

پتروگرافی و پتروژنز توده نفوذی قلایلان (جنوب غرب قروه–کردستان)

لیلا نوری هندی*^۱، اشرف ترکی*ان^۹ و علی اصغر سپاهی^۳*

۱) کارشناس ارشد گروه زمینشناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، leyla_noori@yahoo.com
۲) استادیار گروه زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان
۳) دانشیار گروه زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان
*) عهدهدار مکاتبات

دریافت: ۹۰/۱۱/۳۰ ؛ ردریافت اصلاح شده: ۹۱/٤/۳؛ پذیرش: ۹۱/٤/٤؛ قابل دسترس در تارنما: ۹۱/۷/۲۰

مِکیدہ

توده نفوذی قلای لان بخشی از نفوذهای موجود در جنوب جنوب غرب قروه است. بر اساس مشاهدات صحرایی و ویژگی های کانی شناسی، این نفوذی مورد مطالعه شامل سه واحد دیوریت، گرانیت و گرانیت پورفیری است. سنگ های این واحدها از نظر ژئوشیمی از نوع I، ساب آلکالن و از نظر درجه اشر... با المع شامل سه واحد دیوریت، گرانیت و گرانیت پورفیری است. سنگ های این واحدها از نظر ژئوشیمی از نوع I، ساب آلکالن و از نظر درجه اشر... با المع شامل سه واحد دیوریت، گرانیت و گرانیت پورفیری است. سنگ های این واحدها از نظر ژئوشیمی از نوع I، ساب آلکالن و از نظر درجه اشر... (AI203/FeO+MgO+TiO2) متالومین هستند. در واحد دیوریتی پایین بودن نسبت های (AI203/FeO+MgO+TiO2) و (AI203/FeO+MgO+TiO2) رفتر از ۲۰۱۰) بر ذوب بخشی منابع پوسته زیرین به واسطه ذوب بدون آب آمفیبولیت برای این واحد اماره دارد. حجم زیاد سنگ های فلسیک (گرانیت و گرانیت پورفیری)، با این موضوع که این واحدها از طریق تفریق بلورین آمفیبولیت برای این واحد از گرفته توأم با آلایش به وجود آمده است، سازگار نیست. میزان پایین عناصر انتقالی (Na2O+K2O) و V)، مقادیر پایین اسب عناصر انتقالی (IN، ۲۰۵، و V)، مقادیر پایین نسبت عناصر انتوبایی موضوع که این واحدها از طریق تفریق بلورین این عناصر انتوبایی مشتق از گوشته توأم با آلایش به وجود آمده است، سازگار نیست. میزان پایین عناصر انتقالی (IN، ۲۰، ۲۵ و ۷)، مقادیر پایین عناصر انتوبای و این موضوع که این واحدها از طریق تفریدی پایین نوری این عناصر انتوبای واحدها از طریق تفریدی پایین عناصر انتوبای واحدها از طریق تفریدی پایین عناصر انتوبای واحدها از طریق تفریدی پایین عنوب مرای واک ها) به ماگمای والد بازلتی مامهای اولیه واحد فلسیک احتمالاً در اثر ذوب بخشی پروتولیت های پوسته و رماه ورمان می وره های بوده نسب عناصر انتوبای موران های بوده بخشی بوده نسب و ماگری واک ها به ورمان های می واده واحد فلسیک احتمالاً در اثر ذوب بخشی پروتولیت های پوسته وره دوه نیس وره ناین و ورمان های مرای این موده می بان و روان ها به وروانش و مرای واده ان بوده می بوده نسب و ماگری واکها و واحد فلسیک احتمالا در اثر ذوب بخشی مروی وادها با فرورانش و مران و مروی موده می بان و مروی واده و بان و ورمان و مران و مروی واده و وره و مرای و مروی و مرای و مرای و وره و مروی واده ورد و موه و مروی و مروی واده و مروی و وره واده

واژههای تلیدی: پوسته زیرین، دیوریت، گرانیت، متاگریواکها.

۱– مقدمه

توده نفوذی قلایلان در بخش شمال غربی پهنه سنندج_سیرجان واقع شده است و بخشی از فعالیتهای ماگمائی این پهنه در زمان ژوراسیک و کرتاسه محسوب می شود. در منطقه قروه تاکنون مطالعات زیادی برروی سنگهای نفوذی صورت گرفته است. از جمله این مطالعات می توان به (عمیدی ۱۳٤۵) اشاره کرد، نامبرده تودههای اصلی

منطقه را با نامهای گرانیت عزیزآباد و مشیرآباد معرفی کرده است. سنگشناسی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی مشیرآباد که نزدیکترین توده به منطقه مورد پژوهش میباشد توسط (گردیده ۱۳۸۹) بررسی شده است. بررسی ماگماتیسم توده گرانودیوریتی جنوب قروه توسط (ترکیان ۱۳۸۷) در قالب پایان نامه دکتری انجام شده است. سن جایگزینی مجموعه گرانیتی جنوب و جنوب غرب قروه توسط

(Mahmoudi et al. 2011) به ژوراسیک میانی نسبت داده شده است. با این حال هنوز مسئله سنگشناختی و ژئوشیمیایی توده نفوذی قلای-لان در هالهای از ابهام بوده و کمتر مورد توجه قرار گرفته است. در این مقاله با استفاده از ویژگیهای صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، پتروژنز و جایگاه تکتونیکی توده نفوذی قلایلان بررسی شده است.

۲- روش مطالعه

با توجه به تغییرات سنگشناسی و ویژگیهای فیزیکی واحدهای سنگی، مطالعات پتروگرافی بر روی ۷۰ مقطع نازک صورت پذیرفته و ۱۵ نمونه از گرانیتها و دیوریتهای منطقه به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF) با دستگاه فیلیپس 2004 PW در آزمایشگاه کانساران بینالود (تهران) جهت بررسی شیمی سنگکل مورد تجزیه قرار

گرفتهاند. سپس با استفاده از نرمافزارهای Gcdkite ،Minpet و ArcGis نمودارها و نقشههای لازم ترسیم گردیدند.

۳- زمینشناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ایران (استان کردستان) و در جنوب غرب شهرستان قروه و حدفاصل عرضهای جغرافیایی '۳ °۳۵ تا '۰۸ °۳۵ شمالی و طولهای جغرافیایی '۳۳ °۶۷ تا '٤۰ ۵۰۶ شرقی واقع شده است. توده نفوذی قلایلان، بیضی شکل و دارای کشیدگی با روند شرقی_غربی است. این توده از سمت شمال به روستای قلایلان، از جنوب به روستای سردره و از غرب به روستای گردکانه محدود می باشد (تصویر ۱).



تصویر ۱– نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه، مرزبندی بر اساس(حسینی ۱۳۲۷).

واحدهای چینهای دربرگیرنده توده نفوذی شامل سنگهای آتشفشانی بازیک دگرگون شده، فیلیت و شیست به همراه درون لایههایی از مرمر با سن تریاس ژوراسیک هستند. لازم به ذکر است که برای واحدهای منسوب به تریاس و ژوراسیک دلایل فسیل شناسی یافت نشده است و این تعیین سن بر اساس رابطه این واحدها با سنگهای مربوط به تریاس و ژوراسیک صورت گرفته است (حسینی ۱۳۹۷). توده نفوذی مورد مطالعه از لحاظ سنی جوانتر از دگرگونیهای یاد شده می باشد.

۲– روابط صمرایی و سنگشناسی

منطقه مورد مطالعه از سه واحد اصلی دیوریت، گرانیت و گرانیت-پورفیری تشکیل شده است، که در زیر به توصیف آنها میپردازیم.

۲-۱- وامد دیوریتی

واحد دیوریتی به صورت نفوذی های کوچک و پراکنده در حواشی توده گرانیت و گرانیت پورفیری رخنمون دارد. مرز بین این واحد سنگی با واحدهای دیگر مشخص و شارپ و بدون هرگونه منطقه واکنشی و تدریجی میباشد. طیف سنگشناسی در این واحد شامل دیوریت و کوارتزدیوریت است. بافت موجود در دیوریت ها اغلب ساب هدرال گرانولار است. در بعضی از نمونه ها به ویژه دیوریت های موارتزدار بافت اینترگرانولار نیز مشاهده میشود. ترکیب کانی شناسی مودال واحد دیوریتی از پلاژیوکلاز (٪۲۰–٤۵)، آمفیبول (٪۳۰–۲۰)، کوارتز (٪۷–۳)، آلکالی فلدسپار (ارتوز) (کمتر از ٪٥)، تشکیل شده است. پلاژیوکلاز اغلب به کانی های ثانویه ای مثل اپیدوت و گاه هرونبلند و به صورت بی شکل است. آپاتیت، اسفن و کانی های کدر، کانی های جزئی محسوب میشوند.

۲–۲– وامد گرانیت

واحد گرانیتی محدوده بیشتری از توده نفوذی قلایلان را تشکیل داده و در مرکز این توده واقع شده است. این واحد از سمت غرب، جنوب و جنوب شرقی توسط واحد گرانیت پورفیری دربرگرفته شده است. طیف سنگشناسی در این واحد شامل تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت است. این سنگها از لحاظ ضریب رنگی مزوکرات و از لحاظ دانهبندی اغلب دانهریز تا دانه متوسط هستند و به رنگ سفید متمایل به سبز تا خاکستری دیده می شوند. ترکیب کانی شناسی مودال این واحد از پلاژیوکلاز (./٥٤-٤)، کوارتز (./۳۰ - ۲۵)، آلکالی فلدسپار (ارتوز و گاهی میکروکلین پرتیتی شده) (./۲۰ - ۱۵) و هورنبلند (./۱۰ - ۱۵) تشکیل

شده است. آپاتیت، زیرکن، اپیدوت، اسفن و کانیهای کدر، کانیهای جزئی در این واحد محسوب می گردند. آپاتیت به صورت بلورهای سوزنی هم در زمینه و هم در پلاژیوکلازها به صورت میانبار حضور دارد. برخی از نمونههای گرانودیوریتی تحت تأثیر تکتونیک فعال منطقه واقع و بافتهای دگرشکلی در بلورهای پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و کوارتز مشاهده می شود (نوری هندی ۱۳۹۰) (تصویر ۲-الف). پلاژیوکلازها در این نمونهها متوسط تا درشتدانه و طول آنها بین ۳-۸ میلیمتر متغیر می باشد و به صورت خودشکل تا نیمه شکل دار بین ۳-۸ میلی متر منیز و گاهی دگرسان شده اند. در برخی از بلورهای آلکالی فلدسپار بافت گرانوفیری به صورت هم رشدی با نوع هورنبلند سبز است. بافت شاخص این سنگها انهدرال تا سابهدرال گرانولار و در بعضی از نمونهها بافت میکروگرافیکی نیز قابل مشاهده است (تصویر ۲- ب).

۲_۳_ وامد گرانیت پورفیری

این واحد در حاشیه توده نفوذی مورد مطالعه قرار داشته و از اطراف واحد گرانیتی را فرا گرفته است. در صحرا این واحد به سبب وجود رنگ خاکستری روشن و ساخت پورفیروئیدی آن از واحد مجاور قابل تفکیک میباشد. کانیهای موجود در این سنگها شامل پلاژیوکلاز (٪.٥٠-٤)، ألكالى فلدسيار (٪٢٣-٢٠)، كوارتز (٪٢٧–٢٥) و هورنبلند (٪٥–٣)، آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی های کدر است. پلاژیوکلاز به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار و معمولاً دارای ساخت منطقهای هستند (تصویر ۲- پ). بر پایه زاویه خاموشی و ضریب شکست تركيب پلاژيوكلاز داراي نوسانات زيادي ميباشد. درنمونههايي كه تحت تأثير دگرشکلی قرار گرفتهاند سطح پلاژیوکلازها به شدت اپيدوتي شده است (تصوير ۲- ت). ألكالي فلدسپارها شامل بلورهاي نسبتاً درشت میکروکلین و ارتوز پرتیتی شده هستند و معمولاً حاوی ادخالهایی از کانیهای پلاژیوکلاز و هورنبلند میباشند. کوارتز به صورت بی شکل فضای بین بلورهای دیگر را پر کرده است. هورنبلند کانی فرومنیزین اصلی در این واحد است و به صورت نیمه شکل دار تا شکلدار دیده می شود.

۵- ژئوشیمی

به منظور بررسی خصوصیات ماگمایی توده نفوذی قلایلان تعداد ۱۵ نمونه سنگ که حداقل تأثیرات هوازدگی را متحمل شده بودند، جهت آنالیزهای شیمیایی انتخاب گردید. در (جدول ۱) نتایج آنالیز شیمیایی نمونههای تجزیه شده ارائه گردیده است. جهت بررسی تحولات ماگمایی از نمودارهای عناصر اصلی در برابر سیلیس (Harker 1909) افزایش مقدار سیلیس، اکسید منیزیم در واحدهای گرانیت و گرانیت-استفاده شده است. همانطور که در (تصویر۳) ملاحظه می شود، با پورفیری روند کاهشی با روند خطی مشابهی را نشان می دهد.



تصویر ۲- الف) تصویر میکروسکوپی از دگرشکلی در کانی کوارتز به صورت خاموشی موجی و مرزهای مضرسی در سنگهای گرانودیوریتی ب) تصویر میکروسکوپی از بافت میکروگرافیکی در سنگ های گرانودیوریتی پ) تصویر میکروسکوپی از منطقه بندی در پلاژیوکلاز در واحد گرانیت پورفیری ت) اپیدوتی شدن سطح بلورهای پلاژیوکلاز در واحد گرانیت.

در واحد دیوریتی نیز روند کاهشی است اما با شیب تند، که با تبلور کانیهای فرومنیزین و آمفیبول در مراحل اولیه ماگما مرتبط میباشد. اما کمبود چنین کانیهای در واحدهای فلسیک میزان MgO را در این واحدها کم جلوه داده، دارای شیب ملایمتری است. در نمودار CaO در برابر SiO2 با افزایش مقدار سیلیس، مقدار اکسید کلسیم در هر سه واحد روند کاهشی نشان میدهد. مصرف مقدار اکسید کلسیم در کانی-های آمفیبول و پلاژیوکلاز در مراحل اولیه تفریق این روند را توجیه میکند. اما روند خطی واحدهای فلسیک (گرانیت و گرانیت پورفیری) افزایش مقدار سیلیس مقدار اکسید پتاسیم افزایش نشان میدهد که میتواند در ارتباط با تبلور کانیهای آلکالیفلدسپار باشد. تغییرات MnO و P2O5 کمی روند زنگ مانند دارند.

روند افزایش و کاهش عناصر در بین واحدهای گرانیت و گرانیت-پورفیری هماهنگی نشان میدهند و دارای همپوشانی هستند که بیانگر

آن است که این دو دواحد با یکدیگر ارتباط ژنتیکی دارند و از یک منشأ سرچشمه گرفتهاند. تجمع نقاط در نمودار هارکر واحد دیوریتی جدا از دو واحد قبلی میباشد که گویای آنست که این واحد از منشأ متفاوتی سرچشمه گرفته است و یا فرایندهای ماگمایی مختلفی در تشکیل آن مؤثر بوده است. در نمودار تغییرات عناصر آلکالی در مقابل سیلیس (Irvine & Baragar 1971)، نمونههای مورد مطالعه در قلمرو سابآلکالن (تصویر٤- الف)، و از لحاظ ضریب آلکالی قلمرو سابآلکالن (تصویر٤- الف)، و از لحاظ ضریب آلکالی های واحد دیوریت در محدوده کلسیک و سنگهای واحد گرانیت و گرانیت پورفیری در محدوده آلکالی_کلسیک قرار میگیرند (تصویر٤-ب). مطابق نمودار Maniar & Piccolo A/NK در مقابل سیک ب). مطابق نمودار X/CNK در مقابل میلیس (Irvin پورفیری در محدوده آلکالی_کلسیک قرار میگیرند (تصویر٤-بایی مطابق نمودار X/NK در مقابل میلیس (Irvin پورفی مورد مالیه از نوع I و درقلمرو ماآلومین واقع شده است (تصویر٤- پ). پایین بودن ضریب اشباعی آلومین (کمتر از ۱)، غایب بودن کانیهای سرشار از آلومینیم نظیر مسکویت، کردیریت و آلومینوسیلیکاتها وابستگی این مجموعه را با گروههای سنگی متاآلومین تأیید میکند.

نمونه			كرانيت پورفيرى				ديوريت						
	N-GB-7	Gh-2-2	N-Gh-23	N-GB-8	N-Gh-13	N-GB-6	N-Gh-16	N-SD-8					
Major elements (wt%)													
SiO ₂	11/17	1///11	14/02	10/11	V•/10	01/11	00/91	01/17					
TiO ₂	•/77	•/٢٧	•/٢١	•/٦٤	• /٣٢	1/19	1/42	1/17					
Al ₂ O ₃	۱۷/۵۳	17/71	10/VV	۱٤/۸۹	١٤/٧٨	13/24	13/32	13/19					
FeOt	1/21	۲/٦٢	۲/۱۳	٤/٦٧	۲/٦٥	۱ • /٤٧	۱۰/٥٠	۱۰/٤٨					
Fe ₂ O ₃	•/77	• / £ •	۰/۳۲	• /V1	• / £ •	۱/٥٠	1/0/	1/0A					
FeO	1/19	7/77	١/٨١	٣/٩٦	٥٢/٢	٨/٨٩	٨/٩٢	٨/٩.					
MnO	٠/٠١	•/•٦	•/• ٤	۰/۱۳	•/11	٠/٢٢	۰/۲۳	•/\A					
MgO	١/٤٧	۰/٦٢	٠/٤٦	١/٤٦	۰/٥٣	۷/۲۳	٦/٠٢	٨/٢٨					
CaO	٠/٩٢	۲/۵٦	٢/٧٤	۳/۸۲	۳/۲۸	۷/۲٥	V/ΛΛ	٩/٤٥					
Na ₂ O	٥/٠٣	٤/٧٩	٤/٧٢	٥/٢٥	٤/٠٦	۲/٦٠	۲/٥٥	١/٩٦					
<u> </u>	٣/١	٣/• ١	۳/۱۱	۲/۲۰	۲/۷٤	•/V£	•/٦V	•/01					
P ₂ O ₅	٠/٠٣	•/•٨	•/•0	۰/۲٥	•/1٣	•/1٨	•/٢١	•/10					
Total	٩٨/٩٧	٩٨/٤٨	٩٨/٧٩	٩٨/٦٢	٩٨/٨٥	90/11	٩٨/١٦	٩٦/٧٣					
A/CNK	١	١	١	• /٨٢	•/٨٢	•/A)	٠/٧٢	•/7٣					
CNK	•/1٧	۰/۱٥	۰/۱٥	•/1V	•/1V	•/17	•/\A	٠/١٩					
K ₂ O/Rb	•/••V	۰/۰۳	•/•0	•/•٦	•/•٢	•/•٢	•/• 1	•/•1					
FeO /MgO	•/٨٠	٣/٥٨	٣/٩٣	۲/۷۱	٤/٢٤	١/٢٢	1/21	١/•٧					
			Trace	elements (p	pm)								
Ba	١٤٣	۳۱۱	770	۳٥٨	171	V٦	1.5	٩٥					
Sr	1722	18	١٣٩٣	1191	١٢٨٣	٤٨٧	٤٥٠	٤١٥					
Cu	77	١٢	12	10	۱۹	٣٩	٣٨	٥٦					
Zn	۲۸	٤٦	٥٤	٦٥	٧٥	1.7	٧٥	٩٦					
Pb	٨٥	0.0	۲۱ .	١٨	V	٤	11	١٩					
Ni	٣٦	٣٦	٣٧	٤٠	٣٣	١٠٨	۱.۷	۱٦.					
Cr	٣٤	۲٥	147	٤٨	٧٥	۱۳۱	172	771					
V	٣٥	٥٤	٣٣	١٠٢	٤٥	۲۱۳	721	۱۹۸					
Ce	٨٩	٦١	٥١	١٠٤	۱	١٢	11	١٧					
La	٨	٣٤	۲۳	٥٤	٥٨	٤	٦	٤					
W		1	١	١	١	١	١	١					
Mo	۲	١	١	۲	١	١	١	١					
Nb	٩	١	V	٣	V	٣	٨	١					
Ga	٢٩	۲٥	۲V	٢٤	۲٦	١٤	١٦	١٥					
Zr	٣٦٣	۳٦٨	MJ N	٣٥٩	٤٠٣	179	177	114					
Y	۳۲	٣٧	٤٠	٣٤	٤٢	١٩	٢٥	٢٤					
Rb	١٤	٨٤	٨٥	٤٩	٩٢	٣٢	٤١	٣٥					
Со	۲	٣	٦	٢	٦	١	١	٤					
U	١	١	١	١	١	١	١	١					
Th	٣	۲	٦	١	١	١	٨	٥					
Ba/Nb	10/AA	۳۱۱	۳V/۸٥	۱۱۹/۳۳	٤٠/٨٥	۲٥/۳۳	١٣	٩٥					
Nb/U	٩	١	v	٣	٧	٣	٨	١					
Ce/Pb	١/•٤	۱/۱۰	٢/٤٢	0/VV	12/71	٣	١	٠/٨٩					
Nb/La	۰/۰۲	• /٣	•/•0	٠/١٢	• /V0	• /V 0	١/٣٣	۰/۲٥					
Ti/Zr	٦/٠١	٧/٣٣	٥/٧٢	۰/۰۰۱	۷/۹٤	٠/٠٠٩	٠/٠١	•/••٩					

جدول ۱– نتایج آنالیز شیمیایی انواع سنگهای مورد مطالعه (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm).

dini	گرانیت								
تموته	N-Gh-2	N-Gh-10	Gh-2-4	N-SD-7	N-Gh-22	N-Gh-14	Gh-2-14		
6:0		71/161	Major eler	nents (wt%)	1000	70.000	99 m/		
S10 ₂		(V/2)	(7,41	v • ////	v1/•1	(4/14	(1/12		
TiO ₂	•/21	•/21	•/10	•/1	•/11	•/11	•/17		
Al ₂ O ₃	11/10	10/1	10/00	10/14	10/+1	10/17	10/11		
FeOt	٣/٤٩	۳/۱۸	۱/۹۸	1/9٦	•/٩٦	۲/۸۳	7/00		
Fe ₂ O ₃	•/0٣	•/£٨	۰/۳	۰/۳	•/10	• /٧٣	٠/٣٩		
FeO	۲/۹٦	۲/۷۰	1/74	1/77	۰/۸۱	۲/٤ •	۲/۱٦		
MnO	•/\0	٠/١٤	•/•0	•/•٤	•/•۲	•/11	٠/٠٩		
MgO	• /٨٣	۰/۷۹	•/01	•/0	۰/٣٤	• /V	٠/٣٧		
CaO	۳/٤٨	۳/۱٥	۲/۸۲	۲/۲۳	۲/۵۷	۲/٨٤	۲/۸۳		
Na ₂ O	٤/٩٠	٤/٦٦	٥/١٦	٤/٦٠	0/22	٤/٢٦	٥/٣٢		
K ₂ O	۲/۹۳	٣/٣٥	۲/٦٩	٣/•٦	١/٥٤	7/97	٣/٤٤		
P ₂ O ₅	•/\A	۰/۱٥	•/•V	۰/۰٥	•/•£	۰/۱۲	٠/٠٩		
Total	٩٨/٨٩	٩٨/٩٦	٩٧/٧٣	٩٨/٧١	99/11	91/71	٩٨/٥٤		
A/CNK	۰/۹۳	۰/۹۳	١	١		1	١		
CNK	•/1٧	۰/۱٦	۰/۱٥	٠/١٤	•/12	·//1	٠/١٦		
K ₂ O/Rb	۰/۰۲	۰/۰۲	٠/٠٣	•/•٣	•/•٢	•/•٢	۰/۰۳		
FeO /MgO	٣/٥٦	٣/٤١	٣/٢٩	٣/٣٢	۲/۳۸	٣/٤٢	٥/٨٣		
Teo Ango		<u> </u>	Trace elen	nents (ppm)					
Ba	٣٤٣	771	 	τ τ ε	105	٢٧٤	709		
Sr	187.	1815	١٢٨٩	11.7	1057	١٣٥٨	1175		
Cu	١٥	11	٢٤	10		1.	٨		
- Cu 7n	۹.	1.7	٣٩	٣v	٣١	W	70		
	۲ ۳	**		77	4 4	10			
PD				w	~~~~		~~~		
NI	17			72	11		10		
Cr		0A		(9	vv	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	61		
V	07	0V	14	r.	14	27	٤١		
Ce	٩١	٧٥	٧٩	٨٩	٤٠	٨.	AV		
La	٤٢	٣٤	٤١	٣٧	17	٤٤	۳٥		
W	1		١	1	١	١	١		
Мо	۲	۲	٢	١	٢	١	٢		
Nb	٩	V	V	٥	٥	٤	٤		
Ga	۲٦	۲۷	۲۷	٢٤	۲۸	۲٦	۲۷		
Zr	٤١٢	٤٠٨	۳VA	٣٤١	۳۸٦	٤٠٨	٤٠٢		
Y	٤٦	٥.	٤٢	٣٧	٣٢	٤٤	٤٧		
Rb	٩٨	171	٨٥	٩٨	77	٩٨	1.0		
Со	١	٤	٦	٢	٥	٦	۲		
U	١	١	١	١	١	١	١		
Th	v	٣	٨	٤	٩	٧	۲		
Ba/Nb	۳۸/۱۱	٦٥/٢٥	٤٢/٨٥	٤٦/٨٠	۳۰/۸۰	٦٥/٥٠	٦٤/٧٥		
Nb/U	٩	٤	V	٥	٥	٤	٤		
Ce/Pb	٣/٩٥	٣/٤٠	٣/٥٩	٤/•٤	١/٧٣	٥/٣٣	١/•٨		
Nb/La	•/71	•/11	۰/۱V	٠/١٣	٠/٤١	٠/٠٩	•/11		
Ti/7r	•/••1	•/••1	٦/٦١	٥/٨٦	٤/١٨	٤/•٨	٦/٩٦		
11/2/1	· · ·	, ,	•/ • ·	-,	e ,	•,			

ادامه جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی انواع سنگهای مورد مطالعه (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm).



تصویر ۳- نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل سیلیس (Harker 1909) تجمع نقاط در نمودار هارکر واحد دیوریتی جـدا از دو واحـد گرانیت و گرانیت پورفیری میباشد که گویای آنست که این واحد از منشأ متفاوتی سرچشمه گرفته است و یا فرایند ماگمایی مختلفی در تشکیل آن موثر بوده است. در این نمودارها دیوریتها با نشانه ▲ واحد گرانیتی شامل (تونالیت و گرانودیوریت) با نشانه ♦ و واحد گرانیت پورفیری با نشانه ■ نمایش داده شده است.







۷- ممیط تکتونیکی و تیپ سنگهای منطقه مورد مطالعه

به منظور مشخص نمودن محیط تکتونیکی سنگهای منطقه مورد مطالعه از نمودارهای (Pearce et al. 1984) استفاده شده است. همان طور که در نمودار Mb در مقابل Y (تصویر ٥- الف) ملاحظه می-شود نمونه های مورد مطالعه در محدوده گرانیت های قوس آتشفشانی و همزمان با برخورد قرار دارند. به منظور مشخص نمودن محیط اصلی تشکیل واحدهای نفوذی قلایلان از نمودار Hb در مقابل Rb نیز استفاده شده (تصویر ٥- ب) که همه نمونه ها در محدوده کلاوه از (گرانیتوئیدهای قوس های آتشفشانی) تصویر شده اند. به علاوه از مجموعه شواهد زیر نیز می توان برای تعیین محیط تکتونیکی تشکیل این توده نفوذی استفاده کرد:

۱- مقادیر بالای نسبت Ba/Nb (بیشتر از ۲۸) (جدول ۱) شاخص سنگهای است که در مناطق مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قارهای تشکیل می شوند (Fitton et al. 1988). این نسبت در نمونههای مورد مطالعه بیشتر از ۲۸ وبه طور متوسط حدود ۲۹ می باشد.

۲- نسبت Nb/U و Ce/Pb در نمونه های مورد مطالعه به ترتیب برابر ۵/۳۳ و ۳/٤۷ (جدول ۱) است که به طور واضح کمتر از نسبت-های همین عناصر در بازالتهای پشتهٔ میان اقیانوسی (٤٧) و یا بازالت-های جزایر اقیانوسی (۲۷) (Hofmann et al. 1986) است. این موضوع می تواند مؤید حضور مواد پوسته ای در ناحیه منبع باشد و

امکان تفریق این سنگها را از ماگماهای پوسته اقیانوسی منتفی میسازد (Yang et al. 2005).

۳- نسبت، ای بالای K2O/Rb و FeO/MgO در نمونه ها (جدول۱)، بیانگر ماگماتیسم نوع I متاآلومین کمان، ای آتشفشانی (VAG) حاشیه قاره هاست که توسط فرایندهای مربوط به فرورانش تشکیل شده است (Chappell & White 2001).

٤- نمودار عنكبوتی بهنجار شده نسبت به كندریت (Thompson)
٤- نمودار عنكبوتی بهنجار شده نسبت به كندریت (ILLE)
۲۰ مانند ۲، ۲۰ و Nb میباشد. با تكیه بر مطالعات (Castillo et مانند ۲۰ میباشد. با تكیه بر مطالعات (Castillo et میباشد. با تكیه بر مطالعات تعییرات نمونه های مورد مطالعه نشاندهنده ارتباط توده نفوذی قلای لان با محیط تكتونیكی مرتبط با فرورانش میباشد (تصویر ۲).

 ٥- آنومالی منفی Nb و Ti در نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت در نمونههای مورد مطالعه تابع یک یا چند عامل مختلف است که عبارتند از: ۱- مشخصه ماگماتیسم مرتبط با فرایند فرورانش است (Kuster & Harms 1998). ۲- وجه مشخصه سنگهای پوسته قارهای و شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی است (2003 قارهای و شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی است (Rudnick & Gao ذوب مجدد آن، نیز هست (Swain et al. 2008).



تصویر ۵- الف) نمودار تغییرات Nb در مقابل Y جهت تعیین محیط زمین ساختی تشکیل توده گرانیتوئیدی قلای لان (Pearce et al. 1984). نمونههای مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای قوس آتشفشانی (VAG) و گرانیتهای همزمان با برخورد (Syn-COLG) تصویر شدهاند. ب) نمودار تغییرات Rb در مقابل Y+Nb (Fitton et al. 1988). نمونههای مورد مطالعه تنها در محدوده گرانیتهای قوس آتشفشانی (VAG) تصویر شدهاند. علامتها مشابه تصویر ۳ میباشند.



کوارتز، پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلاز و نبود مسکویت و کانیهای دگرگونی نظیر گارنت، پلیمورفهای آلومینوسیلیکات و کردیریت و فقدان کرندوم در نورم ۳- تنوع ترکیب شیمیایی نمونهها از لحاظ میزان SiO2 و داشتن ویژگی متاآلومین، همگی دلالت بر آن دارند که توده نفوذی مورد مطالعه از نوع I است.

در نمودارهای . Chappell & White 1992, Collins et al. در نمودارهای . (2001 نمونههای مورد مطالعه در محدوده تیپ I قرار می گیرند (تصویر۷- الف و ب). به طور کلی شواهد و ویژگیهای مانند: ۱-وجود مجموعه سنگشناختی متنوع شامل دیوریت، کوارتزدیوریت، گرانودیوریت و گرانیت ۲- وجود کانی مافیک هورنبلند همراه با



تصویر ۷- الف) موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودار Na2O در برابر Chappell & White 1992) K2O)، نمونه ها در محدوده گرانیت های نوع I تصویر شده اند ب) در نمودار Ce در برابر SiO2 (Collins et al. 1982) جهت تفکیک گرانیت های نوع I و A، نمونه های مورد مطالعه در محدوده گرانیت های نوع I قرار می گیرند، علائم مشابه تصویر ۳.

۷- منشأ ماکماهای واعدهای کرانیت و کرانیت پورفیری

برای منشأ ماگماهای فلسیک قوسی دو مدل پتروژنتیکی ارائه شده است. در الگوی اول، ماگمای فلسیک از ماگماهای بازالتی در اثر تبلور تفریقی یا فرایندهای AFC حاصل می شوند (Bacon & 1988) تعریقی یا فرایندهای AFC حاصل می شوند (Bacon & 1988) الما ال و در الگوی دوم، ماگماهای بازالتی گرمای لازم برای ذوب بخشی سنگهای پوستهزیرین را فراهم می کنند . (Guffanti et al (Guffanti et al می کنند . او گرانیت پورفیری، (1996) با توجه به حجیم بودن واحدهای گرانیت و گرانیت پورفیری، عدم وجود ترکیب بازالتی در توده نفوذی قلایلان (همه نمونهها دارای مقدار SiO2 بیشتر از ۵۱ درصد هستند)، میزان پایین عناصر انتقالی مقدار SiO2 بیشتر از ۵۱ درصد هستند)، میزان پایین عناصر انتقالی (Rogers et al. Nb/La میزان پایین عناصر انتقالی (1995) و ۷ و مقادیر نسبت عناصر Woodhead et al. 1993) مالاعه به ترتیب برابر ۶۲، و ۸۶/۶ (جدول ۱) که در مقایسه با ماگمای مشتق شده از گوشته لیتوسفری (به ترتیب حدود ٤ و ۱۰۰) بسیار کمتر است، تشکیل ماگمای سازنده واحدهای گرانیت و گرانیت پورفیری مطابق مدل (AFC)، یعنی از طریق تفریق یک ماگمای مادر بازالتی ماهی مادی بازالتی با منشاً

پوستهای را انتظار داشته باشیم. از طرف دیگر ویژگیهای ژئوشیمیایی واحدهای مذکور نظیر غنی شدگی عناصر ناسازگار A، Th، A و Ce و آنومالی منفی Ti و A/CNK کمتر از یک، A/NK بیش از یک با مذابهای حاصل از پوستهزیرین همخوانی بیشتری دارد Chappell) (Chappell یا مذابهای حاصل از پوستهزیرین همخوانی بیشتری دارد (Chappell) واحدهای فلسیک مجموعه مورد مطالعه در اثر ذوب بخشی پروتولیت-واحدهای فلسیک مجموعه مورد مطالعه در اثر ذوب بخشی پروتولیت-(Thuy et al. 1998). به اعتقاد ماه (کامی وسته، (Thuy et al. کوشتهای در زیر پوسته، میتواند گرمای لازم برای ذوب بخشی پوسته را فراهم کند.

۸- منشأ مائمای دیوریتی

دیوریتهای توده نفوذی قلایلان دارای کانی هورنبلند، کانیهای کدر، در نورم خود دارای دیوپسید و IA/CNK و میزان بالای Na20 ،CaO و Sr هستند. بنابر نظر (Thompson 1996) این مجموعه شواهد بر وابستگی آنها به تیپ ماگمایی I دلالت دارد.



تصویر ۸- محدودههای ترکیبی مذابهای تجربی حاصل از ذوب بخشی پلیتهای فلسیک، متاگریوکها و آمفیبولیتها Altherr et al. 2000, Ferre) و ترکیب نمونههای منطقه مورد مطالعه شده، علامتها مشابه تصویر ۳ (et al. 1998, Patino Douce & Beard 1996, Patino Douce 1999) و ترکیب نمونههای منطقه مورد مطالعه شده، علامتها مشابه می باشند.

از نظر جایگاه تکتونیکی این دیوریتها متعلق به قوس آتشفشانی مناطق فرورانش هستند. به اعتقاد (Altherr et al. 2000) برای تشکیل این دیوریتها سه منشأ قابل ذکر است:

۱- ذوب بخشی بدون آب پوسته اقیانوسی فرورانده شده ۲- ذوب
گوه گوشتهای متاسوماتیزه بالای صفحه فرورانش ۳- ذوب بخشی
سنگهای پوسته پایینی بر اثر نفوذ ماگماهای بسیار گرم گوشتهای.

با توجه به محتوای کم SiO2 (جدول۱) در این واحد .(Ferre et al) (1998 معتقد هستند که چنین سنگهایی از طریق ذوب بخشی گوهٔ گوشته لیتوسفری غنی شده در بالای یک زون فرورانش ناشی از آبزدایی پوسته اقیانوسی دگرسان شده فرورونده تشکیل گردیدهاند.

فراوانی بسیار کم عناصر La ،Ba ،Nb و Th در مقایسه با فراوانی ایسن عناصر در گوشته غنی شده، پایین بودن نسبتهای (Na2O+K2O/(FeO+MgO) و +Al2O3/FeO+MgO+TiO2) (TiO2 و تمرکز پایین نسبت Rb/Sr (جدول ۱) در این واحد سنگی که کمتر از ۲/۰ است، بر ذوب بخشی منابع پوستهزیرین به واسطه ذوب بدون آب آمغیبولیت اشاره دارد. بنابراین، احتمالاً منشأ دیوریتها پوستهٔ مافیک زیرین است (تصویر ۸).

۹– نتيمەگىرى

براساس جمعبندی اطلاعات به دست آمـده از مطالعـات صـحرایی. سنگشناسی و نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی سنگ کل نمونـههـای تـوده نفوذی قلایلان نتایج زیر قابل ذکر است:

۱- سنگهای این تـوده نفـوذی از نظـر ژئوشـیمی از نـوع I، سـاب آلکالن و از نظر درجه اشباع از آلومینیم (ASI) متاآلومین هستند.

۲- تصویر عناصر اصلی در نمودارهای هارکر نشان میدهد که بین واحدهای گرانیت و گرانیت پورفیری ارتباط ژنتیکی برقرار است، در حالیکه واحد دیوریت به نظر میرسد که از منشأ متفاوتی با آنچه که در تشکیل واحدهای گرانیت و گرانیت پورفیری مؤثر بوده تشکیل شده است.

۳- نمودارهای تفکیککننده محیط تکتونیکی، پایین بودن نسبت Nb/Uو Nb/Y و مقادیر بالای نسبت Ba/Nb بیانگر محیطی مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قارهای است.

٤- دیوریت ها به سبب نبود ترکیبات بسیار مافیک چه به صورت کومولا و چه به صورت زینولیت و فراوانی بسیار کم عناصر Ba،Nb، Ba و Th نسبت به گوشته غنی شده مشخص می شوند. مقادیر کم این عناصر و تمرکز پایین نسبت Rb/Sr بر ذوب بخشی منابع پوسته زیرین به واسطه ذوب بدون آب آمفیبولیت اشاره دارد.

٥- شاخصهای ژئوشیمیایی و حجم زیاد سنگهای گرانودیوریت و

گرانیت و مقادیر متوسطی از نسبت مولی (MgO+FeO)/(MgO+FeO و CaO/(MgO + FeOt) نشان میدهند که منشأ ماگمای اولیه واحد فلسیک در اثر ذوب بخشی پروتولیتهای پوستهای (متاگری واکها) به وجود آمده و ماگماهای بازالتی حاصل از گوشته که در پوسته زیرین جایگزین شده، محتمل ترین منشأگرمایی برای ذوب بخشی آنها بوده است.

مراجع

ترکیان، ۱.، ۱۳۸۷، "مطالعه ماگماتیسم توده گرانودیوریتی در منطقه جنوب قروه"، پ*ایان نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، ۱۳۵ ص.*

حسینی، م.، ۱۳٦۷، "شرح نقشه زمین شناسی چهار گوش قروه (مقیاس ۱۰۰۰۰۰:۱)"، *سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.* **گردیده، س.، سپاهی گرو، ع. ۱.، و آلیانی ف.، ۱۳۸۹،**"سنگ شناسی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی مشیر آباد (جنوب قروه - کردستان)، فصلنامه بلور شناسی و کانی شناسی ایران، سال ۱۸ (٤): ۳۲ م - ۸۸۰.

عمیدی، س. م.، ۱۳٤٥، "تحقیق سنگشناسی آذرین جنوب شهرستان قروه"، *پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ٦*۴ ص.

نوریهندی، ل.، ۱۳۹۰، "بررسی شواهد نیروهای تکتونیکی در پلوتون گرانیتی قلایلان"، *نوزدهمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه گلستان.*

Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C. & Kreuzer H., 2000, "High-potassium, calcalkaline, I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany)", *Lithos, Vol. 50 (1-3): 51-73.*

Bacon, C. R. & Druitt, T. H., 1988, "Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of mount Mazama, Crater Lake, Oregon", *Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol.* 98 (2): 224-256.

Castillo, P., Rigby, S. J. & Solidum, R. U., 2007, "Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: Geochemical evidence from the Sulu Arc, southern Philippines", *Lithos, Vol. 97 (3-4): 271-288.*

Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1992, "I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, Vol. 83 (1-2): 1-26.*

Chappell, B. W, Bryant, C. J., Wyborn, D., White, A. J. R. & Williams, I. S., 1998, "High and low Temperature I-type granites", *Resource Geology, Vol. 48* (4): 225-236.

Chappell, B. W. & White, A. J. R., 2001, "Two contrasting granite types: 25years later", *Austramin Journal of Earth Sciences, Vol. 48: 489-499.*

Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. & Chappell, B. W., 1982, "Nature and origion of a type granites with particular to south-estern Australia", *Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 80 (2):* 189-200.

Rudnick, R. L. & Gao, S., 2003, "Composition of the continental crust", *In: Holland, H. D. & Turekian, K. K., (Eds.), "Treatise on Geochemistry", Elsevier/Pergamon,. Oxford, Vol. 3: 1–64.*

Shand, S. J., 1974, "The Eruptive Rocks", D. Van Nostrand Company, New York, 360 pp.

Swain, G., Barovich, K., Hand, M., Ferris G. & Schwarz, M., 2008, "Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: Arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South Australian Craton", *Precambrian Research, Vol. 166: 283-296.*

Thompson, A. B., 1996, "Fertility of crustal rocks during anatexis", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, Vol.* 87 (1-2): 1-10.

Thuy, N. T. B., Satir, M., Siebel, W., Vennemann, T. & Long, T. V., 2004, "Geochemical and isotopic constrains on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam", *Journal of Asian Earth Sciences, Vol.* 23: 467-482.

Wolf, M. B. & Wyllie J. P., 1994, "Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time", *Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol.* 115 (4): 369-383.

Woodhead, J. D. & Johnson, R. W., 1993, "Isotop and trace element profile across the New Britain island arc Papua new guines", *Contrib. Mineralogy Petrology, Vol.* 113: 479-491.

Yang, J. H., Chung, S. L., Wilde, S. A., Wu, F., Chu, M. F., Lo, C. H. & Fan, H. R., 2005, "Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: geochronological., geochemical and Nd–Sr isotopic evidence", *Chemical Geology, Vol. 214 (1-2):* 99-125. Ferre, E. C., Caby, C., Peucat, J. J., Capdevila, R. & Monie P., 1998, "Pan-African, post collisional, ferropotassic granite and quartz monzonite plutons of Eastern Nigeria", *Lithos, Vol. 45 (1-4): 255-279.*

Fitton, J. G., James, D., Kempton, P. D., Ormerod, D. S. & Leeman, W. P., 1988, "The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States", *Journal of Petrology Special Lithosphere Issue, Vol. 1: 331–349.*

Frost, B. R., Barnes, G. G., Collins W. J., Arculus, R. J., Ellis D. J. & Frost C. D., 2001, "A geological classification for granitic rocks", *Journal of Petrology*, *Vol. 42 (11): 2033-2048.*

Guffanti, M., Clynne, M. A. & Muffler, L. J. P., 1996, "Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and constraints on basalt influx to the lower crust", *Journal of Geophysical Research, Vol. 101 (B2): 3001-3013*.

Harker, A., 1909, "The natural history of igneous rocks", *Methneu London, 344 pp.*

Hofmann, A., Jochum, K., Seufert, M. & White, M., 1986, "Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution", *Earth and Planetary Science Letters*, *Vol.* 79 (1-2): 33–45.

Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971, "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Science, Vol. 8 (5): 523-548.*

Kuster, D. & Harms, U., 1998, "Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review", *Lithos, Vol. 45 (1-4): 177-195.*

Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. & Mohajel, M., 2011, "U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences, Vol.* 41(4): 238-249.

Maniar, P. D. & Piccolo, P. M., 1989, "Tectonic discrimination of granitoids", *The Geological Society of America Bulletin, Vol. 101 (5): 635-643.*

Patino Douce, A. E. & Beard, J. S., 1996, "Effects of P, fO2 and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes", *Journal of Petrology, Vol. 37 (5): 999-1024*.

Patino Douce, A.E., 1999, "What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origins of granitic magmas?", *In: Castro, A., Fernandez, C. & Vigneresse, J. L. (Eds.), "Understanding granites: intergrating new and classical techniques", Geological Society of London, Special Publication, Vol. 168: 55-75.*

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1984, "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology*, *Vol. 25 (4): 956-983*.

Rogers, N. W., Hawkesworth, C. J. & Ormerod D. S., 1995, "Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin California and Nevada", *Journal of Geophysic, Vol. 100 (B6): 10287-10301.*