

سال بیست و یکم، شمارهٔ ۱، بهار ۹۲، از صفحهٔ ۴۳ تا ۵۶



زمین شیمی و خاستگاه کانسار رسی ندوشن (جنوب غربی صدوق، استان یزد)

بیژن اعتمادی، عبدالهادی قبادی[×]، بتول تقیپور

گروه زمین شناسی، 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 زمین شیمیایی، سنگهای موجود در منطقه از سنگهای آتشفشانی با ترکیب داسیت، آندزیت، الیوین بازالت و سنگهای آذر آواری (توف بلورین) و سنگهای نفوذی میکرو گرانودیوریتی تشکیل شدهاند. بر اساس نمودارهای 2r/TiO₂ نسبت به 2SiO₂ و Nb/Y نسبت به 2r/TiO₂ و با توجه به شواهد صحرایی، سنگ خاستگاه این کانسار ترکیب داسیتی دارد. نمونههای رسی به روشنی در Oad، MgO و MnO بلورین) و سنگهای نفوذی میکرو گرانودیوریتی تشکیل شدهاند. بر اساس نمودارهای نمونههای رسی به روشنی در Ago، MgO، و MnO بلوری و با توجه به شواهد صحرایی، سنگ خاستگاه این کانسار ترکیب داسیتی دارد. نمونههای رسی به روشنی در Ago، MgO، Mgo و Ozad نسبت به سنگ خاستگاه تهی شدگی نشان میدهند. نبود کانیهای با دمای بالا از جمله پیروفیلیت، دیکیت و حضور کانیهای کوارتز، فلدسپار پتاسیم، کائولینیت، هالویزیت و ایلیت در کانسار ندوشن نشاندهندهی زون دگرسان آرژیلیک نوع حدواسط است. در این کانسار میانگین عناصر Cr مقدار آن برای ذخایر برون زا است. غلظت بالای Sr + Ba (۱۳۴۱/۳۳ ppm) به علت تاثیر فرآیندهای گرمابی است. با توجه به ترکیب فرآیند هوازدگی بوده است.

واژههای کلیدی: ندوشن؛ یزد؛ ارومیه _دختر؛ داسیت؛ آرژیلیک حدواسط؛ گرمابی.

مقدمه

کانسار رسی ندوشن در موقعیت جغرافیایی "۵۱ '۵۲ "۳۵ "۳۱ شمالی و "۳۰ '۳۲ "۵۵ شرقی در ۱۳۰ کیلومتری جنوبغربی شهرستان یزد و ۲۵ کیلومتری جنوبغربی دهستان ندوشن از توابع شهرستان صدوق (استان یزد) قرار دارد (شکل۱). این کانسار در بخش شمالشرقی نقشهی ۲۰۰۰۰۰ کفهتاقستان (بخشی از چهارگوش نقشه یک دویست و پنجاههزارم آباده) واقع شده است [۱]. از نظر زمینشناسی ساختاری، کانسار شکل۲). 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 ـ بافت است. عملکرد این گسل با روند شمال غربی ـ جنوب شرقی در شمال شرقی منطقه، موجب دگر شکلی شدید واحدهای سنگی و به هم ریختن روابط آن ها شده است. به همین دلیل کمتر سنگی را در منطقه برجا می توان یافت و داوری درباره دیرینه جغرافیا و جنبش های کوهزایی در تاریخ منطقه ناشدنی یا بسیار دشوار می نماید [۱]. کوهزایی در تاریخ منطقه ناشدنی یا بسیار دشوار می نماید [۱]. برای تعیین خاستگاه ذخایر رسی (برونزا یا گرمابی) از روش های متعددی از جمله موقعیت زمین شناسی کانسار [۴]، موقعیت ساختاری کانسار [۴]، ترکیب کانی شناختی و منطقه بندی کانسار [۵]، بافت کانی های رسی [۶]، شاره های درگیر [۷]، زمین شیمی ایزوتوپ های پایدار [۸] و ترکیب شیمیایی [۵]، استفاده می شود. کانسار رسی ندوشن در

* نویسنده مسئول، تلفن: ۲۲۹۵۵۰ ۸۲۲۹۵۷، نمابر: ۲۲۸۴۵۷۲ (۷۱۱۱)، 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 ۱/۱۰۰۰ در گسترهی ۴ کیلومتر مربع تهیه شد. سپس ۴ نمونه از سنگهای ناهوازده 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.



شکل۱ موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به کانسار.



شکل۲ موقعیت گسترهی مورد بررسی در کمربند ماگمایی ارومیه دختر با استفاده از نرم افزار Google Earth.

							-				
شماره نمونه	NK9	NK10	NK12	NK29	NK36	NK38	NK39	NK40	NK41	NK47	NK48
Wt%											
SiO ₂	۶١,٣	۶۴,۸۹	88, Th	۶۸٬۸۳	89,08	۶۸٬۸۲	۶۰٬۳۶	۶۷٬۵۱	۵۸,۳۷	88,AA	۴٩,۵۶
Al_2O_3	۱۴,۸۶	۱۷٬۵۳	19,04	14,04	18,81	۱۷,۹۶	10/44	10,88	۲۵٬۵۲	۱۸,۱۵	۳۵٬۰۹
Fe_2O_3	٧/١۶	۲/۹۵	۲/۱۵	٣,٣٩	۲/٨	١/٩٢	۶,VV	٣,٣٩	۳۷٫۰	٣٫٢	• /• 1
CaO	٣/٧٩	•/17	• / • A	5,54	•,• ۴	۰,۰۳	4,87	• /• 1	۰,۲۶	٠٬٠٩	• /•)
Na ₂ O	۲,۴۷	۵, ۰	•/11	۳٫۱۱	•/11	۱,۱۶	۲٬۸۸	•,14	١,٩٧	۱٫۳۵	•,1
K ₂ O	٣,•۶	۶٬۰۸	۴/۹۸	۳٬۸۴	۵/۳۷	۶,۶ ۸	۲/۹۴	4,84	۳٬۸۵	۶/۳۱	1,14
MgO	۴,۲۵	۰,۹۵	• / ٧٢	1,47	۱/۹۵	۰,۴۵	۴,۰۷	• 84	•/17	۱۳٫۰	•,•۴
TiO ₂	۵ • ۶ ب	۵۳۵ ،	•,481	•,٢٩٢	۰,۵۴۳	۰٬۵۰۵	• ,8	۳۱۳	•,841	•,44	۰,۰ ۸ ۹
MnO	•,149	• /• 18	• .• • 1	.118	•,•• A		.148	• ,• ٢٩	• /• 10	•,•• ١	• .• • ١
P_2O_5	•/114	۰,۰۱۶	۰,۰۴۵	۳ ۰ ٫ ۱۰	• ,• ۴٨	•,• * *	•,17٣	۰,۰۱۵	٧٠٣٠	۰,۰۵۱	۰,·۴۸
SO_3	۰,۲۹۵	۱/۹۱۵	5/945	• 180	• /• * •	• /• ٣٧	۵۳۵/۰	5/104	• , 4 • 4	• / • AY	۰,۲۶۵
L.O.I	۱,۸۱	4,18	۴,۱۳	۱,۵۴	۳,۴۲	۲,۱۸	۱,۵۲	4,41	٧,۴۶	۲/۷۲	۱۳/۴۵
Total	۹۹,۵Y	٩٧,٧۴	٩٨,٠٠	99,47	99,84	٩٩,٧٣	99,04	99,49	99,70	٩٩٫۵٠	99,84
ppm											
Cr	74	۶	٩	۴	۲۷	٧	۲۱	٢	٨	۵	٣
Zr	171	۳۱۸	789	۱۵۷	۳۱۰	۳۳۹	180	195	۳۰۹	595	119
Nb	11	٦٢	14	١٣	14	۲.	٧	۱۵	γ	٣٢	١
Y	47	۶۳	۴۸	۴۵	٧۴	۶١	41	۳۸	47	۵۷	۳۲

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

جدول۲ 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	18/1	۲.	۲۶,۷	۶٬۵	۱۵,۳	٧۶	۱۰۶	۴/۹	٨,٣	٣/١
Cu	۴۲٫۳	۴	۶, ۱۰	۴۷,۱	٨,١	۱۳٫۸	٣۴٫۵	14/1	۱۵٫۱	۱۷	۷,۶
Ni	18	۰٫۴	١,١	١٫۴	۰٫۵	۴,۰	14,8	۴,۰	۲/۷	۴,۰	١٫٣
As	18	۵	18	γ	۱۸	٨	۱۸	۲۱	94	۴.	18
Zn	٧٠	77	14	۱۹۰	۲۷	77	104	۲۱	۶۱	۲۱	74
Rb	۱۳۲	414	۱۵۵	141	444	۲۳۸	114	۱۲۰	۱۵۳	۲۳۲	۳۶٫۷
Sr	347	۱۰۸	٨۴٫٧	747	۳۶۹	176	۳۵۰	۴۰,۷	115.	۱۸۰	۱۷۸
Ba	۲۷۹	118.	444	۲۳۴	988	786.	۲۰۳	48.	۶۰۹	۱۷۵۰	١٧٧
Th	٨	۶,۴	۳٫۰۱	11	۶,۲	۶٫۸	۲ _/ ۱	٣٫٢	٣٫١	۱۲٫۸	۴٫۷
V	١٣٩	۳۱	۲۷	47	۷۴	۲.	14.	47	99	۳۱	18
U	١/٩٩	۱/۱۳	1,47	۲٫۸۹	۱٬۸۶	١,٧١	۵۷٫۲۵	1,۶۹	۴,۳۶	۲٬۹۷	۰ ٬۹۶
Pb	11	۲۲,۷	8,8	۱۱۵	٧,٣	۱۷٫۵	۱۲٫۳	1.2.	114	۱۸٬۹	۷٫۴
Mn	٩٧٩	188	٨٧	YAA	107	۶٩	1.2.	779	•,•Y	•,1٣	۰,۰۲
Р	۵۶۰	17.	74.	40.	۳۰۰	۱۵۰	۵۹۰	۲۱۰	187.	۲۸۰	48.
Та	۲۳ /۱	1,14	1/21	۱/۴۸	۳۸٬۰	۱٬۳۳	۳۸٫۱	۰,۱۷	۰٫۵۳	1/17	۵۲٬۰
Hf	۲,۹۶	• , A	١,٢٨	۱,۵۶	1,78	1,71	۲,۷۷	۶۴, ۰	۱,۵۴	5,18	•,۴١
Li	۲۰	11	۲۱	۱۵	۲۷	۶	۲۰	١٠	17	١٠	۶
Ca	۱۹٫۸	۲۵/۴	14,4	۱۸,۷	۲۰٫۷	۱۸٬۴	۲۰/۹	۳۱٫۳	77	۳۰,۳	۸۰٫۸
In	•,•Y	•,•۶	۰,۰۳	۳.,۰۳	•,•Y	۰,۰۲	۵ • ٫	۵۲٬۰	•,•Y	•,• ۴	۰,۰۲
Bi	۰,۱۸	۱٬۵۳	۲,۵۸	•،۱۸	۲٬۵	• , YY	•,14	٠٫٩١	۰,۱۶	۱,۰۱	•,1
Na	T,84	۳۵۲. •	•,•Y	۲/۴۲	۰٬۰۹	1/14	۲٫۴	۲,٠	1/ΔΥ	١/١	۰,۱۶
Sc	۱۹/۹	٩,٩	۵,٣	۶,۲	١٣/٧	٨,٣	۲۰/۹	۱۰/۱	۱.	8,8	۲٫۳
La	۲۳٫۳	۲۵,۹	71	۲۷/۱	۲۳٬۹	۱۸٫۸	22/8	$A_{/}\Delta$	47/0	۱۵,۶	۳.۰۲
Ce	۴۸,۴	۴٧٫٨	41	۴۸٫۷	۶۵٫۸	۳۸٬۳	49	۱۵/٨	۱۰۵	۳۰٬۹	۴۶,۸
Pr	۵,۲۷	۴٫۳۲	٣/٩۴	۴٫۷	۶/۳۸	۳,۷۸	۵٬۰۵	۱,۴۵	14	٣,١٢	۵,۴۹
Nd	۲۰	۱۳٫۳	17,4	۱۵,۶	۱۹٫۳	۱۱/۹	۱۹,۶	۴٫٨	۵٩٫٢	۴,۱۰	۲۰٫۸
Sm	۴,۳۲	٢	١,٧٨	۲٫۷۵	۲٫۸۷	۱٫۸۴	۴,۲۷	۴۷٬۰	11/1	1,81	۳٬۸۷
Eu	1/19	• ,88	•,4٣	• /AA	•،٧۴	۳۸٬۰	1,71	۰,۲۶	۲/۲۹	• /YY	۰٫۷۹
Gd	۴٬۵۴	1,47	1,48	7,87	۲٬۱۸	1,78	۴,۶	۰۵۱	۲,۴۶	۱,۳۱	۲٫۹۹
Tb	۰,۲۱	٠٫١٩	۲,۰	•,۴١	•,٣٣	۰,۱۸	• ،٧٢	• , • Y	۰,۹۴	٠,١٩	•,47
Dy	٣/٩٩	٠٫٩	۰ ٫۹۴	۲,۲۶	۱٬۵۹	۰٫۸۱	4,17	• ۲۷	٣,٣١	١,• ٧	۲٬۰۳
Но	• //¥A	۰٫۱۹	٠٫١٩	•,48	۳۲, •	٠,۱۷	• ,A	•,•۶	•/۴۲	•,7۴	۴ ۳۲, •
Er	۲,۴۷	۰ ٬۶۸	• ,Y	۱,۵۴	۱,۰۱	۶۳،۰	۲٬۴۸	۵۲٬۰	١,٠٣	•,9۴	۱٬۰۲
Yb	۲,۱	• , V	• ,Y	۱٫۴	۰٫٩	۸ , •	٢	٣	•,Y	١,١	• , V
Lu	•,٣٢	•,11	•/11	•,٣٢	•,14	•,14	۱۳۱	•,•۶	•,1	۰,۱۸	• ، ۱

نمونه	ترکیب کانی شناسی	نمونه	ترکیب کانی شناسی
NK41	كائولينيت		ايليت و كائولينيت
	كوارتز	NK36	كوارتز
	فلدسپار(فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز)		فلدسپار
NK47			كوارتز
	ایلیٹ و کانولیتیٹ		·
		NK40	پيرو عس
			فادرا
NK48	U.		فلدسپار
	هالويريت		
		NIZ 10	هالويزيت و ايليت
	توارير	INKIU	كوارتز
	آلکالی فلدسپار		فدسپار
NK38	کوار تز		
	گروه میکا		
	فلدسپار(آلیت و سانیدین و)		

جدول ۳ ترکیب کانی شناسی کانسار ندوشن به روش XRD.

زمينشناسي منطقه

سنگهای آتشفشانی بخش مهم رخنمونهای گسترهی مورد بررسی را تشکیل میدهند که به صورت تپه ماهورهای کوچک و بزرگ هستند. به دلیل فراوانی فعالیت آتشفشانی ائوسن در گسترهی مورد بررسی و نیز گستردگی و حجم زیاد این مواد، تنوع سنگشناسی چندانی وجود ندارد بر اساس بررسیهای انجام گرفته، واحدهای داسیت، آندزیت، الیوین بازالت، توف بلورین با ترکیب آندزیت و میکروگرانودیوریت قابل جدایش و شناسایی هستند (شکل۳).

قدیمی ترین واحدهای آتشفشانی منطقه، گدازههای آندزیتی هستند. این واحد با رنگ سبز تا خاکستری تیره و لایهبندی متوسط تا ضخیم و تودهای نمایان است. واحد توف بلورین جوان ترین افقهای آتشفشانی ائوسن در منطقه به شمار میآیند

که در بخشهای مختلف میان روانههای گدازهای رخنمون دارند. گنبدهای داسیتی بخشی از دنباله ی آتشفشانی دورهی ائوسن است. تمامی رخنمونهای این واحد تحت تاثیر گرمابیها دگرسان شدهاند. بنابراین سطح هوازده آنها به رنگ روشن تا قرمز متمایل به قهوهای و در سطح تازه به رنگ خاکستری روشن مشاهده میشوند. واحد الیوین بازالت در بخشهای 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 تودهها جوان تر از ائوسن است. بر اساس سال سنجی به روش روبیدیم استرانسیم سنگ کل، زمان پیدایش تودههای گرانودیوریتی منطقه ۲ تا ۱۹ میلیون سال پیش تعیین شد [۹].



شکل۳ نقشه زمینشناسی منطقه مورد بررسی.

زمين شيمي عناصر اصلى

از معیارهای زمینشیمیایی، مثل مقادیر TiO₂، قلیاییها، آهن، منیزیم و غیره، غالباً برای تشخیص و نامگذاری سنگهای آذرین استفاده میشود [۱۰]. برای تعین سری ماگمایی از نمودار [۱۱] استفاده شد که همه نمونههای سالم برداشت شده از رخنمونهای کانسار و اطراف آن در گسترهی نیمهقلیایی قرار گرفتند (شکل۴). بر اساس نمودار Zr/TiO نسبت به SiO و نمودار Nb/Y نسبت به SiO [۱۲]، این نمونهها در

گسترهی آندزیت، داسیت/ریوداسیت قرار می گیرند (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 زمین ساختی خرد شده (شکل ۶ ب) و موجب گسترش دگرسانی سنگها شده است.



شکل۴ موقعیت نمونهها در نمودار تقسیم،ندی سنگهای آتشفشانی به قلیایی و کم قلیایی بر اساس [۱۱].



شکل۵ موقعیت نمونه ها در نمودارالف: Nb/Y نسبت به Zr/TiO₂ [۱۲] ب: نمودار Zr/TiO₂ نسبت به SiO₂ [۱۲].



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

توزیع برخی از عناصر اصلی، در واقع با محتوای نسبی کانیهای رسی کنترل میشوند. به عنوان مثال مقادیر بالای Al₂O₃ ،SiO₂ و C₂A به فراوانیهای ایلیت و کلریت وابسته-اند، زیرا Si اکه و K به راحتی در ساختار این کانیها جای می گیرند [۱۳]. نمونههای رسی کانسار ندوشن نسبت به سنگ می گیرند [۱۳]. نمونههای رسی کانسار ندوشن نسبت به سنگ خاستگاه به روشنی در CaO، MgO و MnO و Na₂O خاستگاه به روشنی در CaO، کaش این عناصر نشان دهندهی تحرک بالای این عناصر در در طول دگرسانی نشان دهد ولی در برخی نمونهها غنیشدگی دیده میشود و است. انتظار می ود برخی نمونهها غنیشدگی دیده میشود و نشان دهد ولی در برخی نمونهها غنیشد که مقدار زیادی K را این می تواند به علت تشکیل ایلیت باشد که مقدار زیادی K را (شکل ۲ الف) نشان می دهد که با افزایش شدت دگرسانی، (شکل ۲ الف) نشان می دهد که با افزایش شدت دگرسانی، K₂O

همبستگی منفی بین SiO₂ و Al₂O₃ (شکل۸ ب) بیانگر شرایط دگرسانی اسیدی بوده، بهطوری که Si کاهش یافته و Al

باقی مانده است. زیرا آلومینیوم یک عنصر مقاوم و نامتحرک است و تنها در شرایط بسیار اسیدی (PH<4) و بسیار قلیایی (PH>10) به حرکت در میآید. هر چه شدت دگرسانی بیشتر شود در شرایط قلیایی ایجاد شده در اثر آزاد شدن عناصر قلیایی و قلیاییخاکی، SiO₂ به مقدار کم و به آرامی از محیط خارج شده و درصد SiO₂ به مقدار کم و به آرامی از محیط خارج شده و درصد Al₂O₃ و IOI افزایش خواهد یافت. در اصل آلومینیوم در محیطهای گرمابی تحرک چندانی ندارد در حالیکه Si تا حدودی متحرک است [۱۵].

ضریب همبستگی مثبت بین Al₂O₃ و LOI (شکل ۸ پ) و ضریب همبستگی منفی بین Al₂O₃ و LOI د 2 و SiO₂ و SiO₂ در (شکل ۸ ت)، نشان میدهد که محتوای LOI و Al₂O₃ در نمونههای با دگرسانی بیشتر افزایش مییابد [۱۴]. ضریب همبستگی TiO₂ نسبت به SiO₂ منفی است (شکل ۸ ث). Ii از عناصر مقاوم است و ضمن فرایند دگرسانی به همراه Al بر جا مانده و متمر کز می شود.





شکل۸ نمودار دوتایی الف: ضریب همبستگی K₂O نسبت به LOI ب: ضریب همبستگی Al₂O₃ نسبت بـه SiO₂ پ: ضـریب همبـستگی Al₂O₃ نسبت به IOI پ: ضـریب همبـستگی LOI نسبت به SiO₂ تسبت به SiO₂ یا LOI ت: ضریب همبستگی LOI ت. ضریب همبستگی SiO₂ می تا در یا دارد دوتایی الف: ضریب همبستگی دارد دوتایی دوتایی دوتایی دارد دوتایی در دوتایی در دوتایی دارد دوتای دارد دوتایی درد دوتایی دارد دوتایی دوتایی دارد دوتایی دوتایی دوتایی دوتایی دوتایی دوتای

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) بهنجار شدند (شکل۹). چنانکه در شکل دیده میشود، عناصری همچون ۲، Cr، Cr 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.

در نمونهی رسی NK41 نسبت به سنگ خاستگاه Rb 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 فلدسیار در این نمونه است.



شکل۹ الگوی تحرک عناصر فرعی نرمالیزه شده با سنگ والد در کانسار ندوشن.

الایی با یکدیگربا کندریت $[\Lambda]$ ، نمونههای معدنی کانسار ندوشن، غنیشدگییی مشابه آنهاLREE را نسبت به HREE نشان می دهد (شکل ۱۱). از اینستگی مثبت ودادهها نتیجه می شود که AEBها در طول دگرسانی گرمابیاین همبستگی هاجدایش حاصل کردهاند و از HREBها تهی شدهاند. تهی شدگیاین همبستگیهاجدایش حاصل کردهاند و از HREBها تهی شدهاند. تهی شدگیمی ۱۰ ت) نشانعای پتاسیمداریمای پتاسیمداریگرمابی در منطقه است [71]. نبود کانیهای با دمای بالا ازمای پتاسیمداریگرمابی در منطقه است [71]. نبود کانیهای با دمای بالا ازمود، و بنابراینجمله پیروفیلیت، دیکیت و آلونیت و حضور کانیهای کوارتز،مود، و بنابراینجمله پیروفیلیت، دیکیت و آلونیت و حضور کانیهای کوارتز،مود، و بنابراینحمله پیروفیلیت، دیکیت و آلونیت و حضور کانیهای معای کوارتز،مود، و بنابراینجمله پیروفیلیت، دیکیت و آلونیت و حضور کانیهای کوارتز،مود، و بنابرایندوشن (جدول ۳) نشان دهندهی زون دگرسانی نوع آرژیلیکمود، و با درجهیدوشن (جدول ۳) نشان دهندهی زون دگرسانی نوع آرژیلیکمود و با درجهیدوشن (جدول ۳) نشان دهندهی زون دگرسانی نوع آرژیلیکمود و با درجهیدوشن (جدول ۳) نشان دهندهی زون دگرسانی نوع آرژیلیکمواسط است. در این حالت ممکن است فلدسپار پتاسیم سالمدر و با درجهیدرون آرژیلیک حدواسط نسبت به زون آرژیلیک پیشرفتهدها همبافتهایدرونهای 2^{-1} . در این زون HT اسیدی پایین و فعالیتدر ها مرافتهایدرونهای 2^{-1} . در این زون آرژیلیک پیشرفته

کمتر است، بنابراین انتقال REEها به وسیلهی یونهای

مختلط كمتر صورت مي گيرد [۲۱].

Ba و Rb دارای همبستگی مثبت و بالایی با یکدیگر هستند، که نشاندهندهی رفتار زمینشیمیایی مشابه آنها است (شکل۱ الف). این عناصر دارای همبستگی مثبت و خوبی با 20 هستند (شکلهای ۱۰ ب و پ). این همبستگیها به اضافه همبستگی 20 با 32 Al (شکل ۱۰ ت) نشان میدهد که توزیع این عناصر به وسیلهی کانیهای پتاسیمداری ممچون 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، dP و S تنها در ذخایر رسی نوع گرمابی صورت می گیرد و با درجهی دگرسانی تغییر می کند که نشاندهندهی تمرکز این عناصر در کانیهای رسی است [۱۶].

زمینشیمی عناصر کمیاب خاکی

طی دگرسانی گرمابی HREEها با برخی لیگاندها همبافتهای پایدارتری را نسبت LREEها تشکیل میدهند، بنابراین بهمدت طولانی تری در شاره باقی میمانند و این باعث تفکیک REEها از هم میشوند [۱۷]. الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده



شکل۱۰ نمودار دوتایی الف: ضریب همبستگی Ba نسبت به Rb ب: ضریب همبستگی Ba نسبت بـه K₂O پ: ضـریب همبـستگی Rb نـسبت بـه K₂O ت: ضریب همبستگی Al₂O₃ نسبت به K₂O.



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

کائولینیت می تواند نقش مهمی در انتقال و جابه جایی REEها از آبگونها در اثر عمل جذب سطحی داشته باشد [۲۲]. جذب سطحی SHAB به وسیله کانیهای رسی از طریق PH، قدرت یونی محلول و نوع کانی رسی کنترل می شود [۲۳]. با افزایش PH جذب سطحی REE به وسیله کانیهای رسی افزایش می یابد [۲۲].

Eu و Ce رفتار زمین شیمیایی متفاوتی با بقیه REEها Ce^{+4} داشته و در شرایط احیایی Eu^{+2} و در شرایط اکسیدی 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 می شود که این عناصر در اثر برخی فرآیندهای زمین شناسی از یکدیگر جدا شوند. این پدیده در زمین شیمی از اهمیت بالایی برخوردار است و در جهت پی بردن به خاستگاه مجموعههای سنگی و ماهیت فرآیندهای زمینشناسی مورد استفاده قرار می گیرد [۲۴]. در طول برهمکنش آب سنگ در شرایط اکسیدی، Ce در مقایسه با REEهای دیگر تقریباً نامحلول است [۲۵]. محلول حاصل دارای بی هنجاری منفی Ce و جامد باقیمانده دارای بی هنجاری مثبت خواهد شد [۲۶]. بی هنجاری یوروپیم، بیشتر با فلدسپارها کنترل می شود، 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 بی هنجاری منفی Eu خواهد شد [۲۴].

دگرسانی و تخریب فلدسپار نسبتاً غنی در Eu باعث ایجاد بیهنجاری منفی این عنصر خواهد شد که با پیشرفت و تکامل دگرسانی این بی هنجاری منفی افزایش خواهد یافت. تغییر در بیهنجاری این بی هنجاری منفی و افزایش بیهنجاری منفی Eu منطبق با درجهی تخریب پلاژیوکلاز است [۲۵]. بی-هنجاری مثبت Eu در نمونههای NK36، NK36، NK38، BX36، WK40 و NK47 (شکل ۱۱) احتمالاً باید به علت تمرکز Eu در کانی رسی گرمابی مانند ایلیت پس از آزاد شدن آن از پلاژیوکلاز به وسیلهی سیال گرماب باشد.

و عناصر کمیاب خاکی سبک P_2O_5 ، V، Pb، S ، Sr (LREE) به صورت چشمگیر در کائولنهای با خاستگاه گرمابی غنی هستند در حالی که Y، Rb، V، Zr، Fe_2O_3 و عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) بیشتر در کائولنهای با خاستگاه برونزای غنی اند. البته مقادیر V و U در هر دو حالت (برونزایی و گرمابی) با درجهی دگرسانی افزایش مییابند بنابراین این دو عنصر میتوانند به عنوان عناصر نامتحرک در هر دو محیط مورد توجه باشند [18]. کائولنهای با خاستگاه مورد توجه باشند [۲۶]. کائولنهای با خاستگاه برونزا دارای مقادیر از Z

خاستگاه کانسار رسی ندوشن

Dill و همکاران در سال ۱۹۹۷ برای شناسایی خاستگاه نهشتههای کائولن در Peru از ارتباط بین SO₃ نسبت به Cr + Nb نسبت به Fe+Ti ،TiO₂ نسبت به Vr + Nb و Ba + نسبت به Ce + Y + La استفاده کردند [۵] و به این نتیجه رسیدند که S و Ba و Sr در طول دگرسانی گرمابی غنی

می شوند در حالی که Cr و Nb و Ti و عناصر لانتانید بیشتر در طول فرایند برونزایی غنی می شوند. عناصر Ti و Fe بیشتر \mathcal{R}_{l} یش به تمرکز در کائولن نوع برونزایی دارند، بنابراین مقدار Ti + Fe در این نوع نهشتهها معمولا بیش از ۱ درصد وزنی است. همچنین Au و Ag طی کائولینیتی شدن گرمابی غنی می شوند [۵]. P₂O₅ و S تنها در ذخایر گرمابی حضور دارند و مقادیر آنها با افزایش درجهی دگرسانی افزایش می یابد در حالی که مقدار Y هیچ ارتباطی با درجهی دگرسانی نشان

نهشتههای کائولن برونزا در مقایسه با نهشتههای کائولن گرمابی معمولاً دارای غلظت بالاتری از عناصر Nb و Cr (Cr) ر Cr) هستند که به علت تمرکز Nb در کانیهای TiO₂ ما بجای Ti در کانیهای در تیتانیومدار در نتیجهی جایگزینی Nb بجای Ti در کانسار رسی جایگزینی Cr بجای Fe در گوئتیت 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 Sr از مقدار آن برای ذخایر برونزاست. غلظتهای بالای Sr و کائولن نوع گرمابی دیده میشود [۵]. میانگین Sr + Ba در کانسار ندوشن Ms می تواند دلیل بر گرمابی بودن آن باشد.

کانسارهای کائولن Rio Negro و قع در پاتاگونیای آرژانتین که با توجه به بررسیهای ایزوتوپی (O,H)، انجام شده توسط [۱۶] در سال ۲۰۱۰ به ترتیب دارای خاستگاه گرمابی و برونزایی هستند، در نمودارهای + Ce + Y خاستگاه گرمابی و برونزایی هستند، در نمودارهای ای دو La نسبت به SO₃ با هم مقایسه شدهاند. در این پژوهش دادههای کانسار ندوشن با آنها مقایسه می شوند.

تمرکز عناصر Pa + Sr و Pa + La کانسار ندوشن با iso Negro واقع در منطقهی کائولن گرمابی Rio Negro و Rio در منطقه پاتاگونیا آرژانتین شباهت دارد و در یک SO_3/P_2O_5 می تره در نمودار SO_3/P_2O_5 در گستره قرار می گیرند (شکل ۱۲ الف) ولی در نمودار ۲۵ کا در گستره ی بین گرمابی و برونزا دیده می شود (شکل ۱۲ ب). در مدل ارائه شده توسط [۲۸] برای ذخایر کائولن پرو، دادههای کانسار ندوشن در خارج از گستره ی گرمابی و نزدیک به گستره ی کائولنهای نوع ترکیبی قرار می گیرند (شکل ۱۳ الف و ب). بنابراین این مفهوم را می رساند که در نهشتههای مورد

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

گرمابیها 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 Nb/Y نسبت به SiO₂ و نمودار Y/TiO₂ نسبت به نمودار Zr/TiO₂ نسبت به میگروگرانودیوریت قابل مرداشت شده از رخنمونهای کانسار و اطراف آن در گسترهی آندزیت، داسیت/ریوداسیت قرار میگیرند که با توجه به شواهد صحرایی، واحد داسیتی به عنوان سنگ خاستگاه کانسار ندوشن در نظر گرفته میشود. این واحد فشارهای آتشفشانی موجود دیگر در منطقه تحت تاثیر فشارهای زمین ساختی خرد شده و بهوسیلهی گرمابیهای دگرسان شده که با توجه به ترکیب سنگها، کانیهای رسی فشارهای زمین ساختی خرد شده و بهوسیلهی گرمابیهای دگرسان شده که با توجه به ترکیب سنگها، کانیهای رسی متواوتی تشکیای شده که با توجه به ترکیب سنگها، کانیهای رسی منواوتی دگرسان شده که با توجه به ترکیب سنگها، کانیهای رسی منواوتی دیگرسان شده که با توجه به ترکیب سنگها، کانیهای رسی متواوتی دیگرسان شده که با توجه به ترکیب سنگها، کانیهای رسی منواوتی دیگرسان شده که با توجه به ترکیب سنگها، کانیهای رسی متواوتی دیگرسان شده که با توجه به ترکیب سنگها، کانیهای رسی منواوتی دیگرسان شده که با توجه به ترکیب سنگها، کانیهای رسی متواوتی دیگرسان شده که با توجه به ترکیب سنگها، کانیهای رسی منواوتی دیگر در منطقه تحت تاثیر دیگرسان شده که با توجه به ترکیب سنگها، کانیهای رسی منواوتی تشکیل شدهاند.

۲- الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار 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 گرمابی در منطقه است [۱۶].

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

اسیدی، پایین و فعالیت یونهای 2 SO4 2 و 7 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 وسیلهی کانیهای رسی باشد.

۴- بیهنجاری مثبت Eu در نمونههای NK30، NK10، Eu، NK38، NK40 و NK47 می تواند به علت تمرکز Eu در کانی

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

۵. در این منطقه میانگین عناصر Cr و Nb برابر Nb و Nb برابر 11.26 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.



شکل۱۲ 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 دگرسان کننده احتمالاً از تودهی نفوذی میکرو گرنودیوریت ریشه گرفته است که به دلیل شکستگیها (حاصل از فشارهای زمین ساختی) و گسلهای فراوان موجود در منطقه به راحتی جریان یافته و کانسار ندوشن را تشکیل داده است. ۶ـ تمرکز عناصر Ce + Y + La و Ba + Sr کانسار ندوشن با نهشتههای کائولن گرمابی Rio Negro و Riosa a Sigural و Estrella Gaucha و اقع در منطقه پاتاگونیا (Patagonia) آرژانتین شباهت داشته و در یک گستره قرار میگیرند، ولی در نمودار SO₃/P₂O₅ در گستره یین گرمابی و برونزا دیده می شود. در مجموع با توجه به ترکیب کانیشناسی و زمینشیمی و همچنین الگوی ارائه (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., Tsolis-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., "Rareearth 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.

مراجع [1] قلمقــاش ج.، محمــدیها ک.، قهرایــی پــور م.، *"شــرح زمـینشناسـی نقـشه کفـهتاقـستان بـا مقیـاس ۲۱/۱۰۰۰ "*، (۱۳۸۲) ۲۷ص.

[2] Stocklin J.,"Stractural history and tectonics of Iran: a review", AAPG Bulletin 52 (1968) 1229-1258.

[۳] معینوزیری ح.، ۱۳۷۷، "دیباچهای بر ماگماتیسم در ایران"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۴۴۰ ص.

[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] Sheppared 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)". Gelogical 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 Dagi 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–