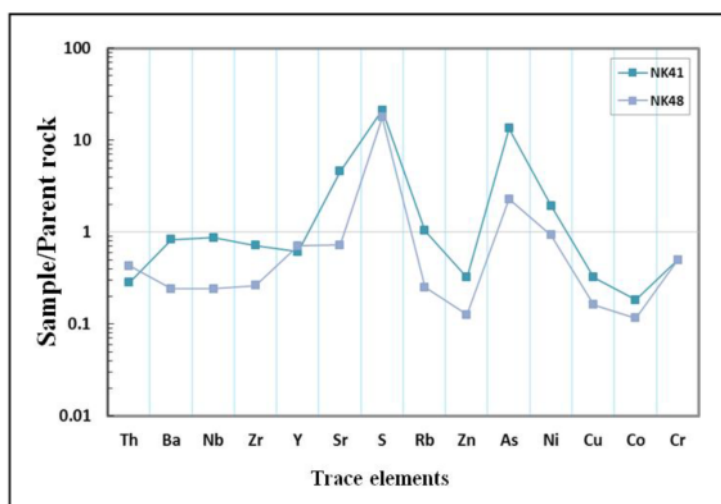
شکل ۸. نمودار دوتایی الف: ضریب همبستگی K_2O نسبت به LOI ب: ضریب همبستگی Al_2O_3 نسبت به SiO_2 پ: ضریب همبستگی Al_2O_3 نسبت به LOI ت: ضریب همبستگی SiO_2 نسبت به LOI ث: ضریب همبستگی TiO_2 نسبت به SiO_2 .

زمین‌شیمی عناصر فرعی

برای بررسی چگونگی تحرک عناصر فرعی در این کانسار داده‌های وابسته به عناصر فرعی نمونه‌های معدنی با درجه‌ی خلوص بالا (NK48) و با درجه‌ی خلوص پایین (NK41) با سنگ خاستگاه آن (داسیت) به‌نچار شدند (شکل ۹). چنانکه در شکل دیده می‌شود، عناصری همچون Y ، Cr ، Zr ، Nb نسبت به سنگ خاستگاه تهی‌شدگی نشان می‌دهند زیرا این عناصر در شرایط دگرسانی تحرک کمتری دارند. هرچه شدت دگرسانی بیشتر باشد (نمونه‌ی NK48) تحرک این عناصر نیز بیشتر و تهی‌شدگی شدیدتر خواهد شد.

Rb در نمونه‌ی رسی NK41 نسبت به سنگ خاستگاه ثابت باقی‌مانده است و این به‌دلیل حضور کانی فلدسپار پتاسیم

در آن است، زیرا Rb جانشین K می‌شود. Rb در نمونه‌ی خالص NK48 تهی‌شدگی نشان می‌دهد که علت آن دگرسانی پیشرونده‌ی کانی‌های حاوی K و Rb نظیر فلدسپار پتاسیم و میکاهاست. Sr و Ba به ترتیب در پلاژیوکلازها و فلدسپات‌های پتاسیم تجمع می‌کنند. دگرسانی باعث جدایش انتخابی این عناصر می‌شود. دگرسانی پلاژیوکلاز مقدار Sr را در کانسار کاهش می‌دهد، زیرا پلاژیوکلازها سریعتر از فلدسپات‌های پتاسیم که Ba را حفظ می‌کنند، دگرسان می‌شوند. در نتیجه Ba حین دگرسانی دستخوش تغییر کمتری نسبت به Sr می‌شود. افزایش مقدار Sr در نمونه NK41 به لیل حضور مقدار بالای فلدسپار در این نمونه است.



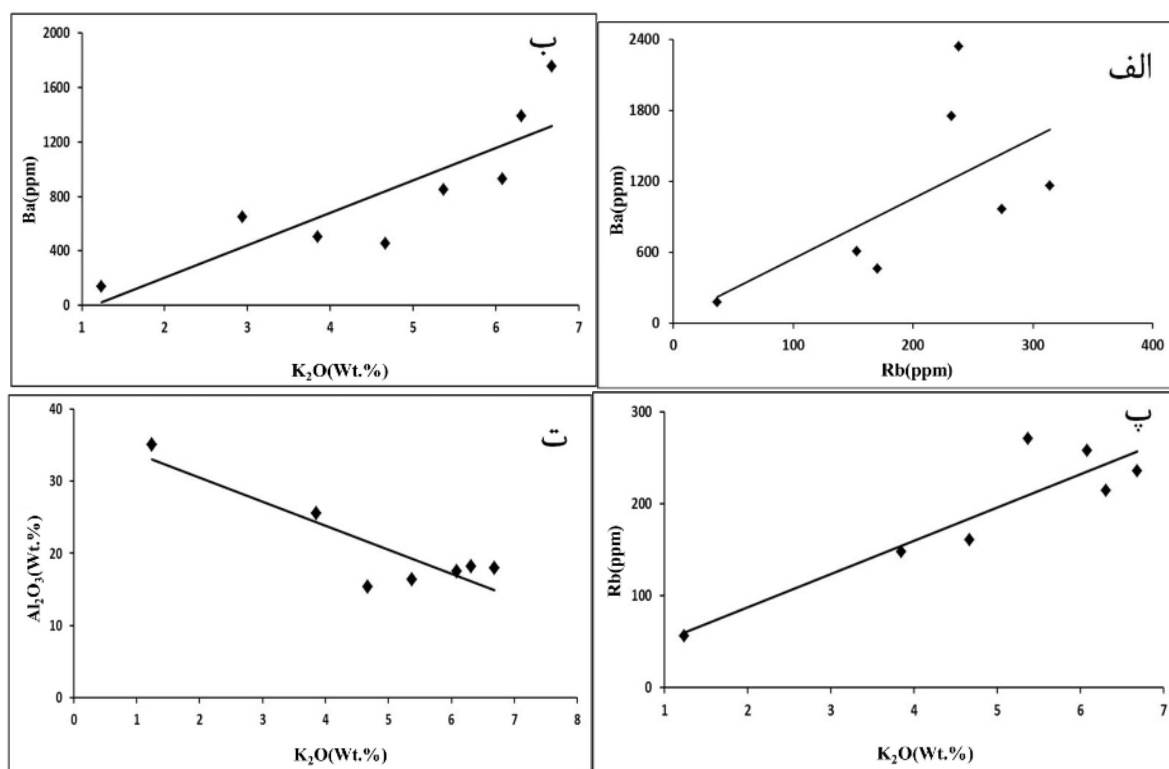
شکل ۹. الگوی تحرک عناصر فرعی نرمالیزه شده با سنگ والد در کانسار ندوشن.

با کندریت [۱۸]، نمونه‌های معدنی کانسار ندوشن، غنی‌شدگی LREE را نسبت به HREE نشان می‌دهد (شکل ۱۱). از این داده‌ها نتیجه می‌شود که REEها در طول دگرسانی گرمایی جدایش حاصل کرده‌اند و از HREEها تهی شده‌اند. تهی‌شدگی HREE نشانه تحرک این عناصر و بیانگر الگوی دگرسانی گرمایی در منطقه است [۱۶]. نبود کانی‌های با دمای بالا از جمله پیروفلیت، دیکیت و آلونیت و حضور کانی‌های کوارتز، فلدسپار پتاسیم، کائولینیت، هالوزیت و ایلیت در کانسار ندوشن (جدول ۳) نشان دهنده‌ی زون دگرسانی نوع آرژیلیک حدواسط است. در این حالت ممکن است فلدسپار پتاسیم سالم باقی مانده و عناصر K, Ca, Mg, Na کاملاً از محیط خارج نشوند و مقداری از آنها باقی بمانند [۱۹]. LREEها در زون دگرسانی آرژیلیک حدواسط نسبت به HREEها غنی‌شدگی نشان می‌دهند [۲۰]. در این زون PH اسیدی پایین و فعالیت یون‌های SO_4^{2-} , Cl⁻ و F⁻ نسبت به زون آرژیلیک پیشرفته کمتر است، بنابراین انتقال REEها به وسیله‌ی یون‌های مختلط کمتر صورت می‌گیرد [۲۱].

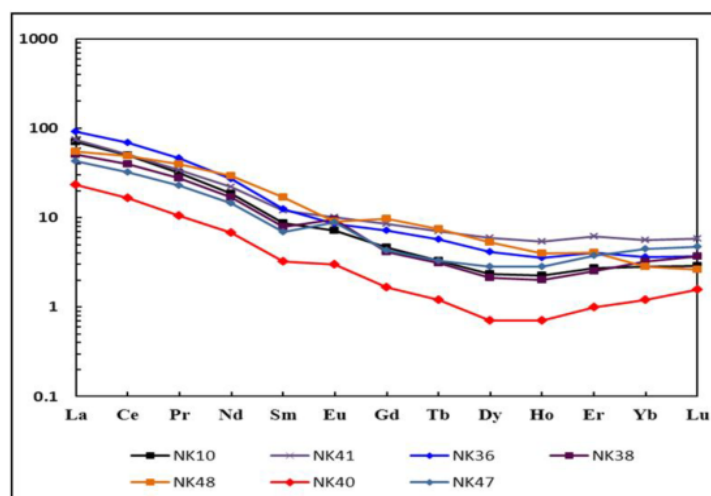
Ba و Rb دارای همبستگی مثبت و بالایی با یکدیگر هستند، که نشان‌دهنده‌ی رفتار زمین‌شیمیایی مشابه آنها است (شکل ۱۰ الف). این عناصر دارای همبستگی مثبت و خوبی با K_2O هستند (شکل‌های ۱۰ ب و پ). این همبستگی‌ها به اضافه همبستگی K_2O با Al_2O_3 (شکل ۱۰ ت) نشان می‌دهد که توزیع این عناصر به وسیله‌ی کانی‌های پتاسیم‌داری همچون فلدسپار پتاسیم و ایلیت کنترل می‌شود، و بنابراین نمونه‌هایی که مقدار فلدسپار پتاسیم و ایلیت بیشتری دارند، Ba و Rb بیشتری خواهند داشت. تغلیظ عناصر S, Pb و Sr تنها در ذخایر رسی نوع گرمایی صورت می‌گیرد و با درجه‌ی دگرسانی تغییر می‌کند که نشان‌دهنده‌ی تمرکز این عناصر در کانی‌های رسی است [۱۶].

زمین‌شیمی عناصر کمیاب خاکی

طی دگرسانی گرمایی HREEها با برخی لیگاندها همبافت‌های پایدارتری را نسبت LREEها تشکیل می‌دهند، بنابراین به مدت طولانی‌تری در شاره باقی می‌مانند و این باعث تفکیک REEها از هم می‌شوند [۱۷]. الگوی عناصر کمیاب خاکی به‌نچار شده



شکل ۱۰ نمودار دوتایی الف: ضریب همبستگی Ba نسبت به Rb ب: ضریب همبستگی Ba نسبت به K_2O پ: ضریب همبستگی Rb نسبت به K_2O ت: ضریب همبستگی Al_2O_3 نسبت به K_2O .



شکل ۱۱ الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده با کندریت [۱۸] در کانسار ندوشن.

دگرسانی و تخریب فلدسپار نسبتاً غنی در Eu باعث ایجاد بی‌هنجاری منفی این عنصر خواهد شد که با پیشرفت و تکامل دگرسانی این بی‌هنجاری منفی افزایش خواهد یافت. تغییر در بی‌هنجاری Eu از مثبت به منفی و افزایش بی‌هنجاری منفی Eu منطبق با درجه‌ی تخریب پلاژیوکلاز است [۲۵]. بی‌هنجاری مثبت Eu در نمونه‌های NK10، NK36، NK38، NK40 و NK47 (شکل ۱۱) احتمالاً باید به علت تمرکز Eu در کانی رسی گرمایی مانند ایلیت پس از آزاد شدن آن از پلاژیوکلاز به وسیله‌ی سیال گرماب باشد.

Sr، S، Pb، V، P_2O_5 و عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) به صورت چشمگیر در کائولن‌های با خاستگاه گرمایی غنی هستند در حالی که Y، Rb، U، Zr، Fe_2O_3 و عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) بیشتر در کائولن‌های با خاستگاه برونزای غنی‌اند. البته مقادیر V و U در هر دو حالت (برونزایی و گرمایی) با درجه‌ی دگرسانی افزایش می‌یابند بنابراین این دو عنصر می‌توانند به عنوان عناصر نامتحرک در هر دو محیط مورد توجه باشند [۱۶]. کائولن‌های با خاستگاه برونزا دارای مقادیر بالایی از Zr و Ti هستند [۲۰].

خاستگاه کانسار رسی ندوشن

Dill و همکاران در سال ۱۹۹۷ برای شناسایی خاستگاه نهشته‌های کائولن در Peru از ارتباط بین SO_3 نسبت به P_2O_5 ، Zr نسبت به TiO_2 ، $Fe+Ti$ نسبت به $Cr+Nb$ و Ba و Sr نسبت به $Ce+Y+La$ استفاده کردند [۵] و به این نتیجه رسیدند که S و Ba و Sr در طول دگرسانی گرمایی غنی

کائولینیت می‌تواند نقش مهمی در انتقال و جابه‌جایی REE‌ها از آبگون‌ها در اثر عمل جذب سطحی داشته باشد [۲۲]. جذب سطحی REE‌ها به وسیله‌ی کانی‌های رسی از طریق PH، قدرت یونی محلول و نوع کانی رسی کنترل می‌شود [۲۳]. با افزایش PH جذب سطحی REE به وسیله‌ی کانی‌های رسی افزایش می‌یابد [۲۲].

Ce و Eu رفتار زمین‌شیمیایی متفاوتی با بقیه REE‌ها داشته و در شرایط احیایی Eu^{+2} و در شرایط اکسیدی Ce^{+4} حضور دارند که در این حالت Ce پتانسیل یونی بیشتر و در نتیجه تحرک کمتری دارد. این اختلاف‌های کوچک که از نظر رفتار و اندازه بین عناصر کمیاب خاکی وجود دارد، باعث می‌شود که این عناصر در اثر برخی فرآیندهای زمین‌شناسی از یکدیگر جدا شوند. این پدیده در زمین‌شیمی از اهمیت بالایی برخوردار است و در جهت پی بردن به خاستگاه مجموعه‌های سنگی و ماهیت فرآیندهای زمین‌شناسی مورد استفاده قرار می‌گیرد [۲۴]. در طول برهمکنش آب-سنگ در شرایط اکسیدی، Ce در مقایسه با REE‌های دیگر تقریباً نامحلول است [۲۵]. محلول حاصل دارای بی‌هنجاری منفی Ce و جامد باقیمانده دارای بی‌هنجاری مثبت خواهد شد [۲۶]. بی‌هنجاری یوروپیم، بیشتر با فلدسپارها کنترل می‌شود، زیرا Eu (در حالت دو ظرفیتی)، بر خلاف REE سه‌ظرفیتی که در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم عناصری ناسازگارند، عنصری سازگار به شمار می‌آید، بنابراین خارج شدن فلدسپار باعث بی‌هنجاری منفی Eu خواهد شد [۲۴].

بررسی عناصر فرعی و کمیاب خاکی تنها روش برای شناخت تفاوت قطعی بین فرایندهای گرمایی و برونزا نخواهد بود و نیاز به داده‌های بیشتری دارد [۲۷].

گرمایی‌ها دگرسان کننده احتمالاً از توده نفوذی میکروگرانودیوریت ریشه گرفته است که به دلیل شکستگی‌ها (حاصل از فشارهای زمین ساختی) و گسل‌های فراوان موجود در منطقه به راحتی جریان پیدا کرده و کلیه سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری موجود در منطقه را تحت تاثیر قرار داده و کانی‌های رسی متفاوتی را، بسته به نوع سنگ میزبان، ایجاد کرده است. روش‌های ایزوتوپی (O و H) در مقایسه با روش زمین‌شیمی عناصر فرعی و کمیاب خاکی می‌تواند اطلاعات بیشتری را برای شناخت تفاوت خاستگاه نهشته‌های کائولن، ارائه دهد [۲۶].

برداشت

۱- سنگ‌های آتشفشانی بخش مهم رخنمون‌های منطقه‌ی مورد بررسی را تشکیل می‌دهند. واحدهای داسیت، آندزیت، الیوین بازالت، توف بلورین با ترکیب آندزیت و میکروگرانودیوریت قابل جدایش و شناسایی هستند. بر اساس نمودار Zr/TiO_2 نسبت به SiO_2 و نمودار Nb/Y نسبت به Zr/TiO_2 [۱۲] نمونه‌های سالم برداشت شده از رخنمون‌های کانسار و اطراف آن در گستره‌ی آندزیت، داسیت/یوداسیت قرار می‌گیرند که با توجه به شواهد صحرایی، واحد داسیتی به‌عنوان سنگ خاستگاه کانسار ندوشن در نظر گرفته می‌شود. این واحد و سنگ‌های آتشفشانی موجود دیگر در منطقه تحت تاثیر فشارهای زمین ساختی خرد شده و به‌وسیله‌ی گرمایی‌های دگرسان شده که با توجه به ترکیب سنگ‌ها، کانی‌های رسی متفاوتی تشکیل شده‌اند.

۲- الگوی عناصر کمیاب خاکی به‌نحار شده با کندریت [۱۸]، غنی‌شدگی LREE را نسبت به HREE نشان می‌دهد. از این داده‌ها نتیجه می‌شود که REE‌ها در طول دگرسانی جدا شده و HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهد. تهی‌شدگی HREE نشانه‌ی تحرک این عناصر و بیانگر الگوی دگرسانی گرمایی در منطقه است [۱۶].

۳- نبود کانی‌های با دمای بالا از جمله پیروفلیت، دیکیست و آلونیت و حضور کانی‌های کوارتز، فلدسپار پتاسیم، کائولینیت، هالوویت و ایلیت در کانسار ندوشن نشان‌دهنده‌ی زون دگرسانی نوع آرژیلیک حدواسط است. در این زون شرایط PH

می‌شوند در حالی که Cr و Nb و Ti و عناصر لانتانید بیشتر در طول فرایند برونزایی غنی می‌شوند. عناصر Ti و Fe بیشتر گرایش به تمرکز در کائولن نوع برونزایی دارند، بنابراین مقدار $Ti + Fe$ در این نوع نهشته‌ها معمولاً بیش از ۱ درصد وزنی است. همچنین Au و Ag طی کائولینیتی شدن گرمایی غنی می‌شوند [۵]. S و P_2O_5 تنها در ذخایر گرمایی حضور دارند و مقادیر آن‌ها با افزایش درجه‌ی دگرسانی افزایش می‌یابد در حالی که مقدار Y هیچ ارتباطی با درجه‌ی دگرسانی نشان نمی‌دهد [۱۶].

نهشته‌های کائولن برونزا در مقایسه با نهشته‌های کائولن گرمایی معمولاً دارای غلظت بالاتری از عناصر Nb و Cr ($Cr + Nb > 100ppm$) هستند که به علت تمرکز Nb در کانی‌های تیتانیوم‌دار در نتیجه‌ی جایگزینی Nb بجای Ti در TiO_2 و جایگزینی Cr بجای Fe در گوئیتیت طی کائولینیتی شدن در محیط‌های برونزایی است می‌باشد [۲۷]. در کانسار رسی ندوشن میانگین عناصر Cr و Nb برابر 11.26ppm است که کمتر از مقدار آن برای ذخایر برونزاست. غلظت‌های بالای Sr و Ba ($Sr + Ba = 1000, 10000ppm$) معمولاً در نهشته‌های کائولن نوع گرمایی دیده می‌شود [۵]. میانگین $Sr + Ba$ در کانسار ندوشن 1341.33ppm است که می‌تواند دلیل بر گرمایی بودن آن باشد.

کانسارهای کائولن Rio Negro و Santa Cruz واقع در پاتاگونای آرژانتین که با توجه به بررسی‌های ایزوتوپی (O_2H)، انجام شده توسط [۱۶] در سال ۲۰۱۰ به ترتیب دارای خاستگاه گرمایی و برونزایی هستند، در نمودارهای $Ce + Y + La$ نسبت به $Ba + Sr$ و P_2O_5 نسبت به SO_3 با هم مقایسه شده‌اند. در این پژوهش داده‌های کانسار ندوشن با آن‌ها مقایسه می‌شوند.

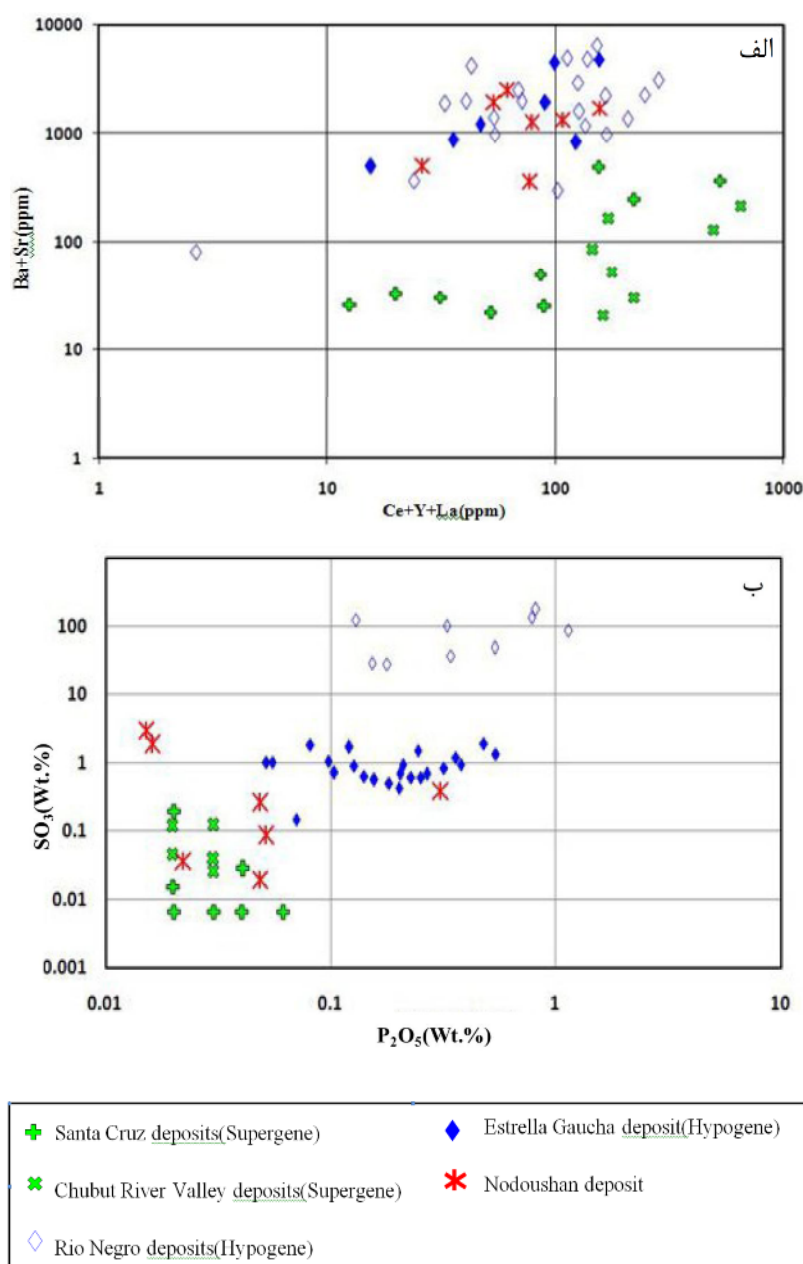
تمرکز عناصر $Ba + Sr$ و $Ce + Y + La$ کانسار ندوشن با نهشته‌های کائولن گرمایی Rio Negro و Estrella Gaucha واقع در منطقه‌ی پاتاگونا آرژانتین شباهت دارد و در یک گستره قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ الف) ولی در نمودار SO_3/P_2O_5 در گستره‌ی بین گرمایی و برونزا دیده می‌شود (شکل ۱۲ ب). در مدل ارائه شده توسط [۲۸] برای ذخایر کائولن پرو، داده‌های کانسار ندوشن در خارج از گستره‌ی گرمایی و نزدیک به گستره‌ی کائولن‌های نوع ترکیبی قرار می‌گیرند (شکل ۱۳ الف و ب). بنابراین این مفهوم را می‌رساند که در نهشته‌های مورد

رسی مانند ایلیت باشد که به وسیله ی از پلاژیوکلاز آزاد شده است.

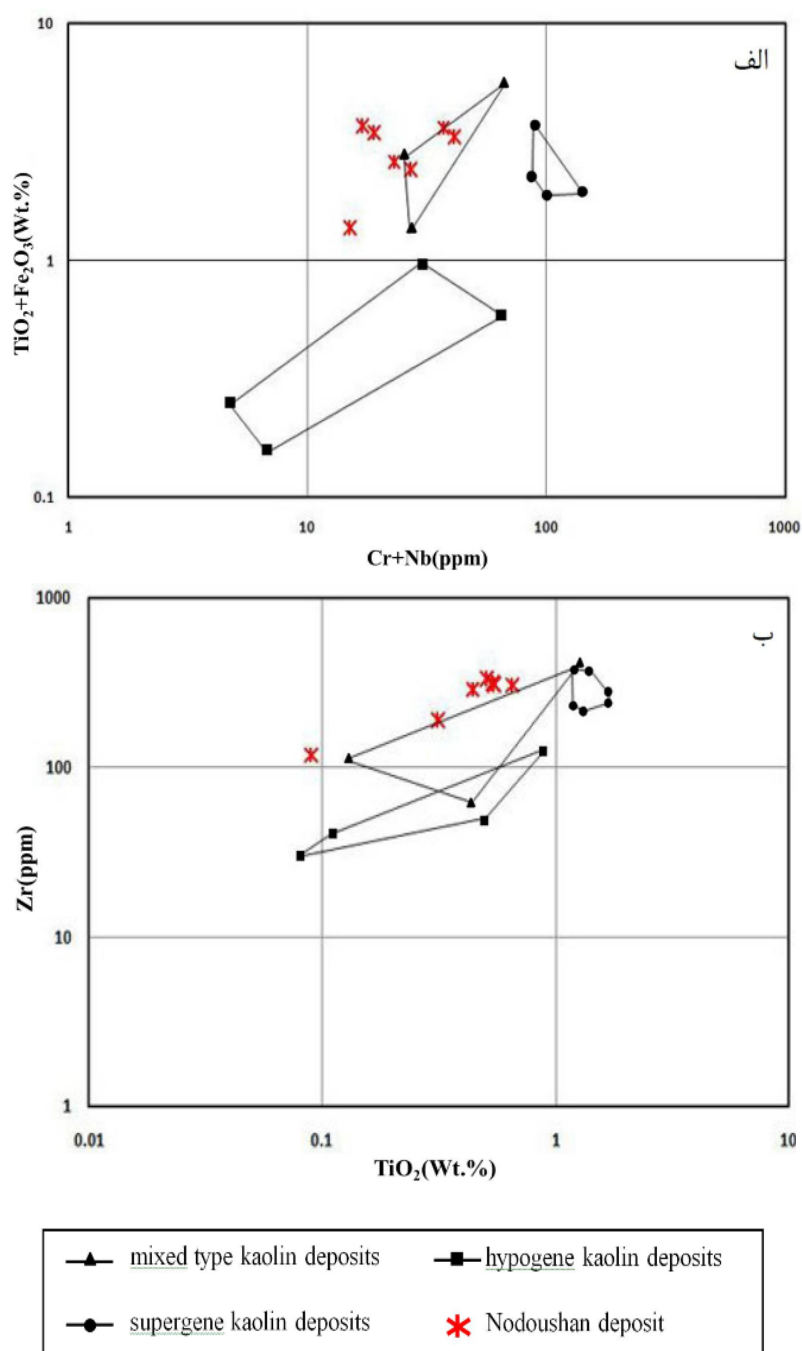
۵- در این منطقه میانگین عناصر Cr و Nb برابر 11.26 ppm است که کمتر از مقدار آن برای ذخایر رسی برونزاست. همچنین با توجه به اینکه غلظت‌های بالای Sr + Ba معمولاً در نهشته‌های کائولن نوع گرمابی دیده می‌شود [۵]، میانگین Sr+Ba در این کانسار ۱۳۴۱/۳۳ ppm است که می‌تواند دلیل بر گرمابی بودن آن باشد.

اسیدی، پایین و فعالیت یون‌های SO_4^{2-} ، Cl و F^- نسبت به زون آرژیلیک پیشرفته کمتر است، و بنابراین همبافت‌های در انتقال REEها کمتر نقش داشته‌اند [۲۲]. جدایی LREE و HREE در زون آرژیلیک حدواسط زیاد نخواهد بود و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند در اثر جذب سطحی به وسیله ی کانی‌های رسی باشد.

۴- بی‌هنجاری مثبت Eu در نمونه‌های NK10، NK36، NK38، NK40 و NK47 می‌تواند به علت تمرکز Eu در کانی



شکل ۱۲ الف و ب: مقایسه‌ی داده‌های کانسار ندوشن با کانسارهای گرمابی و برونزای موجود در منطقه‌ی پاتاگونیا آرژانتین [۱۶].



شکل ۱۳ الف و ب: مقایسه کانسار رسی ندوشن با مدل ارائه شده توسط [۲۸].

شده توسط [۲۸]، کانسار یاد شده خاستگاه گرمابی داشته که تا حدودی متاثر از فرآیند هوازدگی بوده است. گرمابی‌ها دگرسان‌کننده احتمالاً از توده‌ی نفوذی میکرو گرنودیوریت ریشه گرفته است که به دلیل شکستگی‌ها (حاصل از فشارهای زمین‌ساختی) و گسل‌های فراوان موجود در منطقه به راحتی جریان یافته و کانسار ندوشن را تشکیل داده است.

ع- تمرکز عناصر $Ba + Sr$ و $Ce + Y + La$ کانسار ندوشن با نهشته‌های کائولن گرمابی Rio Negro و Estrella Gaucha واقع در منطقه پاتاگونیا (Patagonia) آرژانتین شباهت داشته و در یک گستره قرار می‌گیرند، ولی در نمودار SO_3/P_2O_5 در گستره‌ی بین گرمابی و برونزا دیده می‌شود. در مجموع با توجه به ترکیب کانی‌شناسی و زمین‌شیمی و همچنین الگوی ارائه

مراجع

- (major, minor, trace elements and REE) of detrital and authigenic clay minerals in a Cenozoic sequence from Ross Sea, Antarctica", Clay Minerals, The Mineralogical Society 39 (2004) 405-421.
- [14] Papoulis D., Tsoilis-Katagas P. & Katagas C., "Monazite alteration mechanisms and depletion measurements in kaolins", Applied Clay Science 24 (2004) 271-285.
- [15] Ece O.I., Schroeder P.A., Smilley M.J., Wampler J.M., "Acid-sulphate hydrothermal alteration of andesitic tuffs and genesis of halloysite and alunite deposits in the Biga Peninsula, Turkey", Clay Minerals, The Mineralogical Society 43 (2008) 281-315.
- [16] Cravero F., Marfil S.A., Maiza P.J., "Statistical analysis of geochemical data: a tool for discriminating between kaolin deposits of hypogene and supergene origin, Patagonia, Argentina", Clay Minerals, The Mineralogical Society 45 (2010) 183-196.
- [17] Takahashi Y., Tada A., Shimizu H., "Distribution of pattern of rare earth ions between water and montmorillonite and its relation to the sorbed species of the ions", Analytical Sciences 20 (2004) 1301-1306.
- [18] Taylor S.R., McLennan S.M., "The continental Crust: Its composition and evolutions", Blackwell Science, Oxford, (1985) 312p.
- [19] Pirajno F., "Hydrothermal Processes and Mineral Systems", Geological Survey of Western Australia, Springer, (2009) 1250p.
- [20] Marfil S.A., Maiza P.J., Montecchiari N., "Alteration zonation in the Loma Blanca kaolin deposit, Los Menucos, Province of Rio Negro, Argentina", Clay Minerals, The Mineralogical Society 45 (2010) 157-169.
- [21] Fulignati P., Gioncada A., Sbrana A., "Rare-earth element(REE)behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Vulcano (Aeolian Islands, Italy)", Journal of Volcanology and Geothermal Research 88 (1999) 325-342.
- [22] Coppin F., Berger G., Bauer A., Castet S. & Loubet M., "Sorption of lanthanides on smectite and kaolinite", Chemical Geology, 182 (2002) 57-68.
- [۱] قلمقاش ج، محمدیها ک، قهرایی پور م، "شرح زمین‌شناسی نقشه کفه‌تاقستان با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰"، (۱۳۸۲) ۲۷ص.
- [2] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review", AAPG Bulletin 52 (1968) 1229-1258.
- [۳] معین‌وزیری ح، ۱۳۷۷، "دیباچه‌ای بر ماگماتیسیم در ایران"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۴۴۰ص.
- [4] Gilg H.A., Hulmeyer S., Miller H., Sheppard S.M.F., "Supergene origin of the Lastarria kaolin deposit, South-Central Chile, and paleoclimatic implications", Clay and clay minerals 47(2) (1999) 201-211.
- [5] Dill H.G., Bosse H.R., Henning K.H., Fricke A., Ahrendt H., "Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt of the Central Andes of northwestern peru", Mineralium Deposita 32 (1997) 149-163.
- [6] Keller W.D., "Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin", Clays and Clay Minerals 24 (1978) 114-117.
- [7] Manning D.A.C., "Introduction to industrial minerals", London, (1995) 276p.
- [8] Sheppard S.M.F. and Gilg H.A., "Stable geochemistry of clay minerals", Clay Minerals 31 (1996) 1-24.
- [9] Amidi, S.M. "Etude geologique de la region de Natanz-Surk(Iran Central)". Geological Survey of Iran 42 (1977) 316p.
- [10] Miyashiro A. "Nature of alkalic volcanic rock series". Contributions to Mineralogy and Petrology 66(1) (1978) 91-104.
- [11] Irvin, T.N. Baragar, W.P.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common Volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8(5) 523-548.
- [12] Winchester J. A., Floyd P. A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", Chemical Geology 16 (1977) 325-343.
- [13] Setti M., Marinoni L., Lopez-Galindo A., "Mineralogical and geochemical characteristics

- Nd isotope systematics*", Precambrian Res. 135 (2004) 345–357.
- [27] Marfil S.A., Maiza P.J., Cardellach E. & Corbella M., "*Origin of kaolin deposits in the Los Menucos', Rio Negro Province, Argentina*", Clay Minerals 40 (2005) 283-293.
- [28] Dill H.G., Bosse H.R. & Kassbohm J. "*Mineralogical and chemical studies of volcanicrelated argillaceous industrial minerals of the Central American Cordillera (western El Salvador)*", Economic Geology 95 (2000) 517-538.
- [23] Wan Y., Liu C., "*Study on adsorption of rare earth elements by kaolinite*". Journal of Rare Earths 23(3) (2005) 377–381.
- [24] Rollinson H.R., "*Using Geochemical Data:Evaluation, Presentation*", Interpretation. Longman Scientific & Technical, (1993) 352.
- [25] Karakaya N., "*REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler Dagı Volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence*", Journal of Geochemical Exploration, Elsevier.101 (2009) 185-208.
- [26] Hayashi T., Tanimizu M., Tanaka T., "*Origin of negative Ce anomalies in Barberton sedimentary rocks, deduced from La–Ce and Sm–*