

شیمی بیوتیت، دما-فشارسنجی و بررسی نقش آلومینیم کل بیوتیت در تشخیص کانی‌زایی در توده گرانیتوئیدی تویه- دروار، جنوب باختر دامغان، البرز خاوری

آذین نادری^{۱*}، حبیب‌الله قاسمی^۲ و لمبرینی پاپادوپولو^۳

۱. دکتری پترولوژی، گروه پترولوژی، ژئوشیمی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۲. استادیار پترولوژی، گروه پترولوژی، ژئوشیمی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۳. استادیار گروه کانی‌شناسی، پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه ATh تسالونیک، یونان

تاریخ دریافت: ۹۷/۱۷/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۱/۱۷

چکیده

توده گرانیتوئیدی تویه-دروار در ۴۵ کیلومتری جنوب باختر دامغان در استان سمنان و در جنوب زون البرز خاوری واقع شده است. این توده در داخل واحدهای سنگی پالئوزویک پیشین (شامل سازندهای باروت و لالون) نفوذ کرده است. براساس شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری، این توده از مونزونیت، کوارتز مونزونیت و مونزودیوریت تشکیل شده است. ترکیب کانیایی توده شامل پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول است. کانی‌های فرعی آن را ایلمنیت، مگنتیت، زیرکن، آپاتیت، تیتانیت، پیریت و کانی‌های ثانویه را سربیسیت، اپیدوت، کلسیت و کلریت تشکیل می‌دهند. بیوتیت سرشار از آهن، شاخص‌ترین کانی آهن و منیزیم‌دار توده است که در محدوده بیوتیت‌های آلکان و ناکوهزایی قرار می‌گیرد. میزان آلومینیم کل بیوتیت یک شاخص مهم برای تفکیک توده‌های گرانیتوئیدی بارور از نابارور است. وجود رگه‌های معدنی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز، فلوریت، باریت، سرب و روی در سنگ میزبان این توده نیز شاهدهی بر راهگشا بودن ترکیب بیوتیت برای استفاده در بررسی توان کانه‌زایی این توده است. به‌کارگیری دماسنجی با استفاده از تیتانیم موجود در بیوتیت و فشارسنجی براساس آلومینیم کل بیوتیت، به ترتیب دماهای ۷۳۰-۶۷۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای کمتر از یک کیلو بار را برای توقف تبادل و تعادل نهایی این کانی در توده نفوذی تویه-دروار به دست داده است.

واژه‌های کلیدی: شیمی بیوتیت، دما-فشارسنجی، گرانیتوئید تویه-دروار، دامغان، البرز خاوری.

مقدمه

و به مقدار کمتر Fe^{+3} , Mn, Cr, Ti و در موقعیت Z عناصری مانند Si و Al و احتمالاً Fe^{+3} و Ti قرار می‌گیرند. ترکیبات و نسبت Mn, Fe و Al می‌تواند در تحلیل شرایط

فرمول عمومی بیوتیت $(OH, F, Cl)_4 X_2 Y_4 - 6 Z_8 O_{20}$ است که جایگاه X با کاتیون‌های Ca, Na, K, Rb و Ba، جایگزین می‌شود. در جایگاه Y عناصری مانند (Mg, Fe^{+2})

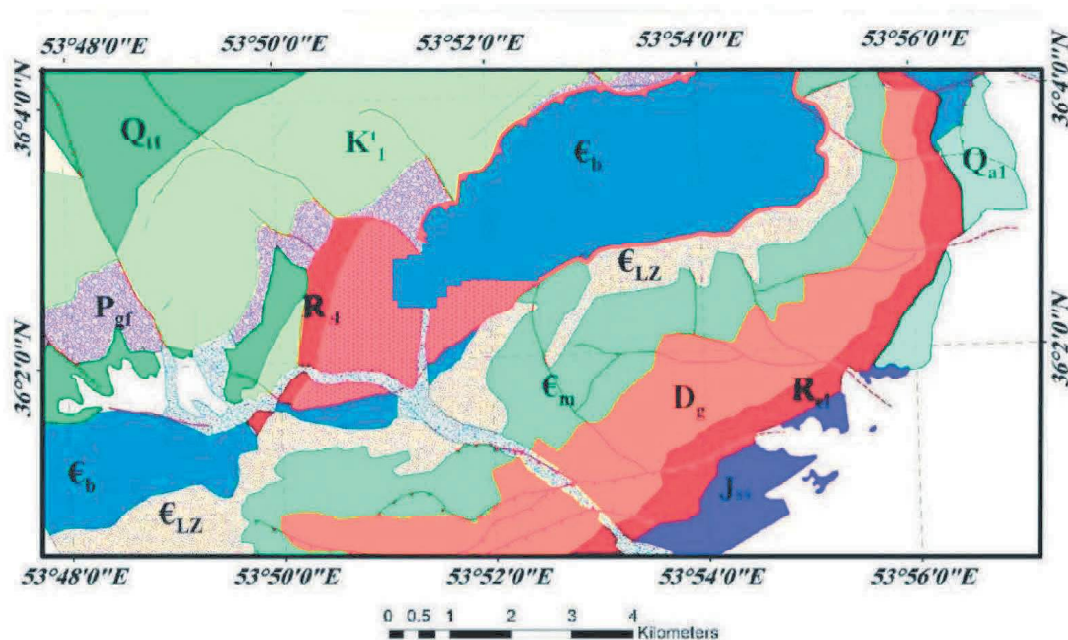
* نویسنده مرتبط: naderiazar@yahoo.com

سنگ‌شناسی ماگمای مادر مؤثر باشد. همچنین بر اساس جایگزینی اکسید سه عنصر اصلی می‌توان ترکیب شیمیایی بیوتیت را مشخص کرد. با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت می‌توان نوع و ماهیت ماگمای سازنده آن را تشخیص داد. (Dear et al., 1992; Nachit et al., 2005) به دلیل ساختار ویژه بیوتیت (سهولت جایگزینی عناصر گوناگون در شبکه اتمی آن) از این کانی در دما-فشارسنجی استفاده می‌شود (Buda et al., 2004; Putirka, 2008). برای تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی تشکیل توده می‌توان از حضور بیوتیت بهره جست (Abdel-Rahman, 1994). خانعلی‌زاده (۱۳۸۴) برای اولین بار در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد به مطالعه پتروگرافی، ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی توده تویه-دروار پرداخته است. بر اساس این مطالعات، ترکیب این توده نفوذی کوارتز مونزونیتی تا کوارتز دیوریتی است. ایشان این گرانیتوئید را نوع A و زیر گروه A1 (وابسته به ماگماتیسیم کافی درون ورقه‌ای) در ارتباط با آغاز تشکیل حوضه اقیانوسی پالئوتتیس معرفی کرده‌اند. نظر به اینکه تنها مطالعه انجام شده بر روی توده گرانیتوئیدی تویه-دروار استفاده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب بوده است و از آنجا که بهترین روش برای تعیین ماهیت گرانیتوئیدها استفاده از روش‌های دقیق شیمی کانی‌هاست، لذا در این پژوهش تلاش شده است تا با استفاده از ترکیب شیمیایی دقیق کانی بیوتیت و استفاده از آن در برآوردهای زمین‌دما-فشارسنجی، عمق جایگیری و توان کانه‌زایی این توده نفوذی را برآورد کرد.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

توده نفوذی تویه-دروار در محدوده طول‌های جغرافیایی $53^{\circ}50'$ تا $53^{\circ}57'$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ}36'$ تا $36^{\circ}41'$ شمالی، در شمال روستای تویه-دروار در ۵۰ کیلومتری جنوب باختر دامغان در استان سمنان واقع شده است. این توده در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (اکبریور و سعیدی، ۱۳۷۱) قرار دارد. در تقسیم‌بندی ساختاری واحدهای ایران (Stocklin, 1968) این منطقه در دامنه جنوبی زون البرز خاوری قرار دارد. براساس مشاهدات

صحرایی و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (سعیدی و اکبریور، ۱۳۷۱) سنگ‌های موجود در این منطقه شامل سنگ‌های رسوبی و آذرین هستند. پیکره‌های رسوبی شامل واحدهای سنگی سازندهای باروت، زاگون، لالون، میلا و جیرود به سن پالئوزوئیک زیرین-میانی، الیکا و شمشک به سن مزوزوئیک و کنگلومرای فجن و بخش‌های رسوبی-آتشفشانی سازند کرج به سن ائوسن میانی-بالایی هستند (شکل ۱). سازند باروت (bE) از شیل‌های میکادار ارغوانی، همراه با میان لایه‌های ماسه‌سنگی و دولومیت‌های متبلور منظم تشکیل شده است. سازند زاگون (Z) کاملاً شبیه باروت بوده با این تفاوت که فاقد لایه‌های دولومیتی می‌باشد. بنابراین، مرز این سازند از نقطه‌ای در نظر گرفته می‌شود که دولومیت‌ها حذف شده‌اند (درویش‌زاده، ۱۳۸۵). سازند لالون (L) از ماسه‌سنگ آرکوزی و میان لایه‌های شیل و ماسه‌سنگ قرمز تشکیل شده است. واحد شیلی سازند لالون در ناحیه تویه-دروار با ناپیوستگی هم‌شیب روی واحد زیرین سازند لالون جای دارد و به صورت تدریجی به کوارتزیت بالایی تبدیل می‌شود. این واحد شیلی دارای رخساره تخریبی و دو افق کربناته با ضخامت کمتر از ۲ متر است (لاسمی و امین رسولی، ۱۳۸۳). اگرچه در گذشته لایه کوارتزیتی سفیدرنگ را به‌عنوان کوارتزیت بالای این سازند در نظر می‌گرفتند ولی در حال حاضر، این لایه کلید سفیدرنگ کاملاً بارز را بخش زیرین سازند میلا در نظر می‌گیرند (امین رسولی، ۱۳۷۸؛ لاسمی، ۱۳۷۹؛ لاسمی و امین رسولی، ۱۳۷۹). توده نفوذی گرانیتوئیدی تویه-دروار به شکل گنبدی شکل با مساحت حدود ۳۰ کیلومتر مربع، در داخل آهک و دولومیت‌های استروماتولیتی سازند باروت نفوذ کرده و همچنین به صورت سیل و دایک در داخل سازند لالون دیده می‌شود (شکل ۲-الف، ب و ج). در مرز تماس توده با سازند باروت، رگه‌هایی از کانی‌زایی آهن، فلئورین، سرب و روی و باریت دیده می‌شود (شکل ۲-پ و ت). رستمی پایدار (۱۳۸۰)، ژنز کانسار فلورین (روی، سرب و باریت) را رسوبی-دیاژنتیک دانسته که ماده معدنی آن در ۴ افق در بالاترین بخش سازند سلطانیه و در ۶۰ متری قاعده سازند باروت قرار دارد. پارائز افق شامل F-Pb-Ba-Cu و III شامل F-Pb-Ba-Cu



Cenozoic	Q_{a1}	Young alluvium	
	Q_{ol}	Old alluvium and gravel fans	
	P_{gf}	Dark, red sandstone (Fajan Formation)	
Mesozoic	K'_1	Orbitolina limestone (Tizkuh Formation)	
	J_{ss}	Sandstone and coal bearing shale	
	R_{el}	Thick bed Limestone with worm traces calcareous shale (Elika Formation)	Mc
Paleozoic	D_g	Limestone alternation of shale and limestone in upper parts (Geirud Formation)	
	ϵ_m	Dolomite, sandstone, quartzite, limestone (Mila Formation)	
	ϵ_{LZ}	Red shale, sandstone, red sandstone with quartzite on top (Zaigun & Lalun Formation)	
	ϵ_b	Stromatolitic dolomite and limestone with minor layers of shale and sandstone (Barut	

Symbole

Major fault	
inferred fault	
Thrust fault	

شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ منطقه تویه-دروار که با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای لندست و برداشت‌های صحرایی تهیه شده است

کربناتی هستند و از پایین به بالا شامل دولومیت زیرین، سنگ‌های تخریبی و کربناتی، آهک ضخیم لایه فسیل دار، کلسی-آواری و سیلیسی-آواری می‌باشند (امین رسولی، ۱۳۹۳). سنگ‌شناسی واحدهای مختلف سازند جیرود از قدیم به جدید شامل کنگلومرا، شیل، ماسه‌سنگ، دولومیت و آهک است که ضخامت بخش دولومیتی آن ۳۰ متر است

و افق IV شامل F-Pb است. سازند میلا (ϵ_m) دارای ۵ بخش است. پیشروی دریای کامبرین میانی-آردوئین آغازین به تشکیل بخش‌های ۱ تا ۳ این سازند در کوه‌های البرز منجر شده است. این توالی (بخش‌های ۱ تا ۳) با ناپیوستگی هم‌شیب در میان واحد کوارتزیت بالایی سازند لالون و بخش ۴ سازند میلا واقع شده است. بخش‌های ۱ تا ۳ از نوع آواری

میزبان توده به هیچ عنوان سازند جیروود نیست و دولومیت‌ها و آهک‌های سازندهای سلطانیه و باروت است و بنابراین، سن توده باید قدیمی‌تر و احتمالاً پالئوزوئیک زیرین باشد. اما بر اساس مطالعات صحرایی این پژوهش، اگرچه توده در داخل سازندهای باروت و لالون نفوذ کرده و بر اساس روابط چینه‌شناختی، سن آن به بعد از پالئوزوئیک پیشین مربوط است ولی با توجه به نتایج سن سنجی ایزوتوپی به روش اورانیم-سرب بر روی کانی زیرکن، سن توده، اواخر کربنیفر زیرین (یعنی حدود 328 ± 78 میلیون سال) به دست آمده است (Naderi et al., 2018).

(قوچی اصل، ۱۳۸۳). در شمال توده نفوذی، سازند الیکا (Re) با امتداد شمال شرق-جنوب غرب و شیب ۶۵ تا ۹۰ درجه بر روی سازند باروت و توده گرانیتوئیدی رانده شده است. این توده اگرچه در ظاهر یکنواخت به نظر می‌رسد، اما در بعضی قسمت‌ها، سری‌های تفریق یافته‌تر نیز در آن مشاهده می‌شود (شکل ۲-ج). پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های توده نفوذی تویه دروار توسط خانعلی‌زاده (۱۳۸۴) مطالعه شده است. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) این توده را به صورت نفوذی در داخل سازند جیروود معرفی کرده‌اند و سن دونین را به آن نسبت داده‌اند، اما بر اساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی (قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱) سنگ

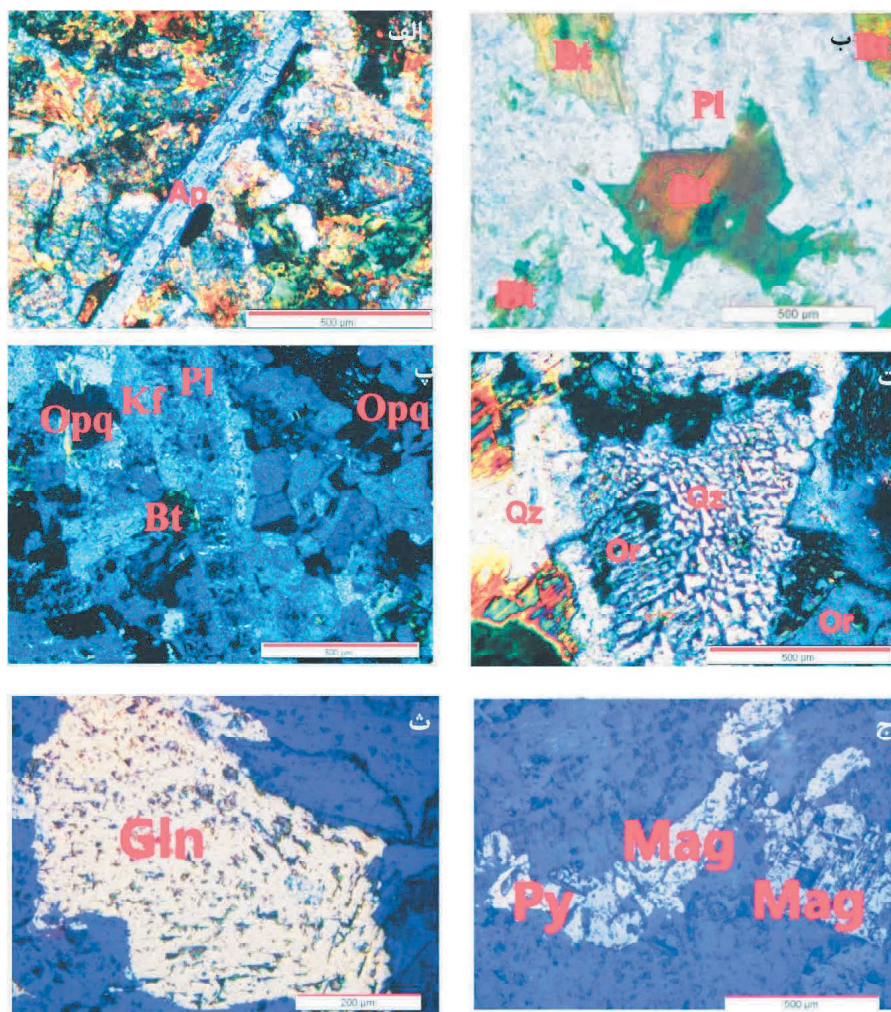


شکل ۲. روابط صحرایی توده نفوذی با سنگ‌های میزبان. الف) نمای کلی از راندگی سازند الیکا بر روی توده نفوذی و نفوذ توده داخل سازند باروت، دید به سمت شمال، ب) نمای کلی از آهک، دولومیت استروماتولیت دار، شیل و ماسه‌سنگ سازند باروت، دید به سمت خاور، پ) تزریق توده در سازند باروت و ایجاد کانه‌زایی آهن و منگنز در آن، دید به سمت شمال، ت) نمایی نزدیک از کانه‌زایی آهن و منگنز در محل تماس توده با سازند باروت، دید به سمت شمال، ج) نمایی نزدیک از بخش تفریق یافته توده گرانودیوریتی، دید به سمت خاور، ح) نفوذ توده در ماسه‌سنگ‌های لالون، دید به سمت خاور

سنگ‌نگاری توده نفوذی

تحلیل رفتگی پلاژیوکلاز در اثر واکنش با شاره‌های سرشار از پتاسیم است که در نهایت به تشکیل ارتوکلاز در اطراف پلاژیوکلاز منجر شده است (شکل ۳-پ). ارتوکلاز، دومین کانی فراوان (با میانگین حجمی ۳۵-۵۰ درصد و با اندازه ۲-۵ میلی‌متر) در این توده است که به صورت ناخودشکل و با بافت پرتیتی دیده می‌شود. تشکیل این بافت را ناشی از پایین بودن فشار کل یا فشار آب پایین می‌دانند (Blatt et al., 2006). کوارتز هم در مقادیر (۵-۱۷ درصد حجمی)، به صورت ناخودشکل در بین بلورهای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کانی‌های دیگر دیده می‌شود. البته این کانی به شکل گرانوفیری، میکروگرافیک و میرمکتیتی نیز در بخش‌های مختلف توده

بر طبق مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های توده نفوذی تویه-دروار شامل مونزونیت، کوارتز مونزونیت و مونزودیوریت هستند. از نظر کانی‌شناسی، این سنگ‌ها از نسبت‌های مختلفی از پلاژیوکلازهای نیمه‌خودشکل و ارتوکلازهای غالباً پرتیتی، همراه با مقادیر متغیری از آمفیبول، بیوتیت و کوارتز تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلاز، فراوان‌ترین کانی موجود در این سنگ‌هاست (با میانگین حجمی ۴۰ تا ۶۰ درصد و اندازه بلوری ۱-۱۰ میلی‌متر) که به صورت دانه‌های تیغه‌ای نیمه خودشکل با درجه‌های مختلفی از سوسوریتی شدن دیده می‌شود و گاهی وقت‌ها دارای پوششی از ارتوکلاز است.



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های گرانیتوئید تویه‌دروار. الف) آپاتیت سوزنی شکل در نمونه مونزونیتی (XPL)، ب) بیوتیت در نمونه مونزودیوریتی (XPL)، پ) تحلیل رفتگی پلاژیوکلاز در اثر واکنش شاره‌های سرشار از پتاسیم و تشکیل پوششی از ارتوکلاز در اطراف پلاژیوکلاز گرانوفیری در نمونه کوارتز مونزونیتی (XPL)، ت) بافت گرافیک در نمونه مونزودیوریتی (XPL)، ث) تصویر میکروسکوپی از کانی گالن در یک نمونه مونزونیتی، ج) تصویر میکروسکوپی از کانی‌های مگنتیت و پیریت در یک نمونه مونزودیوریتی

شد. تجزیه شیمیایی کانی‌ها با دستگاه مایکروپروب الکترونی SEM (JEOL JSM-840A, Tokyo, Japan), EDS (INCA 250, Oxford) با ولتاژ شتاب‌دهنده 20 KV و جریان 4/0 mA در آزمایشگاه پترولوژی-کانی‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی AUTH دانشگاه Thessaloniki کشور یونان انجام گرفته است (جدول ۱).

برای آنالیز SEM نمونه‌ها پوشش کربن آن‌ها با میانگین ضخامت 200 Å با استفاده از محفظه بخار JEOL-4x انجام شد. تصاویر الکترونی از کانی‌ها، به منظور تشخیص مناطقی با ترکیب شیمیایی متفاوت گرفته شد.

بحث و بررسی

شیمی بیوتیت

نتایج آنالیز تعدادی از بیوتیت‌های موجود در توده گرانیتوئیدی تویه-دروار در جدول ۱ آورده شده است. (Nachit et al., 2005) در نمودار مثلثی اکسیدهای عناصر اصلی $(\text{FeO} + \text{MnO}) = \text{FeO}^*$, TiO_2 , MgO محدوده بیوتیت‌های اولیه حاصل از تبلور ماگما (محدوده A) را از بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی (محدوده B) و بیوتیت‌های حاصل از تبلور دوباره (محدوده C) جدا کرده‌اند. همان‌طور که می‌دانیم بیوتیت‌های ماگمایی در مراحل میانی و نهایی تبلور ماگما هم‌زمان با تبلور هورنبلند تشکیل می‌شوند. در مقاطع نازک میکروسکوپی انواع بیوتیت‌ها را می‌توان به خوبی از یکدیگر تفکیک کرد. بیوتیت‌های اولیه، خودشکل هستند، دارای تیتانیم بیشتر با رنگ قهوه‌ای تیره و با چندرنگی شدید مشخص می‌شوند، در حالی که بیوتیت‌های حاصل از تبلور دوباره، روشن‌تر هستند و با چندرنگی ضعیفی را نشان می‌دهند. بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی، شکل نامنظم دارند، به رنگ سبز دیده می‌شوند و آثار کانی اولیه در آن‌ها دیده می‌شود. در نمودار شکل ۴ (Nachit et al., 2005) برای صحت پژوهش فقط از داده‌های بیوتیت‌های حاصل از تبلور ماگما استفاده شده است. برای بررسی شرایط تشکیل سنگ‌های ماگمایی می‌توان از ترکیب بیوتیت‌ها استفاده کرد. بنابراین، ترکیب شیمیایی بیوتیت بازتاب‌دهنده شرایط تبلور ماگماست. ابتدا (Foster 1960) و بعد از آن

دیده می‌شود. حضور بافت گرانوفیری، جایگزینی توده در عمق کم را نشان می‌دهد. این بافت، حاصل هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار پتاسیم از یک مذاب سیلیسی در نقطه بیوتکتیک است (Morgan and London, 2012). بافت گرافیکی هنگامی شکل می‌گیرد که بلورهای کوارتز با محور بلورشناسی واحد به اشکالی شبیه خطوط میخی همراه با بلورهای فلدسپار پتاسیم رشد و تبلور یابند (شکل ۳-ت). بافت میرمکتیتی نیز شامل هم‌رشدی کوارتزهای کرمی شکل و پلاژیوکلاز است که در اثر تبلور مستقیم در طول دگرریختی، متاسوماتیسم یا اکسلوشن ایجاد می‌گردد (Pitcher, 1997). بافت دانه‌ای، بافت غالب در بیشتر بخش‌های توده است. بیوتیت و هورنبلند، فازهای آهن و منیزیم‌دار در گرانیتوئیدی تویه-دروار هستند که 20-35 درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. بیوتیت با اندازه 3 تا 8 میلی‌متر، نیمه‌خودشکل است و در برخی موارد به کلریت دگرسان شده است (شکل ۳-ب). هورنبلند، به صورت منشوری شکل است و در بعضی نمونه‌ها به کلریت، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده است. کانی‌های فرعی موجود در توده شامل آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های اپیک (مگنتیت، هماتیت، گالن و پیریت) هستند که در بین کانی‌های اصلی دیده می‌شوند (شکل ۳-ث و ج). در بعضی از نمونه‌ها، آپاتیت سوزنی شکل دیده می‌شود (شکل ۳-الف). آپاتیت سوزنی ممکن است از مذاب‌های بین بلوری در هر مرحله‌ای از تبلور ایجاد شود (Vernon, 2004). همچنین، از تبلور و سرد شدن سریع و موضعی ماگمای مافیک داغ آمیخته شده با ماگمای فلسیک نسبتاً سردتر، تشکیل می‌شوند (Brown, 2001). کانی‌های ثانویه شامل کلریت، اپیدوت، اسفن، کانی‌های اپیک (هماتیت، مگنتیت، پیریت و گالن)، سریسیت، کانی‌های رسی و کلسیت هستند.

روش مطالعه

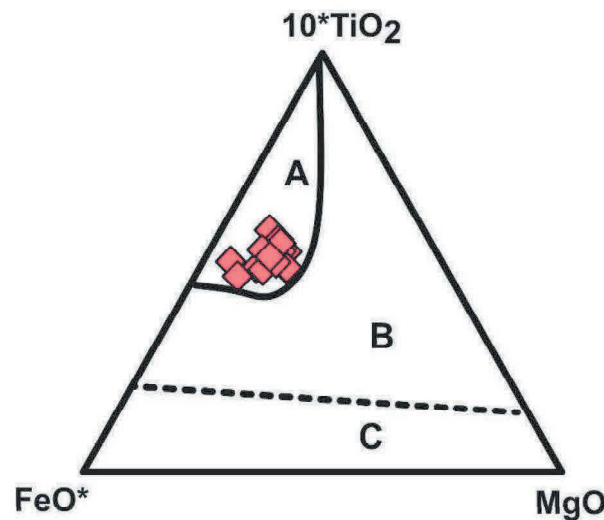
به منظور دستیابی به اهداف این پژوهش، پس از بازدیدهای صحرائی از رخنمون‌های مختلف توده گرانیتوئیدی تویه-دروار، تعداد 120 نمونه سنگی از بخش‌های مختلف توده برداشت شد. از این نمونه‌ها، 80 مقطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌شناختی و تعداد 16 مقطع نازک-صیقلی برای آنالیز مایکروپروب تهیه

جدول ۱. نتایج آنالیز ریز پردازش الکترونی از کانی بیوتیت در توده گرانیتوئیدی تویه دروار (W/), فرمول ساختاری بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است

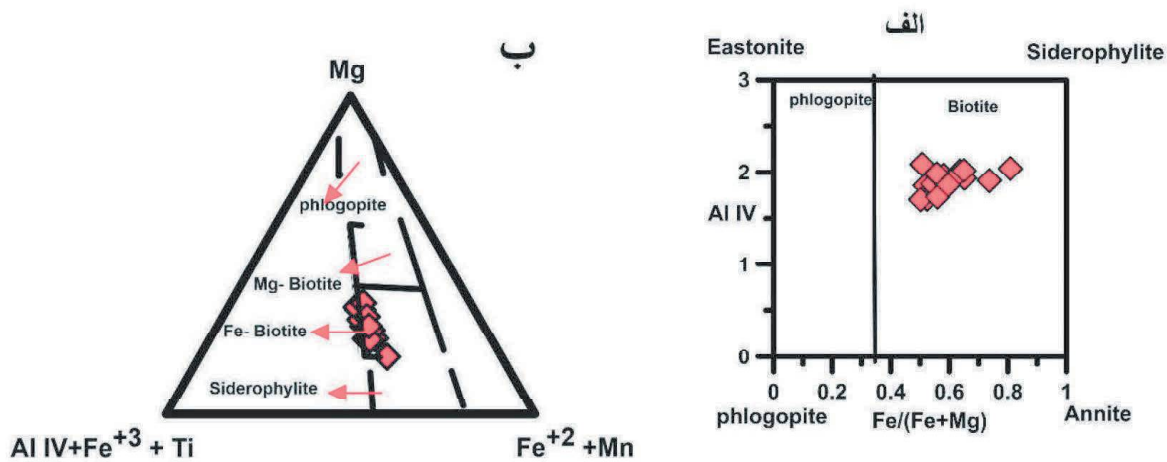
	مونزونیت						کوارتز مونزونیت						مونزودیوریت					
SiO ₂	۳۸/۸۳	۳۶/۰۶	۴۱/۴۹	۴۰/۷۸	۳۸/۲۲	۴۰/۱۹	۳۹/۳۲	۳۹/۳۷	۳۸/۷۴	۴۱/۷۹	۳۸/۷۸	۳۹/۲۲	۳۸/۳۳	۴۱/۱۳	۳۹/۳۰	۳۸/۳۲		
TiO ₂	۳/۳۶	۳/۶۵	۳/۳۵	۳/۳۶	۴/۲۵	۳/۵۱	۳/۹۳	۳/۸۰	۳/۱۱	۲/۹۴	۳/۱۰	۳/۰۳	۳/۶۰	۳/۰۵	۳/۳۲	۲/۹۲		
Al ₂ O ₃	۱۲/۲۷	۱۷/۶۲	۱۰/۳۸	۱۷/۰۶	۱۷/۰۰	۱۰/۵۶	۱۰/۸۰	۱۷/۲۷	۱۷/۸۰	۱۰/۷۰	۱۰/۵۶	۱۰/۸۵	۱۷/۲۵	۱۰/۶۳	۱۰/۳۸	۱۰/۳۳		
FeO	۲۹/۱۱	۲۱/۸۲	۱۹/۷۶	۱۹/۹۷	۲۳/۳۹	۲۱/۳۶	۲۲/۱۶	۲۱/۹۷	۲۱/۲۲	۱۹/۶۵	۲۵/۰۵	۲۳/۷۱	۲۴/۵۴	۲۱/۰۷	۲۲/۸۳	۲۷/۷۵		
MnO	۰/۴۳	۰/۵۸	۰/۳۸	۰	۰/۳۶	۰/۲۷	۰/۱۹	۰	۰	۰/۲۹	۰	۰/۴۰	۰	۰/۰۶	۰	۰		
MgO	۳/۸۷	۸/۸۶	۱۰/۰۶	۱۰/۴۵	۷/۴۹	۱۰/۱۲	۹/۳۳	۹/۷۸	۸/۵۷	۱۰/۹۲	۷/۵۰	۸/۴۱	۷/۴۱	۹/۳۲	۸/۶۷	۵/۵۷		
CaO	۰/۰۴	۰/۲۱	۰	۰/۰۹	۰/۲۸	۰/۰۳	۰/۲۳	۰/۲۴	۰	۰	۰/۱۹	۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۶		
Na ₂ O	۰/۰۸	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۵۵	۰	۰/۵۳	۰	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۰۱	۰	۰/۲۸	۰/۲۴	۰/۳۸	۰/۰۴	۰		
K ₂ O	۸/۸۱	۷/۷۲	۹/۰۲	۹/۲۷	۸/۷۰	۹/۲۹	۸/۷۸	۹/۰۲	۸/۵۵	۹/۰۸	۸/۸۶	۸/۵۹	۸/۷۱	۹/۶۶	۹/۳۷	۷/۶۱		
Cr ₂ O ₃	۰	۰	۰	۰/۲۸	۰	۰	۰	۰	۰/۱۸	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۳۵	۰	۰	۰/۵۱		
Cl	۳/۲۲	۱/۱۴	۰/۹۶	۰/۷۳	۱/۶۰	۰/۲۷	۰/۴۷	۰/۵۴	۰/۳۸	۰/۲۴	۱/۹۷	۱/۳۹	۱/۴۵	۰/۶۸	۱/۰۲	۲/۴۹		
Total	۹۷/۸۰	۹۴/۹۲	۹۵/۶۲	۹۶/۵۳	۹۵/۲۸	۹۶/۱۳	۹۵/۲۱	۹۶/۱۵	۹۵/۷۵	۹۵/۷۰	۹۶/۱۰	۹۵/۹۸	۹۵/۱۹	۹۵/۹۹	۹۴/۹۴	۹۵/۵۴		
Si	۵/۹۶	۶/۰۳	۶/۲۹	۶/۱۵	۵/۹۸	۶/۱۳	۶/۰۷	۶/۰۲	۵/۹۱	۶/۳۰	۶/۰۷	۶/۰۸	۵/۹۸	۶/۲۷	۶/۱۴	۶/۰۹		
Ti	۰/۳۹	۰/۴۲	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۵۰	۰/۴۰	۰/۴۶	۰/۴۴	۰/۳۶	۰/۳۳	۰/۳۵	۰/۴۲	۰/۳۵	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۳۵		
Al	۲/۲۲	۲/۱۱	۱/۸۶	۱/۹۷	۲/۰۳	۱/۹۰	۱/۹۷	۲/۰۳	۲/۱۲	۱/۹۰	۱/۹۵	۱/۹۸	۲/۰۷	۱/۹۱	۱/۹۱	۱/۹۳		
Al ^{IV}	۲/۰۴	۱/۹۷	۱/۷۱	۱/۸۵	۲/۰۲	۱/۸۷	۱/۹۳	۱/۹۸	۹/۰۲	۱/۷۰	۱/۹۳	۱/۹۲	۲/۰۲	۱/۷۳	۱/۸۶	۱/۹۱		
Al ^{VI}	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۲۰	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۱۸	۰/۰۵	۰/۰۳		
Fe ²⁺	۳/۷۴	۲/۸۲	۲/۵۱	۲/۵۲	۳/۰۶	۲/۷۳	۲/۸۶	۲/۸۱	۲/۷۱	۲/۴۸	۲/۲۸	۳/۰۷	۳/۲۰	۲/۶۹	۲/۹۸	۳/۶۳		
Fe ³⁺	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰		
Mn	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۵	۰	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۲	۰	۰	۰/۰۴	۰	۰/۰۵	۰	۰/۰۱	۰	۰		
Ca	۰/۰۱	۰/۰۳	۰	۰/۰۱	۰/۰۵	۰	۰/۰۴	۰/۰۴	۰	۰	۰/۰۳	۰	۰	۰	۰/۰۱			
Na	۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۲۱	۰/۱۶	۰	۰/۱۶	۰	۰/۰۵	۰/۰۶	۰	۰	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۱	۰		
K	۱/۷۲	۱/۵۲	۱/۷۴	۱/۷۸	۱/۷۴	۱/۸۱	۱/۷۳	۱/۷۶	۱/۶۶	۱/۷۵	۱/۷۷	۱/۷۰	۱/۷۳	۱/۸۸	۱/۸۷	۱/۵۴		
Mg	۰/۸۹	۲/۰۴	۲/۲۷	۲/۳۵	۱/۷۵	۲/۳۰	۲/۱۵	۲/۲۳	۲/۶۳	۲/۴۵	۱/۷۵	۱/۹۴	۱/۷۲	۲/۱۲	۲/۰۲	۱/۳۲		

آهن دار قرار می‌گیرد (شکل ۵-ب). ترکیب بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی بستگی به ترکیب ماگمای والد، فوگاسیته اکسیژن (Partin et al., 1983)، دمای مذاب (Abbott and Clarke, 1979) و خاستگاه گرانیت دارد (Abdel-Rahman, 1994; Nachit et al., 2005). بیوتیت‌ها، قادر به جذب آلومینیم در سنگ‌های گرانیتی فاقد گارنت و کانی‌های آلومینوسیلیکاته هستند (Shabani et al., 2003).

(Speer, 1984) با توجه به تغییرات Fe/(Fe+Mg) میکاها، چهارگوش آنیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و ایستونیت را به صورت ASPE برای نشان دادن ترکیب این کانی‌ها ارائه دادند (Speer, 1984). بر اساس نمودار (Rieder, 1999) و همکاران، ترکیب بیوتیت‌های توده دروار در محدوده بیوتیت قرار می‌گیرد (شکل ۵-الف). همچنین در نمودار تقسیم‌بندی سه‌تایی (Foster, 1960)، ترکیب شیمیایی نمونه‌های بیوتیت توده دروار در محدوده بیوتیت‌های



شکل ۴. موقعیت بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی تویه دروار در نمودار رده‌بندی انواع بیوتیت‌های اولیه و ماگمایی (محدوده A)، بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی (محدوده B) و بیوتیت‌های حاصل از تبلور دوباره (محدوده C)، (Nachit et al., 2005)



شکل ۵. موقعیت بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی تویه دروار در نمودار طبقه‌بندی میکاها بر پایه ترکیب شیمیایی آن‌ها. الف) (Rieder et al., 1999)، ب) (Foster, 1960)

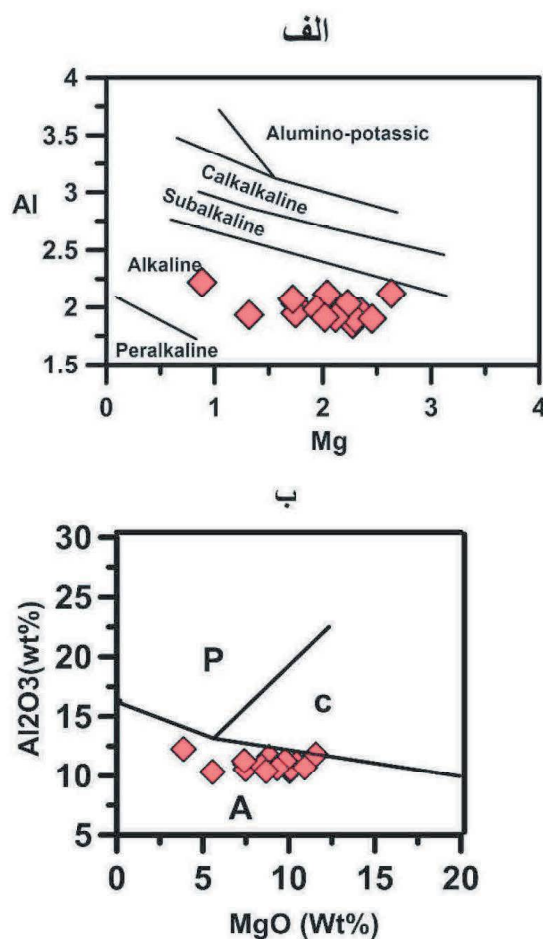
ماگمایی است که از آن متبلور شده‌است. در این مطالعه از نمودار Mg در مقابل Al (Nachit et al., 1985) و FeO^* در مقابل MgO (Abdel-Rahman, 1994) برای تعیین سری ماگمایی استفاده شده‌است. در این نمودارها، ماگمای سازنده بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی تویه-دروار در سری آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۶-الف و ب). همچنین از بیوتیت می‌توان به‌عنوان یک معیار مناسب برای شناخت محیط زمین‌ساختی تشکیل گرانیتوئیدها استفاده کرد (Abdel-Rahman, 1994) با استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی Al_2O_3 ، MgO ، FeO^* بیوتیت،

تعیین سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل گرانیتوئیدهای بیوتیت‌دار

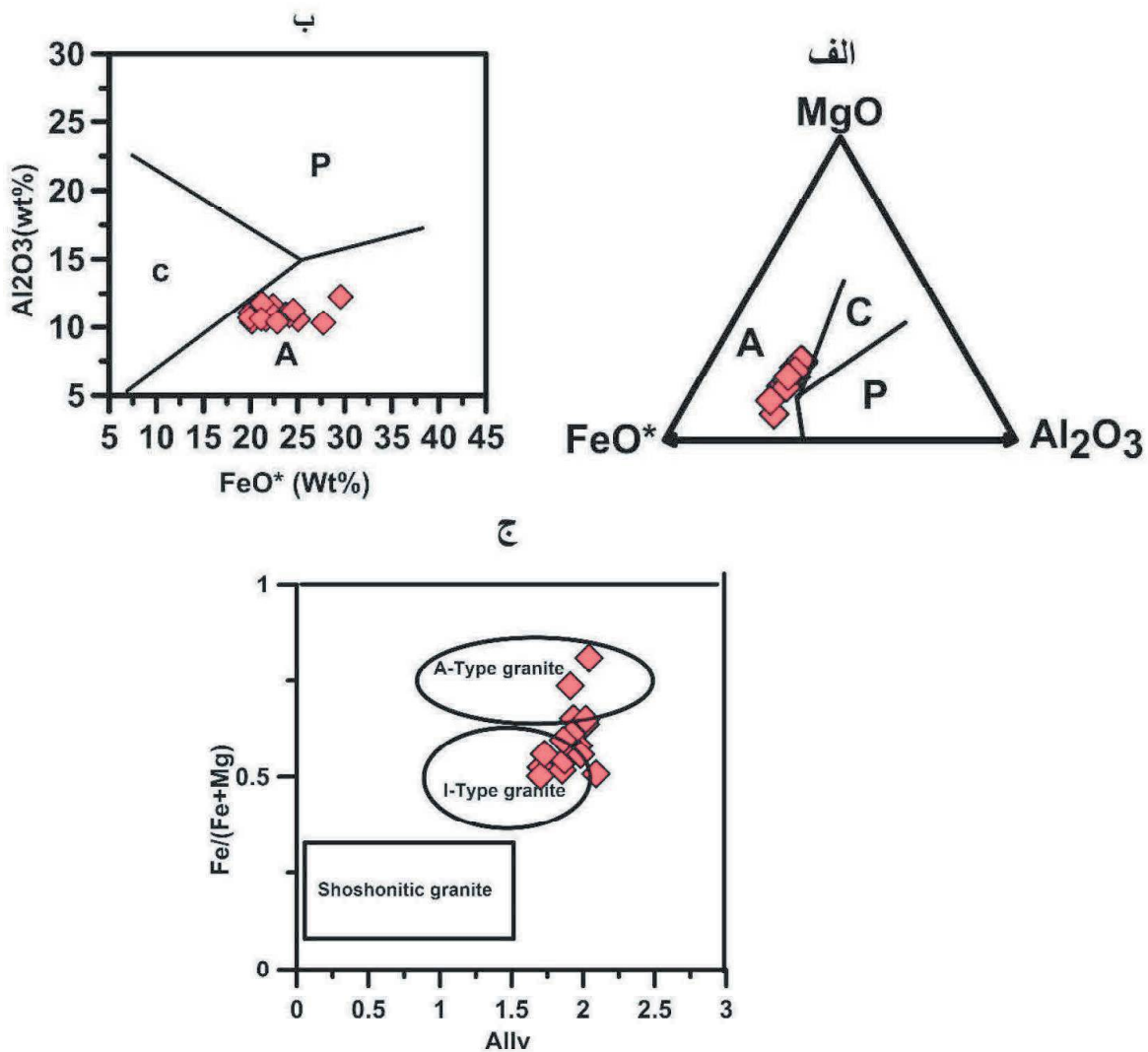
ترکیب شیمیایی کانی‌های سازنده سنگ می‌تواند در تعیین سری ماگمایی آن نقش مهمی داشته باشد، لذا در این مطالعه از ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها جهت بررسی ماهیت ماگمای سازنده سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تویه-دروار استفاده شده‌است. مطالعات زیادی وجود دارند که در آن‌ها از بیوتیت‌ها به‌عنوان ابزاری سودمند در تعیین سری ماگمایی استفاده شده‌است. زمانی که بیوتیت به‌طور پیوسته در حال تعادل با ماگمای میزبان است، ترکیب آن منعکس‌کننده

تأیید می‌کند. Jiang و همکاران (۲۰۰۲) بر اساس تغییرات Al^{IV} در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ گرانیتوئیدها را به سه گروه شوشونیت، نوع ۱ و نوع A تقسیم‌بندی کردند. براساس این تقسیم‌بندی، گرانیتوئید تویه-دروار در محدوده گرانیت نوع A قرار می‌گیرد (Jiang et al., 2002) (شکل ۷-ج). به‌علاوه، قرارگیری این سنگ‌ها در جایگاه ناکوهزایی و کششی نیز تأیید می‌شود. طبیعت قلیایی ماگما، غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون (LILE)، مقادیر بالای عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) در مقایسه با دیگر گرانیتوئیدها، داشتن CaO و MgO پایین، مقدار بالای FeO/MgO ، غالب بودن کانی‌های غنی از آهن، بالا بودن Ga/Al و قرارگیری در موقعیت گرانیتوئیدهای نوع A در نمودارهای زمین‌ساختی، حاکی از ویژگی گرانیتوئیدی نوع A1 توده تویه-دروار است (Naderi et al., 2018).

سنگ‌های گرانیتوئیدی را به سه گروه تقسیم می‌کند: A) سنگ‌های قلیایی و ناکوهزایی، (P) سنگ‌های پرآلومین که بیوتیت‌های آنها غنی از آلومینیم بوده و به سمت قطب سیدروفیلی تمایل دارند و معمولاً همراه مسکویت یا دیگر کانی‌های آلومینوسیلیکاته مثل گارنت، آندالوزیت و یا کوردیریت هستند. گرانیتوئیدهای برخوردار نوع S در این گروه قرار می‌گیرند. (C) گرانیتوئیدهای کوهزایی آهکی-قلیایی نوع ۱ که سرشار از منیزیم هستند و همراه آمفیبول کلسیم‌دار و یا پیروکسن کلسیم‌دار وابسته به فرورانش دیده می‌شوند. در این نمودار بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی تویه-دروار در محدوده قلیایی ناکوهزایی قرار می‌گیرند (Abdel-Rahman, 1994) (شکل ۷-الف و ب). مطالعه بر اساس شیمی کانی آمفیبول و شیمی سنگ کل Naderi et al. (2018) سری ماگمایی و محیط تکتونیکی را



شکل ۶. تعیین سری ماگمایی توده گرانیتوئیدی تویه-دروار بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت، الف) (Nachit et al., 1985) و ب) (Abdel-Rahman, 1994)



شکل ۷. نمودارهای طبقه‌بندی جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئید تویه-دروار با استفاده از ترکیب بیوتیت (پهنه A: مناطق کششی، پهنه B: مناطق فرورانش، پهنه P: مناطق برخوردی). شکل الف و ب) (Abdel-Rahman, 1994)، ج) تقسیم‌بندی بر اساس نمودار (Jiang et al., 2002)

زمین‌فشارسنجی با استفاده از ترکیب بیوتیت

بیوتیت افزایش می‌یابد (Uchida et al., 2007). این امر نشان می‌دهد که مقدار آلومینیم کل بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی می‌تواند برای زمین‌فشارسنجی مورد استفاده قرار گیرد. همچنین فشار را می‌توان از معادله تجربی $P(Kb) = 3.03 * AIT - 6.53 (\pm 0.33)$ به دست آورد. ارتباط بین فشار انجماد و مقدار آلومینیم کل بیوتیت در توده گرانیتوئیدی تویه-دروار نیز مورد بررسی قرار گرفت و یک انطباق مثبت بین این دو دیده شد (شکل ۸-الف). از این روش برای تعیین فشار تبلور بیوتیت در توده گرانیتوئیدی تویه-دروار استفاده شد و مشخص گردید که فشار حاکم بر

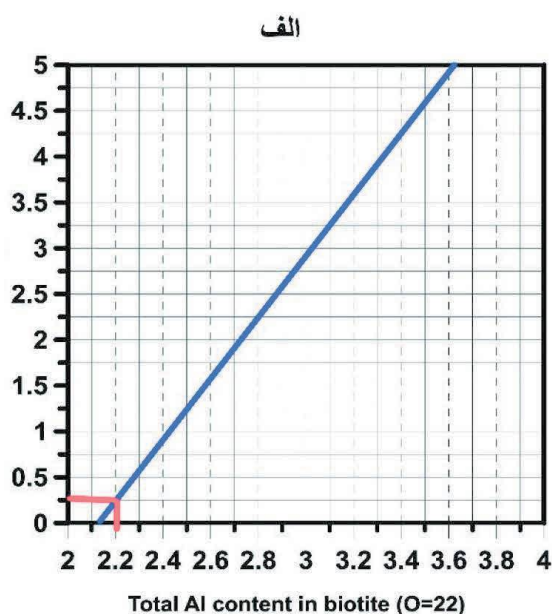
فشارسنجی بر اساس محتوای آلومینیم کل در بیوتیت برای اولین بار توسط Uchida et al. (2007) برای تعدادی از سنگ‌های گرانیتی ژاپن به کار برده شد. برای تأیید این فرض، پژوهشگران داده‌های مربوط به فشار انجماد در مناطق مختلف گرانیتی را که از قبل با روش‌های دیگری مثل فشارسنجی با آمفیبول (Thomas and Ernest, 1990) و فشارسنجی با اسفالریت به دست آمده بود با محتوای آلومینیم کل بیوتیت مقایسه کردند و متوجه شدند که مقدار آلومینیم کل بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی به فشار انجماد بستگی دارد. با افزایش فشار انجماد، محتوای آلومینیم کل

۸-ب). دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در بیوتیت توسط (Henry et al., 2005) بنا شده است. با استفاده از رابطه $T = \frac{(\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3)/b}{0.333}$ می‌توان دما را محاسبه کرد. در این رابطه، دما برحسب درجه سانتی‌گراد و $Ti_{apfu} = 0.04 - 0.6$ مقدار اتم در واحد فرمول کانی بهنجار شده به ۲۲ اکسیژن) است و این رابطه در شرایط $T = 480 - 800^\circ C$ و $X_{Mg} = 0.275 - 1.0$ معتبر است.

جدول ۲. ضرایب دماسنجی با استفاده از مقدار تیتانیوم موجود در بیوتیت (Henry et al., 2005)

Coefficient	a	b	c
Value	2.3594	4.65E-09	-1.728

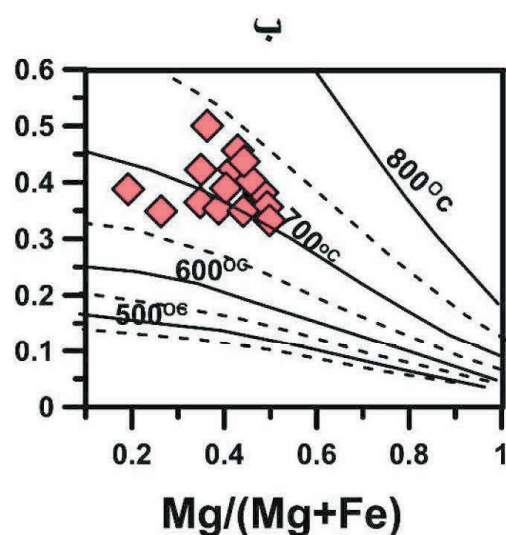
بنابراین بر اساس این دماسنج (شکل ۸-ب) دمای توقف تبادل و برقراری تعادل در گرانیته‌توئید تویه-دروار ۶۵۰-۷۳۰ برآورد شده‌است.



تبلور توده کمتر از ۱ کیلو بار بوده است. همچنین بر اساس مطالعات فشارسنجی بیوتیت توسط (Uchida et al., 2007) نهشته‌های سرب-روی و مولیبدن در فشار کمتر از ۱ کیلو بار، نهشته‌های مس-آهن و قلع در فشار ۱-۲ کیلو بار، نهشته‌های تنگستن در فشار ۲-۳ کیلو بار و نهشته‌های بدون کانی‌زایی در فشار بالای ۳ کیلو بار تشکیل می‌شوند. در این روش، مقدار آلومینیم کل بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی می‌تواند به‌عنوان یک شاخص مفید برای اکتشاف نهشته‌های کانی‌زایی گرمایی در سنگ‌های گرانیتی مورد استفاده قرار گیرد. وجود نهشته‌های آهن، سرب و روی در اطراف توده گرانیته‌توئیدی تویه دروار می‌تواند بیانگر فشارهای کمتر از یک کیلو بار برای انجماد آن باشد.

دماسنجی با استفاده از مقدار تیتانیوم موجود در بیوتیت

با استفاده از مقدار Ti موجود در بیوتیت و همچنین نسبت $Mg/(Fe+Mg)$ در آن می‌توان دما را محاسبه کرد (شکل

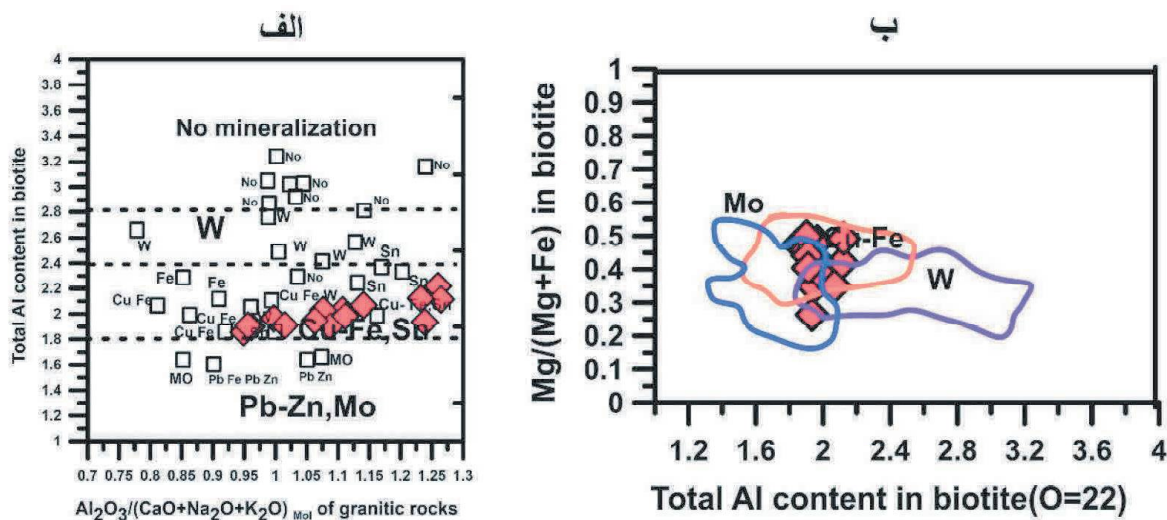


شکل ۸. الف) زمین‌فشارسنجی بر اساس شیمی کانی بیوتیت در توده گرانیته‌توئیدی تویه-دروار. بر اساس این نمودار فشار کمتر از ۱ کیلو بار به‌دست آمده است (Uchida et al., 2007)، ب) نمودار دماسنجی بر اساس مقدار تیتانیوم موجود در بیوتیت برای توده گرانیته‌توئیدی تویه-دروار (Henry et al., 2005)

ارتباط بین مقدار Al کل در بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی و نوع فلززایی

برای نشان دادن تفاوت در مقدار آلومینیم کل بیوتیت و نوع کانه‌زایی، تجزیه شیمیایی روی بیوتیت سنگ‌های گرانیتی توده دروار انجام شد (جدول ۱). ارتباط بین آلومینیم کل بیوتیت و نسبت‌های مولی $Mg/Mg+Fe$ بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی توده تویه-دروار با نوع فلز نشان داده شد. به نظر می‌رسد که مقدار آلومینیم کل بیوتیت با افزایش عمق انجماد منطبق باشد. همان‌گونه که در شکل ۹ دیده می‌شود، مقدار آلومینیم کل بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی همراه با نهشته‌های تنگستن و بدون کانی‌زایی، بیشتر از آلومینیم کل بیوتیت در گرانیتوئیدهای با نهشته‌های $Pb-Zn$, $Cu-Fe$, Sn , Mo است. (Nakano and Ishihara (2003) با بررسی ارتباط نزدیک سنگ‌های درونی پیشنهاد کرد که نهشته‌های تنگستن در یک محیط عمیق تشکیل می‌شوند که با بیشترین مقدار آلومینیم کل بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی نیز منطبق است. به این ترتیب، به نظر می‌رسد که مقدار آلومینیم کل

بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی با فشار انجماد افزایش یابد و این پارامتر به‌عنوان یک شاخص مفید برای برآورد فشار انجماد آنها مفید باشد. یک احتمال وجود دارد که آلومینیم کل بیوتیت با مقدار Al_2O_3 سنگ‌های گرانیتی متناسب باشد. از این رو ارتباط بین آلومینیم کل بیوتیت و شاخص درجه اشباع آلومینیم $(Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O)_{om}$ سنگ‌های گرانیتی بررسی شده است. (ارتباط آلومینیم کل بیوتیت با شاخص آلومینیم سنگ‌های گرانیتی نشان داده شده است (شکل ۹-الف). در این شکل همبستگی مثبتی بین آن‌ها مشاهده می‌شود. آلومینیم کل بیوتیت به ترتیب در سنگ‌های گرانیتی با کانه‌زایی سرب-روی و مولیبدن، مس-آهن و قلع، تنگستن و سنگ‌های گرانیتی بدون کانی‌زایی افزایش می‌یابد. وجود رگه‌های معدنی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز، فلوریت، باریت، سرب و روی در سنگ توده نفوذی مورد مطالعه بیانگر آن است که همانند دیگر موارد مشابه در جهان، ترکیب شیمیایی بیوتیت در این توده نیز می‌تواند نشان‌دهنده توان کانه‌زایی آن باشد (شکل ۹-ب).



شکل ۹. موقعیت بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار در نمودارهای الف) رابطه بین شاخص آلومین گرانیت‌ها با مقدار آلومینیم کل بیوتیت برای تعیین نوع کانه‌زایی در سنگ‌های گرانیتوئیدی (Uchida et al., 2007)، ب) نمودار محتوای AlT بیوتیت در مقابل $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ برای تعیین نوع کانی‌زایی احتمالی در گرانیتوئیدها (Uchida et al., 2007)

نتیجه‌گیری

توده گرانیتوئیدی تویه-دراور در جنوب البرز خاوری به صورت استوک مانند در داخل آهک‌ها و دولومیت‌های استروماتولیت‌دار سازند باروت و همچنین به صورت سیل و دایک در داخل سازند لالون نفوذ کرده است. این توده سبب بروز کانی‌زایی آهن-منگنز، فلوتور و باریت در محل تماس با سازند باروت شده است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی ترکیب این توده کوارتز، مونزونیت، مونزونیت و مونزودیوریت است و دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند و همچنین کانی‌های فرعی ایلمینیت، مگنتیت، زیرکن، آپاتیت، تیتانیت و پیریت است. سریسیت، اپیدوت، کلسیت و کلریت، کانی‌های ثانویه این توده هستند. بافت شاخص سنگ‌های توده شامل گرانوفیری، گرافیک و میرمیکیتی است. شیمی کانی بیوتیت در این توده بیانگر ترکیب بیوتیت آهن‌دار، قلیایی، ناکوه‌زایی و محیط کشتی برای آن است. به کارگیری روش دماسنجی بر اساس تیتانیم موجود در بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی تویه-دراور، بیانگر دمای ۶۷۰ تا ۷۳۰ درجه سانتی‌گراد برای جایگیری نهایی و توقف تبادل و تعادل نهایی آن است. به کارگیری فشارسنجی با استفاده از آلومینیم کل بیوتیت نیز نشانگر فشارهای کمتر از ۱ کیلوبار برای تبلور بیوتیت است. وجود رگه‌های معدنی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز، فلوریت، باریت، سرب و روی در سنگ میزبان این توده نیز شاهدهی بر راهگشا بودن ترکیب بیوتیت برای استفاده در بررسی توان کانه‌زایی این توده است.

منابع

- دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۳۸۰.
- درویش‌زاده، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران، چین‌شناسی، تکتونیک، دگرگونی و ماگماتیسم، چاپ دوم، انتشارات امیرکبیر، تهران، ۴۳۴.
 - رستمی پایدار، ق.، ۱۳۸۰. آنالیز رخساره، ژئوشیمی و ژنز کانسار فلوتورین میلا کوه-تویه در سازند سلطانیه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۵۲.
 - سعیدی، ع. و اکبرپور، م.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
 - قاسمی، ح. و خانعلی‌زاده، ع.، ۱۳۹۱. گرانیتوئید نوع A تویه-دراور، جنوب باختر دامغان: نشانه‌ای از ماگماتیسم حوضه کشتی پالئوتیس در پالئوزوئیک زیرین البرز، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیستم، ۲۴-۳.
 - قوچی اصل، ا.، ۱۳۸۳. رخساره محیط رسوبی سازند دراور، جنوب باختر دامغان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۵۲.
 - لاسمی، ی. و امین‌رسولی، ه.، ۱۳۸۳. رخساره‌های کربناته در واحد شیلی سازند لالون: یافته‌های نو در ناحیه تویه-دراور (جنوب باختری دامغان)، فصلنامه علوم زمین، سال دوازدهم، ۵۴، ۷۹-۶۹.
 - لاسمی، ی.، ۱۳۷۹. رخساره‌ها، محیط رسوبی، چینه نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران.، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۸، ۱۸۰.
 - لاسمی، ی.، ۱۳۷۹. رخساره‌های کربناته دریای کم‌ژرفا در واحد شیلی سازند لالون: یافته‌های نو در منطقه تویه-دراور، باختر البرز خاوری. خلاصه مقالات نوزدهمین گردهمایی علوم زمین.
 - Abbott, R. and Clarke, D.B., 1979. Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al_2O_3 -FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a $(H_2O)_{or} = 1$. The Canadian Mineralogist 17, 549-560.
 - Abdel-Rahman, A.-F.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. Journal of Petrology 35, 525-541.
 - hgBuda, G., Koller, F., Kovács, J. and Ul-

- rych, J., 2004. Compositional variation of biotite from Variscan granitoids in Central Europe: a statistical evaluation. *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged 45, 21-37.
- Brown, M., 2001. Orogeny, migmatites and leucogranite: a review, *Proceeding of Iddian Academy of Sciences, Earth Planetary Sciences*, 110, 313-336.
 - Deer, W.A., Howie, R. and Zussman, J., 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. Longman Scientific and Technical Hong Kong, 694.
 - Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas, 11-46.
 - Henry, D.J., Guidotti, C.V. and Thomson, J.A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist* 90, 316-328.
 - Jiang, Y.-H., Jiang, S.-Y., Ling, H.-F., Zhou, X.-R., Rui, X.-J. and Yang, W.-Z., 2002. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid genesis. *Lithos* 63, 165-187.
 - Morgan, G.B. and London, D., 2012. Process of granophyre crystallization in the Long Mountain Granite, southern Oklahoma. *Geological Society of America Bulletin* 124, 1251-1261.
 - Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. H. and Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience* 337, 1415-1420.
 - Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.-M. and Carron, J.-P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 301, 813-818.
 - Naderi, A., Ghasemi, H., Santos, J. F., Rocha, F., Griffin, W. L., Shafaii Moghadam, H. and Papadopoulou, L., 2018. Petrogenesis and tectonic setting of the Touyeh-Darvar Granitoids (NE Iran): constraints from zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd isotope geochemistry», *Lithos*, 318-319, 494-508.
 - Nakano, T. and Hayashi, K. (eds.) *Resource and environmental geology*. Society of Resource Geology, Tokyo, 23-34 (in Japanese)
 - Nakano, T. and Ishihara, S., 2003. Geochemical characteristics of the Akiyoshi limestones, Japan and their bearing on exploration for blind skarn deposits. *Resource Geology* 53, 29-36.
 - Partin, E., Hewitt, D. and Wones, D., 1983. Quantification of ferric iron in biotite, *Geol. Soc. Am. Abstr. Program*, 659.
 - Pitcher, W.S., 1997. The evolution of the granitic texture: a continuum of crystal growth, *The Nature and Origin of Granite*. Springer, 68-91.
 - Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69, 61-120.
 - Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M. and Radoslovich, E.W., 1999. Nomenclature of the micas. *Mineralogical Magazine* 63, 267-296.
 - Shabani, A.A., Lalonde, A.E. and Whalen, J.B., 2003. Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator? *The Cana-*

dian Mineralogist 41, 1381-1396.

- Speer, J.A., 1984. Micas in igneous rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 13, 299-356.

- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 52, 1229-1258.

- Thomas, W. and Ernst, W., 1990. The aluminium content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: A mineralogic barometer calibrated

experimentally to 12 kbars. *Fluid-Mineral Interactions: A Tribute to HP Eugster*. *Geochemical Society Special Publication* 2, 59-63.

- Uchida, E., Endo, S. and Makino, M., 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology* 57, 47-56.

- Vernon, R.H., 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, 440.