

ویژگی ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مرتبط با کانسار طلای اپی‌ترمال لوبین - زرده، شمال غرب ایران

شهرام رحمانی^۱، حسن زمانیان^۲ و رضا زارعی سهامیه^۲

دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
 استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
 دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۲/۳۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۷/۲۱

چکیده

منطقه مورد مطالعه در زون البرز غربی - آذربایجان و ۴۵ کیلومتری شمال شرق زنجان واقع است. سنگ‌های کوارتزموزنویت و توف برش داسیتی میزبان اصلی کانسار لوبین - زرده و با سرشت بیشتر کالک آلکان پتاسیم بالا تا شوشنیتی، از نوع L، متآلومینوس و متعلق به سری منیزی می از نوع کردیلرایی هستند. سنگ‌های توده نفوذی غنی از عناصر LILE و LREE و تهی از عناصر HREEs، MREEs، HFSE، Y هستند. شکل تقعر به طرف بالا (Lustric-shaped) نمودار الگوی عناصر نادر خاکی و نسبت میانگین La/Yb سنگ میزبان نشان‌دهنده مقدار آب بیشتر، fO₂ بالای ماگما و تفریق هورنبلند است. مقادیر ISr نسبتاً پایین تا متوسط ۰/۷۰۴۷ تا ۰/۷۰۵۱ و مقادیر εNd (t= 36 Ma) برابر ۰/۳۹ تا ۲/۱ و سن‌های TDM از ۰/۶۹ GM تا ۱/۰۶ با نسبت ایزوتوپی ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb برابر ۱۸/۴۹ تا ۱۸/۶۸، ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb برابر ۱۵/۵۸ تا ۱۵/۶۱ و ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb برابر ۳۸/۳۳ تا ۳۸/۷۷ است. عدم وجود دانه‌های زیرکن به ارث رسیده نشان‌دهنده ماگمای مادر با منبع گوشته لیتوسفری غنی شده دارای آمفیبول و فلوگوپیت و متاسوماتوز شده به وسیله رسوبات فرو رانده شده قبلی است. بر اساس شواهد بافتی، داده‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی رادیوژنیک سنگ‌های میزبان کانسار لوبین - زرده با ترکیب ژئوشیمیایی سنگ میزبان کانسارهای پورفیری و اپی‌ترمال در زون ارومیه دختر، البرز غربی - آذربایجان (ارسباران)، کانسار پانتدی ترکیه مطابقت دارد.

کلیدواژه‌ها: ایزوتوپ‌های سرب، استرانسیم - ثودیم، عناصر فرعی و نادر خاکی، کوارتزموزنویت، لوبین - زرده، البرز غربی.

E-mail:rahmanishahram851@yahoo.com

*نویسنده مسئول: شهرام رحمانی

۱- پیش‌نویس

هدف از این تحقیق مطالعه ویژگی ژئوشیمی سنگ میزبان و موقعیت زمین‌شناسی کانسار است. نتایج مطالعات انجام شده یک معیار اکتشافی برای سایر کانسارها در پهنه طارم فراهم می‌کند.

۲- روش تحقیق

در این پژوهش، طی انجام عملیات صحرایی از واحدهای مختلف رخنمون یافته سنگ میزبان کانسار لوبین - زرده نمونه‌برداری تصادفی و سیستماتیک انجام و ۳۰ مقطع نازک تهیه شد و مورد مطالعه سنگ‌نگاری قرار گرفت. تهیه نقشه زمین‌شناسی در مقیاس ۱/۲۵۰۰۰ با استفاده از عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای (ASTER, ETM) و مطالعه مقاطع نازک صورت گرفت. برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی سنگ میزبان ۲۰ نمونه از توده نفوذی (جدول ۱) و ۱۰ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی (جدول ۲) با کمترین دگرسانی به روش‌های ICP- FUS و FUS- MS توسط آزمایشگاه ActLabs کانادا تجزیه شد. ۲۱ نمونه از توده نفوذی برای آنالیز ایزوتوپی ⁸⁷Rb و ⁸⁷Sr و ¹⁴³Nd و ¹⁴³Nd برای تعیین ترکیب ایزوتوپی Pb به روش ICP- MS به مرکز تحقیقات مواد معدنی دانشگاه نانجینگ چین فرستاده شد (جدول‌های ۳ و ۴).

۳- زمین‌شناسی

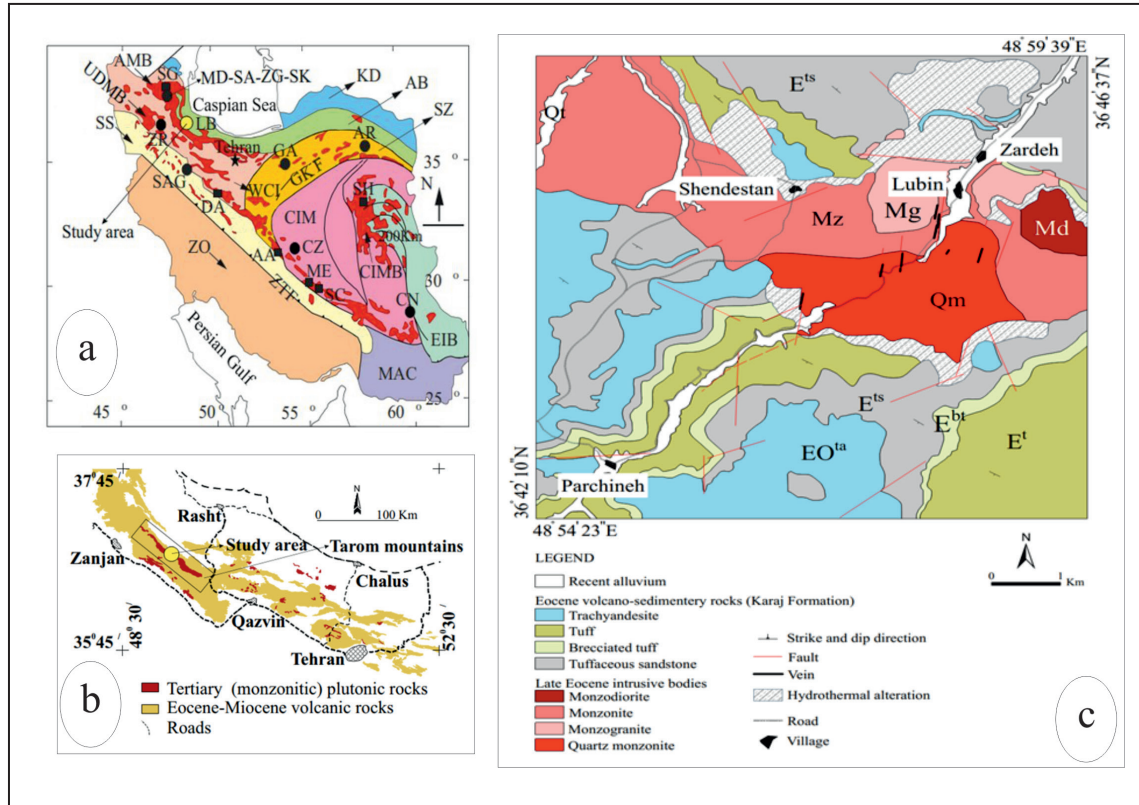
۳-۱. زمین‌شناسی ناحیه‌ای

فرورانش پوسته اقیانوسی نتوتیس به زیر صفحه ایران و در نهایت برخورد صفحه عربی با اوراسیا در طول کوهزایی آلپ- هیمالیا باعث تشکیل زون کوهزایی سهندج- سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه- دختر، کمر بند ماگمایی البرز و کمر بند چین‌خورده و رورانده زاگرس شده است (Stöcklin, 1974). زون سهندج- سیرجان در طول مزوزوییک به عنوان کمان ماگمایی مهمی در نظر گرفته شده است (Azizi et al., 2011). در صورتی که کمان ماگمایی ارومیه- دختر و البرز

اغلب سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی در ارتباط با نهشته‌های اپی‌ترمال هستند. سنگ‌های میزبان کانسارهای اپی‌ترمال مرتبط با زون فرورانش در موقعیت تکنونیک قوس‌های ماگمایی حاشیه همگرا در هر دو محیط قاره‌ای و اقیانوسی تشکیل می‌شوند (Du Bray, 2014). بر اساس نقشه زمین‌شناسی (Alavi, 1996) کانسارهای پورفیری، عناصر پایه و طلای اپی‌ترمال در ایران در دو کمر بند ماگمایی شامل ارومیه- دختر (با روند NW- SE) و البرز (با روند W-E) رخ داده است (شکل ۱- a). این دو کمر بند بخشی از سیستم کوهزایی آلپ- هیمالیا هستند (Yang et al., 2009). کانسارهای پورفیری شامل سونگون (Calagary, 2003)، دالی (Zarasvandi et al., 2015)، علی‌آباد (Zarasvandi et al., 2005)، سرچشمه (Aftabi and Atapour, 2010)، میدوک (Taghipour et al., 2008)، شادان (Karimpour et al., 2014) و کانسارهای اپی‌ترمال شامل منطقه ارسباران (مسجدداغی، شرف‌آباد، زگلینگ، صفی‌خانلو (Alirezaei et al., 2011)، ساری‌گونی (Richard et al., 2006)، گندی- ابوالحسنی (Shamanian et al., 2004)، ارغش (Ashrafpour et al., 2012)، چاه‌زرد (Kouhestani et al., 2015)، چاه‌نعلی (Sholeh et al., 2016) و زرشوران (Asadi et al., 2000) هستند. پهنه طارم به عرض ۵۰ تا ۱۵۰ و طول ۳۰۰ کیلومتر قسمتی از کمر بند ماگمایی البرز (شکل ۱- b) و در ارتباط با ماگماتیسیم ائوسن پسین - اولیگوسن است (Alavi, 1996). چندین کانسار عناصر پایه و طلای اپی‌ترمال در پهنه طارم شامل علی‌آباد- خانچای (Kouhestani et al., 2017b)، چودرچای (Yasami et al., 2017)، گلیجه (Mehrabi et al., 2016)، خلیفه‌لو (حسین‌زاده و همکاران، ۱۳۹۴)، رشیدآباد- آق‌کند (Kouhestani et al., 2017a) و باریک‌آب (Bazargani guilani et al., 2008) یافت شده است. کانسار لوبین - زرده یکی از کانسارهای مهم (دارای عیار میانگین مس ۱/۳٪، سرب ۰/۷٪، روی ۰/۵۲٪ و طلا ۰/۵۲ گرم در تن) در پهنه طارم بوده (زمانیان و همکاران، ۱۳۹۴) که در ۴۵ کیلومتری شمال شرق زنجان در شمال غرب ایران واقع شده است (شکل ۱- c).

بازیک و گدازه با ترکیب آلکالن تا شوشونیتی ولی بخش غربی (کمر بند ماگمایی البرز غربی- آذربایجان) شامل گدازه‌های آندزیتی داسیتی و توده نفوذی گرانیتوئیدی با ترکیب کالک آلکالن تا آلکالن است (مؤید، ۱۳۸۰ Aghazadeh et al., 2011).

در ارتباط با فرورانش و ماگماتیسم سنوزوییک پیشین تا پسین هستند (Berberian and King, 1981). کمر بند ماگمایی البرز به واسطه گسل با روند N-S قزوین- رشت به دو بخش غربی و شرقی تقسیم شده است. بخش شرقی کمر بند ماگمایی البرز شامل توف‌های با ترکیب اسیدی و



شکل ۱- (a) نقشه زمین شناسی ایران و موقعیت کانسارهای کمان ماگمایی البرز و ارومیه دختر (Stöcklin, 1968; Alavi, 1996); (b) نقشه ساده شده پهنه پارم (Amirani et al., 2001); (c) نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰ لوبین- زرده (UDMB): کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر، AMB: کمر بند ماگمایی البرز، AB: البرز شرقی- بینالود، CIMB: کمر بند ماگمایی ایران مرکزی، CIM: میکروکاره ایران مرکزی، MAC: مکران، SS: زون دگرگونی سندج- سیرجان، ZO: زاگرس بالا آمده، ZTF: زاگرس رورانده، EIB: کمر بند شرق ایران، GKF: گسل کویر بزرگ، LB: لوبین- زرده، MD: مسجدداغی، SA: شرف آباد، ZG: زگلینگ، SK: صفی خانلو، SAG: ساری گونی، GA: گندی- ابوالحسینی، AR: ارغش، CZ: چاه زرد، ZR: زرشوران، SG: سونگون، DA: دالی، AA: علی آباد، SC: سرچشمه، ME: میدوک، SH: شادان).

جدول ۱- تجزیه ۲۰ نمونه از سنگ‌های توده نفوذی لوبین- زرده.

Sample	GR-R-1	GR-R-2	GR-R-3	M-N-57	M-N-67	M-N-81	M-N-92	MD-N-4	MD-N-74	MD-N-89
Description	Monzo granite	Monzo granite	Monzo granite	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Monzodiorite	Monzo diorite	Monzo diorite
UTM(X)	E318235	E318235	E318235	E318919	E318715	E318516	E319857	E320506	E320318	E320250
UTM(Y)	N4070635	N4070636	N4070637	N4069341	N4068966	N4068612	N4069330	N4069578	N4069348	N4069198
SiO ₂	70	66	67	60	57	58	58	54	55	54
TiO ₂	0.4	0.4	0.4	0.9	0.9	1.0	0.9	0.8	1.0	1.0
Al ₂ O ₃	14	16	16	17	17	16	17	18	17	17
FeOt	3	4	3	4	5	8	7	9	8	9
MnO	0.12	0.07	0.08	0.16	0.14	0.12	0.11	0.14	0.14	0.18
MgO	0.8	0.9	0.9	2.5	3.5	3.2	3.2	3.8	3.7	4.2
CaO	2.0	2.8	2.7	6.4	6.2	5.7	6.1	7.5	6.6	7.0
Na ₂ O	3.0	2.9	2.9	3.8	3.1	3.1	3.2	3.5	3.1	3.0
K ₂ O	5.3	5.9	5.7	4.8	4.3	4.5	4.5	2.9	4.1	4.0
P ₂ O ₅	0.2	0.2	0.1	0.1	0.4	0.3	0.4	0.5	0.3	0.4
LOI	0.5	0.5	0.4	1.0	0.4	0.5	0.8	2.2	0.5	0.8
Total	99.2	99.6	99.5	100.9	97.5	100.5	101.0	102.1	100.5	100.9
Ba	415.0	792.0	642.0	581.0	561.0	541.0	561.0	691.0	681.0	811.0

ادامه جدول ۱-

Sample	GR-R-1	GR-R-2	GR-R-3	M-N-57	M-N-67	M-N-81	M-N-92	MD-N-4	MD-N-74	MD-N-89
Description	Monzo granite	Monzo granite	Monzo granite	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Monzodiorite	Monzo diorite	Monzo diorite
UTM(X)	E318235	E318235	E318235	E318919	E318715	E318516	E319857	E320506	E320318	E320250
UTM(Y)	N4070635	N4070636	N4070637	N4069341	N4068966	N4068612	N4069330	N4069578	N4069348	N4069198
Rb	170	187	193	143	148	175	154	71	133	125
Sr	247	361	328	701	471	441	471	771	561	551
Cs	3.2	2.1	2.2	2.3	4.2	5.2	4.7	2.0	4.3	5.0
Ga	14.4	15.5	14.8	20.0	18.0	18.0	16.0	19.0	16.0	18.0
Ta	1.3	1.4	1.3	1.8	1.2	1.8	1.4	0.5	0.9	0.6
Nb	15.5	18.0	16.3	21.0	22.0	25.0	23.0	10.0	19.1	12.0
Hf	1.5	0.8	0.5	8.0	7.1	9.0	8.0	5.0	4.8	6.0
Zr	198	241	232	231	281	281	261	131	151	221
Y	24.9	24.7	23.5	31.7	25.2	26.8	25.0	22.4	24.2	23.2
Th	20.2	24.6	20.4	14.7	14.7	19.8	15.6	5.0	7.2	8.0
U	3.7	3.6	4.2	3.1	4.7	6.5	4.1	1.3	2.3	2.2
Co	5.5	5.8	5.7	12.4	21.1	17.9	14.8	20.1	21.8	15.0
Cu	18.0	13.0	13.1	22.0	85.0	61.0	74.0	54.0	109.0	49.0
Pb	25.2	21.0	18.8	20.0	22.0	19.0	16.0	33.0	43.0	23.0
La	24.7	36.0	29.3	20.6	27.3	36.6	32.0	26.2	26.7	25.4
Ce	58.5	67.8	56.5	43.2	56.2	73.1	62.3	51.4	53.5	49.9
Pr	5.7	7.5	6.4	5.9	6.8	8.6	7.6	6.4	6.6	6.1
Nd	20.8	26.4	22.4	23.8	26.8	31.6	27.6	25.8	26.1	24.7
Sm	4.3	5.0	4.5	5.9	5.7	6.3	5.4	5.3	5.3	5.3
Eu	0.8	0.9	0.9	1.4	1.2	1.1	1.2	1.4	1.2	1.4
Gd	4.2	4.6	4.2	6.2	5.6	6.4	5.9	5.8	5.7	5.7
Tb	0.7	0.7	0.7	1.0	0.8	0.9	0.9	0.8	0.9	0.8
Dy	4.2	4.1	3.9	5.7	4.6	5.2	4.6	4.1	4.3	4.5
Ho	0.9	0.9	0.8	1.3	0.9	1.0	1.0	0.9	0.9	0.9
Er	2.5	2.4	2.3	3.6	2.8	2.8	2.8	2.5	2.6	2.5
Tm	0.4	0.4	0.4	0.6	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4
Yb	2.9	2.8	2.5	4.0	2.6	2.9	2.8	2.4	2.6	2.4
Lu	0.4	0.3	0.4	0.6	0.4	0.5	0.4	0.3	0.3	0.4
La _x /Yb _x	6.2	9.2	8.5	3.7	7.5	9.1	8.2	7.8	7.4	7.6
Eu _x /Eu*	0.6	0.6	0.7	0.7	0.6	0.5	0.7	0.8	0.7	0.8

Sample	mg-N-77	MZ-R-1	MZ-R-2	MZ-R-3	MZ-R-4	MZ-R-5	MZ-R-6	MZ-R-7	QM-N-10	QM-N-32
Description	Monzo granite	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Quartz monzonite	Quartz monzonite
UTM(X)	E319556	E317123	E317105	E317047	E317006	E317396	E315558	E315535	E317000	E318018
UTM(Y)	N4069769	N4069547	N4069320	N4069075	N4068866	N4068715	N4070047	N4069779	N4067799	N4068270
SiO ₂	69	60	56	58	57	58	63	64	67	68
TiO ₂	0.4	0.9	0.8	0.8	0.9	0.9	0.5	0.5	0.5	0.4
Al ₂ O ₃	15	17	17	17	17	16	16	16	16	16
FeO _t	3	4	8	7	7	8	5	5	4	3
MnO	0.11	0.15	0.14	0.13	0.12	0.10	0.12	0.12	0.07	0.07
MgO	0.9	2.5	3.4	2.9	3.3	3.0	1.9	1.7	0.9	0.9
CaO	2.2	6.3	6.2	5.5	6.1	5.6	3.7	3.8	2.8	2.8
Na ₂ O	3.7	3.1	2.6	2.6	2.5	2.6	2.9	3.0	3.4	3.5
K ₂ O	5.1	4.9	4.5	4.9	4.8	4.7	5.1	5.5	5.8	5.6
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.3	0.3	0.3	0.3	0.1	0.2	0.2	0.1
LOI	0.6	0.5	0.3	0.5	0.5	0.5	0.6	0.1	0.4	0.5
Total	100.5	99.2	99.4	99.5	99.4	99.6	99.4	99.4	100.4	100.4
Ba	581.0	111.4	653.0	560.0	606.0	553.0	693.0	775.0	700.0	761.0
Rb	168	125	160	178	167	188	135	167	171	177
Sr	301	734	524	440	468	457	443	483	371	330
Cs	3.5	1.8	4.0	6.1	4.4	4.8	3.2	3.8	2.1	2.3

ادامه جدول ۱-

Sample	mg-N-77	MZ-R-1	MZ-R-2	MZ-R-3	MZ-R-4	MZ-R-5	MZ-R-6	MZ-R-7	QM-N-10	QM-N-32
Description	Monzo granite	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Quartz monzonite	Quartz monzonite
Ga	15.0	17.2	19.0	17.1	17.2	17.4	15.1	15.7	15.0	15.0
Ta	2.0	1.7	1.4	1.5	1.6	1.9	1.2	1.4	1.5	1.0
Nb	16.0	22.6	18.8	21.2	20.7	24.1	15.8	17.3	21.0	17.0
Hf	5.0	1.0	1.1	0.6	1.3	0.9	0.4	0.6	7.0	8.0
Zr	301	227	242	232	267	284	211	244	251	250
Y	22.4	29.9	26.8	26.4	28.5	30.3	22.5	21.6	23.3	21.8
Th	17.4	13.3	16.4	17.7	18.7	21.4	16.3	19.7	25.6	18.1
U	3.9	1.9	4.6	4.3	3.7	5.6	3.2	3.4	5.0	4.3
Co	4.8	11.2	20.8	16.3	15.7	19.7	8.5	8.3	5.0	5.2
Pb	12.0	21.8	15.9	18.5	13.9	14.7	22.4	23.2	13.0	16.0
La	28.6	17.6	26.8	30.8	34.2	36.5	20.8	31.1	38.1	30.4
Ce	56.3	37.6	54.4	63.2	68.4	72.9	44.5	57.3	68.9	56.6
Pr	6.5	4.9	6.6	7.3	8.1	8.3	5.4	6.6	7.5	6.5
Nd	22.5	20.2	25.8	27.5	30.1	31.4	20.8	24.2	26.2	23.1
Sm	4.2	5.2	5.7	5.7	6.2	6.4	4.4	4.7	5.0	4.5
Eu	0.8	1.3	1.3	1.2	1.3	1.2	1.1	1.0	0.9	1.0
Gd	4.3	5.4	5.5	5.4	5.9	6.0	4.2	4.3	4.8	4.5
Tb	0.7	0.9	0.9	0.8	0.9	0.9	0.7	0.7	0.7	0.7
Dy	3.7	5.3	5.0	4.7	5.1	5.3	3.8	3.8	4.2	3.7
Ho	0.8	1.2	1.1	1.0	1.1	1.1	0.8	0.8	0.8	0.8
Er	2.4	3.3	2.8	2.7	2.9	3.0	2.2	2.1	2.6	2.4
Tm	0.4	0.6	0.5	0.4	0.5	0.5	0.4	0.3	0.4	0.4
Yb	2.7	3.5	2.8	2.7	3.0	3.0	2.4	2.3	3.1	2.7
Lu	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4
La _N /Yb _N	7.6	3.7	6.8	8.1	8.3	8.8	6.3	9.7	8.8	8.1
Eu _N /Eu*	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.8	0.7	0.6	0.7

جدول ۲- تجزیه ۱۰ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی لوبین- زرده.

Sample	V-mo-10	V-mo-12	V-mo-13	V-mo-14	V-mo-15	V-mo-16	V-mo-18	V-mo-34	V-NT3	V-NT4
Description	Dacitic	Dacitic	Rhyolitic	Rhyolitic	Rhyolitic	Rhyolitic	Rhyolitic	Dacitic	Basalt	Trachy andesite
UTM (X)	E317261	E315609	E319964	E314073	E320859	E316331	E315656	E316461	E319775	E315988
UTM (Y)	N4070319	N4071145	N4070044	N4064375	N4069539	N4067608	N4067282	N4067369	N4070901	N4068099
SiO ₂	65.0	65.3	66.4	69.4	70.0	70.3	71.3	74.3	49.4	57.7
TiO ₂	0.46	0.92	0.67	0.39	0.42	0.33	0.17	0.32	0.91	0.96
Al ₂ O ₃	14.7	15.2	14.6	16.0	12.8	13.4	14.4	11.8	19.5	15.7
FeOt	5.2	4.6	3.6	1.6	2.3	2.0	2.4	1.9	9.3	8.4
MnO	0.03	0.12	0.07	0.00	0.14	0.03	0.06	0.05	0.10	0.10
MgO	2.68	1.46	0.85	0.14	0.90	1.13	0.83	1.42	4.82	3.85
CaO	3.54	4.89	2.90	0.24	1.10	1.61	2.08	0.88	11.62	5.64
Na ₂ O	1.4	3.3	3.4	1.4	3.2	3.2	4.3	3.5	3.3	3.1
K ₂ O	6.1	2.3	5.5	8.4	6.4	6.1	3.3	5.9	0.8	4.3
P ₂ O ₅	0.09	0.26	0.15	0.05	0.12	0.07	0.09	0.07	0.24	0.36
LOI	0.0	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.1	0.2	0.2
Total	99.2	98.6	98.4	97.8	97.5	98.4	99.2	100.2	100.2	100.2
Ba	630.0	983.0	929.0	304.0	387.0	252.0	650.0	243.0	279.0	866.0
Rb	149.0	110.0	175.0	222.0	335.0	257.0	160.0	259.0	18.2	108.0
Sr	48.0	107.1	217.0	112.0	144.0	86.0	50.0	75.0	545.0	327.0
Cs	2.3	3.1	2.6	370.0	4.0	2.7	1.3	2.7	0.4	0.8
Ta	1.6	1.4	2.1	2.0	2.3	2.5	1.7	2.3	0.2	0.8
Nb	21.0	22.0	28.0	29.0	39.0	31.0	21.0	31.0	3.2	11.9
Hf	9.0	14.0	11.0	8.0	14.0	8.0	10.0	7.0	1.7	5.4
Zr	72.0	224.0	320.0	341.0	394.0	222.0	68.0	214.0	55.1	190.0

ادامه جدول ۲-

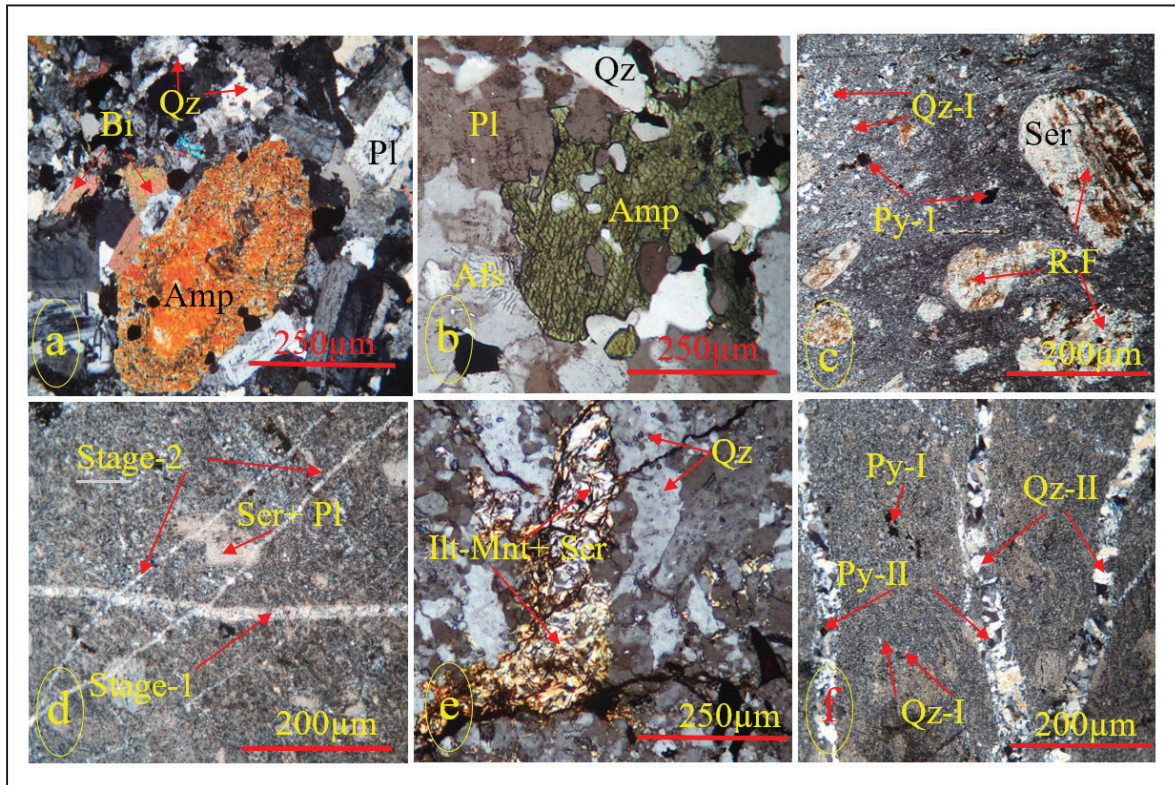
Sample	V-mo-10	V-mo-12	V-mo-13	V-mo-14	V-mo-15	V-mo-16	V-mo-18	V-mo-34	V-NT3	V-NT4
Description	Dacitic	Dacitic	Rhyolitic	Rhyolitic	Rhyolitic	Rhyolitic	Rhyolitic	Dacitic	Basalt	Trachy andesite
Y	34.0	38.0	44.0	72.0	87.0	65.0	36.0	71.0	16.5	30.4
Th	9.0	11.0	11.0	28.0	34.0	28.0	10.0	22.0	1.7	8.7
U	2.0	7.0	2.0	7.0	6.0	2.0	3.0	3.0	0.5	5.6
Co	2.0	8.0	9.0	4.0	6.0	4.0	2.0	7.0	19.7	16.1
La	43.1	30.2	36.0	64.0	25.6	51.0	45.0	54.0	20.4	21.5
Ce	78	78	68	110	50	48	80	65	32	45
Pr	5.7	5.8	5.6	5.7	5.8	5.8	5.6	5.9	3.5	5.9
Nd	22.5	22.7	22.3	24.0	24.3	24.0	20.0	24.1	16.9	24.5
Sm	5.0	5.0	4.8	5.1	3.1	4.9	5.0	6.8	3.1	5.5
Eu	1.2	1.4	1.1	1.3	1.1	1.4	1.5	1.8	1.0	1.4
Gd	4.8	4.9	4.7	4.9	4.8	4.7	6.0	4.8	3.5	6.0
Tb	0.7	0.8	0.8	0.6	0.5	0.7	0.8	0.7	0.8	1.0
Dy	4.4	4.5	4.4	4.2	4.7	4.5	4.3	5.9	3.3	5.8
Ho	0.9	1.0	0.9	0.8	1.1	1.1	0.9	0.9	0.9	1.2
Er	2.7	2.8	2.7	2.5	0.8	3.2	2.4	3.7	1.9	3.5
Tm	0.4	0.5	0.4	0.3	0.1	0.4	0.4	0.6	0.3	0.6
Yb	3.8	2.8	4.3	5.5	5.3	4.1	4.0	3.9	2.1	3.7
Lu	0.3	0.3	0.3	0.3	0.1	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4
La _N /Yb _N	8.09	7.79	6.01	8.33	3.45	8.88	8.11	9.93	6.97	4.17
Eu _N /Eu*	0.76	0.86	0.71	0.80	0.87	0.89	0.84	0.96	0.93	0.75

۳-۲. زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

نفوذی بر سنگ‌های پیرامون نشانگر کم‌زرفا بودن جایگزینی توده نفوذی در منطقه مورد مطالعه است (مؤید، ۱۳۸۰). توده‌های کوارتز مونوزوئوریتی به وسیله توده‌های کوارتز مونوزوئیتی قطع شده‌اند. توده‌های مونوزوگرانیته، گرانیت، آپلیت صورتی روشن آخرین فازهای توده نفوذی هستند که به وسیله رگه‌های سیلیسی تورمالین‌دار ناشی از فعالیت پنوماتولیتی قطع شده‌اند. مونوزوئوریت‌ها به‌طور عمده بافت گرانولار دارند. کانی‌های اصلی آن به ترتیب اهمیت پلاژیوکلاز (۶۰ تا ۶۵ درصد)، فلدسپار پتاسیم (۲۵ تا ۳۰ درصد) و کوارتز (کمتر از ۱۰ درصد) است. کانی‌های مافییک این سنگ‌ها بیوتیت (۵ درصد)، آمفیبول و کلینوپیروکسن (۱۰ درصد) هستند. اسفن و آپاتیت کانی‌های فرعی هستند. مونوزوئیت‌ها بافت گرانولار دارند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آنها، فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز هستند و عموماً کمتر از ۵ درصد کوارتز دارند. کانی‌های مافییک بیوتیت و آمفیبول و کانی‌های فرعی اسفن، زیرکن و آپاتیت هستند. بلورهای کلینوپیروکسن شکل‌دار و اغلب از نوع اوژیت-دیوپسید و بیوتیت‌ها به‌طور عمده از نوع سبز و قهوه‌ای هستند. کوارتز مونوزوئیت‌ها بافت‌های گرانولار و مونوزوئیتی دارند و کانی‌های اصلی آنها شامل ارتوکلاز و پلاژیوکلاز است. پلاژیوکلاز به‌صورت شکل‌دار در داخل ارتوکلاز درشت بی‌شکل قرار دارد. بلورهای کوارتز با حجم متغیر (۱۰ تا ۱۵ درصد) همراه با آلکالی‌فلدسپار دیده می‌شوند. کانی‌های مافییک عمده کلینوپیروکسن، آمفیبول و میکا هستند. مونوزوگرانیته‌ها بافت گرانولار و گاهی پورفیری دارند. زمینه به‌طور عمده از ارتوکلاز و کوارتز بی‌شکل تشکیل شده است که در برخی بخش‌ها هم‌رشدی آلکالی‌فلدسپار و کوارتز به‌صورت بافت گرانوفیری وجود دارد. مراکز بلورهای پلاژیوکلاز سرسیتی شده و کانی مافییک عمده بیوتیت است. کانی‌های فرعی نیز اسفن، زیرکن و کانی‌های اپاک هستند (Nabatian et al., 2016).

در پهنه طارم اغلب سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی (معادل سازند کرج) و توده نفوذی کوارتز مونوزوئیت رخمون دارند. سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی توسط توده نفوذی قطع شده‌اند. بنابراین توده نفوذی، جوان‌تر از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی است. سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی در پهنه طارم به دو عضو کرد کند و امند تقسیم می‌شوند. عضو کرد کند بخش زیرین سازند کرج را تشکیل داده و عضو امند به‌طور عادی روی نهشته‌های کرد کند قرار گرفته است (Hirayama et al., 1966). عضو امند در محدوده کانسار لوبین-زرده رخمون ندارد ولیکن عضو کرد کند دارای رخمون و شامل سنگ‌های آذر آواری توف سبز (E1-2k.k)، توف برش و لیتیک توف (E6k.k) و توف ماسه‌ای، ماسه‌سنگ توفی معادل سازند کرد کند (E1k.k) است. لیتیک توف‌ها ترکیب داسیتی و آندزیتی دارند ولیکن نوع دومی بیشتر است. پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۶۵٪) به‌صورت میکروولیت‌های نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل به اندازه $< 0.3 \text{ mm}$ اصلی‌ترین جزو سازنده لیتیک توف آندزیتی است. کانی‌های اصلی سازنده لیتیک توف داسیتی پلاژیوکلاز (۴۵ تا ۷۵٪)، کوارتز بی‌شکل (۱۵ تا ۲۵٪)، بیوتیت و آمفیبول (۱۵ تا ۲۰٪) و قطعات مختلف است. بافت‌های دیده شده قطعات پورفیریک با خمیره ریزبلور است (Amini et al., 2001). سنگ‌های مرتبط با کانی‌سازی شامل، کوارتز مونوزوئیت و توف برش با ترکیب داسیتی است (شکل‌های ۲- b, c و a) که منشأ محلول‌های گرمایی و آلتراسیون‌ها (سیلیس، سرسیتی، آرژیلی) و مرتبط با کانی‌سازی هستند (شکل‌های ۲- d, e, f).

توده‌های نفوذی دارای بافت پورفیری، گرانوفیری، مبارولیتی و آلتراسیون آرژیلی (ایلیت و مونت‌موریلونیت)، سرسیتی و سیلیسی بوده و تأثیر گرمایی کم (در حد آلتراسیون و در مواردی رخساره آلپیت-اپیدوت هورنفلس) توده‌های



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی در وضعیت نور XPL. (a) کوارتز مونوزونیت؛ (b) مونزوگرانیت؛ (c) توف برش؛ (d) توف برش دارای دگرسانی سیلیسی و سرسیتی؛ (e) دگرسانی آرژیلی؛ (f) دگرسانی سیلیسی (علائم اختصاری از Whitney and Evans, 2010: Qz: کوارتز؛ Qz-I: کوارتز نسل دوم؛ Qz-II: کوارتز نسل اول؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Afs: آلکالی‌فلدسپار؛ Amp: آمفیبول؛ Ser: سرسیت؛ Bt: بیوتیت).

۴- ویژگی زمین‌شناسی کانسار لوپین-زرده

برشی و کوکاد مرتبط با کانی‌زایی عناصر پایه (دارای کانی سولفیدی کالکوپیریت نسل اول، اسفالریت، گالن و برنیت) و کوارتز دانه‌ریز، با بافت میکروکریستالین و کلوform ضعیف مرتبط با کانی‌زایی طلا و نقره (کالکوپیریت نسل ۲ ذرات طلا و نقره) است. آلتراسیون سرسیتی شامل کانی‌های سرسیت (جانشین کانی پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار)، پیریت، کلسیت و آلتراسیون آرژیلی شامل کانی‌های رسی ایلیت و مونت‌موریلونیت ناشی از دگرش کانی‌های پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار است. کانی‌سازی در دو مرحله صورت گرفته است. رگه‌های کوارتزی دانه‌درشت مرحله اول (دارای کانی‌زایی عناصر پایه) توسط رگه‌های کوارتزی دانه‌ریز (دارای کانی‌زایی طلا و نقره) مرحله دوم قطع شده‌اند (شکل‌های ۲-d و f).

۵- ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی سنگ میزبان

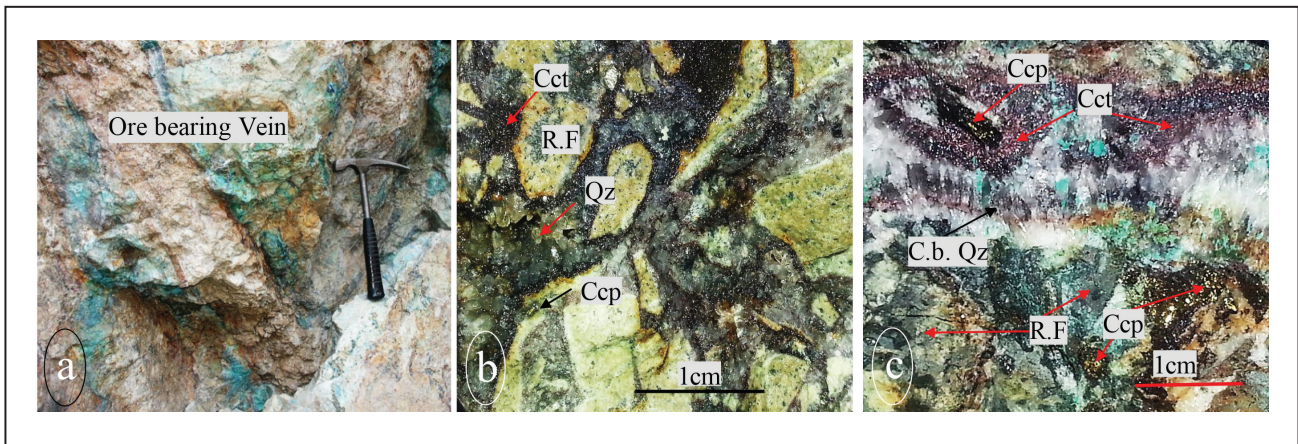
بر اساس پلات نمونه‌ها، سنگ‌های نفوذی دارای طیف ترکیبی مونزویدوریت، کوارتز مونوزونیت، گرانیت و سنگ‌های ولکانیکی به صورت تراکی‌آندزیت تا ریولیت و داسیت هستند (شکل‌های ۴-a و b). مقادیر درصد اکسیدهای TiO_2 ، CaO ، MgO ، FeO ، Al_2O_3 و P_2O_5 با افزایش SiO_2 کاهش ولی مقادیر Na_2O و K_2O با افزایش SiO_2 افزایش می‌یابد. نسبت P_2O_5/K_2O و مقدار P_2O_5/K_2O با افزایش SiO_2 کاهش و با افزایش MgO افزایش می‌یابد. نسبت CaO/Al_2O_3 با افزایش SiO_2 کاهش نشان می‌دهد. در سنگ‌های میزبان کانسار لوپین-زرده مقدار عناصر فرعی Zr و Cs ، Rb ، Th ، U ، Ta ، Ba ، Nb ، La ، Pb ، Sr ، Y ، Ga ، Co در مقدار دیگر در مقدار عناصر SiO_2 به شدت افزایش می‌یابد. از طرف دیگر در مقدار عناصر Cu و V ، Zn ، Cr ، Ni ، W و Hf ، Mo ، Sn با افزایش SiO_2 روند خاصی نشان نمی‌دهد. این سنگ‌ها، نفوذی‌های نوع d، متاآلومینوس، منیزی‌دار و ماگمایی/آتشفشانی مرتبط با کمان

کانسار لوپین-زرده شامل رگه-رگه‌های سیلیسی برشی شده در یک زون گسلی با روند N15E در سنگ میزبان توف برش و کوارتز مونوزونیت رخ داده است. رگه‌های سیلیسی سنگ میزبان را قطع کرده‌اند، بنابراین جوان‌تر از سنگ میزبان (سن بعد از اولیگوسن). مرز رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌سازی با سنگ میزبان بسیار مشخص (sharp contact) و نشان‌دهنده تشکیل آنها به صورت پرکننده فضای خالی است (شکل‌های ۳-a، b، c). طول رگه‌ها تا یک کیلومتر و عرض آنها تا یک و نیم متر می‌رسد. مقدار میانگین عناصر بر حسب گرم در تن (۰/۵۲) Au، (۴۱۸۷) Zn، (۷۲۰۷) Pb، (۲۰) Cu (۳۲۳۶) است. کانی‌های فلزی درون‌زاد به ترتیب فراوانی شامل کالکوپیریت (در دو نسل ۱ و ۲)، پیریت (دو نسل ۱ و ۲)، اسفالریت، گالن، بورنیت و تتراهدريت-تانتیت هستند. کالکوپیریت نسل یک به صورت انکلوزیون در داخل اسفالریت دیده می‌شود. لیکن کالکوپیریت نسل ۲ به صورت دانه‌درشت است. کانی‌های فلزی برونزاد شامل کالکوسیت، کوولیت-دیژنیت، گوتیت، مالاکیت، آزوریت، سرویت، آنگلیزیت است. طلا و نقره به صورت ذرات خالص همزاد با کالکوپیریت نسل ۲ در گانگ سیلیسی دیده می‌شود. مطالعات SEM وجود ذرات طلا و نقره را در مطالعات مینرالوگرافی تأیید می‌کند. کانی‌های گانگ شامل کوارتز (دانه‌درشت تا ریز)، سرسیت، کلسیت، کانی رسی (ایلیت-مونت‌موریلونیت) و کلریت است. از بافت‌های مهم می‌توان به بافت کوکاد، شانه‌ای، برشی، میکروکریستالین و پرکننده حفرات اشاره کرد (زمانیان و همکاران، ۱۳۹۴). بر اساس مطالعات انجام شده میکروترمومتری درجه حرارت و شوری کانسار لوپین-زرده با کانسارهای اپی‌ترمال مشابه است. انواع آلتراسیون‌های مهم شامل سیلیسی، سرسیتی و آرژیلی ضعیف (زمانیان و همکاران، ۱۳۹۴) و از لحاظ زمانی و مکانی آلتراسیون سیلیسی و سرسیتی با کانی‌سازی مرتبط هستند. آلتراسیون سیلیسی شامل کوارتز دانه‌درشت با بافت شانه‌ای،

الگوی REE نرمالیزه شده به کندریت ناهنجاری منفی برای Eu نشان می‌دهد (شکل ۵- c). الگوی نرمالیزه شده REE نسبت به گوشته اولیه برای عناصر Rb، Th، Pb و K ناهنجاری مثبت و برای عناصر Nb، P، Ti و Ba ناهنجاری منفی نشان می‌دهد (شکل ۵- d). مقدار میانگین محاسبه شده نسبت عناصر Ba/Nb، La/Nb و Ba/Ta به ترتیب برابر ۲، ۳۵ و ۵۲۹ و مقدار میانگین عناصر Eu، Y، Sr و Dy به ترتیب برابر ۴۷۲، ۲۵، ۱/۱۳ و ۴/۴۹ است، که تپی شدگی از عناصر REE متوسط و غنی شدگی از Sr را نشان می‌دهد (جدول‌های ۱ و ۲).

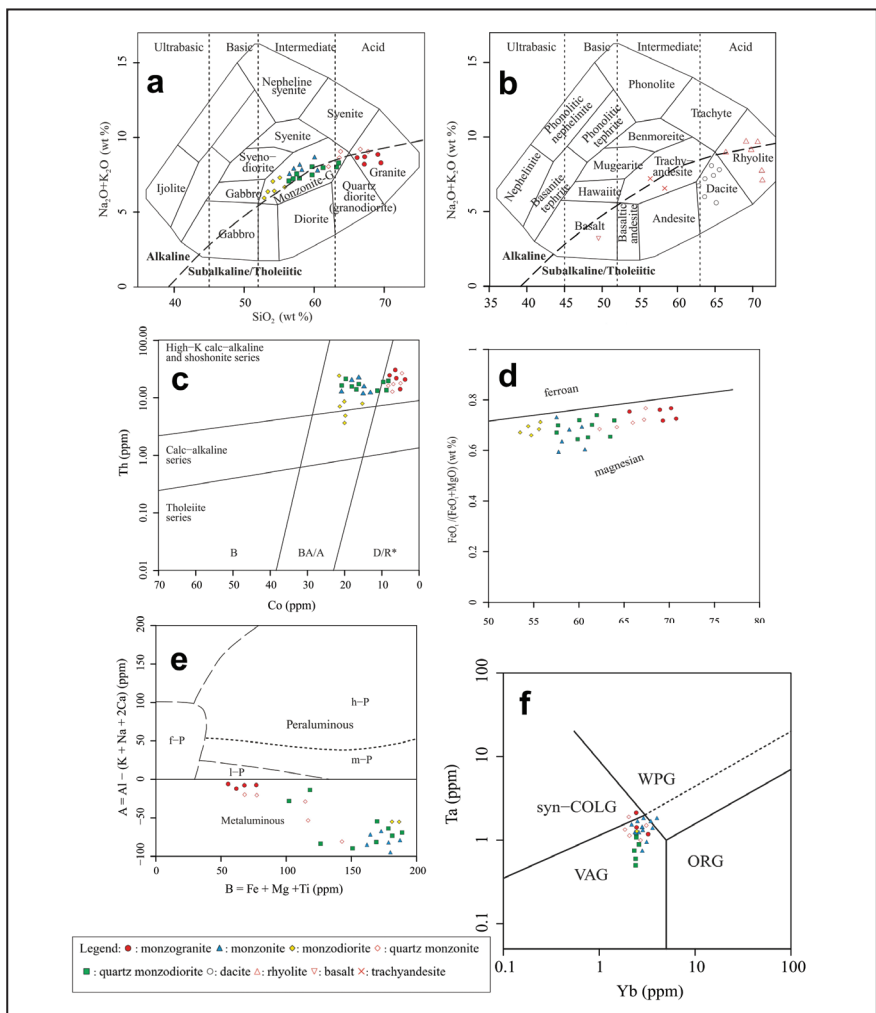
هستند که با غنی شدگی Th، LREE، Sr و تپی شدگی Ti، Ta، Nb و تپی شدگی ضعیفی در HREE و Y مشخص می‌شوند (شکل‌های ۴- c و f). این ویژگی‌ها مشخصه مجموعه ماگمایی کوردیلرای پس از تصادم هستند (شکل‌های ۵- a و b).

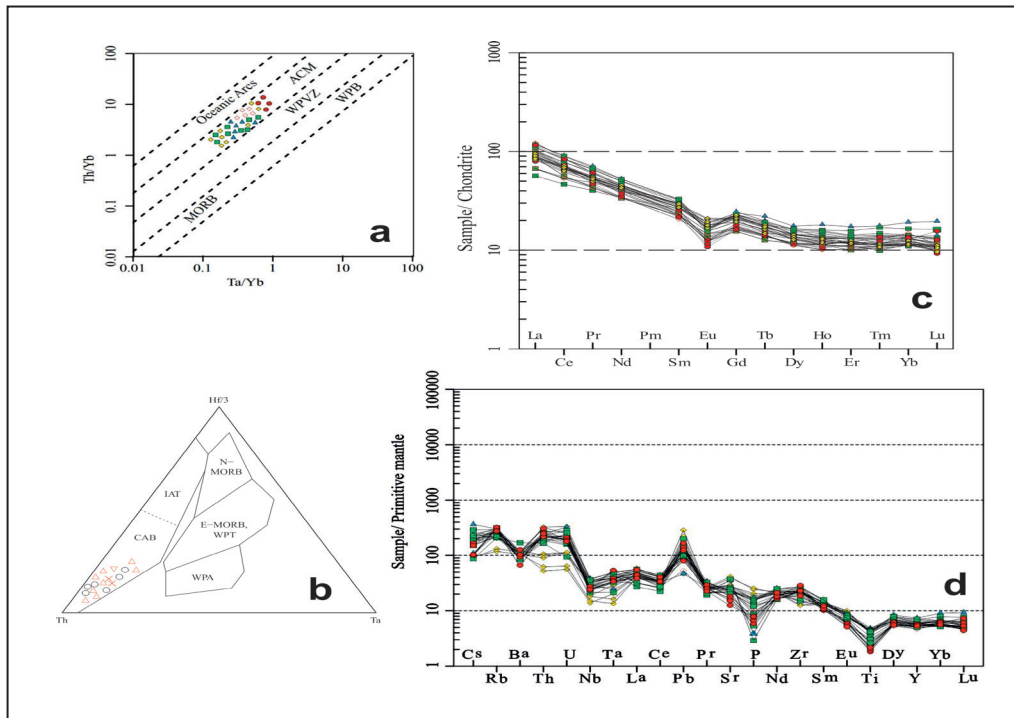
مقدار محاسبه شده مجموع ΣREE و نسبت $(La/Yb)_N$ با افزایش مقدار SiO_2 افزایش می‌یابد. ماکزیمم و مینیمم نسبت Eu/Eu^* محاسبه شده به ترتیب برابر ۰/۵ تا ۸۴ و مقدار میانگین آن برابر ۰/۷ است. فراوانی REE در سنگ‌های میزبان کانسار لوین - زرده نرمالیزه شده با کندریت نشان‌دهنده غنی شدگی آنهاست.



شکل ۳- (a) رگه سیلیسی در سنگ میزبان توف برش دگرسان شده؛ (b) برش هیدروترمالی، (c) رگه کوارتزی دارای بافت شانه‌ای در بر گیرنده قطعات سنگی و کانی‌های سولفیدی (علامه اختصاری: QZ: کوارتز، Cct: کالکوسیت، Ccp: کالکوپیریت، C.b QZ: کوارتز شانه‌ای، R.F: قطعات سنگ میزبان).

شکل ۴- نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های آذرین نفوذی و آتشفشانی و تعیین نوع ماگما و موقعیت تکنونیک. (a) نمودار سیلیکا در مقابل آلکالی برای سنگ‌های توده نفوذی (Cox et al., 1979)؛ (b) نمودار سیلیکا در مقابل آلکالی برای سنگ‌های آتشفشانی (Cox et al., 1979)؛ (c) نمودار Th در مقابل Co (Hastie et al., 2007)؛ (d) نمودار تعیین سری ماگمایی (Frost et al., 2001)؛ (e) نمودار اشباع شدگی از آلومینم (Villaseca et al., 1998)؛ (f) نمودار تعیین موقعیت تکنونیک (Pearce et al., 1984) (علامه اختصاری: B: بازالت؛ BA/A: آندزیت بازالتی و آندزیت؛ D/R*: داسیت و رپولیت؛ *: لایت و تراکیت؛ l-p: تپ آلومینیم کمتر؛ m-p: آلومینیم متوسط؛ h-p: آلومینیم بالا؛ CAB: کالک آلکان بازالت؛ IAT: توله‌ایت جزایر قوسی؛ N-MORB: بازالت‌های عادی پشته‌های میان اقیانوسی؛ E-MORB: بازالت‌های غیرعادی پشته‌های میان اقیانوسی؛ WPA: بازالت‌های داخل قاره‌ای؛ syn-COLG: گرانیت همزمان با برخورد؛ WPG: گرانیت داخل قاره‌ای؛ VAG: گرانیت کمان ماگمایی؛ ORG: گرانیت‌های پشته میان اقیانوسی؛ ACM: حاشیه فعال قاره‌ای؛ WPVZ: مناطق آتشفشانی داخل قاره‌ای؛ MORB: بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی؛ WPB: بازالت‌های داخل قاره‌ای؛ DM: گوشته تپی شده؛ OIB: بازالت جزایر اقیانوسی؛ IAB: بازالت جزایر قوسی؛ EMI و II: دو نوع گوشته غنی شده؛ CC: میانگین پوسته قاره‌ای).





شکل ۶- نمودار تعیین سری ماگمایی (Schandl and Gorton., 2002)؛ (b) نمودار تعیین موقعیت تکنونیک (Pearce et al., 1984)؛ (c) نمودار عناصر نادر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1984)؛ (d) نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) (علامه اختصاری: CAB: کالک‌آلکانل- بازالت؛ IAT: توله‌ایت جزایر قوسی؛ N- MORB: بازالت‌های عادی پشته‌های میان‌اقیانوسی؛ E- MORB: بازالت‌های غیرعادی پشته‌های میان‌اقیانوسی؛ WPA: بازالت‌های داخل قاره‌ای؛ WPVZ: مناطق آتشفشانی داخل قاره‌ای؛ MORB: بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی؛ WPB: بازالت‌های داخل قاره‌ای؛ DM: گوشته تهی شده؛ OIB: بازالت جزایر اقیانوسی؛ IAB: بازالت جزایر قوسی؛ EMI و II: دو نوع گوشته غنی شده؛ CC: میانگین پوسته قاره‌ای).

۶- داده‌های ایزوتوپی رادیوژنیک

نسبت‌های ایزوتوپی سرب نمونه‌ها برابر با $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ تا $18/49$ تا $18/68$ ، $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ تا $15/58$ تا $15/61$ و $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ تا $38/33$ تا $38/77$ است (جدول ۳). مطابق نمودارهای ایزوتوپی، سرب نمونه‌های مطالعه شده بین محدوده EMI (مانند غنی شده با نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ متوسط، $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ پایین) و EMII (مانند غنی شده با $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و بالا $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ متوسط) قرار گرفته‌اند و به‌طور کلی در نزدیک محدوده EMII مجتمع هستند (Zindler and Hart, 1986). ترکیب ایزوتوپی Sr، Pb و Nd نمونه‌های پلات شده در محدوده ترکیب ایزوتوپی سنگ میزبان کانسارهای پورفیری و اپی‌ترمال است (شکل ۶- a). بر اساس مطالعات انجام شده (Nabatian et al., 2016) سن توده نفوذی (نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه و $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$) مطابق سن سنجی U-Pb کانی زیر کن ۳۶ میلیون سال تعیین شد. مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ یا ISr ($t=36\text{Ma}$) و $\text{eNd}(t)$ ($t=36\text{Ma}$) توده نفوذی لوبین- زرده به ترتیب از $0/70470$ تا $0/70510$ و $0/39$ تا $2/10$ متغیر است (جدول ۴). داده‌های ترکیب ایزوتوپی توده نفوذی منطقه مورد مطالعه در بخش منشأ گوشته‌ای نزدیک به محدوده کمان ماگمایی پلات شده‌اند (شکل‌های ۶- b و c). نمونه‌های منطقه مورد مطالعه از لحاظ ترکیبات ایزوتوپی سرب نسبتاً همگن هستند.

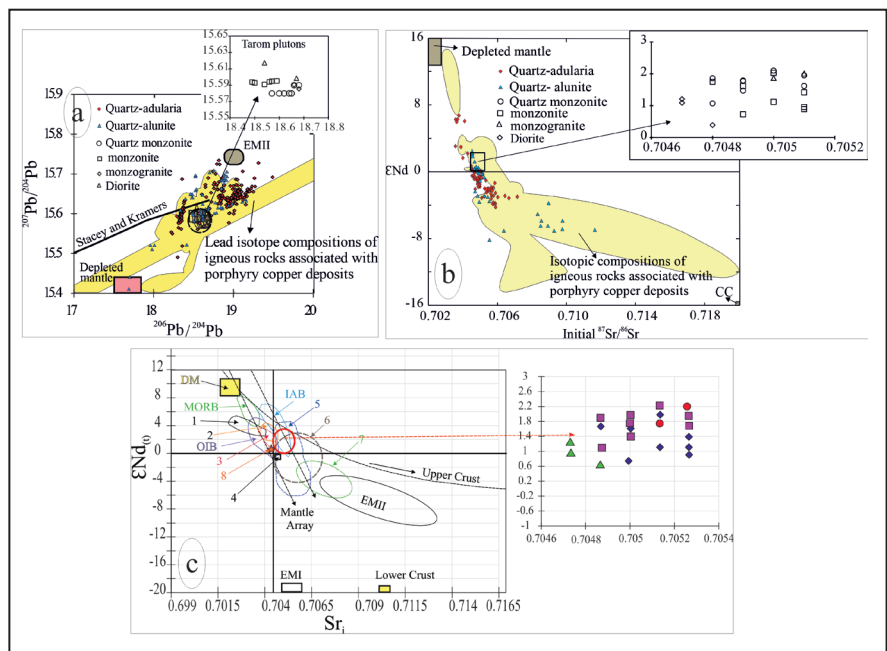
۷- بحث

سنگ‌های آذرین میزبان کانسار لوبین- زرده دارای ویژگی کالک‌آلکانل تا شوشونیتی، متاآلومینوس، سری منیزیمی و موقعیت تکنونیک کمان ماگمایی مربوط به زون فرورانش هستند (شکل‌های ۴- c و f). دمای محاسبه شده Tzr (Watson and Harrison, 1983) توده نفوذی به‌طور کلی بین 726 تا 802 درجه سانتی‌گراد بوده که مشابه با دمای گرانیته‌های تیپ I (تا 800 درجه سانتی‌گراد) و به‌طور قابل توجهی کمتر از گرانیته‌های تیپ A (900 درجه سانتی‌گراد) است

چنین روندی نشان‌دهنده افزایش مشارکت مذاب‌های مشتق شده از ذوب است (Hildreth and Moorbath, 1988). وجود ماگمای آبدار به عنوان یک پیش‌نیاز برای تشکیل کانسارهای پورفیری است (Richard et al., 2012 and 2014). با توجه به رابطه ژنتیکی نزدیک کانسارهای مس پورفیری و اپی‌ترمال (Seedorf et al., 2005) و Simmons et al. (2005) معتقدند که ماگمای آبدار در هر دو مورد به یک اندازه نقش دارد، در نتیجه ماگمای آبدار در ژنز کانسارهای اپی‌ترمال نیز مهم است. فنوکریست‌های هورنبلند از تشکیل‌دهنده‌های همیشگی سنگ‌های آذرین مرتبط با کانسارهای اپی‌ترمال هستند (Du Bray, 2014). کارهای تجربی به وسیله Rutherford and Hill (1993) نشان می‌دهد که هسته‌بندی هورنبلند در ترکیبات متوسط ماگماهای قوسی به 4% > آب نیاز دارد. تفریق هورنبلند به‌طور شگفت‌انگیزی باعث تهی‌شدگی عناصر REE متوسط در ماگما می‌شود.

به ویژه برای اینکه مواد پوسته‌ای عموماً دارای مقدار $P_2O_5/K_2O < 1$ (برابر 0/06) هستند و مقدار P_2O_5/K_2O با افزایش مقدار سیلیکا کاهش و با افزایش MgO افزایش می‌یابد. هر دو مورد از ویژگی سنگ‌های آذرین مرتبط با کانسارهای اپی‌ترمال و نشانه‌ای از آرایش پوسته‌ای هضم شده توسط ماگمای مافیک اولیه است (Farmer et al., 2002). به‌طور مشابه Cousens et al. (2008) کاهش CaO/Al₂O₃ و افزایش La/Sm و Zr/Sm با افزایش سیلیکا را مشاهده کرده‌اند که از ویژگی‌های سنگ‌های آذرین مرتبط با کانسارهای اپی‌ترمال است. در نهایت افزایش Pb/Ce از 0/1 تا 0/5 همگام با افزایش مقدار SiO₂ مورد بررسی قرار گرفته که این روند بیانگر این مطلب است که ورقه فرورانده در مذاب حاصل از گوشته نقش زیادی داشته یا در طی ذوب در حجره ماگمایی، هضم و فرایند همگن‌شدگی، هضم فزاینده‌ای از سنگ‌های پوسته‌ای غنی از Pb وجود داشته است.

شکل ۶- a) پلات نمونه‌های لوین- زرده در نمودار نسبت ایزوتوپی سرب (Stacey and Kramers, 1975); b و c) پلات نمونه‌ها در نمودار ایزوتوپی Nd-Sr (Zindler and Hart, 1986; Hofmann, 1997; Rudnick and Gao, 2003) تطابق نمونه‌های لوین- زرده در نمودار Nd-Sr با (Zindler and Hart, 1986; Hou et al., 2011) سنگ‌های میزبان پورفیری و اپی‌ترمال. محدوده‌های: ۱) توده نفوذی خلخاب (Rezaei-Kakhkhaei et al., 2011); ۲) توده نفوذی کرمان (Shafiei et al., 2009); ۳) توده نفوذی ارسباران (Aghazadeh et al., 2011); ۴) توده‌های نفوذی پابندی ترکیه (Karšli et al., 2012); ۵) توده‌های نفوذی طارم (Nabatian et al., 2014); ۶) سنگ‌های ولکانیکی البرز (Asiabanha and Foden, 2012); ۷) توده‌های نفوذی نیاسر (Honarmand et al., 2013).



جدول ۳- تجزیه ایزوتوپ‌های سرب ۱۸ نمونه از توده نفوذی لوین- زرده.

.Sample No	Description	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
GN-T01	Quartz monzonite	3.8500	11.5900	18.7300	18.7924	15.5896	38.7915	18.6500	15.5800	38.5600
GN-T07	Quartz monzonite	2.5200	9.8600	12.4800	18.7728	15.5960	38.7943	18.6600	15.5900	38.6200
GN-T017	Quartz monzonite	2.6200	9.5000	21.1700	18.7377	15.5866	38.7760	18.6200	15.5800	38.4600
GN-T056	Quartz monzonite	4.6500	15.9500	28.5800	18.7705	15.5901	38.8245	18.6400	15.5800	38.5700
GN-T022	Quartz monzonite	4.6400	8.6300	19.7900	18.7360	15.5858	38.7899	18.6000	15.5800	38.4700
GN-T067	Quartz monzonite	1.7100	5.6300	17.9100	18.7069	15.5912	38.7788	18.5700	15.5800	38.3300
GN-T081	Quartz monzonite	2.1200	8.6700	13.3500	18.7872	15.5918	38.8206	18.6800	15.5900	38.6000
GN-T012	Quartz monzonite	3.2200	12.0800	18.1800	18.7687	15.5877	38.8035	18.6500	15.5800	38.5900
GN-T038	monzonite	3.8100	7.6500	16.4700	18.7621	15.5909	38.7963	18.5400	15.5800	38.4900
GN-T042	monzonite	4.5100	9.1000	12.5100	18.8098	15.5952	38.8324	18.5900	15.5800	38.6400
GN-T047	monzonite	3.8100	8.0400	21.8700	18.7082	15.5928	38.7229	18.5000	15.5800	38.3400
GN-T06	monzonite	3.6000	7.3000	13.6500	18.7846	15.5949	38.8648	18.5700	15.5800	38.6000
GN-T049	monzonite	3.2000	4.6400	9.5200	18.7985	15.5939	38.8335	18.4900	15.5800	38.5400
GN-T043	monzonite	3.5500	6.5300	11.0700	18.8033	15.5941	38.8219	18.5600	15.5800	38.5800
GN-T013	monzogranite	1.4300	12.1300	17.7100	18.7370	15.5855	38.7884	18.6800	15.5800	38.5800
GN-T02	monzogranite	3.8100	18.5400	27.6600	18.7548	15.5905	38.8026	18.6600	15.5900	38.5900
GN-T05	Diorite	4.2400	16.0000	15.3200	18.7875	15.5984	38.9059	18.6700	15.5900	38.7700
GN-T03	Diorite	3.4100	8.6000	17.9900	18.7197	15.6173	38.8347	18.5400	15.6100	38.5400

جدول ۴- تجزیه ایزوتوپ‌های روییدیم- استرانسیم و نئودیمیم توده نفوذی لوبین- زرده.

Sample No.	Description	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (t=36Ma)	ϵNd (°)	ϵNd (t)	T_{DM}
GN-TO1	Quartz monzonite	36.3	232.1	0.4588	0.705286	3.65	17.68	0.1257	0.512719	0.705	1.6	2.1	747
GN-TO7	Quartz monzonite	13.03	257.5	0.1484	0.70497	2.85	12.38	0.1398	0.512711	0.7048	1.4	1.86	906
GN-TO17	Quartz monzonite	11.25	265.7	0.1242	0.704963	3.19	14.18	0.1368	0.51269	0.7049	1	1.47	912
GN-TO56	Quartz monzonite	42.92	203.2	0.6194	0.705448	2.84	12.26	0.1405	0.512699	0.7051	1.2	1.62	941
GN-TO22	Quartz monzonite	14.8	282.6	0.1536	0.705062	3.24	15.49	0.1272	0.512703	0.7049	1.3	1.77	788
GN-TO67	Quartz monzonite	23.11	441	0.1536	0.704906	3.19	13.36	0.1449	0.512671	0.7048	0.6	1.07	1060
GN-TO81	Quartz monzonite	17.79	327.3	0.1594	0.704985	3.06	14.86	0.1253	0.512703	0.7049	1.3	1.79	771
GN-TO12	Quartz monzonite	38.65	218.6	0.5185	0.705384	3.04	17.29	0.1195	0.51271	0.7051	1.4	1.95	713
GN-TO38	monzonite	30.2	262.2	0.3377	0.705323	4.41	22.6	0.1187	0.512655	0.7051	0.3	0.89	794
GN-TO42	monzonite	25.09	274.7	0.2678	0.70532	4.2	20.75	0.123	0.512684	0.7051	0.9	1.42	784
GN-TO47	monzonite	27.53	313.4	0.2576	0.704947	3.78	18.15	0.1265	0.512702	0.7048	1.2	1.75	784
GN-TO18	monzonite	7.79	316.8	0.0721	0.704945	3.43	17.42	0.1197	0.512693	0.7049	1.1	1.62	742
GN-TO6	monzonite	23.66	354.8	0.1955	0.705037	2.86	14.36	0.1212	0.512648	0.7049	0.2	0.73	828
GN-TO49	monzonite	18.79	230	0.2396	0.70526	2.99	15.52	0.125	0.512661	0.7051	0.4	0.96	841
GN-TO43	monzonite	22.79	297.7	0.2245	0.705191	3.97	19.39	0.1246	0.512669	0.705	0.6	1.12	824
GN-TO33	monzonite	38.98	171	0.6684	0.705431	3.16	16.2	0.1185	0.512714	0.705	1.5	2.03	699
GN-TO13	monzogranite	32.96	176.5	0.5476	0.705294	2.97	15.53	0.1161	0.512705	0.705	1.3	1.87	696
GN-TO2	monzogranite	40.82	192.4	0.6221	0.705445	3.28	16.41	0.1215	0.512713	0.7051	1.5	2.01	722
GN-TO5	Diorite	5.99	510	0.0345	0.704851	3.83	19.33	0.1203	0.51263	0.7048	-0.2	0.39	849
GN-TO4	Diorite	17.87	406.4	0.129	0.704852	4.82	25.17	0.1164	0.512671	0.7047	0.6	1.21	751
GN-TO3	Diorite	5.83	365.5	0.0468	0.704784	2.78	14.13	0.1195	0.512666	0.7047	0.5	1.09	784

پایین) و EMII (گوشته غنی شده با $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ بالا و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ متوسط) پلات شده‌اند. اما نمونه‌های پلات شده در نزدیک محدوده EMII هستند (Zindler and Hart, 1986؛ شکل ۶-ا). بر اساس پلات $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در مقابل ϵNd آرایه سنگ میزبان کانسارهای اپی‌ترمال تغییرات منفی با شیب منفی دارد. منبع گوشته اولیه برای ماگماهای مرتبط با کانسارهای اپی‌ترمال دارای مقدار نئودیمیم برابر ۳- تا ۱۰+ و نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه برابر با ۰/۷۰۴۵ تا ۰/۷۰۶۰ است (Du Bray, 2014). مقدار ایزوتوپی نئودیمیم ($\epsilon\text{Nd}(t)$; $t=36\text{Ma}$) و استرانسیم ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; $t=36\text{Ma}$) توده سنگ میزبان به ترتیب ۰/۳۹ تا ۰/۷۰۴۷۶ و ۰/۷۰۵۱۸ است (جدول ۴) و همه داده‌ها در سمت چپ نمودار Sr- Nd (گوشته غنی شده) پلات شده‌اند.

داده‌های ایزوتوپی منطقه مورد مطالعه با داده‌های ایزوتوپی توده‌های نفوذی ائوسن پسین-اولیگوسن زیر زون طارم (Nabatian et al., 2014)، توده‌های نفوذی ارسباران (میزبان کانسارهای اپی‌ترمال ارسباران؛ Aghazadeh et al., 2011)، سنگ‌های گرانیتویدی در مرکز زون ارومیه- دختر (شمال شرق ساوه) منطقه خلخاب (Rezaei- Kakhkhaei et al., 2011)، توده‌های نفوذی اولیگوسن از قسمت جنوب شرقی کمان ماگمایی ارومیه- دختر (میزبان کانی‌زایی مس پورفیری و طلائی اپی‌ترمال) در کرمان (Shafiei et al., 2009) و توده نفوذی (میزبان کانسار Cu- Mo پورفیری) Sisdagi در جنوب دریای سیاه در کشور ترکیه (Karsli et al., 2012) مطابقت دارند (شکل ۶-ب). بنابراین مقادیر مثبت کم (۰/۳۹ تا ۰/۷۰۴۷۶) از مقادیر گوشته تهی شده ($\epsilon\text{Nd}(t) \sim +10$) یا MORB کمتر است و مقادیر پوسته قاره‌ای قدیمی منفی است. داده‌های ایزوتوپی Sr- Nd سنگ میزبان نشان از یک منبع گوشته غنی شده ناهمگن دارد که به واسطه سیال‌های حاصل از ورقه فرورانده تغییر یافته است. نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه سنگ‌های توده نفوذی میزبان با افزایش مقدار SiO_2 تطابق مثبت نشان نمی‌دهد، لیکن نقش آلودگی پوسته ای کمتر است. در نتیجه یک ماگمای مادر تحت فرایند تبلور تفریقی با آلودگی ناچیز پوسته‌ای یک مدل قابل قبول برای سنگ میزبان توده نفوذی است.

۸- نتیجه‌گیری

بر اساس ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی، داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و ایزوتوپ‌های ناپایدار سرب، استرانسیم، روییدیم و نئودیمیم سنگ‌های آذرین میزبان کانسار لوئین- زرده طبیعت آداکیتی دارند و سنگ میزبان مطلوب برای کانسارهای پورفیری و اپی‌ترمال هستند. سنگ‌های مذکور با ترکیب ژئوشیمیایی و ایزوتوپی سنگ‌های میزبان کانسارهای پورفیری و اپی‌ترمال در زون ارومیه دختر، البرز غربی- آذربایجان و پاندتی ترکیه مطابقت دارند.

سپاسگزاری

نویسندگان از آقای دکتر نباتیان به خاطر نتایج داده‌های ایزوتوپی، از مسئولین محترم معاونت اکتشاف سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و از داوران و مسئولین محترم فصلنامه علوم زمین کمال تشکر را دارند.

به ویژه بعضی از این سنگ‌ها به خاطر ضریب جدایش مذاب/کانی REE برای کانی هورنبلند دارای بیشترین مقدار برای REE متوسط به ویژه عنصر Dy هستند (Davidson et al., 2007). علاوه بر این، تفریق هورنبلند باعث تهی‌شدگی REE متوسط وابسته می‌شود. هورنبلند ترجیحاً Y یتیم را درخود جای می‌دهد (Sisson, 1994). لیکن در اثر تبلور و تفریق، هورنبلند از مقدار Y تهی می‌شود. مقدار Sr در ارتباط با تبلور پلاژیوکلاز است که این کانی Sr را در خود جای می‌دهد. بر این اساس نسبت Sr/Y (میانگین برابر ۱۵/۸۰) بیشتر نشان‌دهنده تبلور هورنبلند و ناپایداری پلاژیوکلاز است که این پدیده نشان از مقدار آب بیشتر ماگما دارد. این ویژگی ژئوشیمیایی و پتروگرافی نشان‌دهنده ماگمای با مقدار آب بیشتر است که در نهایت برای جدایش مواد فرار ماگمایی و تولید فلوئیدهای گرمایی ماگمایی برای تشکیل کانسارهای اپی‌ترمال مساعد هستند. عدم ناهنجاری منفی مهم e.g., Eu/Eu^* (1) در سنگ‌های غیر دگرسان میزبان کانسار لوئین- زرده مقدار بالای آب یا فوگاسیته اکسیژن را توضیح می‌دهد (Frey et al., 1978; Richards, 2014). شکل تقعر به طرف بالا (Listric-shaped) نمودار الگوی عناصر نادر خاکی به وسیله تفریق هورنبلند قابل توجیح بوده که باعث تهی‌شدگی MREES, HREES و Y در ماگما شده است (Rooney et al., 2011). غنی‌شدگی از عناصر LILES و LREES (به ویژه Rb، Cs، U، K)، تهی‌شدگی از عناصر HREE و Ta، Nb و Ti (HFSE)، نسبت بالای Sr/Y، غنی‌شدگی سرب، عدم ناهنجاری منفی قابل ملاحظه Eu و نسبت متوسط La/Y دلالت بر عدم اشتقاق از منبع گوشته‌ای MORB یا OIB (دارای ناهنجاری مثبت نسبت به گوشته اولیه) و ماگماتیسیم مرتبط با سابداکشن دارد (Hofmann, 1997; Gill, 1981, Richard et al., 2012; Cameron et al., 2003) که در سنگ‌های هر دو زون کمان ماگمایی البرز (Asiabandha and Foden, 2012) و ارومیه- دختر (Shafiei et al., 2009) دیده می‌شود. از طرف دیگر چون دانه‌های به ارث برده شده زیرکن در کوآرتمونزویت‌ها دیده نشده‌اند، لذا ماگماهای سنگ‌های آذرین میزبان نمی‌تواند مربوط به پوسته قاره‌ای تحتانی باشند (Nabatian et al., 2016). مقدار نسبت‌های Ce/Pb (۰/۸ تا ۷/۴) نمونه‌ها نسبت به مقدار آنها در بازالت‌های اقیانوسی نشان می‌دهد که نمونه‌های سنگی از منبع مذاب‌های گوشته لیتوسفری نرمال مشتق نشده‌اند (Hofmann, 1997). پلات $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ در مقابل $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ برای سنگ‌های آذرین مرتبط با هر دو تیپ کانسارهای اپی‌ترمال نشان‌دهنده هموشانی کامل و مطابقت با موقعیت تکنونیک حاشیه همگرا، ماگماتیسیم قوسی مرتبط با فرورانش، آرایش و هضم با مواد پوسته‌ای است (Tosdal et al., 2000). به‌طور دقیق ترکیبات $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ در برابر $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ برای سنگ‌های آذرین مرتبط با کانسارهای اپی‌ترمال نسبتاً منحصر به فرد است. در نتیجه برای هر سیستم مرتبط با کانسار اپی‌ترمال $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ در برابر $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ، شواهد ارزشمندی در مورد سن، ترکیب منبع، ترکیب ایزوتوپی پوسته آلاینده و آرایه‌های ترکیبی محصول برای هر نهشته و یا ناحیه منحصر به فرد ارائه می‌دهد (Du Bray, 2014). نمونه‌های لوئین- زرده در ترکیبات ایزوتوپی سرب همگن هستند. نسبت ایزوتوپی سرب $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ در برابر $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ همه نمونه‌ها بین EMI (گوشته غنی شده با $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ متوسط و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)

کتابنگاری

- حسین‌زاده، م. ر.، مغفوری، س.، مؤید، م.، لطفه‌نیا. و حاج‌علیلو، ب.، ۱۳۹۴- سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانه‌زایی رگه- رگچه ای چندفلزی (مس- سرب- روی) در منطقه لوبین- زرده شمال خاور زنجان. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۶، ص. ۴۱ تا ۵۲.
- زمانیان، ح.، رحمانی، ش.، جاننثاری، م. ر.، زارعی سهامیه، ر. و برنا، ب.، ۱۳۹۴- بررسی کانی‌سازی مس- طلا گرانیتوئید طارم (شمال زنجان) بر پایه شواهد کانی‌شناسی، ژئوشیمی و میانبارهای سیال. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و پنجم، شماره ۹۸، ص. ۲۵۵ تا ۲۸۲.
- مؤید، م.، ۱۳۸۰- بررسی‌های پترولوژیکی نوار ولکانو- پلوتونیک ترشیری البرز باختری- آذربایجان با نگرشی بر منطقه هشتجین، رساله دکترای زمین‌شناسی دانشگاه تبریز، ص. ۹۴ تا ۱۲۵.

References

- Aftabi, A. and Atapour, H., 2010- Alteration Geochemistry of Volcanic Rocks around Sarcheshmeh Porphyry Copper Deposit, Rafsanjan, Kerman, Iran: Implications for Regional Exploration. *Journal of resource geology*, v. 61, p.76- 90.
- Taghipour, N., Aftabi, A. and Mathur, R., 2008- Geology and Re-Os Geochronology of Mineralization of the Meiduk porphyry Copper deposit, Iran. *Journal of resource geology*, v. 58, p. 143- 160.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K., 2011- Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: The Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran. *Geol. Mag.*, v. 148, p. 980- 1008.
- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, v. 21, p. 1- 33.
- Alirezaei, S., Ebrahimi, S. and Yuanming P., 2011- Geological setting, alteration, and fluid inclusion characteristics of Zaglic and Safikhanloo epithermal gold prospects, NW Iran Geological Society, London, Special Publications, v. 350, p. 133- 147.
- Amini, B., Amini, M. R., Stocklin, J. and Hirayama, K., 2001- Geological map of Tarom, sheet no.5763, 1: 100,000 scale, Geological Survey of Iran.
- Andrews, B. J., Gardner, J. E. and Housh, T. B., 2008- Repeated recharge, assimilation, and hybridization in magmas erupted from El Chichon as recorded by plagioclase and amphibole phenocrysts. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 175, p. 415- 426.
- Asadi, H. H., Vonck, J. H. L., Kuhnelt, R. A. and Hale, M., 2000- Petrography, mineralogy and geochemistry of the Zarshuran Carlin-like gold deposit, northwest Iran. *Mineralium Deposita*, v. 35, p. 656- 671.
- Ashrafpour, E., Kevin, K. and Alirezaei, S., 2012- Hydrothermal fluid evolution and ore genesis in the Arghash epithermal gold prospect, North western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 51, p. 30- 44.
- Asiabanha, A. and Foden, J., 2012- Post Collisional transition from an extensional volcanosedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos*, v. 148, p. 98- 111.
- Azizi, H., Tanaka, T., Asahara, Y., Chung, S. L. and Zarrinkoub, M. H., 2011- Discrimination of the age and tectonic setting for magmatic rocks along the Zagros thrust zone, north-west Iran, using the zircon U–Pb age and Sr–Nd isotopes. *Journal of Geodynamics*, v. 52, p. 304- 320.
- Bazargani guilani, K., Parchekani, M. and Nekouvaght tak, M., 2008- Mineralization in the Taroum Mountains with Special Reference to the Barik-Ab Pb-Zn (Cu) Deposit, West Central Alborz, Iran. 2nd IASME / WSEAS International Conference on GEOLOGY and SEISMOLOGY (GES '08), Cambridge, UK, February 23- 25, 2008.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 210- 265.
- Boynton, W. V., 1984- Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (ed), *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, v.34, p. 63- 114.
- Calagari, A. A., 2003- Stable isotope (S, O, H and C) studies of the phyllic and potassic–phyllic alteration zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azerbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, V. 21 (7), p.767- 780.
- Cameron, B. I., Walker, J. A., Carr, M. J., Patino, L. C., Matias, O. and Feigenson, M. D., 2003- Flux 1 versus decompression melting at stratovolcanos in southeastern Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 119, p. 21- 50.
- Cousens, B. L., Prytulak, J., Henry, C. D., Alcazar, A. and Brownrigg, T., 2008- Geology, geochronology, and geochemistry of the Miocene–Pliocene ancestral Cascades arc, northern Sierra Nevada, California and Nevada: the roles of the upper mantle, subducting slab, and the Sierra Nevada lithosphere. *Geosphere*, v. 4, p. 829- 853.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979- *The interpretation of igneous rocks*. London. Allen and Unwine. 450p.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C. and Dosseto, A., 2007- Amphibole “sponge” in arc crust? *Geology*, v. 35, p. 787- 790.
- Du Bray, E. A., 2014- Geochemical and modal data for igneous rocks associated with epithermal mineral deposits: U.S. Geological Survey Data Series, v. 875, p. 13.

- Farmer, G. L., Glazner, A. F. and Manley, C. R., 2002- Did lithospheric delamination trigger late Cenozoic potassic volcanism in the southern Sierra Nevada, California America Bulletin, Geol. Soc. Am. Bull, v. 114, p. 754- 768.
- Frey, F. A., Chappell, B. W. and Roy, S. D., 1978- Fractionation of rare-earth elements in the Tuolumne Intrusive Series, Sierra Nevada batholith, California: Geology, v. 6, p. 239- 242.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D., 2001- A geochemical classification for granitic rocks. J. Petrol, v. 42, p. 2033- 2048.
- Gill, J., 1981- Orogenic Andesites and Plate Tectonics: New York, Springer-Verlag, 390 p.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F., 2007- Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using immobile Trace Elements: Development of the Th- Co Discrimination Diagram. Journal of petrology, v. 48, p. 2341- 2357.
- Hildreth, W. and Moorbath, S., 1988- Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of southern Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 98, p. 455- 489.
- Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. and Hushmandzadeh, A., 1966- Geology of Taroum district, western part (Zanjan area, North West Iran). G.S. I. Rep. No.8, 31p.
- Hofmann, A. W., 1997- Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. Nature, v. 385, p. 219- 229.
- Honarmand, M., Rashidnejad Omran, N., Neubauer, N., Emami, M. H., Nabatian, G., Liu, X., Donge, Y., von Quadt, A. and Chen, B., 2013- Laser-ICP- MS U- Pb zircon ages and geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Niyasar plutonic complex, Iran: constraints on petrogenesis and tectonic evolution. International Geology Review, v. 56, p. 104- 132.
- Hou, Z. Q., Zhang, H., Pan, X. and Yang, Z., 2011- Porphyry Cu (-Mo-Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: examples from the eastern Tethyan metallogenic domain. Ore Geology Reviews, v. 39, p. 21- 45.
- Karimpour, M. H., Malekzadeh, A. and Nazi, M., 2014- Discrimination of Different Erosion levels of porphyry Cu deposits using ASTER Image processing in the Maherabad, Shadan Chah shaljami Areas. ACTA geologica sinica, V. 88. No 4, p. 1195- 1213.
- Karsli, O., Doku, A., Uysal, I., Ketenci, M., Chen, B. and Kandemir, R., 2012- Deciphering the shoshonitic monzonites with I-type characteristic, the Sisdagi pluton, NE Turkey: magmatic response to continental lithospheric thinning. Journal of Asian Earth Sciences, v. 51, p. 45- 62.
- Kouhestani, H., Azimzadeh, A. M., Mokhtari, M. A. A. and Ebrahimi, M. 2017a- Mineralization and fluid evolution of epithermal base metal veins from the Aqkand deposit, NW Iran. N. Jb. Miner. Abh. (J. Min. Geochem.), v. 194 (2), p. 139- 155.
- Kouhestani, H., Ghaderi, M., Chang, Z. and Zaw, K., 2015- Constraints on the ore fluids in the Chah Zard breccia-hosted epithermal Au-Ag deposit, Iran. Fluid inclusions and stable isotope studies. Ore Geology Reviews, v. 65, p. 512- 521.
- Kouhestani, H., Mokhtari, M. A. A., Chang, Z. and Johnson, C. A. A. K., 2017b- Intermediate sulfidation type base metal mineralization at Aliabad-Khanchy, Tarom-Hashtjin metallogenic belt, NW Iran. Ore Geol. Rev. doi: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.12.012>.
- McDonough, W. F. and Sun, S., 1995- Composition of the Earth. Chemical Geology, p. 120.
- Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M., Goldfarb, R., Azizi, H., Ganerod, M. and Marsh, E. E., 2016- Mineral assemblages, fluid evolution, and genesis of polymetallic epithermal veins, Glojeh district, NW Iran. Ore Geology Reviews, v. 78, p. 41- 57.
- Nabatian, G., Jiang, Sh. Y., Honarmand, M. and Neubauer, F., 2016- Zircon U-Pb ages, geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Tarom-Olya pluton, Alborz magmatic belt, NW Iran. Lithos, v. 244, p. 43- 58.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Lui, X., Dong, Y., Jiang, S. Y. and Bernroider, M., 2014- Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz- 1025 Azarbaijan belt, Iran: geochemical, U-Pb zircon and Sr-Nd-Pb isotopic constraints. Lithos, v. 184, p. 324- 345.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol, v. 25, p. 956- 983.
- Rezaei-Kahkhaei, M., Galindo, C., Pankhurst, R. J. and Esmaeily, D., 2011- Magmatic differentiation in the calc-alkaline Khalkhab-Neshveh pluton, Central Iran. Journal of Asian Earth Sciences, v. 42, p. 499- 514.
- Richards, J. P., 2014- The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas: Implications for metallogeny: Lithos, v. 233, p. 27- 45.
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. and Fletcher, T., 2012- High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential; examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. Econ Geol, v. 107, p. 295- 332.
- Richards, J. P., Wilkinson, D. and Ullrich, T., 2006- Geology of the Sari Gunay epithermal gold deposit, northwest Iran. Economic Geology, v. 101, p. 1455- 1496.

- Rollinson, H. R., 1993- Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. John Wiley and Sons Inc, New York.
- Rooney, T. O., Franceschi, P. and Hall, C.M., 2011- Water-saturated magmas in the Panama Canal region: A precursor to Adakite-like magma generation: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 161, p. 373- 388.
- Rudnick, R. L. and Gao, S., 2003- The composition of the continental crust. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*, Elsevier-Pergamon, Oxford, v. 3, p. 1- 64.
- Rutherford, M. J. and Hill, P. M., 1993- Magma ascent rates from amphibole breakdown; an experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions. *J. Geophys. Res.*, v. 19, p. 667- 685.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P., 2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, v. 97, p. 629- 642.
- Seedorff, E., Dilles, J. H., Proffett, Jr., J. M., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W. J. A., Johnson, D. A. and Barton, M. D., 2005- Porphyry deposits—Characteristics and origin of hypogene features. *Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume*, v. 1905–2005, p. 251- 298.
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009- Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, v. 44, p. 265- 283.
- Shamanian, Gh., Hedenquist, J., Hattori, K. and Hassanzadeh, J., 2004- The Gandi and Abolhassani, epithermal prospects in the Alborz magmatic arc, Semnan province, Northern Iran. *Economic Geology*, v. 99, p. 691- 712.
- Sholeh, A., Rastad, E David Huston, J. Bruce Gemmeil, and Ryan D. Taylor., 2016- The Chahnaly Low-Sulfidation Epithermal Gold Deposit, Western Makran Volcanic Arc, Southeast Iran *Economic Geology*, v. 111, p. 619- 639.
- Simmons, S.F., White, N. C. and John, D. A., 2005- Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology, Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 455- 522.
- Sisson, T. W., 1994- Hornblende-melt trace-element partitioning measured by ion microprobe. *Chem Geol*, v. 117, p. 331- 344.
- Stacey, J. S. and Kramers, J. D., 1975- Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 26, p. 207- 221.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran, a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52, p. 1229- 1258.
- Stöcklin, J., 1974- Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C.A., Drake, C.L. (Eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer, Berlin, pp. 873- 887.
- Tosdal, R. M., Wooden, J. L. and Kistler, R. W., 2000- Inheritance of Nevadan mineral belts from Neoproterozoic continental breakup. In: Cluer, J. K., Price, J. G., Struhsacker, E. M., Hardyman, R. F., Morris, C. L. (Eds.), *Geology and Ore Deposits 2000: The Great Basin and Beyond*. Geological Society of Nevada Symposium Proceedings, p. 451- 466. May 15- 18, 2000.
- Villaseca, C., Barbero, L. and Rogers, G., 1998- A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans Roy Soc Edinb., Earth Sci.*, v.73, P. 135- 149.
- Watson, E. B. and Harrison, T. M., 1983- Zircon saturation revisited: temperature and compositional effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 64, p. 295- 304.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, v. 95 (1), p. 185- 187.
- Wood, D. A., Joron, J. L. and Treuil, M., 1979- A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 45, p. 326- 336.
- Yang, Zh. M., Hou, Z. Q., White, N. C., Chang, Zh. Sh., Li, Zh. and Song, Y., 2009- Geology of the post-collisional porphyry copper-molybdenum deposit at Qulong, Tibet. *Ore Geology Reviews*, v. 36, p. 133- 159.
- Yasami, N., Ghaderi, M., Madanipour, S. and Taghilou, B., 2017- Structural control on overprinting high-sulfidation epithermal on porphyry mineralization in the Chodarchay deposit, northwestern Iran. *Ore Geol. Rev.*, v.86, p. 212- 224.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J., Lentz, D., Azimzadeh, A. M. and Pourkaseb, H. 2015- Geochemistry and fluid characteristics of the Dalli porphyry Cu–Au deposit, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 111, p. 175- 191.
- Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Zentilli, M., 2005- Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, central Iran. *International Geology Review*, v. 47, p. 620- 646.
- Zindler, A. and Hart, S. R., 1986- Chemical geodynamics. *Annual Review Earth Planetary Sciences*, v. 14, p. 493- 571.

Geochemical characteristics of igneous host rocks associated of Lubin-Zardeh epithermal gold deposit, NW Iran

Sh. Rahmani^{1*}, H. Zamanian² and R. Zareisahameih³

¹Ph.D., Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khoram Abad, Iran

²Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khoram Abad, Iran

³Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khoram Abad, Iran

Received: 2017 March 06

Accepted: 2017 December 03

Abstract

The study area is located in the West Alborz -Azerbaijan . Quartz-monzonite and brecciated tuffs are the main host rock of the Lubin-Zardeh epithermal gold deposit. These rocks are predominantly K- high, and calc- alkaline with shoshonitic affinities. They are of I- type, metaluminous, magnesian and are characterized by LILE, LREE and Th enrichment relative to HFSE, depletion in Nb, Ta, Ti and weak depletion in HREE and Y. These features are characteristic of the post-collisional Cordilleran-type magmatic setting. A listric-shaped rare earth element pattern, and moderate La/Yb ratios of host suites indicate a high water content of the source magma and can be ascribed to early hornblende fractionation, which resulted in preferential depletion of MREEs, HREEs, and Y from the magma. Their relatively low to moderate Sr_i values (0.7047–0.7051), positive ϵNd (t = 36 Ma) values (0.39–2.1) and TDM ages of 0.69 to 1.06 Ga, with Pb isotopic ratios of ($^{206}Pb/^{204}Pb$) $i = 18.49$ – 18.68 , ($^{207}Pb/^{204}Pb$) $i = 15.58$ – 15.61 and ($^{208}Pb/^{204}Pb$) $i = 38.33$ – 38.77 , absence of inherited zircon as individual grains or as cores, are consistent with a phlogopite-bearing, amphibole-rich, and enriched lithospheric mantle source metasomatized by earlier subducted sediments. Based on textural evidence (coarse amphibole crystals), geochemical data (major, trace and Rare earth elements) and isotopic contents of lead, strontium-neodymium, it is suggested that these rocks correspond with geochemical and isotopic compositions of the host rocks of porphyry and epithermal deposits in the Urumieh- Dokhtar zone of West Alborz -Azerbaijan (Arasbaran) and Eastern Pontides epithermal deposits (Sisdagi pluton, NE Turkey).

Keywords: Lead isotope, Strontium-Neodymium, Trace element and REE, Quartz-monzonite, Lubin-Zardeh, West Alborz.

For Persian Version see pages 289 to 302

*Corresponding author: Sh. Rahmani; E-mail: rahmanishahram581@yahoo.com