

سال بیست و هفتم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۸، از صفحهٔ ۷۸۱ تا ۷۹۴

زمینشیمی، جایگاه زمینساختی و خاستگاه ماگمایی توده نفوذی کانهدار در مجموعه مس پورفیری صاحبدیوان، شمالغرب ایران

هادی خلیلزاده ٌ، صمد علیپور، علی عابدینی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه (دریافت مقاله: ۹۷/۹/۱۰ ، نسخه نهایی: ۱۹۷/۱۲/۱۱

چکیده: مجموعه مس پورفیری صاحبدیوان در پهنه ماگمایی البرز-آذربایجان در شمال غرب ایران واقع است. بر پایه بررسیهای صحرایی، سنگنگاری و زمین شیمیایی، ترکیب اصلی توده نفوذی کانهدار در این مجموعه شامل گرانودیوریت، دیوریت و مونزونیت است. این سنگها پرآلومین و وابسته به سریهای ماگمایی کلسیمی قلیایی پتاسیم بالا و شوشونیتی هستند و در گستره گرانیتهای نوع I جای می گیرند. در نمودارهای هار کر، SiO2 دارای همبستگی منفی با Co، FeOt، TiO2 ،P2O5، MgO، K2O، CaO، Al2O3 و V و همبستگی مثبت با Zr J.a، Cr و Ng است. غنی شد گی از عناصر سنگ دوست درشت یون (مانند So، Tr و U)، تهی شد گی از عناصر با قدرت میدان بالا (مانند Nb و T.a، Nb و T.a، در این تعاصر سنگ دوست درشت یون (مانند so، Tr و U)، تهی شد گی از بی هنجاری جزئی منفی Eu از دیگر ویژگیهای زمین شیمیایی سنگهای گرانیتوئیدی صاحب دیوان است. نمودارهای تفکیک محیط زمین ساختی نشاندهنده شکل گیری این سنگها در محیط قوسی آتشفشانی پسابرخوردی در یک کرانه فعال قارهای است. بر پایه داده-های زمین شیمیایی، ماگمای مولد سنگهای مورد بررسی بوسیله ذوب بخشی پوسته قارهای زیرین در اثر نفوذ مذابهای بازالتی مشتق شده از گوشته و در تعادل با پسماندهای شامل پیروکسن و آمفیبول تشکیل شده است.

واژههای کلیدی: صاحب دیوان؛ مجموعه مس پورفیری؛ سنگهای گرانود یوریتی؛ زمین شیمی؛ جایگاه زمین ساختی؛ خاستگاه ماگما.

مقدمه

منطقه صاحب دیوان در تقسیم بندی پهنه های ساختاری ایران [۱] (شکل ۱ الف) در پهنه البرز-آذربایجان واقع شده و دارای مختصات جغرافیایی به طول ۳۲ '۲۳ °۲۷ و عرض ۲۷ '۳۳ ۳۸۵ است. این منطقه بخشی از کمر بند مس ارسباران در شمال غرب ایران را تشکیل می دهد (شکل ۱ ب). کمر بند مس ارسباران یکی از مناطق مهم تشکیل کانسارهای مس پورفیری در مجموعه کوهزایی-کانیزایی آلپ-هیمالیا بوده [۲] و دارای در مجموعه کوهزایی-کانیزایی آلپ-هیمالیا بوده [۲] و دارای برگیرنده نهشته های آتشفشانی-رسوبی کرتاسه و سنوزوئیک و همچنین توده های نفوذی سنوزوئیک است که به درون واحدهای رسوبی-آتشفشانی کرتاسه و ائوسن نفوذ کرده اند [۳].

کانیسازیهای مس پورفیری در این کمربند در اصل همراه با تودههای نفوذی الیگوسن- میوسن بوده است که از مهمترین آنها میتوان به کانسارها و گسترههای سونگون، علیجواد، مسجدداغی، هفتچشمه، کیقال، نیاز و صاحبدیوان اشاره کرد (شکل ۱ ب). در منطقه صاحبدیوان، کانیزایی مس پورفیری در ارتباط با توده گرانیتوئیدی به سن الیگوسن است [۴]. با توجه به اینکه تاکنون پژوهش متمرکزی پیرامون ویژگیهای زمینشیمیایی، محیط زمینساختی و خاستگاه ماگمایی این توده انجام نشده است، در این پژوهش به این ابهامات پرداخته شده است.



شکل ۱ الف) جایگاه پهنه ارسبارن در نقشه زمین ساخت ایران [۱] و ب) نقشه زمین شناسی پهنه ارسباران به همراه جایگاه مهمترین کانیزایی-های مس پورفیری و منطقه مورد بررسی در آن بر گرفته از مرجع [۳] با تغییرات کلی.

روش بررسی

پس از بازدیدهای صحرایی، بررسی مقاطع میکروسکوپی و مغزههای حفاری اکتشافی و انجام نمونهبرداری تصادفی و اصولی از اعماق مختلف گمانههای حفاری، به منظور تعیین فازهای کانیایی توده گرانیتوئیدی مورد بررسی، تعداد ۸ نمونه سنگی مناسب برای پراش پرتوی ایکس (XRD) به آزمایشگاه زرآزما ایران ارسال شد. همچنین تعداد ۱۲ نمونه به روشهای طیف سنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-ES) و

طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به ترتیب برای تعیین مقادیر عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی نادر در آزمایشگاه MS Analytical کشور کانادا تجزیه شدند.

زمینشناسی منطقه

براساس نقشه زمینشناسی ۱:۱۰۰۰۰ لاهرود [۵]، مهمترین رخنمونهای سنگی در منطقه صاحبدیوان شامل نهشتههای آتشفشانی ائوسن و تودههای نفودی کوارتزدیوریتی تا گرانودیوریتی الیگوسن است. نهشتههای آتشفشانی ائوسن در

لبههای منطقه رخنمون دارند و بیشتر شامل تراکیآندزیت، داسیت و توف هستند و سنگ میزبان توده نفودی گرانودیوریتی (Gd) به سن الیگوسن را تشکیل میدهند. بر اساس مشاهدات صحرایی و نقشه زمینشناسی ۱:۱۰۰۰ (شکل ۲)، در مجموعه پورفیری صاحب دیوان نخست توده گرانودیوریتی به درون نهشتههای آتشفشانی ائوسن (Ev) نفوذ کرده است. در مرحله بعدی، استوکها و دایکهای مونزودیوریتی به آن نفوذ کرده و توده گرانودیوریتی و گاه نهشتههای ائوسن را قطع کردهاند. این سنگها در نمونه دستی نوده نفودی گرانودیوریتی قابل تمایز هستند. سرانجام دایک-واحدهای پیشین را قطع کردهاند [۶].

توده گرانودیوریتی گستردهترین واحد نفوذی در منطقه صاحب دیوان است و بیشتر دارای بافت پورفیری بوده و میزبان اصلی کانهزایی مس و دگرسانیهای پتاسیمی، فیلیک، آرژیلی و پروپیلیتی (جدول ۱) است. این توده در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن دیده میشود (شکل ۳ پ) و بیشتر دارای کانیهای پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، پیروکسن، بیوتیت و وگاه دارای لبههای خورده شده بوده و بر پایه ویژگیهای نوری، الیگوکلاز –آندزین هستند. این بلورها در برخی موارد ساخت منطقه بندی نشان میدهند و بافت غربالی دارند. در سنگهای مورد بررسی، کلینوپیروکسن شکل دار بیشتر در تماس با کانی-های کدر دیده میشود. در زمینه، کوارتز و فلدسپار به همراه ریزبلورهای کلینوپیروکسن تجزیه شده، کانیهای کدر، لکههای لوکوکسن –اسفن و بلورهای اکسیده آمفیبول حضور دارند.



شکل ۲ نقشه زمین شناسی منطقه صاحب دیوان در مقیاس ۱:۱۰۰۰ بر گرفته از مرجع [۶] پس از تغییرات کلی.

یتی کانهدار در مجموعه پورفیری صاحبدیوان	ی دگرسانی در توده گرانودیو <u>ر</u>	، روش XRD انواع پهنههای	جدول۱ نتایج تجزیه به
---	-------------------------------------	-------------------------	-----------------------------

نوع دگرسانی	کد نمونه	فاز اصلی	فاز فرعی	فاز کم مقدار		
پتاسيمى	SD-02/172	كوارتز –آلبيت-موسكوويت-ايليت-ارتوكلاز	كائولينيت-هماتيت	كلسيت		
پتاسيمى	SD-04/304	آلبيت⊣ر توكلاز -كوار تز -بيوتيت	كلريت-هورنبلند مهماتيت	-		
نیلی	SD-01/254	كوار تز -موسكوويت-ايليت	پيريت	-		
نیلی	SD-05/166	كوار تز -موسكوويت-ايليت	كلريت-پيريت	-		
آرژىلى	SD-03/130	كوارتز-كائولينيت	موسكوويت-ايليت- ناتروالونيت آلبيت-ميكروكلين	پيريت		
آرژىلى	SD-06/340	كوارتز -كائولينيت-موسكوويت-ايليت	كانى رسى-پيريت- ناتروالونيت	روتيل		
پروپيليتى	SD-01/406	آلبيت⊣ر توكلاز −كلريت⊣وژيت	كوارتز	موسكوريت ايليت-هورنبلند		



شکل ۳ الف) نمایی کلی از منطقه مورد بررسی شامل توده گرانودیوریتی (Gd) با دگرسانی آرژیلی به همراه واحدهای مونزودیوریتی (Md)، ب) تصویر نمونه سطحی از توده گرانودیوریتی با بافت پورفیری و دگرسانی آرژیلی و پ) تصویر مغزه حفاری از توده نفوذی گرانودیوریتی.

پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی بطور نسبی به کانیهای رسی و مقادیری جزئی سریسیت تجزیه شدهاند. پیروکسن نیز گاه بطور نسبی به کلریت تجزیه شده است. کانیهای فرومنیزین (بیوتیت و آمفیبول) نیز در این سنگها حضور دارند و در برخی موارد اکسیده شدهاند. دراین سنگها، فلدسپات گاه حالت جریانی دارد. کانیهای کدر و آپاتیت نیز در آنها به عنوان کانی فرعی دیده میشوند (شکلهای ۴ الف و ب). بر اساس

بررسیهای کانینگاری در توده گرانودیوریتی، کانه عمده مس کالکوپیریت است که به صورت پراکنده و در رگچهها دیده می-شود. ابعاد این کانهها بین ۴۰ تا ۳۰۰ میکرون است. پیریتها به صورت رگچهای با ضخامت حدود ۱۰۰ میکرون در اطراف کالکوپیریت مشاهده میشوند. کانههای مگنتیت نیز به صورت شکلدار و پراکنده در متن سنگ حضور دارند و ابعاد آنها بین ۲۰ تا ۴۰۰ میکرون متغیر است (شکلهای ۴ پ و ت) [۷].



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی تودهی نفوذی گرانودیوریتی دارای بافت پورفیری. الف) پلاژیوکلاز با لبههای فلدسپار قلیایی و دارای ساخت منطقهبندی و کلینوپیروکسن شکلدار، ب) بلورهای بیوتیت و آمفیبول به همراه پلاژیوکلاز دگرسان شده (کلینوپیروکسن (Cpx)، پلاژیوکلاز

(Plg)، فلدسپار (Flds)، بیوتیت (Bit)، آمفیبول (Amph)، ارتوپیروکسن (.Op)،کوارتز (Qtz))، پ و ت) کانههای مگنتیت (Mag)، کالکوپیریت پراکنده و رگچهای (Cpy) و پیریت رگچهای (Py) در توده گرانودیوریتی مورد بررسی [۷].

بحث و بررسی

زمینشیمی سنگ کل

،۲٫۴۹ از ۱۵۹ از ۵۱ تا ۲٫۷۶ از ۱۵۱ تا ۲٫۴۹ از ۱
 hgo،۲٫۶۶ از ۱٫۰۷ تا ۲٫۹۹ از ۱۵
 r_1 تا ۱ r_2 از ۱
 r_1 تا ۱۵ r_2 درصد وزنی TiO2

در نمونههای مورد بررسی، مقادیر SiO₂ از ۴۹٬۸۸ تا ۶۷٬۲۷، ۶۷٬۶۷ Al₂O₃ از ۱۳٬۸۸ تا ۱۳٬۸۸، K₂O از ۲٫۲۱ تا Na₂O از

تغییر میکند که بیانگر گستره ترکیبی وسیع توده گرانودیوریتی است (جدول ۲).

k		<u> </u>	<i>, , , , ,</i>	·) 0						<u></u>		
شماره نمونه اکسید عنصر	SD-• 1/17A	SD-• ۲/۳۴	SD-+7,187	SD-•ፕ/ፕ۳۴	SD-•٣/144	SD-•۴/۲۳۶	SD-•۴/۳۲۲	SD-• ۵/۴۲	SD-+6/188	SD-•۵/۳۹•	SD-+۶¦YYA	SD- <i>•୨¦</i> ۴۳۸
SiO ₂	80.8V	57.YZ	84.54	87.70	۵۸٬۵۹	۵۷٬۹۸	88.A8	01/0F	F9.AA	69.15	۶۶,۸۳	۵۷۸۹
AlaOa	10.09	11.90	1 FAV	18.11	71	17.00	11/10	11/17	17.0	14.14	16.14	7.99
EeoOa	1ω/ω/ Δ.\¥	11/10	Ψ.Υ.\	۸.9۳	6.77	11/00	۳.۸	V.A.A	9.96	Vie	۴.۸	AV
MaQ	۵/۱۱ ۵.C	1/11	۳.xa	۵/۲۱ ۵۲	7/11 vew	ω// 1 \ \ \ \ \	1/6	1//// 2 2 2 2	() (/ w.exe	1/-7	1//	ω/···
MgO	•/17	•/7٨	1/01	•/11	•/11	1/11	•/61	1/11	1/11	•/٧۵	1/• 1	1/1 1
Cao	•/1 9	•/1	•/1	•/۵	•/14	1/21	•/VQ	1/11	1/17	•/٧۶	•/1	۰/۲۵
Na ₂ O	•/• Y	•/٢۶	F/PP	•/17	•/1	•/14	•/1٨	1/9.9	•/17	•/1٨	•/11	•/11
K2O MnO	F/V9	0/14	۴/۲۷	۲/۹۵	(1)	7/47	F/2V	7 1/0	F/A 1	۴/٩٨	F/1Y	۵/۷ ۲
BaO				·/·W								
SrO		- /1			- 11	-/1	-//1					
310	<-/-1	•/•٨	•/• 1	•/•1 ₩6	•/16		•/• 1	.,.,	•/•1	•/ωω 66	•/11	-/•1
B.O.	•/61	•/01	•/10	•/17	•//	•/64	•//\٦	•/٧٧	•/٦۵	• /77	•/۵۸ ۳e	•//7٦
P205	•/\	•/1	•/10	•/•٨	•/11	•/\۶	•/٢٩	•/٢1	•/01	• / 7 1	•/1 ٢	•/19
	<•/• 1	<•/•1	•/• \	<•/•1	<•/• 1	<•/• 1	•/•1	•/• 1	<•/•1	<•/•1	<•/• 1	<•/• 1
مواد فرار (LOI)	۵/۵ ۹۸/۹۱	11/11	۲/۵۲	99.8V	1	77/7	۲/۸۲ ۹۹/۸۹	77.7	99.14	۲/۱۲ ۱۰۰۰۸۵	۶/۰۴ ۱۰۱/۳۳	99.AF
سبموع V	9.0	44	¢ A	A9	177	114	166	717	771	190	111/11	177
Y	۳۴/۱ ۲۴/۱	10/0	14/1	۱۷/۱	۲۲/۱	14/1	۲۴/۵	۲۵/۹	۲۳/۹	۳۴٫۲	۲۰/۹ ۲۰/۹	۲۷/۲
Cr	49	۲۷	٨٠	۵۰	۲۳	۲٩	٧٩	٨٠	١٣	۳۲	49	٣٣
Co	1.1	10/1	۷/۳	11/7	۱۲/۴	Y/Y	14/	74/7	۲1/۲	17/1	۱۲/۵	17/1
Ni	۴۸	٩٨	۵	۷/۳	٣/٩	٣/۴	٧,۶	۲۰/۱	۵/۱	۵/۷	Υ/Υ	۳/۷
Pb	۲۳۸	TF/F	۵۸/۵	779/4	٣۶/٩	160/1	٣٠٨	147/0	٨٢/١	74.1	٨٠/١	81
Zn	۶١	١٧	٩۶	778	١٣۵	774	٩۵	۵۰۶	٣۶.	١٣٠	۶۸	٨٣٢
Cu	977.4	141.4	*9V	٨٠٥	V • V/V	V91/7	14014	144	189.15	84V/T	14441	11788
Мо	۵۸/۶۳	Y9/1Y	784/74	89/14	۵١/٣٣	۱۸/۷۵	<u> </u>	٩٠٠/٨٧	49,49	146/98	۲۱/۹۱	λ•/λΥ
Ga	11,8	۱٧/۵	18	188	۲۰۸	۱۸,۶	19,8	17/9	19/7	۲۱/۴	۲۱/۳	۲۰۸
Tl	•/19	• 16	1/18	• /٢	• /۴۳	•/)	•/10	1/78	•/۴	٠/٢۵	• /Å	•/٣
Rb	۲۳۷۵	1800	۲۰۱۸	177	97/1	199/0	17.5	۲۱۰/۳	۲۰۵/۳	۲۰۱	107/9	778
Th	89.08	47.FV	۳۵/۶۱	TTV	(AA/Y)	76/9V	77.74	17/6	17.44	T1/T9	۳. ۷۴	09/71
Sr	Y1/F	٧٢٩٨	187/5	15.0	1104/4	194.9	1.44	08T/V	147/9	FTFT.V	110.4	191/7
Cs	8/VV	1.01	٩./٨٣	٨.٧٣	1/FV	1.189	VAS	10/51	18/84	٧/٢٩	8/29	17.74
Ba	9940	9.9.V	5.9.5	414.8	1154.1	75477	977.9	119.	979.4	4646 V	91.0	TF8.A
II	A.FF	18.77	6.77	F.FT	λ.+ Δ	1.44	479	۸,۳۹	1.78	V.+*	1.169	9.09
Zr	۲۳۰	197	۲۳۳	177	747	749	۲۲۹	167	149	۲۰۳	701	۲۸۳
Nb	۵۳٬۲	۳۲/۴	89/9	۳۷/۱	۵١	۴۸,۷	۴۰/۹	44.8	۲۳/۲	۲۳۸	47/7	FT/F
Hf	8/4	۵/۴	۶	4/9	٧/٢	9/4	۵/۹	۴/۳	٣/٩	۵/۲	۶/۳	٧,۶
Та	۳/۷	۲/۵	۲/۶	۲/۶	٣/۵	٣/۴	۲/۳	1/8	1/4	١/٩	٣	۳/۷
La	۶٩٫٧	87/7	۵۲/۹	۶۱/۱	94	۶٩	۶۶/۵	44/V	۴۰/۵	٨١/٧	۶۰/۳	91/8
Ce	110/V	90/8	λ۶/۵	۱۰۱/٨	18.1	117/9	177/4	۷۷/۲	۷۷/۳	188/8	۱۰۵	107/4
Pr	۱۱/۵۳	9/77	٨/٣٢	٩/٧٧	14/24	11/98	١٣/٠٧	٨/١۵	٨,۶۶	18/95	۱۰٬۵۹	10/04
Nd	٣٩/١	۳۱/۳	77/7	518	88.5	F 1/1	fy/r	۲۹۸	۳۳۵	49/9	888	۵۳/۲
Sm	8/11	۵/۵۵	16/91	۵/۱	11/40	V/69	9/+ 4	81.4	۶/۸۵	٨/٩٩	8/91	٨/٩٨
Eu	1/Y1	1/81	1/74	1/11	۲/۶۸	١/٨٩	۲/۲۵	۱/٨۶	۲/۱	۲/۷۴	1/79	۲/۳۱
Gd	۶.۰۸	4/97	4/41	4/51	٨/٤١	8/07	Y/Y	6/91	8/74	٨/١٩	8/17	٨/١٨
Tb	۰٫۷۵	٠/۵٩	۰ <i>,</i> ۵۶	· /۵۲	• ,99	• /Å	٠/٩١	٠/٧٩	٠/٨۵	1/17	٠/٧۵	٠/٩۵
Dy	۴/۱۴	٣/٠۵	٣/١٢	۲/۷۵	۴۸۲	4/29	۴/۶۵	۴/۷۱	4,87	۶/۱۸	۳/۸۶	۵/۱
Но	• 14	• /ΔV	• 87	• /۵۵	• /٩۵	• 16	• /A.A	• .99	٠٨٩	1/19	• /٧٩	•/٩٩
Er	۲/۵۴).V	1,94	1,75	۲۸۴	۲/۴۷	۲.۵	۲۸۷	۲/۵	٣،۵٣	7,79	۲/۹۹
Tm	• /٣٩	• /٢۶	۰.٣	• /٢٩	• /۴۳	• /۴	./**	• /۴۸	• /٣٨	• / \\\"	. /*5	• / ۴۷
Yh	۲,۸۴	1.77	۲,۰۷	1,9	T/VV	۲,۶۹	7,74	۲.۷۳	7,7	۳٬۱۷	۲,۳۸	٣/١٣
Lu	• /*	• /٢٨	• ~ ~	• /*	• /۴۳	•/۴١	• / 14	• /€/\	• /77	• /\$1	• / * Y	• 10
(La/Yb) _N	14.0.	75.7%	17.77	T1.8A	VA.77	17.79	71	11٣	17.61	17.77	١٧.٠٨	19.77

ې مورد د رسې	(ppm) د. نمونهها	عہ و خاکہ نادر	، ہ:نہ) ہ عناصہ ف	سیدهای اصلی (د. صد	حدول ۲ مقادد اک

Dy/Yb	1,87	١,٧٧	۱٫۵	1,44	1,74	۱٬۵۹	۲٫۰۷	١,٧٢	۲,۱	1,94	۱,۶۲	1,87
Eu/Eu*	• ،۸۱	•/9۴	۰٬۸۳	٠/٧٩	۰,۸۲	۰٫۸۲	۰٫۸۲	٠/٩۵	٠/٩٧	٠٫٩٧	۰٫۸۲	• ۸۲

جهت ردهبندی سنگشناسی نمونههای مورد بررسی از نمودار (Na₂O+K₂O)-SiO₂ [۸] استفاده شد که بر اساس آن، بیشتر نمونهها دارای ترکیبی از گرانودیوریت، دیوریت، مونزونیت و مونزودیوریت هستند (شکل ۵ الف). همچنین در نمودار شاخص اشباع از آلومین(Na₂O+K₂O)، A/NK=Al₂O₃ نسبت شاخص اشباع از آلومین(Na₂O+K₂O) [۹]، همه نمونه-شاخص اشباع از آلومین(CaO+Na₂O+K₂O) به ا های مورد بررسی ویژگی پرآلومین نشان میدهند (شکل ۵ ب). این ویژگی میتواند نتیجه دو عامل باشد [۱۰]؛ ۱) تاثیر و دخالت سنگهای پوسته ای دارای آلومینیوم بسیار، یا به بیان دخالت اسنگهای پوسته ای دارای آلومینیوم بسیار، یا به بیان مولد سنگها و ۲) تشکیل مقدار زیادی کانی ثانویه، به ویژه کانیهای رسی در سنگها و همچنین خروج NA و A و A سبب دگرسانی گرمابی که میتوانند دلیل غنی شدگی

Th/Yb نسبت به Yr/Y [۱۱]، سری ماگمایی نمونهها کلسیمی قلیایی است (شکل ۶ الف) و در نمودار K₂O-SiO₂ [۲۲]، نمونههای مورد بررسی سرشت شوشونیتی و کلسیمی قلیایی پتاسیم بالا نشان میدهند (شکل ۶ ب). برای تعیین نوع گرانیت توده نفوذی مورد بررسی از نمودار Zr نسبت به SiO₂ [۱۳] استفاده شد که نشاندهنده وابستگی این توده به گرانیت-اسی ای نوع I است (شکل ۷ الف). همچنین همبستگی مثبت مای نوع I است (شکل ۷ الف). همچنین همبستگی مثبت SiO₂ با SiO₂ با SiO₂ با مگنتیت و نبود کانیهای آمفیبول، کلینوپیروکسن و مگنتیت و نبود کانیهای موسکویت (مگر به عنوان فاز ثانویه و ناشی از دگرسانی)، کردریت، سیلیمانیت، و گارنت در نمونههای مورد بررسی نشانگر وابستگی این توده گرانودیوریتی به گرانیتهای نوع I است [۱۳].



شکل ۵ الف) نمودار نامگذاری توده نفوذی گرانودیوریتی در مجموعه پورفیری صاحبدیوان [۸]. ب) نمودار A/NK نسبت به A/CNK[۹].



شکل۶ الف) جایگاه نمونه های توده گرانودیوریتی در نمودارهای Th/Yb نسبت به K2O [۱۱] و ب) نمودار K2O نسبت به SiO [۱۲].



شکل۷ الف) نمودارهای (شکیک نوع گرانیت توده گرانودیوریتی مورد بررسی [۱۳] و (۳۱٫۵۹ منسبت به A/CNK نسبت به SiO₂ (۱۴].



اولیه [۱۸] و مقادیر عناصر خاکی نادر (REE) بر اساس کندریت [۱۹] بهنجارشدهاند. بر اساس نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۹ الف)، عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE) که به عنوان کاتیونهای بزرگ با بار کم شناخته می شوند، مانند U ،Ce ،La ،Th ،Cs، بی هنجاری مثبت و عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Ta ،Nb، مانند Ti ،Y ،Zr و P بی هنجاری منفی نشان میدهند. این ویژگیها از مشخصههای ماگماهای مشتق شده از یوسته قدیمی و یا ماگماهای مربوط به محیط قوسی آتشفشانی است [۲۰]. آلایش ماگما با مواد پوستهای نیز میتواند عامل غنی شدگی LILEها و تهیشدگی HFSEها در نمونههای مورد بررسی باشد [۲۱]. غنی شدگی از La مربوط به تبلور کانی های اسفن و آیاتیت در این سنگهاست. بیهنجاری منفی P نیز ناشی از تبلور و جدایش آپاتیت است. بی هنجاری منفی Ba در بیشتر نمونهها را میتوان به جدایش بیوتیت از ماگمای گرانیتی نسبت داد [۲۱]. بی هنجاری منفی Y و Yb نشانگر تبلور بخشی و جدایش کانیهای فرومنیزین در مراحل اولیه جدایش است.

همچنین بیهنجاری منفی Y میتواند نتیجه ورود آن به شبکه کانیهای آپاتیت و اسفن باشد. بیهنجاری منفی Nb در نمونهها میتواند به عوامل گوناگونی مانند فعالیت ماگمایی مربوط به مشارکت پوسته و سنگهای پوسته قارهای در فرآیندهای ماگما، پایداری فازهای دربردارنده این عنصر (مانند خاستگاه ماگما، پایداری فازهای دربردارنده این عنصر (مانند آمفیبول) طی ذوببخشی و یا جدایش آنها طی فرآیند جدایش (Tr] وابسته باشد. بیهنجاریهای منفی عناصر Ta و Ti نشانگر آغشتگی ماگمای مادر با مواد پوستهای طی صعود است. جانشینی Zr به جای Ti موجود در اسفن نیز میتواند موجب

با وجود پراکندگیهای موجود در الگوی برخی از عناصر، به طور کلی در نمودارهای هارکر [۱۷] با افزایش مقدار سیلیس مقادير اكسيدهاي Al₂O₃ ،MgO ،K₂O ،CaO ،Al₂O₃ مقادير اكسيدهاي و FeOt کاهش می یابد (شکل ۸). کاهش Al₂O₃ و CaO با تبلور پلاژیوکلاز و روند نزولی MgO و FeOt با تبلور کلینوپیروکسن، بیوتیت و آمفیبول در سنگها قابل توجیه است. همچنین کاهش مقدار TiO₂ را می توان به حضور کانی اسفن و روند نزولی P2O5 را میتوان به تبلوربخشی آپاتیت نسبت داد. روند نزولی P2O5 از ویژگیهای گرانیتهای نوع I است [۱۴]. Na₂O دارای الگوی پراکنده است و روند مشخصی را نشان نمیدهد که میتواند ناشی از دگرسانی پلاژیوکلاز و همچنین تحرک این عنصر طی فرآیندهای دگرسانی باشد. در نمونههای مورد بررسی با افزایش SiO₂، مقدار عناصر Co و V کاهش و Zr ،La ،Cr و Nb افزایش می یابد (شکل ۸). کاهش Co ناشی از ورود آن به شبکه کانیهایی فرومنیزین طی فرآیند جدایش است. روند نزولی V احتمالاً ناشی از جانشینی این عنصر به جای ⁺⁴Fe در شبکه مگنتیت است. روند نزولی این عناصر نشان میدهد که آنها به صورت عناصر سازگار عمل کردهاند. La هر چند پراکندگی نشان میدهد ولی در مجموع با افزایش SiO₂ روندی صعودی دارد که با طبیعت ناسازگار این عنصر همخوانی دارد. الگوی تغییرات Y نسبت به SiO₂ پراکنده است و روند مشخصی را نشان نمیدهد. Zr به عنوان یک عنصر ناسازگار به آسانی وارد کانیهای رایج سنگساز نمی شود و اغلب فاز جداگانهای را به صورت کانی زیرکن تشکیل میدهد. Nb نیز دارای همبستگی مثبت با SiO₂ است. پراکندگیهای موجود در الگوی برخی عناصر ناشی از تاثیر متفاوت فرایندهای دگرسانی بر سنگهای نفوذی مورد بررسی است.

بیهنجاری منفی این عنصر شود [۲۴]. بیهنجاری مثبت Pb بیهنجاری مثبت به آلودگی ماگمای مادر سنگهای مورد بررسی با پوستهی





شکل ۹ الف) مقادیر فرعی بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه [۱۸] و ب) مقادیر REE بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۹].

بی هنجاری منفی عناصر Sr ،P و Ti (شکل ۹ الف) در نمونه ها با ویژگیهای زمین شیمیایی مذابهای پوستهای همخوانی دارد [۲۵]. مقادیر La/Yb) در نمونهها ۱۱٬۰۳ تا ۲۴٬۳۸ (میانگین ۱۸/۳۰) تغییر میکند. مقادیر الم/۲۵) بیش از ۱۵ برای بیشتر نمونهها (جدول ۲) بیانگر جدایش معنی دار REEها و غنی شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE)، با ۱۰< (La/Yb)، است [۲۶]. غنی شدگی از LREEها در موقعیت پس از برخورد با دو احتمال غنی شدگی خاستگاه ماگما از این عناصر و آلایش ماگما با یوسته قارهای توضیح داده می شود [۲۷]. براساس نتایج دیویدسون و همکاران [۲۸]، نسبت Dy/Yb با تبلور آمفیبول از ماگما کاهش مییابد، زیرا این کانی ترجیحاً عناصر خاکی نادر (MREE) را در خود جای میدهد. بنابراین مقادیر پایین Dy/Yb در نمونهها (۱٫۲-۴۴٫۱) ناشی از تبلور آمفیبول است. تشابه الگوی مشابه REEها در نمونههای مورد بررسی نشان-دهنده همانندی خاستگاه ماگمایی آنهاست (شکل ۹ ب). همچنین در نمونههای مورد بررسی، Eu دارای بیهنجاری جزئی منفی است که از ۰٫۷۹ تا ۰٫۹۷ (میانگین ۰٫۸۶) تغییر می کند و بیانگر عدم جدایش قابل توجه پلاژیوکلاز از ماگمای اولیه است [۲۹]. گفتنی است که بی هنجاری Eu توسط رابطه [۳۰] [Eu_{n/}Eu*=Eu_{n/} $\sqrt{(Sm_n \times Gd_n)}]$ محاسبه شده است.



جایگاه زمینساختی

برای تعیین جایگاه زمینساختی تودههای گرانیتوئیدی، نمودارهای مختلفی پیشنهاد شده است، که سودمندترین آنها نمودارهایی هستند که بر اساس فراوانی عناصر کمیاب کم تحرک، نسبت به فرآیندهای دگرسانی و هوازدگی طراحی شده باشند. برای تعیین جایگاه زمینساختی توده گرانودیوریتی نخست از نمودارهای Th/Ta نسبت به Yb و Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۳۱] استفاده شد که بر اساس آنها، این توده وابسته به کرانههای فعال قارهای است (شکل ۱۰ الف، ب). بر اساس نمودار تفکیک جایگاه زمینساختی Rb نسبت به Y+Nb [۲۰]، توده گرانودیوریتی مورد بررسی ویژگیهای گرانیتوئید-های پسابرخوردی (Post-COLG) را نشان میدهد (شکل ۱۰ ب). بر اساس نمودار La/۱۰−Y/۱۵−Nb/۸ [۳۲] نیز نمونهها در گستره پهنههای پس از کوهزایی (Post-orogenic) درون قارهای جای می گیرند (شکل ۱۱ ت). مقدار Nb/Th در همه نمونهها بین ۰٬۷۳ تا ۲٬۵۶ (میانگین ۱٬۳۵) است که با توجه به مقدار گزارش شده Nb/Th < ۳ برای سنگهای قلیایی محیط-های قوسی [۳۳] و نیز غنی شدگی Th نسبت به Nb در نمونه-ها می تواند تاییدی بر محیط قوسی آتشفشانی برای توده گرانیتوئیدی صاحبدیوان باشد [۳۴، ۳۵].

(h/Yb (ppm)

0.01



DOI: 10.29252/ijcm.27.4.781

شکل ۱۰ نمودارهای تفکیک محیط زمینساختی توده گرانودیوریتی مجموعه پورفیری صاحبدیوان الف) نمودار Th/Ta نسبت به Yb، ب) نمودار Th/Ybنسبت به Ta/Yb [۳۱]، پ) نمودار Rb نسبت به Y+Nb [۲۰] و ت) نمودار La/10-Y/15-Nb/8 [۳۲].

خاستگاه ماگمایی

چنانکه پیشتر اشاره شد توده گرانودیوریتی صاحبدیوان دارای گستره ترکیبی نسبتاً وسیعی است که این طیف ترکیبی می-تواند در اثر ذوببخشی پوسته مافیک زیرین [۳۹] و یا در نتیجه آمیزش ماگمای مشتق شده از گوشته و پوسته زیرین [۴۰] همراه یا بدون جدایش بلورین بعدی شکل گرفته باشد. با توجه به نمودار La/Yb نسبت به La [۳۶]، ماگمای مادر توده گرانودیوریتی مورد بررسی در درجه اول در اثر درجات متفاوتی از ذوب بخشى تشكيل شده است (شكل ١١ الف). مقدار پايين SiO₂ (۴۹٬۸۸ ٪) و مقدار بالای MgO (۴۹٬۸۸ ٪) در برخی از نمونهها پیشنهاد دهنده دخالت ماگمای بازالتی مشتق شده از گوشته در تشکیل این سنگهاست [۴۱]. همچنین غنی شدگی مانند Th ،Rb عناصري ٬Pb 9 از تهی شدگی از Sr ،P و Ti (شکل ۹ الف) و نسبت بالای Nb/Ta (۲۷٬۸۷ – ۲۷٬۸۷) در نمونهها بازتابی از نقش پوسته قارهای در دگرگونیهای ماگمایی و نشانهای از مذابهای مشتق شده از پوسته است [۲۵،۴۲]. از سوی دیگر، به گزارش برتین [۴۳]، در موقعیت پس از برخورد (مانند موقعیت زمینساختی منطقه مورد بررسی) هر دو خاستگاه گوشته و پوسته میتوانند در تشکیل ماگما دخیل باشند و گرمای ناشی از مذاب مشتق از گوشته عامل اصلی ذوب پوسته است [۴۴]. بنابراین با توجه به ویژگیهای زمین شیمیایی و محیط زمین ساختی توده گرانودیوریتی مورد بررسی میتوان گفت که ماگمای بازالتی مشتق شده از ذوب گوشته در زیر پوسته زیرین جایگزین شده و خاستگاه گرمایی لازم را برای ذوب پوسته زیرین فراهم کرده است. افزون بر آن این احتمال وجود دارد که ماگمای بازالتی مشتق شده از گوشته تا حدی با ماگمای برآمده از ذوب پوسته آمیخته شده باشد. نمودار La/Yb)N نسبت به δEu [۲۶] (شکل ۱۱ ب) نیز نشاندهنده نقش مشترک گوشته و یوسته در

تشکیل ماگمای مادر توده گرانودیوریتی مورد بررسی است. مقادیر به نسبت بالای عناصر Yb (۱٫۷۷ – ۱٫۷۲) و Y (۲٫۳ – ۱۵٬۵) در نمونهها نشانگر یک خاستگاه ماگمایی بدون گارنت برای توده گرانودیوریتی صاحب دیوان است چرا که گارنت به خوبی می تواند این عناصر را در ساختار خود جای دهد و مقادیر بالای این عناصر اشاره به عدم پایداری گارنت در خاستگاه ماگما دارد [۴۵]. همچنین به باور دیویدسن و همکاران [۲۸]، نسبتهای Dy/Yb همزمان با تبلور گارنت از ماگما افزایش می یابد که مقادیر پایین این نسبت در نمونهها بیانگر عدم تبلور گارنت است. نمودار La/Yb) نسبت به Yb_N (شکل ۱۱ پ) [۳۷] نیز نشاندهنده حضور آمفیبول به عنوان یسمانده ذوب سنگهای خاستگاه توده گرانودیوریتی مورد بررسی است. از سوی دیگر، نمودار La/Sm نسبت به Sm/Yb (شکل ۱۱ت) نیز نشاندهنده حضور فازهای پایدار پیروکسن و آمفیبول در خاستگاه ماگمای توده گرانودیوریتی صاحب دیوان است [۳۸]. برای تعیین ضخامت پوسته و فشار احتمالی وارد بر خاستگاه ماگمای مادر توده گرانیتوئیدی صاحب دیوان از نمودار La/Sm نسبت به Sm/Yb استفاده شد (شکل ۱۱ ت). افزایش نسبت Sm/Yb اغلب نشاندهنده تغییرات مربوط به افزایش فشار از کلینوپیروکسن به سمت آمفیبول و گارنت در کانی پسماندهی در تعادل با ماگمای در حال تکامل است. همچنین نسبت Sm/Yb مى تواند به عنوان راهنمايى براى تعيين ضخامت نسبی پوسته استفاده شود [۳۸]. تغییرات La/Sm(نسبت به Sm/Yb (HREE) (۲۸) (۳۸) برای نمونههای مورد بررسی نشاندهنده تشکیل ماگمای مادر این توده در یک پوسته به نسبت نازک و با ژرفای کمتر از ۴۰ کیلومتر (کمتر از یایداری گارنت) [۴۶] است.

و Nb/U ،Nb/La و Ce/Pb که نسبت به آلایش پوستهای حساس هستند [۴۸، ۴۷] در توده گرانودیوریتی

صاحبدیوان به ترتیب از ۲/۰ تا ۹۹/۰ (میانگین ۶۳/۰)، ۱/۹۳ تا ۱۳/۱۸ (میانگین ۲/۲۲) و ۲/۴ تا ۸۶/۶ (میانگین ۲/۱۹) تغییر Nb/La=0/۳۹ (میانگین Nb/La=0/۳۹) و گوشته (۳۸–۹/۳۹) Nb/U= ۴/۴ و Nb/La و ۲/۳ = Ce/Pb) و گوشته (۳۸–۹/۱– ۸۵) مادر توده Nb/U = ۵ و $\Delta \pm \Delta = 47$ (Ce/Pb)، ماگمای مادر توده گرانودیوریتی صاحبدیوان آلایش پوستهای نشان میدهد. مقادیر Sm/Yb در نمونهها (۲۰/۲–۲۱/۱) نیز نشانگر هضم پوسته بالایی در پوسته به نسبت نازک است [۳۸]. بنابراین در مجموع، به نظر میرسد که هر دو مولفه گوشته و پوسته در تشکیل و دگرگونیهای ماگمایی توده گرانودیوریتی مورد

بررسی موثر بودهاند و ماگمای مادر این توده در اثر ذوب بخشی سنگهای پوستهای زیرین به علت تزریق مذابهای بازالتی مشتق شده از گوشته و در تعادل با پسماندهای شامل پیروکسن و آمفیبول در ژرفای کمتر از ۴۰ کیلومتر تشکیل شده که ضمن صعود و جایگیری در بخشهای کم عمق پوسته، به تدریج متبلور شده و موجب تشکیل این سنگها شده است. گفتنی است که ماگمای مولد این سنگها طی صعود به طبقه-های بالاتر درجات متفاوتی از آلایش پوستهای را نیز تجربه کرده است.



شکل ۱۱ الف) نمودار La/Yb نسبت به La/Yb (۳۶]، ب) نمودار La/Yb) نسبت به δEu(۲۶^{۳/۹}(۳۶^{۳)}) نمودار La/Yb) نسبت به Yb_N و ت) نمودار La/Sm نسبت به Sm/Yb نسبت به La/Sh انسبت به La/Sh نسبت به La/Sh انسبت به La/Yb نسبت به ۲۵

برداشت

براساس دادههای زمینشیمیایی، ترکیب اصلی توده گرانیتوئیدی صاحب دیوان از گرانودیوریت، دیوریت تا مونزونیت متغیر است. این توده از نظر سری ماگمایی وابسته به سریهای کلسیمی قلیایی پتاسیم بالا و شوشونیتی بوده و دارای ویژگی پرآلومین و از گرانیتهای نوع I است. غنی شدگی در عناصر سنگ دوست درشت یون، تهی شدگی از عناصر با شدت میدان

بالا و غنی شدگی عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین همراه با بی هنجاری جزئی منفی Eu از ویژگی های زمین شیمیایی این توده است. از نظر جایگاه زمین ساختی، این توده در محیط قوسی آتشفشانی پسابر خوردی در کرانه فعال قاره ای تشکیل شده است. بر پایه داده های زمین شیمیایی، هر دو مولفه گوشته و پوسته در تشکیل و دگرگونی های ماگمایی سنگ های گرانودیوریتی مورد [7] NICICO., "Geological report and map of SahebDivan area; Scale, 1:5000", Internal report (2006).

[8] Middlemost E.A.K., "Naming materials in magma/igneous rock system", Earth Sci Rev 37 (1994) 215–224.

[9] Shand S. J., "Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relatio to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite", John Wiley & Sons, New York (1943).

[10] Waight T. E., Weaver S. D., Muir R. J., Maas R., Eby, N., "The Hohonu Batholith of North Westland, New Zealand: granitoid compositions controlled by source H_2O contents and generated during tectonic transition", Contribution to Mineralogy and Petrology, 130 (1998) 225–239.

[11] Ross P.S., Bedard J.H., "Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams", Canadian Journal of Earth Sciences (2009).

[12] Peccerillo A., Taylor S. R., "*Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks in Turkey*", Contrib. Mineral. Petr, 68 (1976) 63-81.

[13] Newberry R.J., Burns L.E., Swanson S.E., Smith T.E., "Comparative petrologic evolution of the Sn and W granites of Fairbanks Circle area, interior Alaska", Geol. Sot. Am. Prof. Pap., 246 (1990) 121-142.

[14] Chappell B.W., "Aluminium saturation in Iand S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites", Lithos 46 (1999)535-551.

[15] Clemens J.D., Stevens G., "What controls chemical variation in granitic magmas? Lithos 134-135 (2012) 317-329.

[16] Azman A. Ghani M., Searle L., Robb., Sun-Lin C., "Transitional I S type characteristic in the Main Range Granite, Peninsular Malaysia", Journal of Asian Earth Sciences (2013).

[17] Harker A., "*The natural history of the igneous rocks*", New York, The Macmillan Company (1909) 384 p.

[18] McDonough W. F., S. S. Sun., "The composition of the Earth", Chem. Geol., 120 (1995), 223-253.

[19] Boynton W.V., "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, بررسی موثر بودهاند و ماگمای مادر این توده در اثر ذوب بخشی سنگهای پوستهای زیرین به علت تزریق مذابهای بازالتی مشتق شده از گوشته در تعادل با پسماندهای شامل پیروکسن و آمفیبول و ژرفای کمتر از ۴۰ کیلومتر تشکیل شده که طی صعود و جایگیری در اعماق کم پوسته به تدریج متبلور شده و منجر به تشکیل این سنگها شده است.

قدردانی

از معاونت پژوهشی دانشگاه ارومیه و شرکت ملی صنایع مس ایران به دلیل فراهم نمودن امکان نمونهبرداری از مغزههای حفاری اکتشافی منطقه مورد بررسی و تامین هزینههای این پژوهش قدردانی میشود. نویسندگان همچنین سپاسگزار نظرات سازنده داوران محترم مقاله هستند.

مراجع

[1] Stocklin J., Nabavi M.H., "Tectonic Map of Iran 1:2500000 Geological Survey of Iran", (1973).

[2] Moritz R., Mederer J., Ovtcharova M., Spikings R., Selby D., Melkonyan R., Hovakimyan S., Tayan R., Ulianov A., Ramazanov V., "Jurassic to Tertiary metallogenic evolution of the southernmost Lesser Caucasus, Tethys belt", 12th the Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA) Biennial Meeting, Uppsala, Sweden (2013).

[3] Castro A., Aghazadeh M., Badrzadeh Z., Chichorro M., "Late Eocene-Oligocene postcollisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source", Lithos 180-181 (2013) 109-127.

[4] Aghazadeh M., Hou Z., Badrzadeh Z., Zhou L., "Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry Cu (Mo-Au) deposits in Iran: Constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology", Ore Geology reviews, 70 (2015) 385-406.

[5] Babakhani A.R., Hossein Kan N., Amidi M., "Geological map of Lahroud; Scale, 1:100000", Geological Survey of Iran (1991).

[6] NICICO., "Final report on the geological and exploration studies in SahebDivan area", Internal report (2010).

the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan", Economic Geology 107(2012). [30] Taylor Y., McLennan SM., "The Continental Crust: Its Composition and Evolution", 1st ed. Oxford, UK: Blackwell (1985).

[31] Schandl E. S., Gorton MP., "Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments", Economic Geology.97 (2002) 629-642.

[32] Cabanis B., Lecolle M., "Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des procésses de mélange et/ou de contamination crustale", C. R. Acad. (1989) Sci. 2, 2023—2029.

[33] Whalen J. B, McNicoll V. J., van Staal., C. R., Lissenberg C. J., Longstaffe F. J., Jenner G. A., van Breeman O., "Spatial., temporal and geochemical characteristics of Silurian collisionzone magmatism, Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off", Lithos 89 (2006) 377–404.

[34] Swinden H.S., Jenner, G. A., Szybinski Z. A., "Magmatic and tectonic evolution of the Cambrian-Ordovician Laurentian margin of Iapetus", Geological Society of America 191(1997) 367-395.

[35] Whalen J. B., Jenner G. A., Longstaffe F. J., Gariepy C., Fryer B., "Implications of granitoid geochemical and isotopic (Nd,O,Pb) data from the Cambro–Ordovician Notre Dame arc for the evolution of the Central Mobile Belt, Newfoundland Appalachians", Geology 21(1993) 825-828.

[36] Gao Y., Hou Z., Kamber B. S., Wei R., Meng X., Zhao, R., Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism. Contributions to Mineralogyand Petrology, 153 (2007) 105–120.

[37] Martin H., "Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas", Geology 14 (9) (1986)753–756.

[38] Kay S.M., Mpodozis C., "Central Andes ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust", GSA TODAY (Geol Soc Am) 11(2001) 4–9. *P.* (*Ed.*), *Rare Earth Element Geochemistry*", Elsevier, Amsterdam (1984) pp. 63–114.

[20] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. J., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", J. Petrol., 25 (1984) 956-83.

[21] Rollinson HR., "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation",

Longman Scientific and Technical, New York (1993) 352 pp.

[22] Ku[°]ster D., Harms U., "Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review", Lithos 45(1998) 177–195.

[23] Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S.A, Lo C.H, Yui T.F., Lin Q., Ge W.C., Sun D.Y., "Highly fractionated I-type granites in NE China (I): Geochronology and petrogenrsis", Lithos, 66 (2003) 241-273.

[24] Mortazavi M., R. Sparks., "Origin of rhyolite and rhyodacite lavas and associated 984 mafic inclusions of Cape Akrotiri, Santorini: the role of wet basalt in generating calcalkaline 985 silicic magmas, Contrib", Mineral. Petrol., 146(4) (2004) 397-413.

[25] Chappell B. W., White A. J. R., "*I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt*", Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 83(1992) 1–26.

[26] Zhang Z. Y., Du Y. S., Teng C. Y., Zhang J., Pang Z. S., "Petrogenesis, geochronology, and tectonic significance of granitoids in the Tongshan intrusion, Anhui Province, Middle–Lower Yangtze River Valley, eastern China", Journal of Asian Earth Sciences, 79 (2014) 792–809.

[27] Aldanmaz E., Pearce, J. A., Thirlwall M. F., Mitchell J.G., "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey", Journal of Volcanology and Geothermal Research 102(2000) 67–95.

[28] Davidson J., Turner S., Handley H., Macpherson C., Dosseto A., "Amphibole "sponge" in arc crust? ", Geology 35 (2007) 787-790.

[29] Richards J.P., Spell T., Rameh E., Razique A., Fletcher T., "High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry $Cu \pm Mo \pm Au$ Potential: Examples from

[44] De Yoreo J. J., Lux D. R., Guidotti C. V., "The role of crustal anatexis and magma migration in the thermal evolution of regions of thickened continental crust. In: Daly JS, Cliff RA, Yardley BWD (eds) Evolution of metamorphic belts", Geol Soc London Spec Publ (1989) 43.

[45] Defant M.J., Drummond M.S., "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere", Nature 347(1990) 662-665.

[46] Haschke M., Sieble W., Gunther A., Scheuber, E., "Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21°-26°S)", Journal of Geophysical Research 107 BI. Doi: (2002)lo.1029/2001JB000328 (ECU 6-1-18).

[47] Furman T., "Geochemistry of East African Rift Basalts: on overview. Journal of African Earth Science", (2007).

[48] Hofmann A. W., Jochum K. P., Seofert M., White W. M., "Nb and Pb in oceanic basalts: new constrains on mantel evolution", Earth Planet (1986) Sci. Lett. 79.33-45.

[39] Rapp R.P., Watson E.B., "Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling", Journal of Petrology 36 (1995) 891-931.

[40] Janoušek V., Braithwaite C.J., Bowes D., Gerdes A., "Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic", Lithos 78 (2004) 67-99.

[41] MingJian C., KeZhang Q., GuangMing L., Noreen J. E., Pete H., LuYing J., "Genesis of ilmenite-series I-type granitoids at the Baogutu reduced porphyry Cu deposit, western Junggar, NW-China", Lithos 246-247 (2016) 13-30.

[42] Harris N. B. W., Duyverman H. J., Almand D.C., "The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan", Journal of Geological Society of London 140(1983) 245-256.

[43] Bonin B., "Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review", Lithos 78 (2004) 1-24.