

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

رشته زمین شناسی گرایش پترولوژی

رساله دکتری پترولوژی

شیمی کانی، ژئوشیمی ایزوتوپی و پتروژنز توده گرانیتوئیدی تویه – دروار

نگارنده: آذین نادری

استاد راهنما: دکتر حبیب الله قاسمی

شهریور ۱۳۹۷

شماره: ۱۳۰۴۹
تاریخ: ۹۷/۶/۲۱
وبرایش:

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره ۱۲: صورت جلسه نهایی دفاع از رساله دکتری (Ph.D)
(ویژه دانشجویان ورودی های ۹۴ و ما قبل)

بدینوسیله گواهی می شود خانم آذین نادری دانشجوی دکتری رشته پترولوژی به شماره دانشجویی ۹۲۴۶۱۶۵ ورودی ۱۵ آماه ۱۱ سال ۱۳۹۲ در تاریخ ۱۳۹۷/۰۶/۲۱ از رساله نظری/ عملی خود با عنوان: شیمی کانی، ژئوشیمی ایزوتوپی و پتروژنز توده گرانیتوئیدی تویه - دروآر دفاع و با اخذ نمره ۱۸/۴ به درجه: بسیار خوب نائل گردید.

<input checked="" type="checkbox"/> الف) درجه عالی: نمره ۱۹-۲۰	<input type="checkbox"/> ب) درجه بسیار خوب: نمره ۱۸/۹۹-۱۷
<input type="checkbox"/> ج) درجه خوب: نمره ۱۶/۹۹-۱۵	<input type="checkbox"/> د) غیر قابل قبول و نیاز به دفاع مجدد دارد
<input type="checkbox"/> ه) رساله نیاز به اصلاحات دارد	

ردیف	هیئت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱	دکتر حبیب الله قاسمی	استاد/ اساتید راهنما	استاد تمام	
۲	دکتر	مشاور/ مشاورین	-	-
۳	دکتر مسعود همام	استاد مدعو داخلی / خارجی	دانشیار	
۴	دکتر مریم شبیبی	استاد مدعو داخلی / خارجی	استاد یار	
۵	دکتر مهدی رضایی گهخایی	استاد مدعو داخلی / خارجی	استاد یار	
۶	دکتر هادی جعفری	سرپرست (نماینده) تحصیلات تکمیلی دانشکده	استاد یار	

مدیر محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه:

ضمن تأیید مراتب فوق مقرر فرمائید اقدامات لازم در خصوص انجام مراحل دانش آموختگی خانم آذین نادری بعمل آید.

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر روزبه
تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

شماره: ۱۳۰۴۹
تاریخ: ۹۴/۶/۲۰
ویرایش:

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

دانشکده: علوم

گروه: زمین شناسی

رساله دکتری خانم آذین نادری

تحت عنوان: شیمی کانی، ژئوشیمی ایزوتوپی و پتروژنز توده گرانیتوئیدی تویه - دروار

در تاریخ ۱۳۹۷/۰۶/۲۱ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک رساله دکتری ارزیابی گردید و با درجه بسیارخوب مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی: -		نام و نام خانوادگی: دکتر حبیب الله قاسمی
	نام و نام خانوادگی: -		نام و نام خانوادگی: -

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی: دکتر هادی جعفری		نام و نام خانوادگی: دکتر مسعود همام
			نام و نام خانوادگی: دکتر مریم شبی
			نام و نام خانوادگی: دکتر مهدی رضایی کهنخایی

تقدیم به:

روح پاک مادرم، دریای بی کران فداکاری و عشق که وجودم برایش همه رنج بود و وجودش برایم همه مهر

به پدم، که عالم را به من آموخت تا چگونه در عرصه زندگی، ایستادگی را تجربه نمایم

و به : برادر و خواهرانم همراهان، همیشگی و پشتوانه های زندگیم

به نام خداوند سزاوار ستایش

حمد و سپاس پرودگاری را که جهان پر رمز و راز آفرینش را با قدرت کامل و مشیت بالغ خویش بی آنکه نمونه و الگویی در کنار خالق وجود داشته باشد آفرید و سپس آفریدگان را با اراده خود به راه راست راهی ساخت و آنها را در مسیر محبت خویش برانگیخت.

ستایش و منت آن خالق دانا و توانا را که مرا با نور فهم و دانش از تاریکی ها و ظلمات وهم و نادانی رهایی بخشید و در میان مخلوقاتش به واسه آموختن و دانش گرامی داشت.

بارالها، تو را سپاس بیکران که توفیق عطا فرمودی که با کنکاش و تفحص در گوشه ای از خلقت عظمای تو و در قطره ای از اقیانوس لایتناهی آفرینش و در دل ذره ای از کائنات، درهای از کائنات نصیبم گردد، باشد که همین اندک شناخت، مرا به مرتبه اخلاص در توحید راهنما گردد.

مهربان معبود، همچون همیشه پیشانی نیاز بر درگاه بی نیازت می سایم و از تو میخواهم که مرا در دریای رحمت خویش غرقه داری و در راه کسب دانش و حکمت، مشعل پر فروغ هدایت را فراراهم قرار دهی و نیز مرا در رعایت حقوق و سپاسگزاری از اساتید و پرورش دهندگانم، آنان که در این راه پر فراز و نشیب از هیچ کوشش دریغ ننموده اند یاری ام فرمایی.

آری، دانش هدیه بزرگ الهی و نور هدایت و رستگاری است که اساتید و معلمان، انسان را در نیل به این نعمت عظیم، هادی و راهبرند و بدین سبب واسطه فیض و رحمت الهی می گردند.

هر چند که زبان قلم از عهده سپاس و تشکر از انسانهای شریف و وارسته ای که ابواب معرفت و علم را به رویم گشوده اند، برنخواهد آمد، اما از آنجا که مکتب و بینشم ایجاب می کند که:

من لم یشکر المخلوق لم یشکر خالق

بر خورد لازم می دانم از کوشش های بیدریغ و صمیمانه همه اساتید معزز خصوصا از زحمات استاد گرامی دکتر حبیب الله قاسمی که همواره راهنمایی هایشان گره گشای مشکلاتم بوده و نیز از اساتید گرانقدر جناب آقایان دکتر محمود صادقیان و دکتر عزیزالله طاهری که من را از علم خویش بهره مند ساخته اند و در انجام کارهای صحرائی من را همراهی نموده اند و همینطور از جناب آقایان دکتر مسعود همام و دکتر مهدی رضایی کهخایی و سرکار خانم دکتر مریم شیبی که از نظرات گرانقدرشان در زمینه داوری، استفاده نمودم، تشکر کنم.

بی شک انجام این تحقیق بدون همراهی بزرگوارانی که همواره در طی مراحل فرصت مطالعاتی مرا یاری نمودند، میسر نبود، در این راه خود را مدیون اساتید بزرگواری می دانم که علم و اخلاق را به من آموختند. از زحمات استاد عزیز و گرانقدرم در دانشگاه -Aveiro کشور پرتغال- پروفیسور José F. Santos که با فراهم کردن محیطی آرام در کشور پرتغال و حمایت‌های بی دریغشان برای به انجام رساندن آنالیزهای ایزوتوپی Sm- Nd , Rb-Sr سپاسگزاری ویژه دارم و همچنین از Sara Ribeiro مسوول آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه اویرو کشور پرتغال، راهنما و همراهم در انجام این آنالیز.

انجام آنالیز XRF در دانشگاه اویرو (پرتغال) با حمایت پرفیسور Fernando Rocha و آموزش و همراهی Cristina Sequeira صورت پذیرفت، از ایشان و همینطور دکتر محمدرضا نقی زاده برای همه تلاش و رای زنی ها در راستای انجام آنالیز ICP-MS در دانشگاه برایتون انگلستان قدردانی می نمایم. مراتب تشکر خود را از پرفیسور William L. Griffin در دانشگاه Macquarie استرالیا به دلیل تقبل آنالیز ایزوتوپی به روش U- Pb بر روی کانی زیرکن و نیز دکتر هادی شفاهی مقدم برای انجام این آنالیز، ابراز می دارم. می بایست قدر دان زحمات دکتر Lambrini Papadopoulou در دانشگاه Thessaloniki یونان برای انجام آنالیز ماکروپروب باشم.

در پایان از همراهی و مساعدت‌های ارزشمندانه آقای حسن حسین شاهم آبادی، نوش آفرین نادری، مرضیه ویس کرمی، زینب نجفی، فضیلت یوسفی، محسن مباشری ، مجتبی رستمی، زهرا بوسلیک، سولماز بلوچی، عبدالله شمسی، مهدی بازاری و بصورت ویژه از سرکار خانم مهندس زهره فارسی کارشناس آموزش دانشکده صمیمانه سپاسگزارم.

ما بدان مقصد عالی نتوانیم رسید هم مگر پیش نهد لطف شما گامی چند.

با تقدیم احترام

آذین نادری

شهریور ۱۳۹۷

تعهدنامه

اینجانب آذین نادری دانشجوی دوره دکتری رشته زمین شناسی گرایش پتروولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده رساله " شیمی کانی، ژئوشیمی ایزوتوپی و پتروژنز توده گرانیتوئیدی تویه - دروار " تحت راهنمایی آقای دکتر حبیب الله قاسمی متعهد می شوم :

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « **Shahrood University of Technology** » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ ۱۳۹۷/۰۶/۲۱

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده:

توده گرانیتوئیدی دروار در ۵۰ کیلومتری جنوب باختر دامغان در استان سمنان در جنوب زون البرز خاوری واقع شده است. این توده در داخل واحدهای سنگی پالئوزوئیک پیشین (سازندهای باروت و لالون) نفوذ کرده است. بر اساس شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری، این توده از مونزونیت، کوارتز مونزونیت و مونزودیوریت تشکیل شده است. به لحاظ کانیایی، ترکیب توده شامل عمدتاً پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار (ارتوکلاز) و مقدار کمی کوارتز، بیوتیت و آمفیبول (نوع هورنبلند) است. کانی‌های فرعی آن را ایلمنیت، مگنتیت، زیرکن، آپاتیت، تیتانیت، پیریت و کالکوپیریت و کانی‌های ثانویه را سریسیت، اپیدوت، کلسیت و کلریت تشکیل می‌دهند. این گرانیتوئید اغلب بافت گرانولار و پورفیروتیک نشان می‌دهد اما بافت‌های دره‌مرشدی مانند گرافیک و میرمیکیت هم مشاهده شده‌اند. محدوده ترکیبی پلاژیوکلازها، آلبیت تا الیگوکلاز و فلدسپار آلکالن ۷۵-۹۸ درصد (Or) است. شیمی کانی بیوتیت در این توده بیانگر ترکیب بیوتیت آهن‌دار، قلیایی، ناکوهزایی و محیط کششی برای آن است. آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های این توده از نوع کلسیم‌دار فشار پایین با ترکیب فروهورنبلند و با منشاء آذرین هستند. بکارگیری روش‌های دما-فشارسنجی به ترتیب دماهای ۷۳۰-۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای کمتر از ۲ کیلوبار را برای توقف تبادل و تعادل نهایی آمفیبول در توده نفوذی تویه‌دروار به‌دست داده است که با عمق جایگیری کمتر از ۵ کیلومتر توده سازگار است. وجود بافت‌های ریزبلور واکنشی هیپرسالوس تا ساب‌سالوس (پرتیتی، میرمیکیتی، گرافیک، گرانوفیری) در سنگ‌های توده و نبود دگرگونی همبری آشکار در اطراف آن، سرد شدن سریع توده است. وجود رگه‌های معدنی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن- منگنز، فلوریت، باریت، سرب و روی در سنگ‌های میزبان توده، نیز از نشانه‌های آشکار برای تأیید این گفته‌هاست.

این گرانیتوئید عمدتاً مونزونیت و مونزودیوریت متاآلومین، آهن‌دار و آلکالن است. این سنگ‌ها دارای نسبت‌های بالای FeO_T/MgO ، Ga/Al و $K_2O + Na_2O$ ، فراوانی کم MgO و عناصر انتقالی، غنی

شدگی شدید LREE نسبت به HREE و LILEs (مثل Rb) و HFSEs ، تهی شدگی در Sr و Br نسبت به گوشته و شامل کانی‌های تیره آبدار غنی از آهن و مگنتیت هستند که اینها ویژگی‌های گرانیتوئید نوع A است.

سن سنجی اورانیم-سرب بر روی کانی زیرکن برای این گرانیتوئید سن کربنیفر زیرین (327 ± 5 میلیون سال) را نشان می‌دهد. ژئوشیمی ایزوتوپی Sr-Nd، با میزان ϵ_{Nd} از $-1/1$ تا $-1/5$ و نسبت‌های اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ بین $0/70562$ و $0/70678$ با تفریق ماگمایی از مذاب میفیکی تولید شده از یک منبع گوشته غنی شده سازگار است. بهرحال مدل‌های دیگری مانند ذوب پوسته میفیکی یا اختلاط اجزای گوشته تهی شده و پوسته قاره‌ای را نمی‌توان از نظر دور داشت.

بر اساس سن سنجی اورانیم-سرب بر روی کانی زیرکن و رژیم زمین ساختمانی ماگمای شناخته شده در ایران در طول پالئوزوئیک، پیشنهاد می‌شود که توده نفوذی در یک محیط ریفتی مربوط به کشش پالئوتتیس در زمان کربنیفر زیرین تشکیل شده است.

کلید واژه‌ها: گرانیتوئید نوع A، سن سنجی U-Pb، ایزوتوپ‌های Sr-Nd، کربنیفر، شمال ایران.

لیست مقالات مستخرج شده از این رساله عبارتند از:

الف) مقالات علمی و پژوهشی:

نادری آ.، قاسمی.، پاپادوپولا ل. (۱۳۹۶) شیمی کانی آمفیبول و دما- فشارسنجی عمق جایگیری توده گرانیتوئیدی تویه دروار، جنوب باختر دامغان، سمنان، مجله یافته‌های نوین در علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

نادری آ.، قاسمی.، پاپادوپولا ل. (۱۳۹۶) شیمی بیوتیت، دما- فشارسنجی و بررسی نقش آلومینیم کل بیوتیت در تشخیص کانی زایی در توده گرانیتوئیدی تویه- دروار، جنوب باختر دامغان، البرز خاوری، مجله زمین شناسی ایران، جهاد دانشگاهی شهید بهشتی.

Naderi A., Ghasemi H., Santos J.F., Rocha F., Griffin W.F., Shafaii Moghadam F and Papadopoulou F.(2018) Petrogenesis and tectonic setting of the Tuyeh-Darvar Granitoid (Northern Iran): Constraints from zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd isotope geochemistry. *Lithos*.

ب) مقالات کنفرانسی داخل:

نادری آ.، قاسمی.، پاپادوپولا ل. (۱۳۹۶) شیمی کانی، دما- فشار سنجی و عمق جایگیری توده گرانیتوئیدی تویه دروار، جنوب غرب دامغان، سمنان، بیست و پنجمین همایش بلور شناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه یزد.

نادری آ.، قاسمی.، سانتوش ج و روچا ف. (۱۳۹۶) پتروژنز توده گرانیتوئیدی تویه- دروار، جنوب باختر دامغان، البرز شرقی، سی و ششمین گردهمایی و سومین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
فصل اول : کلیات	
۱-۱- مقدمه	۲
۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه	۴
۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی	۶
۴-۱- ژئومورفولوژی منطقه	۷
۵-۱- پیشینه پژوهش	۹
۶-۱- اهداف مطالعه	۱۱
۷-۱- روش انجام تحقیق	۱۲
۱-۷-۱- مطالعات کتابخانه‌ای	۱۲
۲-۷-۱- مطالعات صحرایی	۱۳
۳-۷-۱- مطالعات آزمایشگاهی	۱۳
۱-۷-۴- نرم افزارهای مورد استفاده	۱۶
فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی و برداشت‌های صحرایی	
۲-۱- مقدمه	۱۸
۲-۲- کلیاتی راجع به سرگذشت البرز از پرکامبرین تا تریاس	۱۹
۲-۳- چینه‌شناسی	۲۰
۲-۳-۱- واحدهای سنگی پالئوزوئیک	۲۱
سازند لالون	۲۴
سازند میلا	۲۶
سازند جیرود	۲۸
سازند مبارک	۲۹
۲-۳-۲- واحدهای سنگی مزوزوئیک	۳۰

۳۵	۲-۴- زمین شناسی ساختمانی
۴۱	۲-۵- خصوصیات صحرایی توده گرانیتوئیدی
فصل سوم: پتروگرافی	
۴۴	۱-۳- مقدمه
۵۰	۳-۲- پتروگرافی مونزونیت ها
۵۲	۳-۳- پتروگرافی کوارتز مونزونیت ها
۵۵	۳-۴- پتروگرافی مونزودیوریت ها
فصل چهارم: شیمی کانی ها و دما- فشار سنجی	
۵۸	۴-۱- مقدمه
۵۹	۴-۲- شیمی کانی ها
۵۹	۴-۲-۱- فلدسپار
۶۱	۴-۲-۲- شیمی بیوتیت
۷۰	۴-۲-۳- شیمی کانی آمفیبول
فصل پنجم: ژئوشیمی سنگ کل	
۸۰	۵-۱- مقدمه
۸۲	۵-۲- نامگذاری سنگ ها
۸۲	۵-۳- نمودار شاخص تغییر یافته آلکالی کلسیک
۸۳	۵-۳- نمودار تغییرات عدد آهن
۸۴	۵-۴- نمودار شاخص اشباع از آلومینیم (ASI)
۸۶	۵-۵- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و فرعی (نوع هارکر)
۸۶	۵-۶- مطالعه و بررسی عناصر کمیاب
۸۶	۵-۶-۱- انواع عناصر کمیاب
۸۸	۵-۶-۲- نمودارهای عناصر نادر خاکی و چند عنصری
فصل ششم: زمین شناسی ایزوتوپی	
۹۲	۱-۶- مقدمه

- ۲-۶ - تعیین سن اورانیم-سرب ۹۵
- ۳-۶ - ژئوکرونولوژی اورانیم-سرب ۹۶
- ۴-۶ - ژئوشیمی Rb و Sr ۱۰۱
- ۵-۶ - ژئوشیمی Sm و Nd ۱۰۲
- ۶-۶ - مطالعات ایزوتوپی Sr - Nd ۱۰۲
- ۷-۶ - کاربرد نتایج تجزیه ایزوتوپی در تعیین خاستگاه توده گرانیتوئیدی تویه دروار ۱۰۳
- ۶-۷-۱ - ویژگی محل خاستگاه توده گرانیتوئیدی تویه دروار ۱۰۳
- ۶-۸ - نمودار ϵNd در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ ۱۰۵

فصل هفتم: پتروژنز

- ۷-۱ - مقدمه ۱۱۰
- ۷-۲ - جایگاه زمین ساختی گرانیتوئید تویه دروار ۱۱۰
- ۷-۲-۱ - تعیین جایگاه زمین ساختی بر اساس شیمی سنگ کل ۱۱۱
- ۷-۲-۲ - تعیین جایگاه زمین ساختی بر اساس شیمی کانی ها ۱۱۵
- ۷-۴ - بررسی ویژگی های محل منشاء گرانیتوئید تویه دروار ۱۱۸
- ۷-۴-۱ - نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb (Pearce, 2008) ۱۱۸
- ۷-۴-۲ - نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1983) ۱۱۹
- ۷-۶ - الگوی زمین ساختی - ماگمایی تشکیل گرانیتوئید تویه دروار ۱۲۲

فصل هشتم نتیجه گیری

- ۸-۱ - نتایج ۱۲۶
- منابع ۱۳۰

فهرست شکل ها

عنوان	صفحه
شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه تویه- دروار در تقسیم بندی واحدهای ساختاری ایران زمین (Stockline, 1968)	۵
شکل ۱-۲- راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.....	۶
شکل ۱-۳- رخنمون های ستیغ و صخره ساز (الف) سازند الیکا، دید به سمت شمال، (ب) آهک کرتاسه دید به سمت شمال خاور.....	۸
شکل ۱-۴- ریخت شناسی های ملایم و تپه ماهوری (الف) سازند لالون دید به سمت خاور، (ب) سازند کرج، دید به سمت جنوب خاور.....	۸
شکل ۱-۵- الف- افزایش ارتفاعات به دلیل چین خوردگی آهکهای سازند الیکا، باختر روستای تویه، (دید به سمت باختر)، ب- تاثیر گسل معکوس تویه در شکل گیری ارتفاعات شمال خاوری دره تویه- دروار) دید به سمت خاور).....	۸
شکل ۱-۶- تصویر سه بعدی از منطقه مطالعاتی جهت نمایش ریختشناسی منطقه؛ ترکیبی از نقشه زمین شناسی کیاسر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و داده های SRTM به همراه نقشه توپوگرافی منطقه (اقتباس از طاهری، ۱۳۹۲).....	۹
شکل ۱-۲- تصویر SRTM از نیمه شمالی ایران؛ موقعیت البرز (Ab) روی آن مشخص شده است. (Brunet et., 2003).....	۱۸
شکل ۲-۲- تکوین و تکامل ساختاری البرز در طی ترین پسین- تریاس؛ اقتباس از (Fursich et al., 2009).....	۱۹
شکل ۲-۲- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ منطقه تویه دروار که با استفاده از داده های ماهواره ای لندست و برداشت های صحرائی تهیه شده است.....	۲۱
شکل ۲-۳- الف- نمایی دور از سازند باروت، دید به سمت خاور، ب- نمای نزدیک از تناوب شیل و دولومیت سازند باروت، دید به سمت شمال، ج- نمای نزدیک از دولومیت های چرت و استروماتولیت دار سازند باروت در روستای تویه.....	۲۳
شکل ۲-۴- الف - نمایی نزدیک از افق کنگلومرایی مرز سازند لالون و زاگون، ب- نمای سیلت و شیل های ارغوانی سازند زاگون.....	۲۴

- شکل ۲-۵-الف- نمایی کلی از سازند لالون، دید به سمت خاور، ب-شیل، ماسه‌سنگ و دولومیت سازند لالون دید به سمت شمال، ج- استروماتولیت سازند لالون. ۲۶
- شکل ۲-۶- نمایی از سازند میلا و کوارتزیت قاعده این سازند، دید به سمت خاور. ۲۸
- ۲-۷- نمایی از سازند جیروود در جاده تویه -دامغان؛ دید به سمت شمال. ۲۹
- شکل ۲-۸- نمایی از سازند مبارک در غرب منطقه تویه دروار، دید به سمت خاور. ۳۰
- شکل ۲-۱۰- نمایی دور از سازند الیکا، دید به سمت باختر، ب- نمایی از آهکهای چین خورده و جناغی سازند الیکا در شمال روستای تویه، ج- آهک ورمیکوله سازند الیکا. ۳۱
- شکل ۲-۱۰-الف- نمایی کلی از سازند شمشک در منطقه تویه دروار، دید به سمت خاور، ب- فسیل آمونیت از سازند شمشک در جاده دامغان- تویه، ج- تناوب شیل و زغال در سازند شمشک، د- مشاهده افق بوکسیت و لاتریت در قاعده شمشک (جهت پیکان سیاه) و مشاهده بازالت‌های قاعده شمشک (پیکان سفید)، دید به سمت باختر. ۳۲
- شکل ۲-۱۱-الف- نمایی دور سازندهای باروت، الیکا، لار و دلیچای در شمال روستای تویه، دید به سمت شمال، ب- سازند لار و دلیچای در شمال روستای دشت بو، دید به سمت شمال. ۳۴
- شکل ۲-۱۲-الف- نمای دور سازند کرتاسه دید به سمت خاور در شمال روستای تویه، ب- نمای نزدیک از سازند کرتاسه و کنگلومرای فجن دید به سمت شمال (محل گسل تراستی) در شمال روستای تویه. ۳۴
- شکل ۲-۱۳- تصویر ماهواره ای از گسل های منطقه تویه دروار-دشت بو با استفاده از (Google earth) ۳۶
- شکل ۲-۱۴- تصویر گرفته شده از Google earth، که جابجایی امتداد لغز سازندهای فجن و کرتاسه را در اثر عملکرد گسل شمال تویه نشان میدهد (طاهری، ۱۳۹۲). ۳۷
- شکل ۲-۱۵- قسمتی از نقشه زمین‌شناسی کیاسر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، که گسل شمال تویه بر روی آن نشان داده شده‌است، گسل شمال تویه با روند شمال باختری- جنوب خاوری نشان داده شده است (اکبریور و سعیدی، ۱۳۷۱). ۳۸
- شکل ۲-۱۶-الف- نمایی از سطح گسل شمال تویه، ب- برش نمادین از سطح گسل شمال تویه .. ۳۹ ..
- شکل ۲-۱۷-الف- تصویر سه بعدی از ترکیب نقشه زمین‌شناسی و داده‌های SRTM از گسل شمال تویه، ب- دره گسلی ایجاد شده توسط گسل شمال تویه (دید به سمت شمال) ج- نیمرخ توپوگرافی از دره گسلی در راستای AB که در تصویر الف مشخص شده است (طاهری، ۱۳۹۲). ۴۰

- شکل ۲-۱۸- روابط صحرایی توده نفوذی با سنگهای میزبان. ۴۲
- شکل ۳-۱- مراحل تشکیل بافت پرتیت در آزمایشگاه. ۴۸
- شکل ۳-۲- تصاویر میکروسکوپی از بافتهای موجود در توده گرانیتوئیدی. ۵۰
- شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکوپی مربوط به نمونه‌های مونزونیتی توده گرانیتوئیدی تویه- دروار. ۵۲
- شکل ۳-۴- تصاویر میکروسکوپی مربوط به نمونه‌های کوارتز مونزونیتی. ۵۴
- شکل ۳-۵- تصاویر میکروسکوپی مربوط به نمونه‌های مونزودیوریتی توده گرانیتوئیدی تویه- دروار. ۵۶
- شکل ۲ الف : تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی برگشتی از کانی پلاژیوکلاز در یک نمونه مونزونیتی در توده گرانیتوئیدی تویه دروار، ب: نمودار طبقه بندی فلدسپارهای پلاژیوکلاز و آلکان موجود در سنگ‌های تویه دروار. ۵۹
- شکل ۴-۲- موقعیت بیوتیت های توده گرانیتوئیدی تویه دروار در نمودار طبقه بندی میکاها بر پایه ترکیب شیمیایی آن ها الف (Rieder et al., 1999). ب- (Foster, 1960). ۶۲
- شکل ۴-۳- 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). ۶۲
- شکل ۴-۴- تعیین سری ماگمایی توده گرانیتوئیدی تویه- دروار بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت الف - (Nachit et al., 1985). ب- (Abdel-Rahman, 1994). ۶۴
- شکل ۴-۵- نمودارهای طبقه‌بندی جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئید تویه- دروار با استفاده از ترکیب بیوتیت شکل الف و ب (Abdel-Rahman, 1994). ج- تقسیم‌بندی بر اساس نمودار (Jiang et al., 2002). ۶۶
- شکل ۴-۶- الف- زمین فشارسنجی بر اساس شیمی کانی بیوتیت در توده گرانیتوئیدی تویه- دروار. ۶۸
- شکل ۴-۷- موقعیت بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی تویه دروار. ۶۹
- شکل ۴-۹- تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی برگشتی از کانی آمفیبول. ۷۰
- شکل ۴-۱۰- موقعیت آمفیبول‌های توده گرانیتوئیدی تویه دروار در نمودارهای طبقه بندی آمفیبول ها بر پایه ترکیب شیمیایی آنها (Leake et al., 1997). ۷۴
- شکل ۴-۱۱- موقعیت آمفیبول‌های توده گرانیتوئیدی تویه دروار در نمودارهای الف- میزان Al_{IV} در مقابل Al_{VI} که تفکیک‌کننده آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی است (Fleet and Barnett, 1978). ب - تغییرات Al_{VI} در مقابل K بر واحد فرمول (Ridolfi and Renzulli, 2012). ۷۵

- شکل ۴-۱۲- موقعیت آمفیبولهای توده گرانیتوئیدی تویه دروار در نمودارهای الف - $Fe/(Fe+Mg)$ در مقابل Al_{total} (Schmidt, 1992)، ب - نمودار تغییرات Al^{IV} در برابر Ti آمفیبولهای کلسیک (Ernst and Liu, 1998). ۷۸
- شکل ۵-۱- نمودار تقسیم بندی سنگهای گرانیتوئیدی تویه دروار در نمودار SiO_2 در مقابل Na_2O+K_2O (Middlemost (1994). ۸۲
- شکل ۵-۲- نمودار شاخص تغییر یافته آلکالی کلسیک (MALI) در مقابل درصد وزن SiO_2 (Frost, and Frost 2008). ۸۳
- شکل ۵-۳- نمودار عدد آهن $FeO^*/(FeO^* +MgO)$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 (Frost and SiO₂ Frost, 2008). ۸۴
- شکل ۵-۴- نمودار A/CNK در مقابل A/NK جهت تعیین درجه اشباع از آلومینیم سنگهای گرانیتوئیدی تویه دروار (Shand, 1943). ۸۵
- شکل ۵-۵- الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت برای نمونه‌های سنگی تویه دروار، (Boynton, 1984). ۸۹
- شکل ۵-۶- نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای توده گرانیتوئیدی تویه دروار (Sun and McDonough, 1998). ۹۰
- شکل ۶-۲- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی به روش LA-ICP-MS بر روی زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های گرانیتوئید تویه- دروار. ۱۰۰
- شکل ۶-۳- تعیین خاستگاه نمونه‌های تویه دروار بر اساس نمودار نمودار ϵNd در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ (White 2015). ۱۰۶
- شکل ۷-۱- الف و ب نمودارهای تمایزی Nb و Zr در مقابل $(10000 * Ga/Al)$ برای گرانیتوئید تویه دروار (Whalen et al., 1987). ۱۱۱
- شکل ۷-۲- نمودارهای مثلثی $Nb-Y-Ce$ و $Nb-Y-Ga$ برای گرانیتوئید تویه دروار (after Eby, 1992). ۱۱۲
- شکل ۷-۳- نمودارهای تمایزی Y در مقابل Nb و $(Y+Nb)$ در مقابل Rb برای گرانیتوئید تویه دروار (Pearce et al., 1984). ۱۱۴
- شکل ۷-۴- نمودارهای تمایز جایگاه زمین ساختی برای گرانیتوئید تویه دروار بر اساس شیمی کانی بیوتیت (Abdelrahman, 1994). ۱۱۶

شکل ۷-۵- نمودار تعیین موقعیت نمونه‌های تویه در وار الف) نمودار Th/Yb در مقابل Th/Yb (Pearce, ۱۹۸۳) در مقابل Nb/Yb (۲۰۰۸) نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, ۱۹۸۳) ۱۱۹

شکل ۷-۶- مراحل تکامل اقیانوس تتیس در ایران. ۱۲۳

فهرست جدول ها

عنوان	صفحه
جدول ۴-۱- نتایج آنالیز EMPA تعدادی از فلدسپارهای توده گرانیتوئیدی تویه- دروار.....	۶۰
جدول ۴-۲- نتایج آنالیز ریز پردازش الکترونی از کانی بیوتیت در توده گرانیتوئیدی تویه دروار ، فرمول ساختاری بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است.....	۶۳
جدول ۴-۳- میانگین نتایج تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تویه- دروار.....	۷۳
جدول ۵-۱- نتایج آنالیز ژئوشیمی سنگ کل توده گرانیتوئیدی تویه دروار.....	۸۱
جدول ۶-۱- نیمه عمر و ثابت واپاشی ایزوتوپ‌های اورانیم (Steiger and Jager, 1977) .	۹۳
جدول ۶-۲- نتایج آنالیزهای ایزوتوپی اورانیم- سرب بر روی زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های گرانیتوئیدی تویه دروار.....	۹۷
جدول ۶-۳- داده‌های ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd گرانیتوئید تویه دروار. ترکیبات ایزوتوپی Sr برای زمان گذشته با استفاده از ثابت واپاشی Rb پیشنهاد شده توسط Villa et al. (2015). محاسبه شده است.....	۱۰۷

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

گرانیتوئیدها، فراوان‌ترین سنگ‌های آذرین درونی پوسته زمین هستند و در تمامی زمان‌های زمین‌شناسی قابل مشاهده‌اند. این سنگ‌ها از نظر منشاء دارای محدوده وسیعی، از گوشته‌ای تا پوسته‌ای و مخلوط‌های آن‌ها بوده و به وسیله فرایندهای مختلف در جایگاه‌های متفاوت تشکیل می‌شوند. محیط‌های زمین‌ساختی مختلف، مسیرهای عبور ماگما، خصوصیات فیزیکوشیمیایی ماگمای اولیه و مذاب‌های نهایی، از عواملی هستند که باعث تنوع سنگ‌شناختی گرانیتوئیدها می‌شوند. مطالعه سنگ‌های گرانیتوئیدی، به چند دلیل مهم و ضروری به نظر می‌رسد (Clarke, 1992).

۱- گرانیتوئیدها فراوان‌ترین سنگ‌ها نفوذی در پوسته بالایی هستند. لذا به دلیل حجم زیادشان نمی‌توان آن‌ها را نادیده گرفت.

۲- همانند سایر سنگ‌های آذرین، نشانه‌هایی از درون زمین هستند و اطلاعاتی از بخش‌های عمیق‌تر پوسته قاره‌ای و احتمالاً مناطق فرورانش و حتی گوشته بالایی ارائه می‌دهند.

۳- همانند دیگر سنگ‌های آذرین دارای رابطه تنگاتنگی با زمین ساخت ورقه‌ای هستند.

۴- بسیاری از سنگ‌های گرانیتوئیدی، با کانی‌سازی همراه هستند لذا از دیدگاه اقتصادی لازم است درباره فرایندهای تمرکز فلزات در آنها اطلاعاتی حاصل شود.

بسیاری از گرانیتوئیدها، دارای ویژگی‌های ترکیبی هستند که به طور مستقیم منعکس کننده ترکیب سنگ منشاء آنها است، از آنجا که اکثر گرانیتوئیدها، از قسمت‌های عمیق پوسته آمده‌اند، مطالعه آنها اطلاعاتی در مورد ماهیت بخش‌های عمیق پوسته می‌دهند (Chappell & White, 1998). گرانیتوئیدها بر اساس گردهمایی کانیایی، ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی، مشخصات شیمیایی و ایزوتوپی به چند نوع تقسیم می‌شوند که این نوع تقسیم‌بندی مکمل تقسیم‌بندی‌های قدیم می‌باشد (Barbarin, 1998).

تقسیم‌بندی دیگر گرانیتوئیدها بر اساس ویژگی‌های مختلف صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمیایی و محیط تکتونیکی تشکیل آنها توسط Chappell & White, 1974; White, 1976; Loiselle et al., 1979;

(H A ,I ,M ,S به انواع Eby, 1990; Creaser & Wormland, 1991; Eby, 1992; Bonin, 2007)

صورت گرفته است. اما عوامل مختلفی نظیر پیچیدگی فرآیندهای تشکیل، گوناگونی و اختلاط منشاء در محیطهای زمین‌شناسی متفاوت، تغییر رژیم‌های زمین‌ساختی در طول زمان و همپوشانی اثرهای برخی از فرایندهای تشکیل (مانند بروز ماگماتیسم دوگانه (گوشته‌ای و پوسته‌ای) در بسیاری از محیطهای پوسته قاره‌ای و انجام فرایندهای اختلاط، هضم و آلیش ماگمایی در این محیطها) سبب می‌شوند که در بسیاری از موارد، یک توده گرانیتوئیدی، محصول مشترک ترکیبی از این فرایندهای مختلف بوده و در نتیجه دارای آثار و نشانه‌هایی مشترک از انواع مختلف گرانیتوئیدها باشد (Yang ; Lyakhovich, 1988; Martin et al., 2006; el al., 2006; قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱).

گرانیت‌های نوع S به خاستگاه پوسته‌ای و گرانیت‌های نوع M به خاستگاه گوشته‌ای اشاره دارند، اما گرانیتوئیدهای نوع I ممکن است حاصل جدایش ماگماهای با منشاء گوشته‌ای (نوع M) و یا از ذوب سنگ‌های آذرین پوسته زیرین یا پوسته اقیانوسی فرورانده شده حاصل شوند. بنابراین بهتر است از واژگان M برای گرانیتوئیدهای گوشته‌ای، C برای گرانیتوئیدهای با خاستگاه پوسته‌ای، CS برای انواع حاصل از ذوب پوسته بالایی که در حقیقت همان گرانیتوئیدهای نوع S هستند و CI معرف گرانیتوئیدهای حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده شده، که در حقیقت همان نوع I هستند استفاده شود (Didier et al., 1982; Landenberger et al., 1996; قاسمی، ۱۳۷۱؛ ولی زاده و قاسمی، ۱۳۷۲؛ قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱).

بر اساس ترکیب شیمیایی، گرانیتوئیدهای نوع I دارای ماهیت متا آلومین و نسبتاً سدیک بوده در حالی که گرانیتوئیدهای نوع S با ماهیت پر آلومین و پتاسیک مشخص می‌شوند (Chappell & White, 1974).

گرانیت‌های نوع H، خاستگاه دو رگه دارند و ممکن است نسبت‌های مختلفی از هر رگه را به ارث برده باشند و بسته به میزان مشارکت منابع مختلف پوسته‌ای و گوشته‌ای خود به انواع Hss, Hms, Hs, Hm

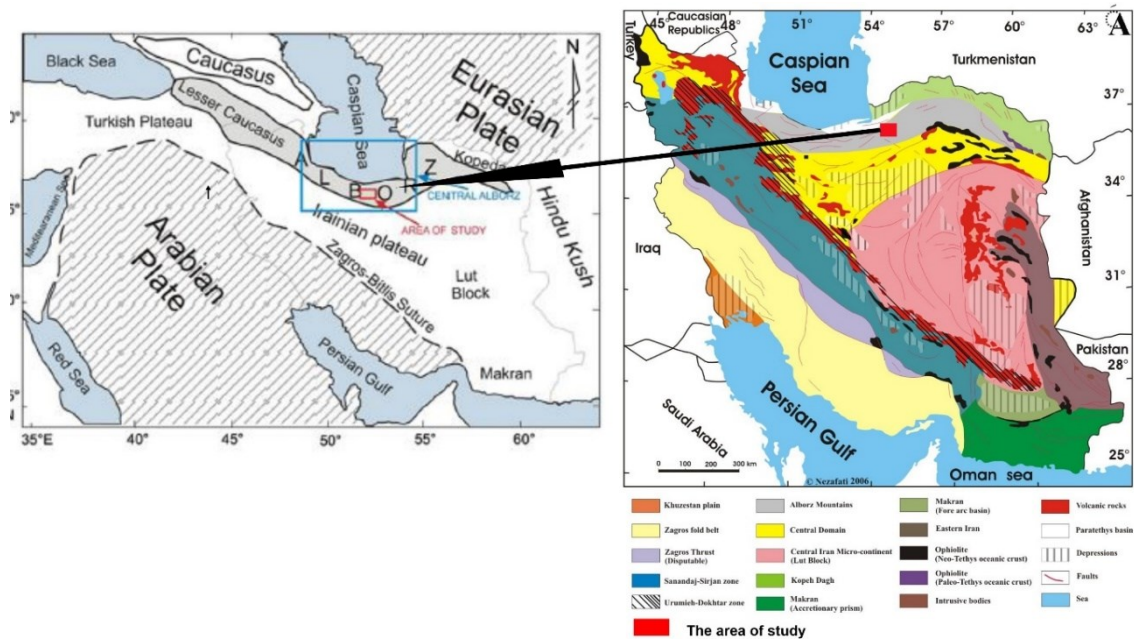
تقسیم بندی می‌شوند (Castroo et al., 1991)؛ قاسمی، ۱۳۷۱؛ ولی‌زاده و قاسمی، ۱۳۷۲؛ خانعلی زاده، ۱۳۸۴؛ قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱).

گرانیتوئیدهای نوع A معمولاً در جایگاه درون ورقه‌ای و پس از برخورد حضور دارند و اطلاعات قابل توجهی در مورد فرایندهای ماگمایی کشش درون ورقه‌ای را نشان می‌دهند (Eby, 1990, 1992). این‌ها دارای ماهیت قلیایی، نسبتاً بی‌آب و غیر کواهزایی هستند (Creaser et al., 1991 ; Bonin, 2007). این گرانیتوئیدها در محیط‌های غیر مرتبط با فرورانش حضور دارند (Eby, 1990) چندین طرح برای منشاء گرانیتوئیدهای نوع A پیشنهاد شده است.

- ۱- تفریق مستقیم آلکالی بازالیت (Turner et al., 1992; Mushkin et al., 2003).
- ۲- ذوب بخشی درجه پایین پوسته گرانولیتی زیرین غنی از کلر و فلور در شرایط خشک (Collins et al., 1982; Collins, 1998).
- ۳- ذوب فشار پایین سنگ‌های کالک آلکالن پوسته بالایی (Skjerie & Johnston, 1993; Patinõ, 1997).
- ۴- اختلاط بین گرانیت آناتکسی و ماگمای مشتق شده از گوشته (Wicham et al., 1996; Mingram et al., 2000).

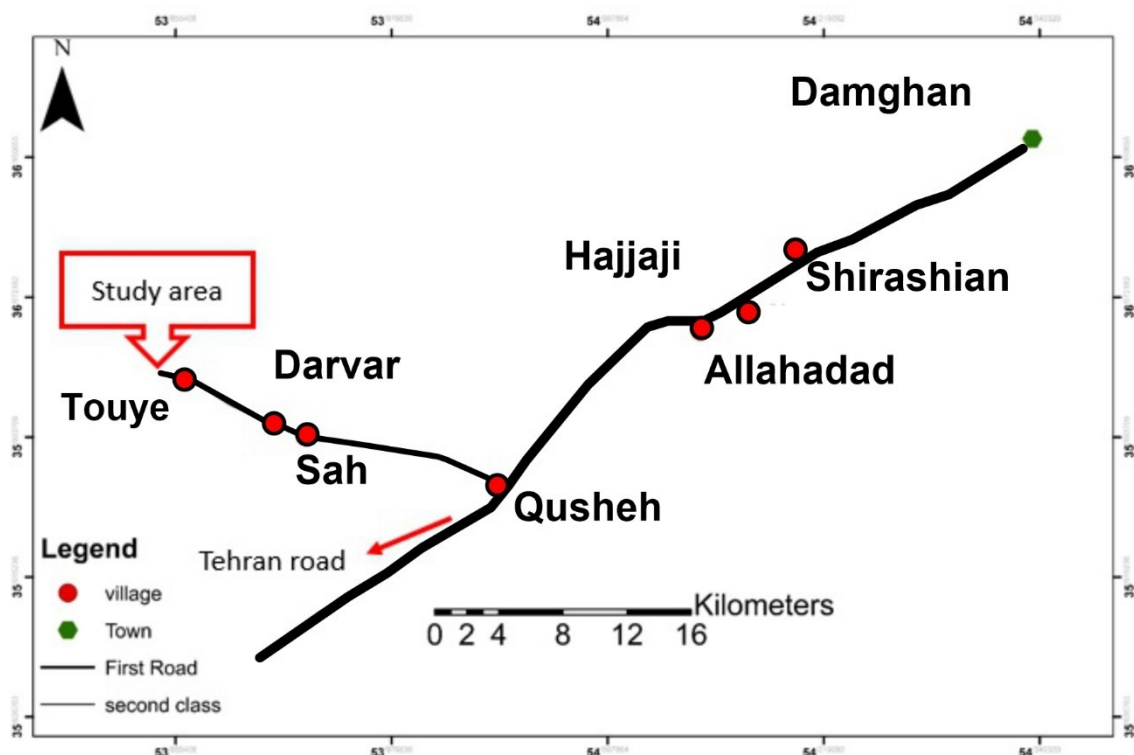
۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در محدوده طول‌های جغرافیایی $48^{\circ} 53'$ تا $53^{\circ} 56'$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ} 02'$ تا $36^{\circ} 08'$ شمالی، در شمال روستای تویه - دروار و ۵۰ کیلومتری جنوب باختر دامغان در استان سمنان و در همسایگی استان مازندران واقع شده است. این منطقه بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر می‌باشد. در تقسیم بندی ساختاری واحدهای ایران (Stockline, 1968) این منطقه در دامنه جنوبی زون البرز خاوری قرار دارد (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه تویه- دروار در تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری ایران زمین (Stockline, 1968).

بهترین راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه از کیلومتر ۳۵ جاده دامغان- سمنان منشعب می‌شود که به سه راهی قوشه-تویه معروف است. فاصله منطقه تویه- دروار تا این سه راهی ۱۵ کیلومتر جاده آسفalte است. راه‌های ارتباطی دسترسی به این منطقه در شکل ۱- ۲ نشان داده شده است.



شکل ۱-۲- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.

۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی

منطقه (دهستان) تویه- دروار، منطقه کوهستانی است و به همین دلیل دارای زمستان‌های سرد و تابستان‌های معتدل می‌باشد. در این منطقه از جنوب به شمال به دلیل مرتفع شدن کوه‌ها در این جهت از دمای هوا کاسته می‌شود. گرم‌ترین ماه سال مرداد ماه و سردترین ماه دی ماه می‌باشد. به دلیل قرارگیری منطقه در حاشیه زمین‌های پست و توده‌های هوایی مختلف و با توجه به میزان بارندگی، این منطقه دارای آب و هوای نیمه خشک می‌باشد. قسمت عمده بارش در منطقه باران است و بیشترین میزان بارش در پاییز و بهار و کمترین میزان آن در تابستان رخ می‌دهد و متوسط میزان بارندگی در سال ۲۱۰ میلی‌متر است (فولادیان، ۱۳۹۱).

پوشش گیاهی منطقه عمدتاً درخچه‌ای و بوته‌ای است و در دره ای که رودخانه تویه از آن می‌گذرد متمرکز شده است.

۱-۴- ژئومورفولوژی منطقه

ارتفاع این منطقه از سطح دریا ۱۴۹۰ متر می‌باشد. عواملی که روی ژئومورفولوژی منطقه تاثیر دارند شامل جنس سنگ‌ها و فعالیت‌های تکنونیکي منطقه است.

ریخت‌شناسی ستیغ و مرتفع مربوط به سازندهای الیکا، لار، دلیچای و آهک کرتاسه (شکل ۱-۳) و ریخت‌شناسی پست و تپه ماهور مربوط به سازندهای فرسایش پذیر مانند لالون، شمشک، کرج و نهشته‌های کواترنری است (شکل ۱-۴).

فعالیت‌های تکتونیکي و عوامل ساختاری مانند گسل‌ها و چین خوردگی‌ها نقش موثری بر مورفولوژی منطقه و اوج گیری واحدهای سنگی منطقه دارند. در اکثر نقاط در منطقه مورد مطالعه، چین خوردگی واحدهای رسوبی در طی فازهای کوهزایی مختلف ارتفاعات نسبتاً بلندی را به وجود آورده‌اند، مانند چین خوردگی سازند الیکا که سبب به وجود آوردن ارتفاعات در بخش جنوبی منطقه مطالعاتی شده‌است (شکل ۱-۵-الف). همچنین گسل‌های معکوس نقش مهمی در ایجاد ارتفاعات منطقه به عهده داشته‌اند از آن جمله می‌توان به گسل تویه و گسل چشمه قلقل اشاره نمود که به ترتیب باعث ایجاد ارتفاعات شمال و باختر دره تویه-دروار گشته است (شکل ۱-۵-ب).

از نظر توپوگرافی در ابتدای منطقه، دشت تویه با ارتفاع ۱۲۰۰ متر از سطح دریا قرار گرفته که سطحی تقریباً هموار دارد ولی با وارد شدن به درون منطقه کوهستانی این وضعیت تغییر کرده و توپوگرافی شدیداً ناهموار می‌شود. بلندترین کوههای منطقه، کوه کافر سر و مهتاب به ترتیب با ارتفاع ۲۶۳۸ و ۲۶۹۱ متر از سطح دریا و پست‌ترین بخش منطقه کفه فولاد محله با ارتفاع ۱۹۰۰ متر از سطح دریا است (شکل ۱-۶).



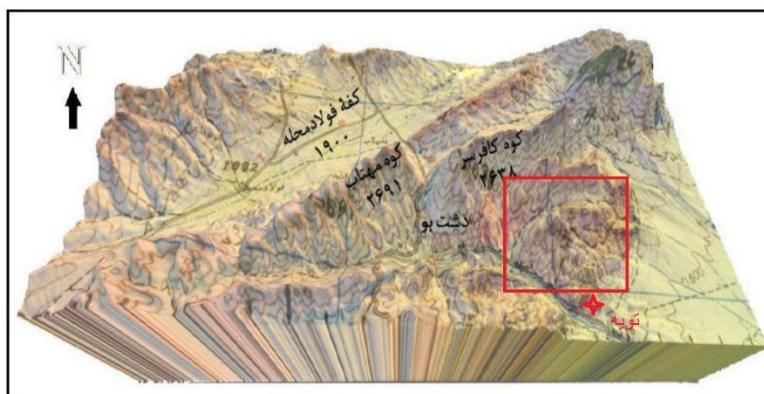
شکل ۱-۳- رخنمون‌های ستیغ و صخره ساز (الف) سازند الیکا، دید به سمت شمال، (ب) آهک کرتاسه دید به سمت شمال خاور.



شکل ۱-۴- ریخت‌شناسی‌های ملایم و تپه ماهوری (الف) سازند لالون دید به سمت خاور، (ب) سازند کرج، دید به سمت جنوب خاور.



شکل ۱-۵- افزایش ارتفاعات به دلیل چین خوردگی آهک‌های سازند الیکا، باختر روستای تویه، (دید به سمت باختر)، ب- تاثیر گسل معکوس تویه در شکل‌گیری ارتفاعات شمال خاوری دره تویه- دروار (دید به سمت خاور).



شکل ۱-۶- تصویر سه بعدی از منطقه مطالعاتی جهت نمایش ریخت‌شناسی منطقه؛ ترکیبی از نقشه زمین‌شناسی کیاسر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و داده‌های SRTM به همراه نقشه توپوگرافی منطقه (اقتباس از طاهری، ۱۳۹۲).

۵-۱- پیشینه پژوهش

اولین بار Stocklin et al. (1964) در دامنه جنوبی دامغان به بررسی سازند میلا در منطقه تویه - دروار پرداخته‌اند. بعد از آن سعیدی و اکبر پور (۱۳۷۱) در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر بخشی از واحدهای سنگ چینه‌ای منطقه تویه - دروار و توده نفوذی با سن بعد از دونین را به نقشه در آورده‌اند. در شرح نقشه تنها به ترکیب سنگ‌شناسی آن اشاره شده است. از مطالعات قبلی که در منطقه انجام گرفته است می‌توان به مطالعات امیر سرداری (۱۳۷۷)، امین رسولی (۱۳۷۸)، لاسمی (۱۳۷۹)، رستمی پایدار (۱۳۸۰)، قوچی اصل (۱۳۸۳) و شوشتری زاده (۱۳۸۴) اشاره کرد که مطالعاتی بر روی سنگ‌های رسوبی منطقه انجام داده‌اند. امیر سرداری (۱۳۷۷) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد به بررسی میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی عضوه‌های ۳، ۴ و ۵ میلا در البرز شرقی پرداخته‌است. امین رسولی (۱۳۷۸) چینه‌نگاری سکansı بخش‌های ۱-۳ سازند میلا در خاور البرز مرکزی و بررسی چینه‌نگاری سکانس واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی سازند لالون در ناحیه تویه - دروار پرداخته‌است. لاسمی (۱۳۷۹) به بررسی رخساره‌ها، محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکansı نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران پرداخته‌است. 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. نامبرده گسلی با روند SW-NE را مهم‌ترین عامل کنترل کننده تمرکز اپی ژنتیک و ثانویه ماده معدنی معرفی کرده است.

قوچی اصل (۱۳۸۳) نهشته های طوفانی آواری و کربناته سازند جیروود در ناحیه تویه - دروار را بررسی کرده است. شوشتری زاده (۱۳۸۴) به معرفی و بررسی کنودنت‌های دونین بالایی در مقطع تویه - دروار پرداخته است.

از مطالعات ساختاری که در منطقه انجام شده است؛ خادمی (۱۳۷۵) ساز و کار گسل‌های دامغان و عطاری را در شمال دامغان بررسی کرده و سازوکار راندگی را برای گسل عطاری و سه ساز و کار برای گسل دامغان ارائه داده است. تکه باختری، سازو کار معکوس و راندگی، تکه میانی معکوس با زاویه تند و تکه خاوری سازوکار عادی با مولفه راستا لغز دارد.

امیدی (۱۳۸۰) به مطالعه بخش جنوبی البرز خاوری و تشریح گسل‌های کواترنری پرداخته است، ایشان در رساله دکترا به تشریح گسل دروار پرداخته و تغییرات ساختاری این منطقه را نتیجه فعالیت یک سیستم برشی همگرا و در نتیجه تنش‌های حاصل از حرکت رو به شمال تا شمال خاوری صفحه عربی می‌داند.

رحیمی (۱۳۸۱) در برش دامغان - گرگان با مطالعه زمین ساخت راندگی‌ها، هشت ورقه رانده در البرز خاوری معرفی کرده است.

حاجیان (۱۳۸۵) به تحلیل ساختاری بخش خاوری و جنوب خاوری منطقه تویه - دروار پرداخته و بر اساس جهت شیب گسل‌های اصلی منطقه، الگوی ساختاری برای تویه - دروار را معرفی نموده است.

طاهری (۱۳۹۲) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد به تحلیل ساختاری و مدل جنبشی گسل‌ها در ناحیه دشت بو (شمال باختر دامغان) پرداخته است که در این مطالعه گسل‌های عرضی منطقه از جمله شمال تویه، چشمه قلقل و دشت بو مورد بررسی قرار گرفته‌اند همچنین به تعیین هندسه، ساز و کار آنها و ارتباط سیستماتیک این گسل‌ها با گسل‌های اصلی و طولی منطقه پرداخته شده است. بر اساس مطالعات ایشان گسل‌های عرضی منطقه با راستای تقریباً شمالی - جنوبی و شمال باختر - جنوب خاور محدود به گسل‌های اصلی با راستای شمال خاور - جنوب باختر و به صورت مورب نسبت به آنها قرار گرفته‌اند، طول آنها در مقایسه با گسل‌های اصلی منطقه کمتر است و همچنین بر اساس مطالعات ایشان واحدهای سنگی چین خورده به گسل‌های طولی و عرضی منطقه محدود بوده و چین‌های

موجود می تواند حاصل مراحل چین خوردگی قبل و تاثیر گسل های جوان تر بر روی آن ها به صورت افزایش شدت چین خوردگی و یا دوران بلوک های محدود به گسل باشد.

خانعلی زاده (۱۳۸۴) برای اولین بار در قالب پایان نامه 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. (سعیدی و اکبر پور (۱۳۷۱) در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر آن را به صورت نفوذی در داخل سازند جیروود معرفی نموده اند و در نتیجه سن آن را به دونین بالایی نسبت داده اند، اما بر اساس مطالعات خانعلی زاده (۱۳۸۴)، قاسمی و خانعلی زاده، (۱۳۸۴)، قاسمی و خانعلی زاده (۱۳۹۱) و بر اساس روابط صحرایی و چینه شناختی های این توده نه داخل سازند جیروود، بلکه بیشتر در داخل ماسه سنگ های قرمز رنگ سازندهای بایندر و دولومیت های تیره رنگ چرتی استروماتولیت دار سازندهای سلطانیه و باروت نفوذ کرده است. بعلاوه آپوفیزهایی از توده به شکل دایک و سیال در داخل سازندهای زاگون و لالون دیده می شوند. همچنین نبود دگرگونی همبری چشمگیر، حاکی از کمبود سیال و طبیعت نسبتاً خشک ماگما، حجم کم توده و صعود دیاپیری آن در حالت نسبتاً جامد و سرد، در اعماق خیلی کم پوسته است، ایشان برای اولین بار این گرانیتوئید را نوع A و زیر گروه A_1 (وابسته به ماگماتیسیم کافتی درون ورقه ای) معرفی کرده اند.

۶-۱- اهداف مطالعه

هدف اصلی این تحقیق مطالعه و بررسی توده نفوذی تویه- دروار است که در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (سعیدی و اکبر پور، ۱۳۷۱) آن را به صورت نفوذی در داخل سازند جیروود معرفی کرده اند و سن دونین را به آن نسبت داده اند، اما بر اساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی (خانعلی زاده، ۱۳۸۴؛ قاسمی و خانعلی زاده، ۱۳۸۴؛ قاسمی و خانعلی زاده، ۱۳۹۱) سنگ میزبان توده، دولومیت ها و آهک های سازندهای سلطانیه و باروت بوده است.

نظر به اینکه تنها مطالعه انجام شده بر روی این توده، در حد امکانات موجود و تنها با استفاده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب بوده و چون مطمئن ترین روش برای تعیین ماهیت گرانیتوئیدها استفاده از روش های دقیق شیمی کانی ها و مطالعات ژئوشیمی ایزوتوپی است، لذا در این تحقیق سعی بر آن است تا با استفاده

از این روش‌ها، پتروژنز این توده روشن گردد.

مطالعه این سنگ‌ها برای رسیدن به اهداف زیر صورت می‌گیرد:

- شناخت صحیح ارتباط چینه‌شناختی توده نفوذی با واحدهای در برگیرنده در منطقه مورد نظر.
- تعیین کانی‌شناسی دقیق توده نفوذی دروار با استفاده از مطالعات دقیق پتروگرافی.
- تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌ها با استفاده از میکروپروپ.
- تعیین ترکیب شیمیایی صحیح و دقیق توده مورد مطالعه با استفاده از آنالیز شیمیایی به روش XRF و ICP-MS.
- تعیین شرایط دما-فشار حاکم بر جایگزینی ماگمای سازنده این توده و عمق استقرار آن با استفاده از شیمی کانی‌ها.
- تعیین ژئوشیمی ایزوتوپی توده نفوذی دروار.
- تعیین منشاء، محیط زمین ساختی و الگوی ژئودینامیکی تشکیل توده نفوذی دروار.
- تعیین سن دقیق تشکیل و جایگیری توده نفوذی دروار.

۷-۱- روش انجام تحقیق

روش تحقیق در این مطالعه در قالب مطالعات کتابخانه‌ای، صحرایی و روش‌های آزمایشگاهی به شرح ذیل انجام شده است:

۷-۱-۱ مطالعات کتابخانه‌ای

در این مرحله ضمن بررسی و مطالعه کارهای انجام شده قبلی، نسبت به تهیه تمام نقشه‌ها اعم از نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی و نیز تصاویر ماهواره‌ای از منطقه مورد مطالعه اقدام شد. همچنین در این مرحله شناسایی راه‌های دسترسی به منطقه مطالعاتی، رخنمون‌ها و نیز تعیین محل مناسب برای برداشت‌های صحرایی انجام شد.

۲-۷-۱- مطالعات صحرایی

در این مرحله به منظور انجام مطالعات و برداشت‌های صحرایی، در ابتدا بازدیدهای کلی از منطقه مطالعاتی شامل سازندها و توده نفوذی انجام شد. مطالعات صحرایی به منظور انتخاب نمونه‌های مناسب از رخنمون‌های مختلف توده نفوذی و همچنین سازندهای رسوبی در برگیرنده توده برای تعیین روابط صحرایی میان توده نفوذی و سازندها انجام شد. در این بازدیدها نمونه‌های دارای حداقل دگرسانی انتخاب شدند.

۳-۷-۱- مطالعات آزمایشگاهی

مطالعات آزمایشگاهی شامل روش‌های بوده است:

۱-۳-۷-۱- مطالعات پتروگرافی

به منظور دستیابی به اهداف این پژوهش، پس از بازدیدهای صحرایی از رخنمون‌های مختلف توده گرانیتوئیدی تویه- دروار، تعداد ۱۲۰ نمونه سنگی از بخش‌های مختلف توده برداشت شد. از این نمونه‌ها، ۸۰ مقطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌شناختی تهیه شد. مقاطع میکروسکوپی به وسیله میکروسکوپ پلاریزان در دانشگاه صنعتی شاهرود و دانشگاه Aveiro کشور پرتغال مدل (BX50F4 Olympus) مورد مطالعه قرار گرفت و نمونه‌های دارای حداقل دگرسانی جهت آنالیز مایکروپروب و شیمی سنگ کل عناصر اصلی و کمیاب و ایزوتوپی انتخاب شدند.

۱-۳-۷-۲- تجزیه شیمیایی سنگ کل

پس از مطالعات میکروسکوپی تعداد ۲۰ نمونه با حداقل دگرسانی به منظور انجام مطالعات نئوشیمیایی انتخاب شدند، نمونه‌ها در آزمایشگاه دانشگاه دامغان پودر شدند و برای جلوگیری از آلودگی قبل از هر پودر هر نمونه، دستگاه خردایش کاملاً با آب شسته شد. برای تجزیه عناصر اصلی و عناصر کمیاب از دستگاه طیف سنجی اشعه ایکس^۱ (XRF) و طیف سنج جرمی^۲ (ICP-MS) استفاده شد، تجزیه عناصر

^۱X-Ray Fluorescence

^۲Mass Spectrometry

اصلی توسط دستگاه XRF مدل (AXIOS 214182130) در دانشگاه Averio پرتغال، و عناصر کمیاب خاکی و سایر عناصر کمیاب به وسیله دستگاه طیف سنج جرمی (ICP-MS) در دانشگاه برایتون (انگلستان) انجام شد. نمونه های ICP به شرح زیر تهیه شد: ۰/۱ گرم نمونه در ۳ میلی لیتر اسید نیتریک غلیظ (فوق خالص) به مدت ۳ ساعت حل و سپس به مقدار ۱۰ میلی لیتر آب به آن اضافه شد، سپس آن ها به نسبت ۱:۱۰ با آب برای تجزیه رقیق شدند، استاندارد ها متناسب با نمونه ها انتخاب و با توجه به رقت، تمام نتایج ICP در ۱۰۰۰ ضرب و غلظت نمونه اولیه حاصل شد. نتایج حاصل پس از انجام تصحیحات لازم مانند حذف مواد فرار و تعیین آهن دو و سه ظرفیتی در نمودارهای مختلف مورد استفاده قرار گرفتند.

۱-۷-۳-۳- مطالعات میکروپروب

در این پژوهش برای بررسی ترکیب دقیق شیمیایی کانی ها و تعیین شرایط دما- فشار حاکم بر جایگزینی ماگمای سازنده این توده و عمق استقرار آن با استفاده از شیمی کانی ها، تعداد ۹ مقطع نازک- صیقلی برای آنالیز میکروپروب از سنگ ها تهیه شد. آنالیز^۱ EMPA با استفاده از میکروسکوپ الکترونی SEM (JEOL JSM-840A) توکیو، ژاپن مجهز به انرژی اسپکترومتری (EDS^۲(INCA 250, Oxford) با ولتاژ ۲۰ کیلووات و شدت جریان ۴/۰ آمپر در آزمایشگاه پترولوژی- کانی شناسی و زمین شناسی اقتصادی A.U.Th دانشگاه Thessaloniki کشور یونان انجام شد. برای آنالیز SEM نمونه ها پوشش کربن آن ها با میانگین ضخامت A ۲۰۰ با استفاده از محفظه بخار JEOL-4x انجام شد. تصاویر الکترونی از کانی ها، به منظور تشخیص مناطقی با ترکیب شیمیایی متفاوت گرفته شد.

^۱Electron Microprobe

^۲Scanning Electron Microscope

^۳Energy Dispersive Spectrometer

۱-۷-۳-۴ - مطالعات ایزوتوپی Sr - Nd

تعداد ۵ نمونه از سنگهای گرانیتوئیدی تویه- دروار که بر اساس شواهد پتروگرافی دارای حداقل دگرسانی بودند پودر شدند، این نمونه‌ها برای محاسبه نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ سنگ کل در آزمایشگاه زمین‌شناسی ایزوتوپی دانشگاه Averio کشور پرتغال، به روش $^1\text{CP-MS}$ و $^2\text{IDMS}$ مورد آنالیز قرار گرفته اند، جدا سازی عناصر Sr, Rb, Sm, Nd با استفاده از روش کروماتوگرافی تبادل یونی دو مرحله ای انجام شد. نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ با استفاده از دستگاه طیف سنج جرمی یونیزاسیون حرارتی $^3\text{TIMS}$ مدل (VG sector 54) تعیین شد. به منظور ثبات و دقت دستگاه، از نمونه استاندارد (SRM-987) با میانگین نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710266 \pm 17$ برای بهنجار سازی مقادیر نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و نمونه استاندارد (JNdi-1) با میانگین نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710266 \pm 17$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51211037 \pm 57$ برای بهنجار سازی مقادیر نسبت‌های $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ استفاده شده است. صحت نتایج با اطمینان ۹۵٪ گزارش شده‌اند.

۱-۷-۳-۵ - مطالعات ایزوتوپی U-Pb

به منظور مطالعات سن سنجی U-Pb، جدایش کانی زیرکن از تعداد سه نمونه سنگی انجام شد. انجام آنالیز به روش $^4\text{LA- ICP- MS}$ در دانشگاه Macquarie کشور استرالیا انجام شد. مقادیر ایزوتوپی و غلظت عناصر با استفاده از روش GLITTER ورژن ۴ دانشگاه Macquarie، محاسبه شده‌اند. سن سازگاری به روش (Ludwig, 2012), EX (version 3.75–4.15) به دست آمد. انطباق سرب معمولی از روش (Anderson (2002) پیروی می‌کند. برای کالیبره کردن از استانداردهای بین‌المللی (AGV-1, BCR-1 and BHVO-1) استفاده شد.

1 Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry

2 Isotopic Dilution Mass Spectrometry

3 Thermal Ionization Mass Spectrometer

4 Laser applications – Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry

۱-۷-۴- نرم افزارهای مورد استفاده

نمودارهای حاصل از نتایج داده‌های ژئوشیمیایی، شیمی کانی و ایزوتوپی به ترتیب توسط نرم افزارهای GCDKIT، GRAPHER و ISOPLOT ترسیم شده‌است.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی

و

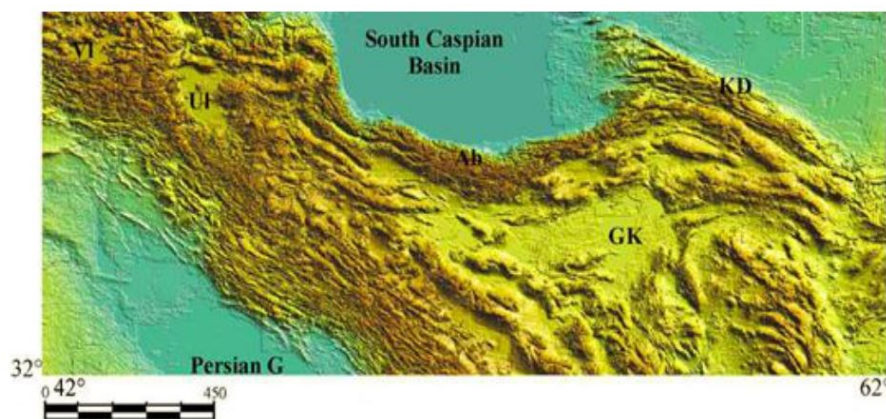
برداشت های صحرائی

۲-۱- مقدمه

گستره ایران زمین در بخش میانی نوار چین خورده آلپ- هیمالیا قرار گرفته است. (Stocklin, 1968) پهنه‌های ساختاری ایران را به ۹ بخش شامل (۱) کپه داغ (۲) البرز (۳) ایران مرکزی (۴) سنندج - سیرجان (۵) زاگرس رورانده (۶) زاگرس چین خورده (۷) دشت خوزستان (۸) بلوک لوت (۹) زون مکران و شرق ایران، تقسیم کرده است.

بر طبق نظر (Alavi, 1996) زون البرز در شمال ایران، به طول ۲۰۰۰ کیلومتر از کشورهای ارمنستان و آذربایجان در شمال باختر ایران تا کوه‌های پاراپامیسوس در شمال افغانستان ادامه دارند (شکل ۲-۱). پوسته البرز با ضخامتی حدود ۳۵ کیلومتر از سنگ‌های پرکامبرین تا عهد حاضر تشکیل شده است (Tatar, 2001).

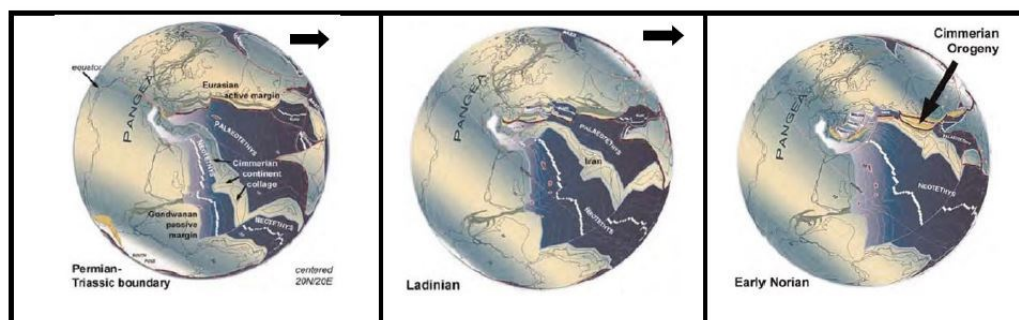
زون البرز که از جنوب به ایران مرکزی محدود می‌شود (Stocklin, 1968) به سه بخش شرقی، مرکزی و غربی تقسیم شده است. به لحاظ تقسیم بندی ساختاری ایران، منطقه تویه دروار، بخش کوچکی از نیمه جنوبی البرز خاوری به شمار می‌رود. در این فصل، تاریخچه زمین شناسی البرز، چینه شناسی و ساختار این زون و همچنین موقعیت و خصوصیات صحرایی توده گرانیتوئیدی تویه- دروار بررسی خواهد شد.



شکل ۲-۱- تصویر SRTM از نیمه شمالی ایران؛ موقعیت البرز (Ab) روی آن مشخص شده است. (Brunet et., 2003)

۲-۲- کلیاتی راجع به سرگذشت البرز از پرکامبرین تا تریاس

ورقه ایران در طول پالئوزوئیک بخشی از حاشیه شمالی گندوانا بوده است. در طی اردوئیسین پایانی تا دونین پایانی، زون‌های البرز، ایران مرکزی، سنندج - سیرجان و زاگرس در عرض‌های جغرافیایی ۱۵ تا ۳۰ درجه جنوبی قرار داشته‌اند (Cocks & Torsvik, 2002). بلوک البرز در زمان اردوئیسین - سیلورین از حاشیه شمال خاوری گندوانا جدا شده و به سمت شمال حرکت کرده است (Stampfli et al., 1978). این بلوک در زمان تریاس پسین با ورقه اوراسیا برخورد نموده است (Sengor et al., 1988). این برخورد منجر به بسته شدن اقیانوس تتیس کهن شده است و زمین درز تتیس کهن را به وجود آورده است (Fursich et al., 2009) شکل (۲-۲).



شکل ۲-۲- تکوین و تکامل ساختاری البرز در طی ترینین پسین - تریاس؛ اقتباس از (Fursich et al., 2009)

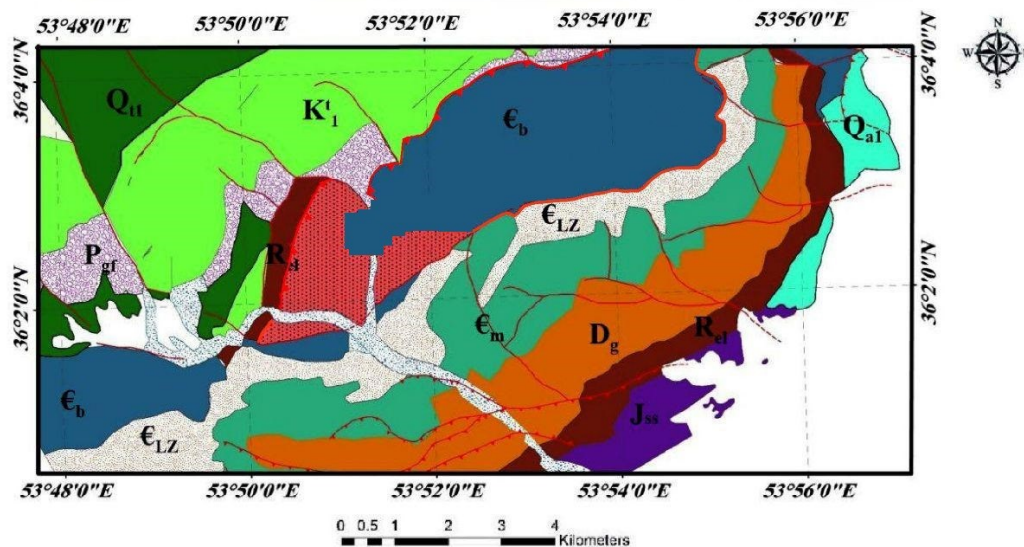
به عقیده لاسمی (۱۳۷۷) سنگ‌های اردوئیسین و سیلورین در ایران شامل سازندهای شیرگشت، لشکرک، قلی و نیور و هم ارزهای آنها که مجموعاً توالی بزرگ پیشرونده را ایجاد کرده‌اند، رخساره‌ای همزمان با تشکیل کافت پالئوتتیس بوده‌اند. همچنین ماگماتیسم اردوئیسین میانی - دونین در البرز و بسیاری از نقاط ایران مرکزی به عنوان مراحل کافت‌زایی اقیانوس پالئوتتیس تفسیر شده است (Stampfli, 1978; Stampfli et al., 1991; Alavi, 1996; Bagheri & Stampfli, 2008; قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷؛ قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲؛ Derakhshi & Ghasemi, 2013). با شکل‌گیری پالئوتتیس، نهشته‌های رسوبی -

آشفشانی پالئوزوئیک بالایی (دونین تا پرمین) در این حوضه اقیانوسی جدید نهشته شده‌اند (Alipour et al., 2010). اقیانوس پالئوتتیس در نهایت با فرورانش به سمت شمال و به زیر حاشیه جنوبی اوراسیا در تریاس بسته شد (Stampfli, 1996; Alavi, 1996; Stampfli, 2008; Karimpour et al., 2010; Ghavidel & Sooki et al., 2011).

(Alavi, 1996) البرز را یک نوار چند کوهزادی معرفی می کند که تحت تاثیر کوهزایی‌های سیمیرین و آلپین از تریاس تا الیگومیوسن قرار گرفته است.

۲-۳- چینه‌شناسی

سنگ‌های رسوبی تویه دروار بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (اکبر پور و سعیدی، ۱۳۷۱) و مشاهدات صحرائی، شامل سازندهای پالئوزوئیک (باروت، زاگون، لالون، میلا، جیروود، مبارک) و سازندهای مزوزوئیک (الیکا، شمشک، دلیچای، لار و آهک کرتاسه) هستند. روند ساختاری این سازندها شمال خاور - جنوب باختر می‌باشد. در ادامه شرح مختصری از واحدهای چینه‌شناسی منطقه به ترتیب از قدیم به جدید بر مبنای نقشه زمین‌شناسی کیاسر و مشاهدات صحرائی نگارنده آورده شده است. قابل ذکر است که نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه در شکل (۲-۲) آمده است که واحدهای سنگی ذکر شده و همچنین موقعیت تویه گرانیتوئیدی تویه- دروار بر روی آن قابل مشاهده است.



Cenozoic	Q_{al}	Young alluvium	
	Q_{ol}	Old alluvium and gravel fans	
Mesozoic	P_{gr}	Dark, red sandstone (Fajan Formation)	
	K_1^t	Orbitolina limestone (Tizkuh Formation)	
	J_{ss}	Sandstone and coal bearing shale	
Paleozoic	R_{cl}	Thick bed Limestone with worm traces calcareous shale (Elika Formation)	Monzonite
	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 Formation)	

Symbol

Major fault	—————
Probably fault	- - - - -
Thrust fault	▲▲▲▲▲

شکل ۲-۲- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ منطقه تویه دروار که با استفاده از داده های ماهواره ای لندست و برداشت های صحرائی تهیه شده است.

۲-۳-۱- واحدهای سنگی پالئوزوئیک

سازند باروت

سازند باروت در مقطع تیپ (جنوب باختری زنجان) شامل ۷۱۴ متر شیل های رسی، سیلتی و ماسه ای دانه ریز میکادار به رنگ ارغوانی، سبز، خاکستری، بنفش و سیاه است که به طور بین لایه ای دارای

دولومیت و آهک های حاوی چرت و استروماتولیت است. بر اساس سنگ‌واره‌های یافت شده در این سازند، سن کامبرین پیشین برای آن پیشنهاد شده‌است (آقاناتی، ۱۳۸۳). به اعتقاد حمدی (۱۳۷۴)، وجود موجودات کف‌زی و همچنین نقش موج در سطح لایه‌های آواری، آشفستگی‌های زیستی در لایه‌های شیلی-ماسه‌سنگی، ساختارهای استروماتولیتی در لایه‌های کربناتی نشان می‌دهد حداقل بخشی از رسوبات سازند باروت در محیط رسوبی بسیار کم‌ژرفا و گرم در رخساره زیر کشندی انباشته شده است. از سوی دیگر وجود حفره‌ها و همچنین برش‌های انحلالی گویای آن است که بخشی از این رسوبات در حوضه‌های کولابی که به طور متناوب با دریا در ارتباط بوده‌اند ته‌نشست شده است. مطالعه رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند باروت بر اساس نظر لاسمی (۱۳۷۹)، نشانگر آن است که این سازند در یک محیط دریایی کم‌ژرفا و در آب و هوای گرم و خشک نهشته شده‌است. با وجود این، رخساره‌های تخریبی این سازند که از نوع آرکوز، لیتیک آرکوز، لیت آرناریت فلدسپاتی گریوکی خرده‌سنگی و سیلستون و شیل است، می‌تواند نشانگر محیط‌های رسوبی رودخانه‌ای ماندری و دلتایی باشد. بنابراین، رسوبات این سازند در محیط قاره‌ای و یا در یک دریای کم‌ژرفای سکوی قاره‌ای نهشته شده‌اند (نظری و شهیدی، ۱۳۹۰). این سازند دولومیت‌های سلطانیه را با همبری همشیب می‌پوشاند و خود بطور همشیب زیر سازندهای سیلیسی-آواری زاگون و لالون قرار می‌گیرد (نظری و شهیدی، ۱۳۹۰). در منطقه تویه- دروار سازند باروت از شیل‌های میکادار ارغوانی، همراه با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی و دولومیت‌های چرتی استروماتولیت‌دار تشکیل شده‌است (شکل ۲-۳).

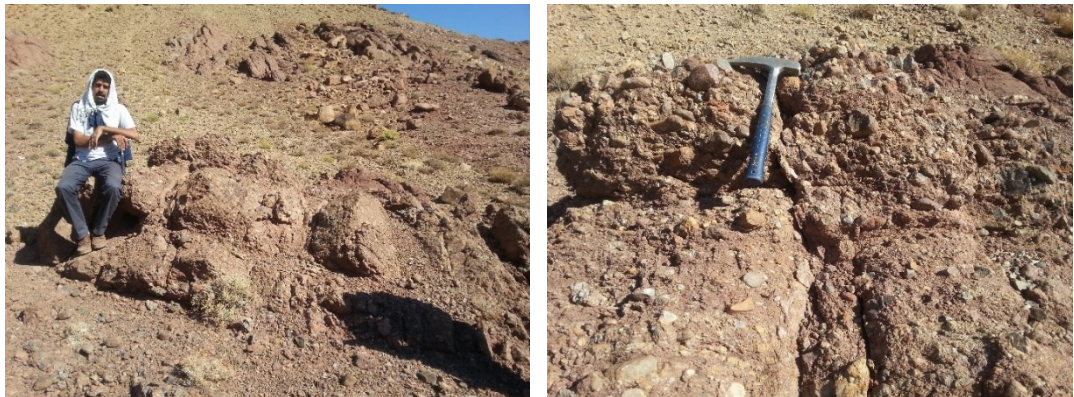


شکل ۲-۳- الف- نمایی دور از سازند باروت، دید به سمت خاور، ب- نمای نزدیک از تناوب شیل و دولومیت سازند باروت، دید به سمت شمال، ج- نمای نزدیک از دولومیت‌های چرت و استروماتولیت دار سازند باروت در روستای تویه.

سازند زاگون

سازند زاگون شامل شیل‌های آهکی، ماسه سنگ ریزدانه آرکوزی، سیلت سنگ میکادار فرسایش پذیر به رنگ سرخ ارغوانی است. ضخامت این سازند در مقطع تیپ ۴۵۳ متر است. ویژگی‌های رخساره‌ای سازند زاگون که بیشتر از نوع گل‌سنگ‌های آواری قرمز رنگ و به مقدار کم‌تر ماسه سنگ است نشانگر این است که این سازند در یک محیط قاره‌ای تا مرز حدواسط نهشته شده است (نظری و شهیدی، ۱۳۹۰). بر طبق نظر لاسمی (۱۳۷۹)، بخش زیرین سازند زاگون به دلیل داشتن گل‌سنگ و سیلت استون قرمز فراوان،

ترک‌های گلی و قالب بلورهای تبخیری، در یک محیط قاره‌ای خشک و به احتمال قوی در یک محیط پلایائی و سنگ‌های بخش بالایی آن در یک محیط رودخانه مآندری انباشته شده‌اند. از نگاه چینه‌نگاری سکانسی، تغییرات عمودی رخساره‌ها نشان می‌دهد که سکانس‌های رسوبی سازند زاگون، نشان دهنده بخشی از یک ابرسکانس هستند که از جایگیری زیر محیط‌های گوناگون ساحلی-دلتایی، رودخانه مآندری و پلایائی بر روی یکدیگر پدید آمده‌اند (نظری و شهیدی، ۱۳۹۰). به باور درویش زاده (۱۳۸۵) سازند زاگون کاملاً شبیه باروت بوده با این تفاوت که فاقد لایه‌های دولومیتی می‌باشد. بنابراین، مرز این سازند از نقطه‌ای که دولومیت‌ها حذف شده‌اند، در نظر گرفته می‌شود. این رخساره در سراسر البرز ثابت و در همه جا شامل شیل ارغوانی است (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴- الف - نمایی نزدیک از افق کنگلومرایی مرز سازند لالون و زاگون، ب- نمای سیلت و شیل‌های ارغوانی سازند زاگون.

سازند لالون

سازند ماسه‌سنگ لالون، با ضخامت بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ متر شامل ماسه‌سنگ‌های آرکوزی متوسط دانه کوارتزی، به رنگ سرخ ارغوانی با لایه‌بندی کج است. با توجه به جایگاه چینه‌شناسی و آثار فسیل تریلوبیت، سن این سازند به کامبرین پیشین نسبت داده می‌شود. مرز زیرین سازند لالون با سازند زاگون در بیشتر نقاط تدریجی و پیوسته است. ولی گاه این مرز با افق کنگلومرایی مشخص شده است (نظری و

شهیدی، ۱۳۹۰). سازند لالون دارای نهشته‌های سیلیسی- آواری سرخ رنگ است که گاهی لایه‌های کنگلومرایی دارد. برخی شواهد موجود در این سازند مانند اثر فسیل‌ها، ساختارهای حیاتی رسوبی، وجود قالب‌های بلور نمک و ترک‌های گلی سبب شده تا حمدی (۱۳۷۴) بر این باور باشد که ته‌نهشته‌های سازند لالون در دریای کم ژرف فلات قاره‌ای و در محیطی گرم، مرطوب و گاهی نیمه خشک انباشته شده‌اند. به باور لاسمی (۱۳۷۹)، در کامبرین پیشین، پایین افتادن جهانی سطح آب دریاها منجر به پسروری دریا از قاره گندوانا شد و سازند لالون در یک محیط قاره‌ای تا حدواسط نهشته شد. به همین دلیل رخساره ماسه سنگی از فراوان‌ترین رخساره‌های سازند لالون است. با توجه به ساختارهای رسوبی گوناگون مانند لایه بندی کج، جریان‌ی و موجی، لایه بندی پیچیده و جدایی خطی در رخساره ماسه سنگی، لاسمی (۱۳۷۹) بر این باور است که بخش پایینی و میانی سازند لالون در یک محیط رودخانه‌ماندیری و کوارتز آرانیتی و بخش بالایی در محیط‌های ساحلی تا دریای کم ژرفا و پارانرژی ته نشست کرده‌اند.

لاسمی و امین رسولی (۱۳۸۳) واحد شیلی سازند لالون را در نزدیکی ناحیه تویه- دروار بررسی کرده‌اند. این واحد دربرگیرنده ۳۵ متر شیل رنگین (سرخ، سبز تا خاکستری) با میان لایه‌های از ماسه سنگ است. در برش تویه- دروار در بالای واحد ماسه سنگی سازند لالون با ناپیوستگی همشیب، لایه‌ای از ماسه سنگ با ضخامت ۵۰ سانتی متر همراه با آشفته‌گی‌های زیستی دیده می‌شود. بر روی این لایه شیل‌های رنگی با یک افق دولومیتی قرار دارد. بعلاوه، خرده فسیل تریلوبیت، خرده فسیل فسفات‌ی و دانه‌های پیزوئید یافت می‌شود. این نهشته‌ها به سمت بالابه تناوب شیل، ماسه سنگ و سپس به واحد ماسه سنگ کوارتزیتی بالایی تغییر پیدا می‌کند. مرز بالایی واحد کوارتزیتی با بخش ۱ سازند میلا ناپیوستگی فرسایشی است (لاسمی و امین رسولی، ۱۳۷۹). این نهشته‌ها در محیط رسوبی خلیج دهانه‌ای وابسته به حاشیه واگرایی شمال باختری گندوانا پدید آمده‌اند (لاسمی، ۱۳۷۹). (شکل ۲-۵) نمایی از سازند لالون در منطقه تویه- دروار رانشان می‌دهد.



شکل ۲-۵-الف- نمایی کلی از سازند لالون، دید به سمت خاور، ب-شیل، ماسه‌سنگ و دولومیت سازند لالون دید به سمت شمال، ج- استروماتولیت سازند لالون.

سازند میلا

Stocklin et al. (1964) برش الگوی این سازند را در میلاکوه (جنوب باختر شهرستان دامغان) اندازه و نامگذاری کرده‌اند. سازند میلا به سن کامبرین میانی تا اردوئین زیرین بر پایه تغییرات سنگ شناختی به ۵ بخش تقسیم می‌شود (Stocklin et al., 1964):

بخش ۱ (دولومیت زیرین)، بخش ۲ (سنگ‌های تخریبی و کربناتی)، بخش ۳ (سنگ آهک فسیل دار)، بخش ۴ (سنگ‌های کلسی آواری)، بخش ۵ (سنگ‌های سیلیسی - آواری). امیرسرداری (۱۳۷۷) رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی بخش‌های ۳ تا ۵ سازند میلا و همچنین امین رسولی (۱۳۷۸) بخش‌های ۱ و ۲

سازند میلا در منطقه تویه- دروار را بررسی کرده‌اند. بخش ۱ سازند میلا، دولومیتی به ستمبرای ۱۱۸ متر روی افق سرخ رنگ واحد کوارتزیت بالایی مرز ناپیوسته کامبرین پیشین- میانی قرار دارد (لاسمی و امین رسولی، ۱۳۸۱). در ناحیه تویه- دروار، در مرز بالایی بخش ۱ سازند میلا افق سرخ رنگ قدیمی جا دارد. مرز ناپیوسته یاد شده با نهشته‌های بخش ۲ با ضخامت نزدیک به ۱۰۰ متر پوشیده می‌شود (امین رسولی و همکاران، ۱۳۹۳). سن بخش ۱ کامبرین میانی است (Kushan, 1978). بخش ۲ در بردارنده کنگلومرای به ضخامت ۰/۲ متر است، پس از آن لایه‌های نازک گل سنگ دولومیتی با لایه‌های از ماسه سنگ ریز و استروماتولیتی دیده می‌شود. روی این نهشته‌ها سنگ آهک نازک تا ضخیم لایه جای دارد. در این بخش در مترای ۵۸ متری، لایه‌های ماسه سنگی، رخساره‌های آواری- کربناتی و سپس به طور تدریجی رخساره کربناتی بدون آواری بخش ۳ وجود دارد (امین رسولی، ۱۳۷۸). سن این بخش کامبرین میانی تا کامبرین بالایی است (Kushan, 1978). بخش ۳، شامل ۶۴ متر لایه‌های آهکی و سپس دولومتی متوسط تا توده‌ای و نهشته‌های توفانی است. مرز بالایی بخش ۳ با افقی از گلوکونیت هوازده دارای لایه‌بندی مورب (ناپیوستگی فرسایشی) از بخش ۴ جدا می‌شود (امین رسولی و همکاران، ۱۳۹۳).

سن بخش ۳ کامبرین پایانی است (Kushan, 1978). بخش ۴ این سازند آهک ماسه‌ای است و در بخش ۵ سازند میلا (اردویسین زیرین - میانی) سنگ‌های سیلیسی-آواری با بافت دانه‌بندی تدریجی در دریای نسبتاً ژرف ته‌نشین شده‌اند (لاسمی، ۱۳۷۹). در شکل (۶-۲) سازند میلا در منطقه تویه- دروار قابل مشاهده است. نهشته‌های ۱ تا ۳ سازند میلا در حاشیه واگرایی شمال گندوانا ساخته شده است و بودن سکنس‌های همسان در جاهای دیگر جهان (عمان، چین و آمریکای شمالی) بیانگر پدید آمدن آن‌ها ناشی از تغییرات جهانی سطح نسبی دریاها است (امین رسولی و همکاران، ۱۳۹۳).



شکل ۲-۶- نمای از سازند میلا و کوارتزیت قاعده این سازند، دید به سمت خاور.

سازند جیروود

سازند جیروود به سن دونین بالایی است که سنگ‌شناسی واحدهای مختلف آن در منطقه تویه‌دروار، از پایین به بالا شامل کنگلومرا، شیل، ماسه سنگ، دولومیت و آهک است، ضخامت واحد دولومیتی آن تنها ۳۰ متر است (قوچی اصل، ۱۳۸۳). این سازند دارای سه توالی رسوبی است که توالی نخست آن از چرخه-های کوچک ۴ تا ۲۰ متری، متشکل از تناوب لایه‌های شیل، ماسه سنگ و آهک و دولومیت نازک لایه، وابسته به پهنه جزر ومدی تشکیل شده‌است. توالی دوم، از تناوب شیل و آهک نازک لایه، وابسته به پهنه جزر و مدی، آغاز و به گرینستون بیوکلاستی و سپس به لایه‌های آهک و دولومیت ختم می‌شود. توالی سوم نیز با رخساره پیشرونده گرینستون بیوکلاستی شروع و با رخساره‌های تخریبی - کربناتی پهنه‌های جزر و مدی خاتمه می‌یابد (لاسمی، ۱۳۷۹). آخرین لایه‌های این سازند چند ده متر ماسه سنگ قرمز رنگ است. بیشترین گسترش این سازند در خاور روستای تویه است (شکل ۲-۷).



۲-۷- نمای از سازند جیروود در جاده تویه - دامغان ؛ دید به سمت شمال.

سازند مبارک

در منطقه تویه- دروار، نهشته‌های سازند مبارک، رخساره‌ای کاملاً متفاوت نسبت به سنگ‌های دونین دارند. رخساره این سازند عبارت از شیل و لایه‌های نازک آهکی حاوی فسیل‌های دوکفه‌ای به سن کربنیفر پیشین است که در بخش‌های بالایی از شیل‌های سیاه با درون لایه‌های نازک از سنگ‌آهک سیاه‌رنگ و شیل تشکیل شده‌است. سن این سازند کربنیفر پیشین (تورنین- ویزین) است (سعیدی و اکبر پور، ۱۳۷۱). درویش زاده (۱۳۸۵)، محیط رسوبی سازند مبارک را آب‌های ساکن، فقیر از اکسیژن و غنی از گوگرد بیان کرده‌است، شکل ۲-۸ نمای از سازند مبارک در منطقه تویه دروار نشان می‌دهد.



شکل ۲-۸- نمای از سازند مبارک در غرب منطقه تویه دروار، دید به سمت خاور.

۲-۳-۲- واحدهای سنگی مزوزوئیک

سازند الیکا

سازند کربناته الیکا به سن تریاس پایینی- میانی است. بخش پایینی سازند الیکا شامل آهک‌های نازک لایه و خوب لایه بندی شده، آهک‌های دولومیتی و مارنی است که گاه بطور محلی همراه با لایه‌های انیدریت است. وجود آثار فراوان از حرکات و تغذیه گرم‌ها سبب شده به این بخش آهک ورمیکوله گفته شود. بخش بالایی سازند الیکا با ستبرای ۱۰۰۰ متر شامل دولومیت و آهک دولومیتی ستبر لایه تا روشن است که دولومیت الیکا نامیده می‌شود (نظری و شهیدی، ۱۳۹۰). به سمت جنوب و جنوی خاوری منطقه تویه- دروار ضخامت لایه‌های دولومیتی زیاد می‌شود. جهانی (۱۳۷۹) بر این باور است که نهشته‌های سازند الیکا در حاشیه شمالی قاره سیمیری نهاده شده و شامل طیفی از رخساره‌ها است که در سه دسته رخساره کربناته وابسته به شرایط آرام، رخساره کربتانه وابسته به شرایط طوفانی و رخساره آواری قابل تقسیم بندی هستند (شکل ۲-۹).



شکل ۲-۹- نمایش دور از سازند الیکا ، دید به سمت باختر، ب- نمایشی از آهکهای چین خورده و جناغی سازند الیکا در شمال روستای توبه، ج- آهک ورمیکوله سازند الیکا.

سازند شمشک

سازند شمشک به دلیل دارا بودن منبع ذغال شناخته ترین سازند در سراسر البرز است. که به ویژه در باختر و جنوب باختری منطقه توبه دروآر قابل مشاهده است. در بخش های جنوبی و باختری منطقه توبه دروآر سازند شمشک دارای یک بخش قاعده ای به صورت یک لایه و یا یک افق یا یک واحد لاتریتی است که در کوه صبور با دو متر ضخامت، درصد بالایی آهن دارد. در خاور روستای دروآر، این افق لاتریتی با ضخامت ۱۰ متر حد فاصل دو سازند الیکا و شمشک را تشکیل می دهد که به عنوان خاک نسوز استخراج و مصرف می گردد. رخساره ماسه سنگی شمشک، شامل ماسه سنگ های ضخیم لایه کنگلومرایی است که عموماً

دارایی رنگ هوازده سبز تیره تا قهوه‌ای است. بخش عمده نهشته‌های شمشک از تناوب شیل و ماسه سنگ است که آثار فسیل گیاهی اغلب حاوی لایه های زغال و فسیل آمونیت است. جوان‌ترین بخش سازند شمشک مارن های خاکستری است که نشانه پیشروی دریا است و بر اساس مطالعه فسیل ها سن این قسمت تریاس بالایی تا ژوراسیک میانی است (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۱۰-الف- نمایی کلی از سازند شمشک در منطقه تویه دروار، دید به سمت خاور، ب- فسیل آمونیت از سازند شمشک در جاده دامغان- تویه، ج- تناوب شیل و زغال در سازند شمشک، د- مشاهده افق بوکسیت و لاتریت در قاعده شمشک (جهت پیکان سیاه) و مشاهده بازالت‌های قاعده شمشک (پیکان سفید)، دید به سمت باختر.

سازند دلیچای

این سازند شامل مارن، سنگ آهک مارنی و نازک لایه همراه با میان لایه‌هایی از شیل مارنی می باشد. سن سازند دلیچای ژوراسیک میانی است و عمدتاً از مارن و آهک تشکیل شده است. این مجموعه با چندین متر ماسه سنگ آهکی سرخ رنگ با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند شمشک جای دارد و به صورت هم‌شیب و تدریجی به سنگ آهک های صخره ساز لار تبدیل می شود. ایجاد ناپیوستگی ذکر شده ناشی از عملکرد کوهزایی سیمیرین میانی است (آقانباتی، ۱۳۸۳). بر اساس دیدگاه نظری و شهیدی (۱۳۹۰) سازند دلیچای در یک محیط دریایی تشکیل شده است. این سازند در مقطع تیپ با سبزی ۱۰۷ متر شامل مارن، سنگ آهک مارنی، کمی اسپاری و نازک لایه است که میان لایه های شیلی دارد (Steiger, 1996). این سازند در شمال روستای تویه در مجاورت با آهک های صخره ساز لار قرار گرفته است که شامل آهک مارنی حاوی نوارهای چرت و نیز میان لایه‌های مارنی است که دارای فسیل آمونیت است.

سازند لار

سازند لار با توجه به تغییرات رخساره‌ای به واحدهای زیر تقسیم می شود که پایین ترین بخش این سازند آهک مارنی با رنگ خاکستری است که به طور هم‌شیب سازند دلیچای را می پوشاند. آمونیت های فراوان در این واحد سن ژوراسیک میانی - بالایی را دارند و ضخامت این بخش آهکی از ۵۰ تا ۱۵۰ تغییر می کند. اما پیکره اصلی سازند لار، آهک های خاکستری روشن تا کرم است که با ریخت صخره ای در سراسر منطقه قابل مشاهده هستند. ندول ها و نوارهای چرتی در این واحد فراوان هستند اما فسیل آمونیت به ندرت قابل دیدن است. بخش بالایی این واحد نیز دولومیتی است (شکل ۲-۱۱).



شکل ۱۱-۲ الف- نمایی دور سازندهای باروت، الیکا، لار و دلیچای در شمال روستای تویه، دید به سمت شمال،
 ب- سازند لار ودلیچای در شمال روستای دشت بو، دید به سمت شمال.

آهک کرتاسه

سنگ‌های کرتاسه در منطقه تویه درووار توسط سعیدی و اکبر پور (۱۳۷۱) مورد مطالعه قرار گرفته است. این سنگ‌ها شامل آهک‌های خوب لایه بندی شده با رنگ کرم سفید است که دارای فسیل هیپوریت و رودیست می باشد. تفکیک این لایه‌ها به دلیل هم‌شیبی دشوار است. بیشترین ضخامت این واحد ۱۵۰ متر است. این واحد در شمال روستای تویه قابل مشاهده است (شکل ۱۲-۲).



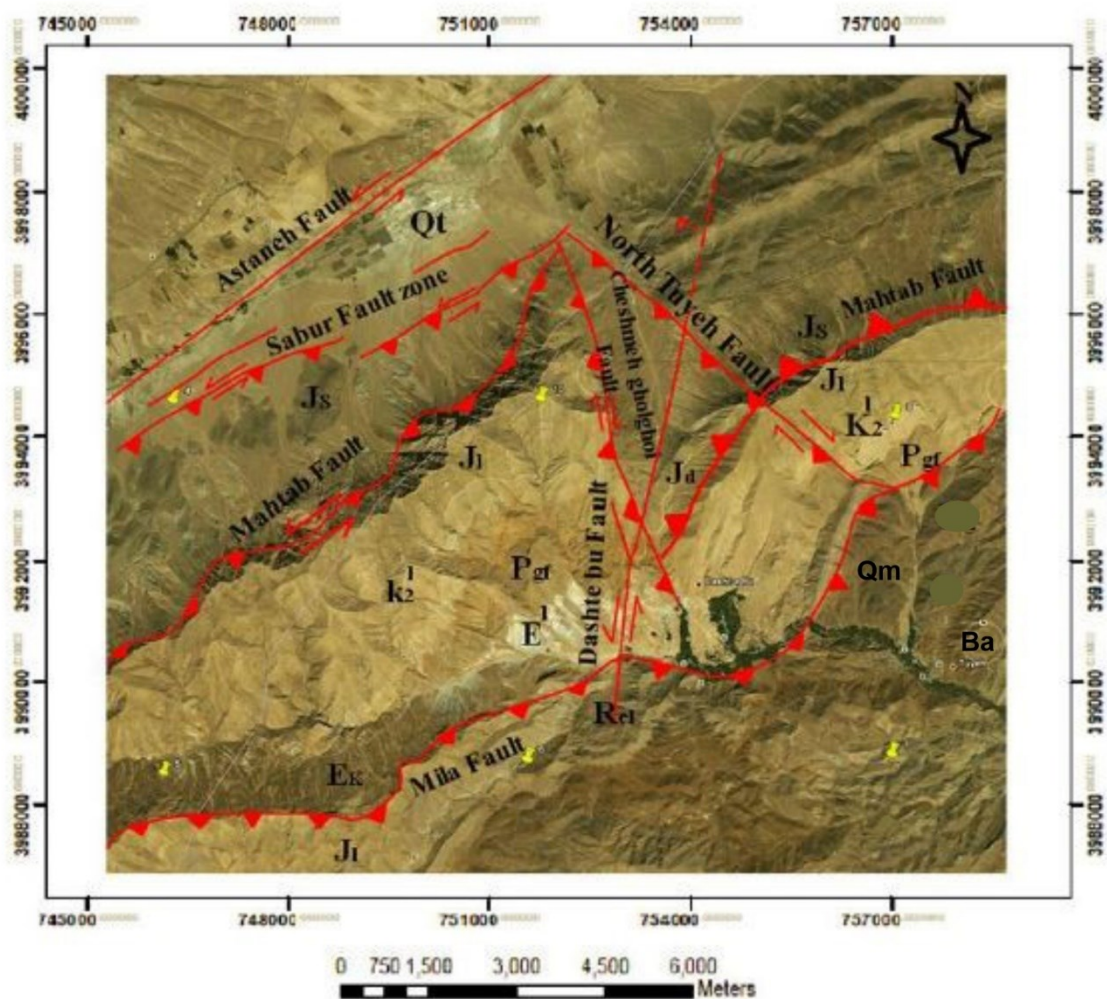
شکل ۱۲-۲ الف- نمای دور سازند کرتاسه دید به سمت خاور در شمال روستای تویه، ب- نمای نزدیک از سازند کرتاسه و کنگلومرای فجن دید به سمت شمال (محل گسل تراستی) در شمال روستای تویه.

۲-۴- زمین شناسی ساختمانی

گسل ها

در منطقه تویه تا دشت بو تعدادی گسل مشاهده شده است که طاهری (۱۳۹۲) تعدادی از این گسل‌ها مانند میلا، مهتاب و صبور با راستای شمال خاور- جنوب باختر و تعدادی گسل عرضی با راستای شمال باختر- جنوب خاور و یا شمالی- جنوبی مانند گسل شمال تویه، گشل چشمه قلقل و دشت بو را مورد مطالعه قرار داده‌است.

در شکل زیر انواع گسل‌ها بر روی عکس هوایی مشخص شده‌است (شکل ۲-۱۳). به سبب قرار گیری گسل شمال تویه، مختصری به شرح عملکرد این گسل در منطقه مطالعه پرداخته شده‌است.



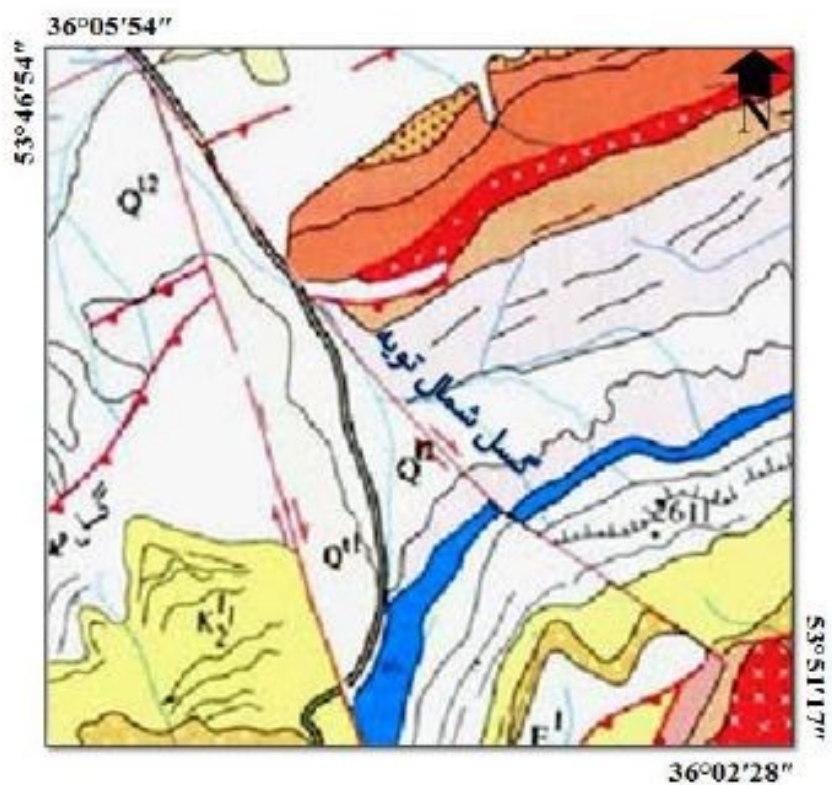
شکل ۲-۱۳- تصویر ماهواره‌ای از گسل‌های منطقه تویه دروار-دشت بو با استفاده از (Google earth)، کوتاه نوشت سازندها به ترتیب عبارتند از : Qt: رسوبات کواترنری، Ek: سازند کرج، E1: سازند زیارت، Pgf: سازند فجن، K2، آهک کرتاسه، Js: سازند شمشک، Jd: سازند دلچای، J1: سازند لار، Ra1: سازند الیکا، Ba: سازند باروت، Qm: توده منزودیوریت (طاهری، ۱۳۹۲).

این گسل در شمال روستای تویه، با روند شمال باختری- جنوب خاوری به طول ۱۰ کیلومتر رخنمون دارد، این گسل در ادامه باختری به گسل صبور ختم شده می شود و در انتهای جنوب خاوری به ادامه شمال خاوری گسل میلا ختم می شود. بهترین راه دسترسی به این گسل، جاده خاکی منشعب از جاده آسفالت دهستان تویه- دروار در شمال روستای تویه است.

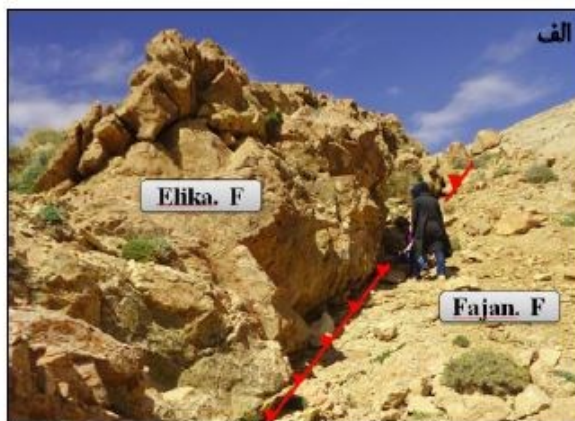
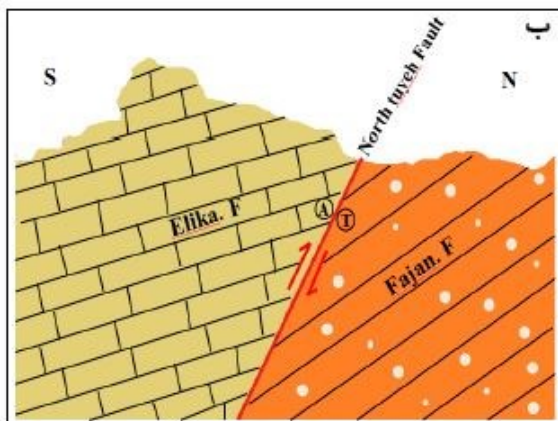


شکل ۲-۱۴- تصویر گرفته شده از Google earth ، که جابجایی امتداد لغز سازندهای فجین و کرتاسه را در اثر عملکرد گشل شمال تویه نشان می‌دهد (طاهری، ۱۳۹۲).

آثار روی زمین این گسل را می‌توان بر روی سازندهای الیکا، لار، فجین و آهک کرتاسه مشاهده کرد. همپری سازند الیکا (تریاس) با کنگلومرای فجین (پالئوسن) حاکی وجود گسل است. سازندهای فجین، کرتاسه و لار در راستای این گسل قطع و جابجا شده‌اند. میزان جابجایی توسط تصویر ماهواره‌ای بین ۳۴۰ متر برای سازند فجین و ۳۷۰ متر برای آهک کرتاسه بر آورد شده است (طاهری، ۱۳۹۲) شکل‌های (۲-۱۴ و ۲-۱۵).

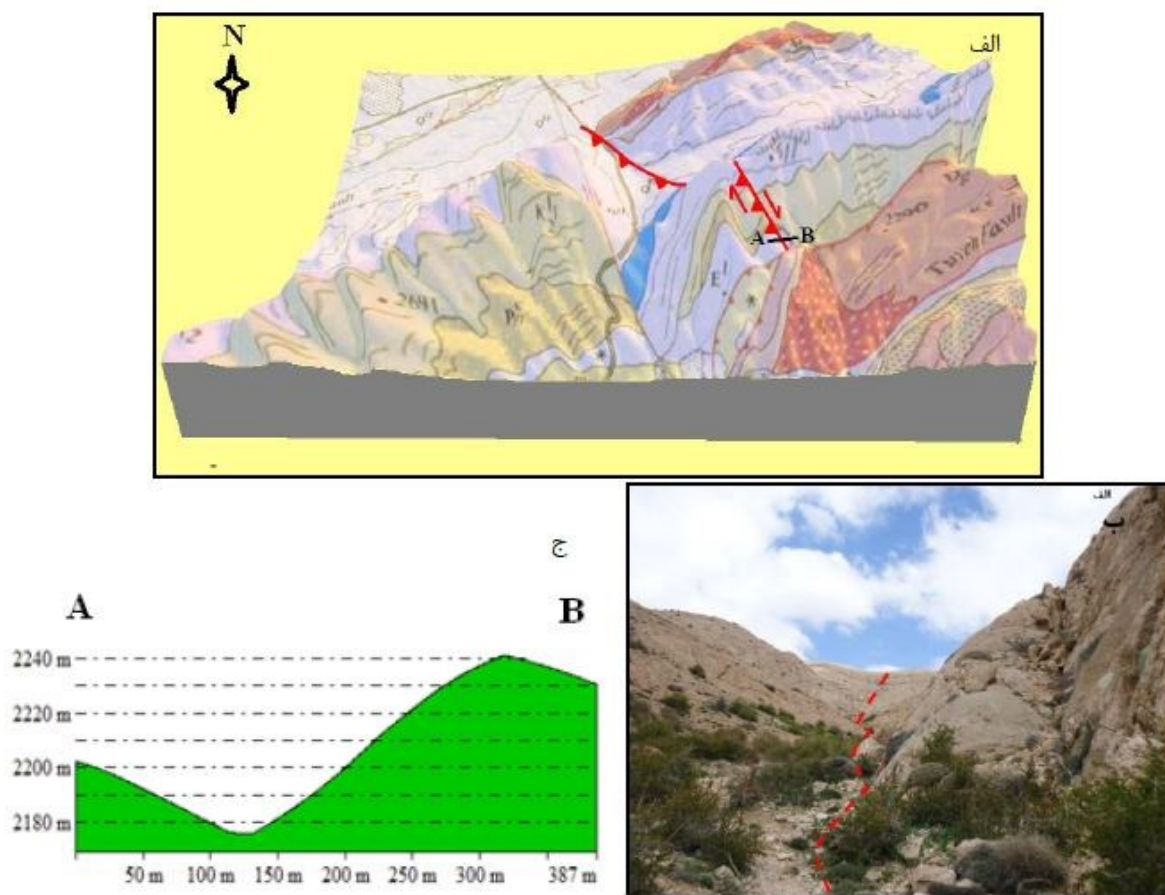


شکل ۲-۱۵- قسمتی از نقشه زمین‌شناسی کیاسر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، که گسل شمال تویبه بر روی آن نشان داده شده است، گسل شمال تویبه با روند شمال باختری- جنوب خاوری نشان داده شده- است (اکبرپور و سعیدی، ۱۳۷۱).



شکل ۲-۱۶- نمایی از سطح گسل شمال تویه، ب- برش نمادین از سطح گسل شمال تویه از تصویر الف (شیب لایه‌ها بر مبنای لایه‌بندی مشاهده شده در دور از منطقه گسل است) (طاهری، ۱۳۹۲).

گسل‌ها با قطع نمودن واحدهای رسوبی سخت باعث خوردن شدن و هوازگی عمقی بیشتر این واحدها و در نتیجه محلی مناسب برای عبور آب فراهم می‌کنند که به تدریج سبب ایجاد دره می‌شود. گسل شمال تویه با ساز و کار معکوس با مولفه راستا لغز راست بر با عبور از میان واحدهای رسوبی آهک لار، آهک کرتاسه و کنگلومرای فجن دره نسبتاً عریضی در پایانه جنوبی به وجود آورده است. تصویر سه بعدی به همراه مقطع عرضی رسم شده از دره ایجاد شده توسط این گسل در راستای AB (۲-۱۷ج) نشان داده شده است (طاهری، ۱۳۹۲).



شکل ۲-۱۷- الف- تصویر سه بعدی از ترکیب نقشه زمین‌شناسی و داده‌های SRTM از گسل شمال تویه، ب- دره گسلی ایجاد شده توسط گسل شمال تویه (دید به سمت شمال) ج- نیمرخ توپوگرافی از دره گسلی در راستای AB که در تصویر الف مشخص شده است (طاهری، ۱۳۹۲).

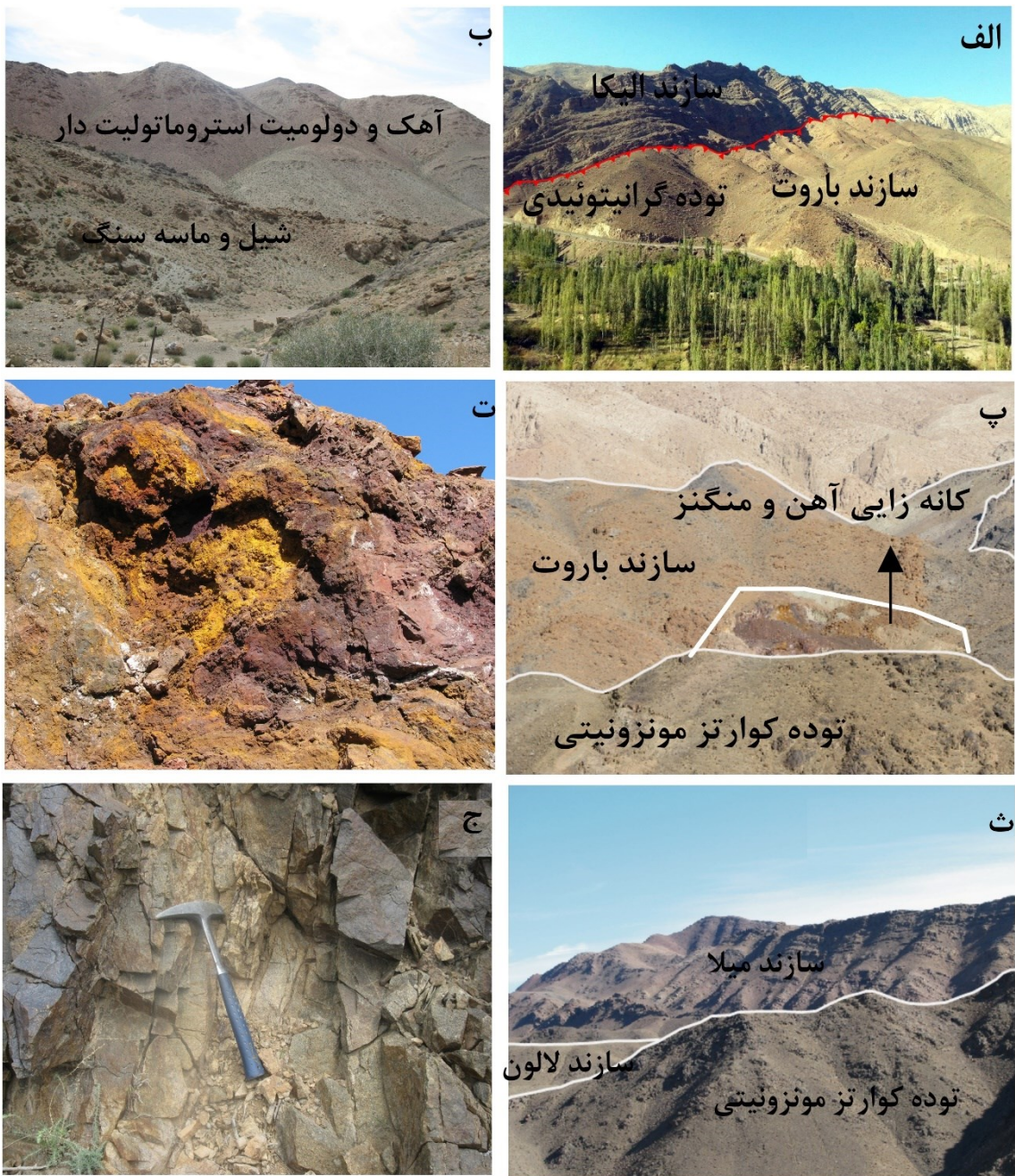
به طور کلی تکتونیک فعال در البرز خاوری، نشان دهنده حرکت شمالی- جنوبی در این منطقه می‌باشد و راندگی‌ها و سیستم گسلش معکوس در لبه جنوبی خزر پسامد این حرکت است (Hollingworth et al., 2010) طاهری (۱۳۹۲) با توجه به سازوکارهای بدست آمده از گسل‌های منطقه تویه و دشت بو به پیشنهاد کرده است که با توجه به اینکه بخش نسبتاً وسیعی از منطقه توسط واحدهای سنوزوئیک پوشیده شده و واحدهای قدیمی بر روی این واحدها رانده شده‌اند، می‌توان تکامل ساختاری این منطقه را مربوط به آخرین مراحل کوهزایی آلپ در نظر گرفت.

بر اساس مطالعات طاهری (۱۳۹۲)، سازوکار معکوس همراه با مولفه راستا لغز چپ گرد برای گسل‌های صبور، مهتاب و میلا و مولفه راستا لغز راست بر و چپ بر برای گسل‌های شمال تویه، چشمه قلقل و دشت بو می‌تواند ناشی از اعمال تنش باشد که این موضوع تایید حاکمیت الگوی دگرریختی ترفشارشی از نوع چپ گرد در این بخش البرز است که با پژوهش‌های Vernant et al. (2004) منطبق است.

۲-۵- خصوصیات صحرایی توده گرانیتوئیدی

بر اساس مشاهدات و برداشت‌های صحرایی، توده گرانیتوئیدی تویه دروار به صورت گنبدی شکل با مساحت حدود ۳۰ کیلومتر مربع به درون واحدهای سنگی سازندهای پالئوزوئیک پیشین (باروت، لالون) نفوذ کرده است (شکل ۲- ۱۸ الف، ب، ث). در بعضی از قسمت‌ها، در محل تماس توده گرانیتوئیدی با سازند باروت آثار کانی زایی آهن، فلوتور و باریم دیده می‌شود (شکل ۲- ۱۸ پ، ت).

در شمال توده نفوذی، آهک‌های کرمی شکل سازند الیکا با امتداد شمال شرق- جنوب غرب و شیب ۶۵ تا ۸۰ درجه به سمت شمال بر روی سازند باروت و توده گرانیتوئیدی رانده شده است (شکل ۲- ۱۸ الف). این توده اگرچه در ظاهر یکنواخت به نظر می‌رسد، اما در بعضی قسمت‌ها، سری‌های تفریق یافته‌تر سینیتی نیز در آن مشاهده می‌شود (شکل ۲- ۱۸ ج). هیچ زینولیت یا زینوکریستی در این توده مشاهده نمی‌شود. دلایل متعددی برای این امر وجود دارد که شامل طبیعت قلیایی و شوشونیتی ماگما و محتوای بالای فلوتور در آن است که سبب ناپلیمریزه شدن ماگما و کاهش گرانروی آن شده به طوری که هیچ زینولیت یا زینوکریستی امکان بالا آمدن با ماگما را نمی‌یابد (White et al., 2005). در فصل بعد به مطالعات میکروسکوپی توده نفوذی خواهیم پرداخت.



شکل ۲-۱۸- روابط صحرایی توده نفوذی با سنگ‌های میزبان. الف) نمای کلی از راندگی سازند الیکا بر روی توده نفوذی و نفوذ توده به درون سازند باروت، دید به سمت شمال، ب) نمای کلی از آهک، دولومیت استروماتولیت دار، شیل و ماسه سنگ 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، ث) نفوذ توده در ماسه‌سنگ‌های لالون، دید به سمت خاور. ج) نمایی نزدیک از بخش تفریق یافته توده گرانودیوریتی، دید به سمت خاور،

فصل سوم

پروگرامی

۱-۳- مقدمه

مطالعه سنگ‌های آذرین بر پایه شواهد بافتی یعنی بررسی اندازه و شکل (شکل‌دار یا بی‌شکل بودن)، وجود منطقه‌بندی، ادخال‌ها، تجمع کانی‌ها، دگرشکلی، دگرگونی، اشکال واکنشی و دگرسانی‌ها در مطالعات میکروسکوپی، می‌تواند در تعیین فرآیندهای ماگمایی، مانند صعود، جایگیری و تبلور ماگما نقش مهمی را ایفا کند (Lelubre, 1972). تفاوت در شکل، اندازه و ماکل کانی‌ها به عواملی مانند شرایط حاکم بر سرد شدن و تبلور ماگما وابسته است (Shelly, 1993).

در این پژوهش برای بررسی توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار در خلال بازدیدهای صحرایی از رخنمون‌های مختلف توده، تعداد ۱۲۰ نمونه سنگی برداشت شد. از این نمونه‌ها، ۸۰ مقطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌شناختی تهیه شد، در این فصل بر اساس مطالعات میکروسکوپی به طبقه‌بندی کانی‌شناسی، بافتی، دگرسانی و همچنین به بررسی روابط بین کانی‌ها، نحوه تبلور و عوامل موثر بر تشکیل و رشد بلورها در سنگ‌های ذکر شده خواهیم پرداخت.

برای نامگذاری سنگ‌های مورد نظر از طبقه‌بندی پیشنهادی بین‌المللی اتحادیه علوم زمین شناسی (IUGS) استفاده شده است.

ضمناً نام کانی موجود در تصاویر میکروسکوپی به صورت علائم اختصاری نشان داده شده است، این علائم طبق نامگذاری (Kretz, 1983)، علائم اختصاری در جدول ۳-۱ آورده شده است. نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی و میکروسکوپی به شرح زیر است:

جدول ۳-۱- علائم اختصاری کانی‌ها بر اساس نام‌گذاری استاندارد (Kretz, 1983).

Amp	Amphibole	Kfs	K feldspar
Ap	Apatite	Opq	Opaque
Bt	Biotite	Pl	Plagioclase
Chl	Chlorite	Qtz	Quartz
Ep	Epidote	Ser	Sericite
		Spn	Sphene
		Zr	Zircon

بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار شامل مونزونیت، کوارتز مونزونیت و مونزودیوریت هستند. کانی‌های اصلی سازنده توده شامل پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز \pm هورنبلند \pm بیوتیت می‌باشند. کانی‌های فرعی و عارضه‌ای نیز شامل ایلمنیت، مگنتیت، زیرکن، آپاتیت، اسفن، پیریت و کالکوپیریت هستند. سریسیت، اپیدوت، کلسیت و کلریت نیز کانی‌های ثانویه هستند. بافت‌های ریزبلور دانه‌ای و واکنشی هیپرسالوس تا ساب‌سالوس شامل درهم‌رشدی‌های گرانوفیری، گرافیکی، پرتیتی، میرمکیتی از بافت‌های غالب سنگ‌های توده هستند. در این فصل ابتداء به شرح این بافت‌ها خواهیم پرداخت و سپس پتروگرافی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه مورد بررسی قرار می‌دهیم:

بافت گرانوفیری

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 یوتکتیک است (Morgan and London, 2012). این نوع رشد به دلیل سرعت آرام، تقریباً تعادلی و فشار آب نسبتاً بالا است. اما در گرانیتوئیدهای که در نزدیکی سطح زمین جایگزین می‌شوند و سرعت سرد شدن نسبتاً سریع است در چنین شرایطی بلورها به صورت جداگانه و مستقل تشکیل نمی‌شوند بلکه رشد همزمان کوارتز و فلدسپات آلکالن سبب ایجاد هم‌رشدی گرانوفیری می‌شود.

غالباً "هم‌رشدی‌های گرانوفیری بر روی فنوکریست‌هایی که از قبل وجود داشته‌اند و حاصل سرد شدگی آرام و یا تبلور قبل از یوتکتیک هستند، تشکیل می‌شوند. این هم‌رشدی به صورت ذرات شعاعی یا

شاخه شاخه کوارتز در یک تک بلور فلدسپات آلکالن است. ممکن است فلدسپات شکل بلوری کامل داشته باشد و ذرات کوارتز به صورت یک یا دو بلور شاخه شاخه در اطراف آن تشکیل شود. ذرات کوارتز در مقطع نازک به شکل زاویه دار، مثلثی یا شبیه خط میخی هستند، اندازه این ذرات متغییر بوده و از شاخه های بسیار ریز میکروسکوپی تا ذرات بسیار بزرگی که در نمونه دستی هم قابل تشخیص هستند، متفاوت است.

بافت گرافیکی

بافت گرافیکی هنگامی شکل می گیرد که بلورهای کوارتز با محور بلورشناسی واحد به اشکالی شبیه خطوط میخی همراه با بلورهای فلدسپات پتاسیم رشد و تبلور یابند (شکل ۳-۲ الف). همرشدی گرافیکی شبیه همرشدی گرانوفیری است، نام گرافیک از روی تشابه شاخه های به هم چسبیده کوارتز به خط هیروگلیف یا خط میخی اقتباس شده است. همرشدی گرافیک، درشت تر از همرشدی گرانوفیر است و در آن مقدار فلدسپات سرشار از سدیم یا سرشار از پتاسیم بیشتر از ترکیبات حدواسط است (Barker, 1983).

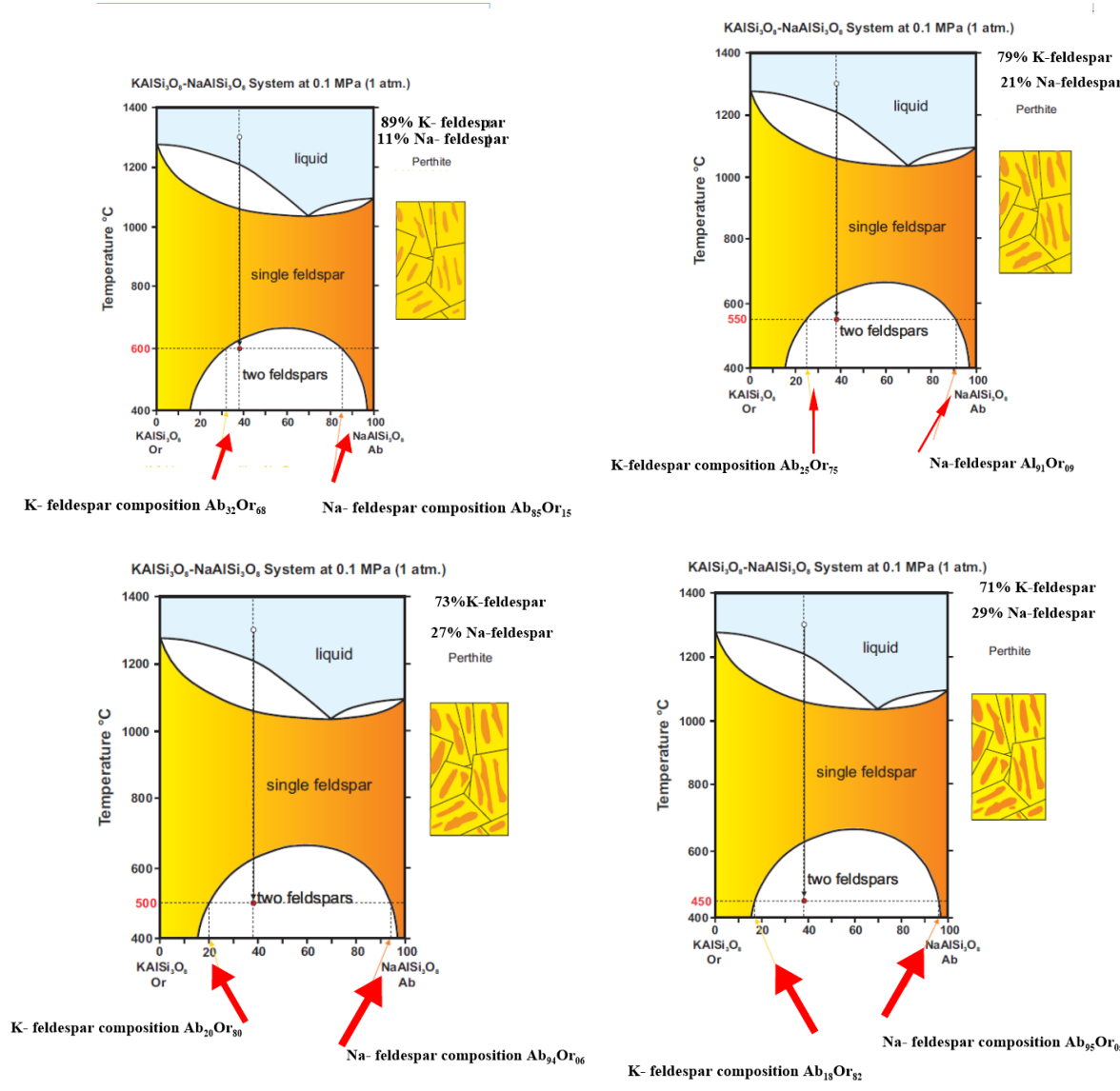
این بافت هم مانند بافت گرانوفیری، غالباً معرف تبلور سریع کوارتز و فلدسپات قلیایی از یک مایع فروتافته در اعماق کم تبلور توده در نظر گرفته می شود (Clarck, 1992).

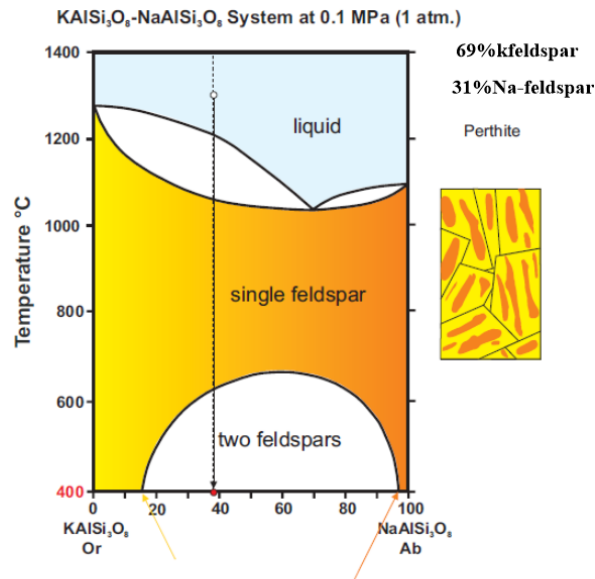
بافت پرتیتی

بافت پرتیتی به عنوان یکی از ویژگی های گرانیتوئیدهای ناکوهزایی در گرانیتوئید تویه- دروار رواج دارد. تشکیل این بافت ناشی از پایین بودن فشار کل یا فشار آب پایین است (Blatt et al., 2006). سدیم و پتاسیم در دمای بالا شعاع یونی نزدیک به هم دارند بنابراین در دمای بالا جانشین هم می شوند و محلول جامد تشکیل می دهند اما در دمای پایین به دلیل اختلاف شعاع یونی این دو عنصر جانشین هم نمی شوند و فلدسپات آلکالن از حالت محلول جامد خارج شده و از حالت همگن به حالت ناهمگن

در می آید، در این صورت فلدسپاتی که مقدار بیشتری دارد زمینه بلور را تشکیل می دهد و فلدسپاتی که درصد کمتری دارد به صورت رگه یا لکه جهت یافته در داخل زمینه قرار می گیرد.

اگر فاز غالب سرشار از پتاسیم باشد، هم‌رشدی حاصله را پرتیت و برعکس، اگر فاز مزبور غنی از سدیم باشد آن را آنتی پرتیت، و بالاخره به ترکیبات حدواسط مزوپرتیت گویند. اغلب هم‌رشدی‌های پرتیتی، حالت یکنواخت دارند بخصوص آنهایی که دانه ریزتر هستند (Hyndman, ۱۹۸۵).





K- feldspar composition $Ab_{16}Or_{84}$

Na- feldspar composition $Ab_{96}Or_{04}$

شکل ۳-۱- مراحل تشکیل بافت پرتیت در آزمایشگاه (Hyndman, 1985).

همانطور که در نمودارهای فازی نشان داده شده است در دمای کمتر از ۶۰۰ درجه سانتی گراد پرتیت تشکیل می شود. اما هدف از آوردن این نمودارها طریقه تشکیل بافت پرتیتی است نه تعیین دمای سیستم، چون این نمودارها خاص سیستم های خالص هستند.

میرمیکیت

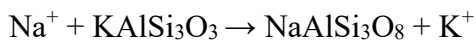
بافت میرمیکیتی نیز شامل هم‌رشدی کوارتزهای کرمی شکل و پلاژیوکلاز است که در اثر تبلور مستقیم در طول دگرریختی، متاسوماتیسم یا اکسلوشن ایجاد می‌گردد (شکل ۳-۲ ب) (Pitcher, 1997).

در هم‌رشدی‌ها، نتیجه تنوع ترکیبی کانی‌ها هستند. اما ساخت‌های میرمیکیتی معمولاً نتیجه انقباض کانی‌های قبلی در زمان رشد در حالت جامد در کانی‌میزبان است. اگر چه واژه میرمیکیت مربوط به در هم‌رشدی کرمی شکل کوارتز و پلاژیوکلاز است، مشابه در هم‌رشدی‌های کرمی شکل کوارتز در انواع دیگری از کانی‌های میزبان دیده شده است. بنابراین در بعضی موارد کانی کرمی شکل کوارتز نیست. میرمیکیت در دیگر بافت‌های کرمی شکل به دلیل فقدان کریستالوگرافی خاص و یا رابطه شبکه‌ای بین کانی کرمی شکل و کانی میزبان وجود دارد (Shelly, 1993). در مقابل، دو کانی در هم‌رشدی‌های گرافیکی ارتباط کریستالوگرافی واضحی با همدیگر نشان می‌دهند. به‌رحال در بافت‌های کرمی شکل

یک رابطه صرفاً "هندسی بین کانی مشمول و جهت‌های رشدکانی میزبان وجود دارد. این حقیقت عمدتاً" یک سر نخ برای منشاء در هم‌رشدی‌های میرمیکیتی است. شاید بتوان گفت این رابطه عامل تعداد زیادی از درهم‌رشدی‌های با ترکیب کانیایی متغییر است و دارای یک منشاء مشترک، مربوط به شرایط فیزیکی رشد هستند (Shelly, 1993).

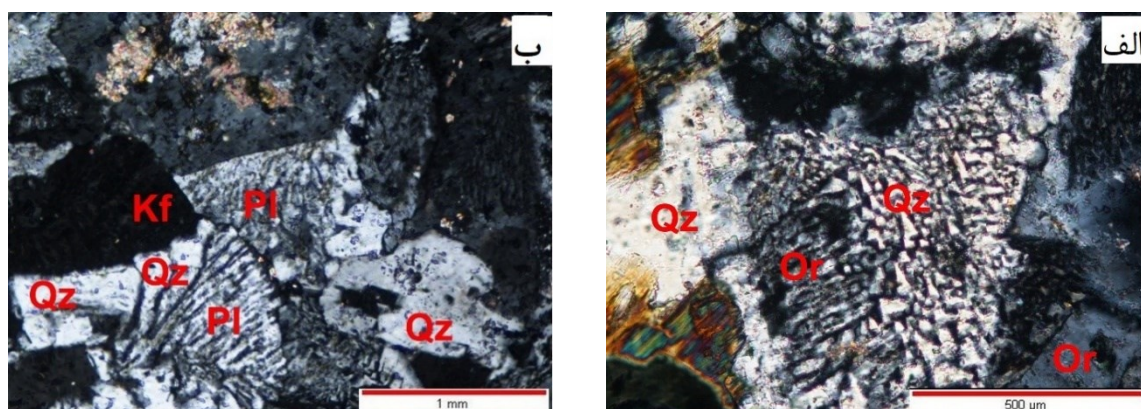
میرمیکیت، هم‌رشدی شاخه شاخه مانند کوارتز در یک بلور پلاژیوکلاز کوارتز است. یکی از ویژگی‌های این بافت این است که جهت یافتگی‌های شبکه‌های بلوری در میله‌های کوارتز مجاور هم یکی است. میرمیکیت را می‌توان در حاشیه فلدسپات سرشار از پتاسیم موجود در گرانیت‌ها و گنیس‌های گرانیتی یافت.

میرمیکیت‌ها از مرز دانه به سمت داخل رشد می‌کنند و جایگزین فلدسپات می‌شوند و میله‌های کوارتز در آن شاخه شاخه می‌شوند. بدین ترتیب پلاژیوکلازی که دارای شکل بلورین کامل است یک ظاهر پیاز مانند به خود می‌گیرد و از این رو نسبت سطح به حجم آن به حداقل مقدار ممکن می‌رسد. (Maysen 1998) میرمیکیت را نتیجه تحلیل موضعی پلاژیوکلاز و تبلور دوباره آن همزمان با کوارتز می‌داند. به عبارت دیگر فاز گرمایی، پلاژیوکلاز را مورد حمله قرار می‌دهد و پلاژیوکلاز اسیدی‌تر را به همراه کوارتز آزاد کرده که تبلور همزمان این دو میرمیکیت را به وجود می‌آورد. بر اساس نظریه (Becker 1973) et al., محلولهای سدیم و کلسیم دار به صورت زیر با فلدسپات پتاسیم واکنش نشان می‌دهند.



متفاوت بودن نسبت Al/Si در فلدسپات پتاسیم و فلدسپات کلسیم، باعث آزاد شدن سیلیس می‌شوند. به علت عدم تحرک پذیری نسبت آلومینیم و سیلیسیم، کوارتز با فلدسپات یک هم‌رشدی میکروسکوپی تشکیل می‌دهد که با مقدار An پلاژیوکلاز رابطه دارد (Shelly, 1993). (Brown, 2001) در مورد نحوه تشکیل میرمیکیت نظریه‌های زیر را مطرح می‌کند:

- (۱) تبلور مستقیم یا همزمان کوارتز و پلاژیوکلاز
- (۲) جایگزینی فلدسپار پتاسیم با پلاژیوکلاز
- (۳) جایگزینی متاسوماتیکی پلاژیوکلاز با فلدسپار پتاسیم
- (۴) جدایش در حالت جامد
- (۵) مشارکت کوارتز در حال تبلور مجدد، در آلبیت در حال رشد
- (۶) دگرشکلی
- (۷) ترکیبی از دو یا چند فرایند ذکر شده در بالا.

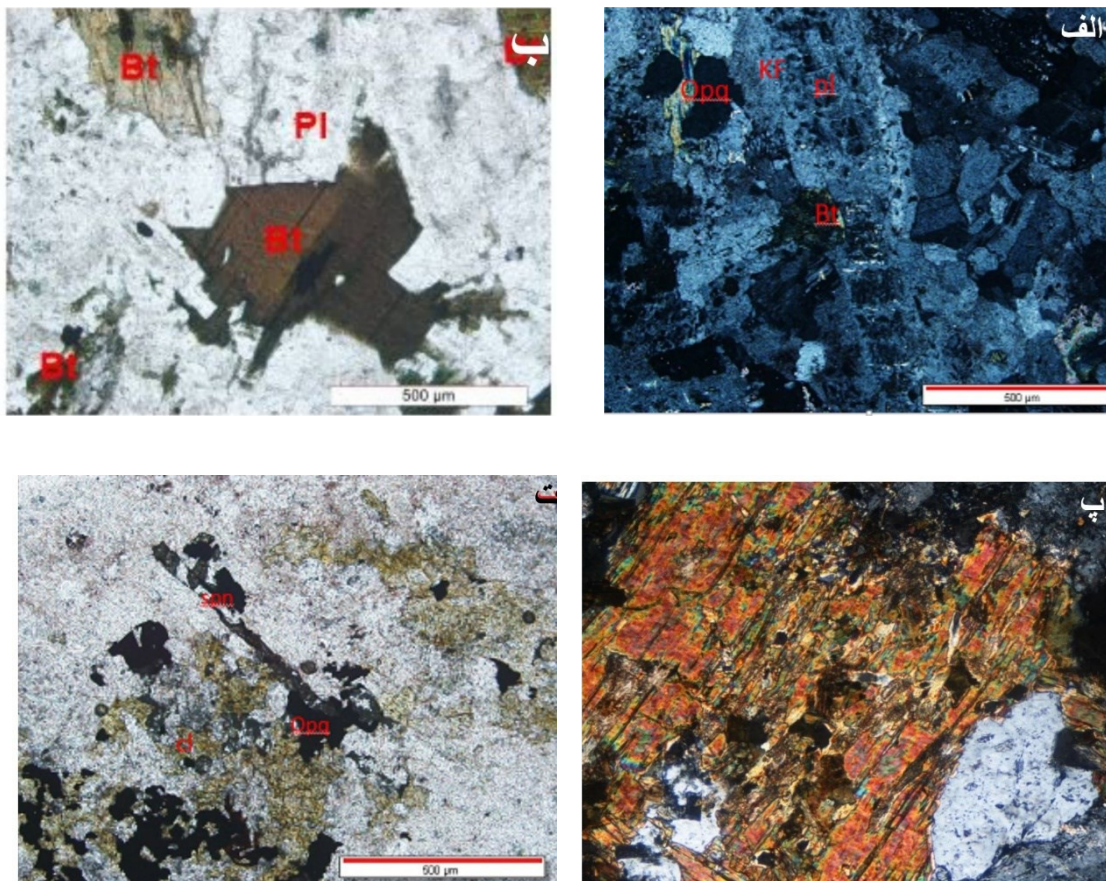


شکل ۳-۲- تصاویر میکروسکوپی از بافت‌های موجود در توده گرانیتوئیدی، الف- بافت گرافیک در نمونه مونزونیت (XPL). ب- بافت میرمکیتی در نمونه کوارتز مونزونیتی توده گرانیتوئیدی تویه در وار (XPL).

۳-۲- پتروگرافی مونزونیت‌ها

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 ۱۰-۱ میلی‌متر) که به صورت دانه‌های تیغه‌ای نیمه‌خودشکل با درجات مختلفی از سوسوریتی شدن دیده

می‌شود و گاهی وقت‌ها دارای پوششی از اورتوکلاز است. تحلیل رفتگی پلاژیوکلاز در اثر واکنش با شماره‌های سرشار از پتاسیم است که در نهایت به تشکیل اورتوکلاز در اطراف پلاژیوکلاز منجر می‌شود (شکل ۳-۳ الف). ارتوزکلاز، 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. کوارتز هم در مقادیر کم (۳-۵ درصد حجمی)، به صورت ناخودشکل در بین بلورهای پلاژیوکلاز، اورتوکلاز و کانی‌های دیگر دیده می‌شود. البته این کانی به شکل گرانوفیری، میکروگرافیک و میرمکیتی نیز در بخش‌های مختلف توده دیده می‌شود. بافت دانه‌ای بافت غالب در بیشتر بخش‌های توده است. بیوتیت و هورنبلند، فازهای آهن و منیزیم‌دار این سنگ‌ها هستند که ۳-۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. بیوتیت با اندازه ۳ تا ۸ میلی‌متر، نیمه‌خودشکل است و در برخی موارد به کلریت دگرسان شده است (شکل ۳-۳ ب). هورنبلند، بصورت منشوری شکل است و در بعضی نمونه‌ها به کلریت، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده است (شکل ۳-۳ پ). کانی‌های فرعی موجود در توده شامل آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های اپک (مگنتیت، هماتیت و پیریت) هستند که در بین کانی‌های اصلی دیده می‌شوند. در بعضی از نمونه‌ها، آپاتیت سوزنی شکل دیده می‌شود. آپاتیت سوزنی ممکن است از مذاب‌های بین بلوری در هر مرحله‌ای از تبلور ایجاد شود (Vernon, 2004) و یکی از شواهد آکالن بودن ماگما در سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تویه- دروار است (قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱). کانی‌های ثانویه شامل کلریت، اپیدوت، اسفن، کانی‌های اپک (هماتیت، مگنتیت، پیریت)، سربیسیت، کانی‌های رسی و کلسیت هستند (شکل ۳-۳ ت).

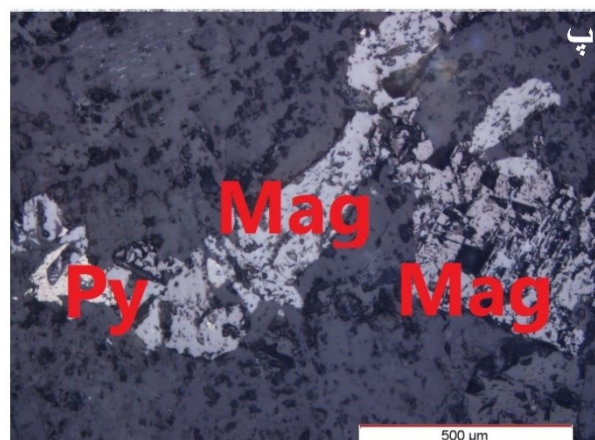
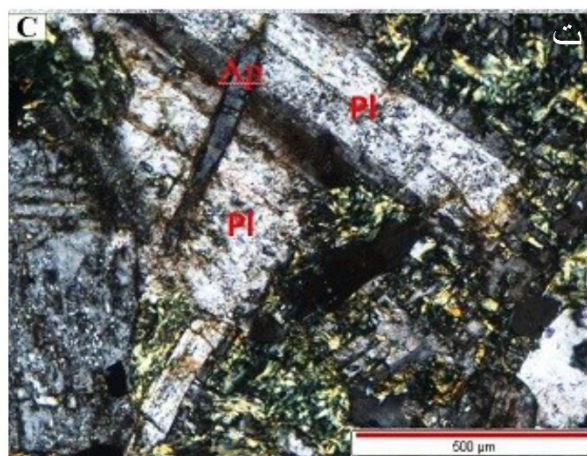
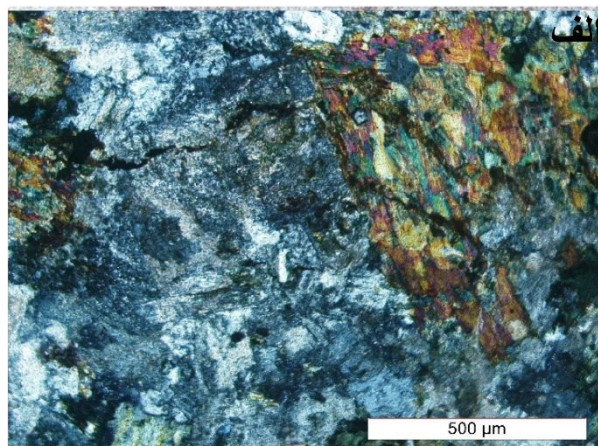
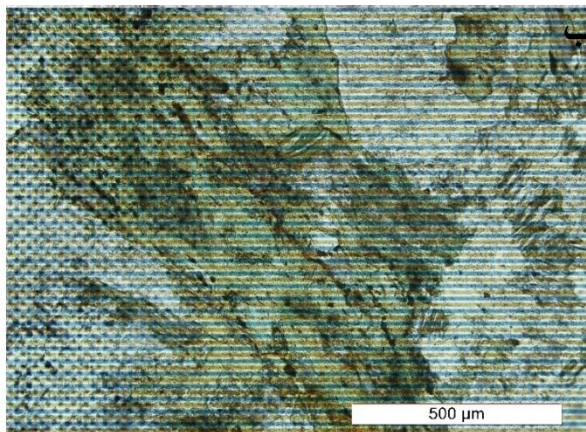


شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکوپی مربوط به نمونه‌های مونزونیتی توده گرانیتوئیدی تویه- دروار، الف- تحلیل رفتگی پلاژیوکلاز در اثر واکنش شاره‌های سرشار از پتاسیم و تشکل پوششی از ارتوزکلاز در اطراف پلاژیوکلاز گرانوفیری (XPL). ب - کانی بیوتیت اولیه و دگرسان شده به کلریت (XPL). پ - تصویر آمفیبول در حال دگرسان شدن. ت) تجمع کانی‌های فرعی و ثانویه در نمونه مونزونیتی (PPL).

۳-۳- پتروگرافی کوارتز مونزونیت‌ها

این سنگ‌ها دارای رنگ خاکستری روشن تا خاکستری تیره بوده، بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن و بیوت آن‌ها در نمونه دستی قابل مشاهده است. پلاژیوکلاز، فراوان‌ترین کانی موجود در این گروه از

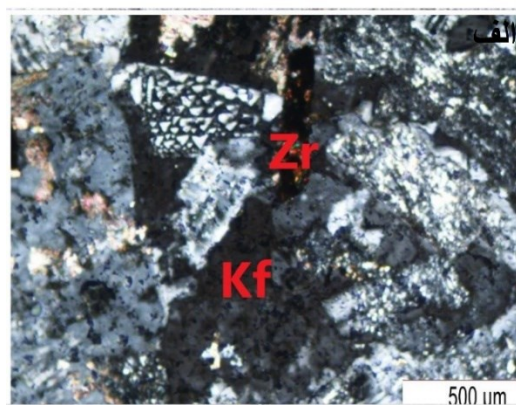
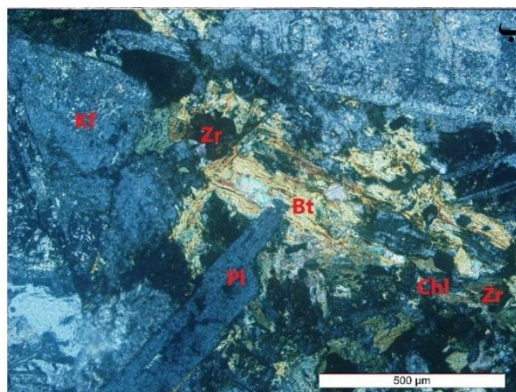
سنگ‌ها می‌باشد، میانگین حجمی آن به ۴۰-۶۵ درصد می‌رسد. این کانی به شکل تخته‌ای خودشکل تا نیمه‌خودشکل با اندازه ۱ میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر دیده می‌شود و به سریسیت و سوسوریت دگرسان شده است. آلکالی فلدسپار، به صورت درشت بلور نیمه‌خودشکل و بیشتر پرتیتی با درصد حجمی ۴۰-۳۰ و اندازه ۵ تا ۵۰ میلی‌متر در سنگ حضور دارد و به کانی‌های رسی دگرسان شده است. کوارتز با کمتر از ۵ درصد حجمی هم به صورت دانه‌ای و هم به صورت غیرخودشکل فضای بین دیگر کانی‌ها را پر کرده است. همچنین، به صورت درهم‌رشدی‌های هیپرسالووس گرانوفیری و میرمیکتی نیز دیده می‌شود. دو دلیل برای تشکیل درهم‌رشدی کانیایی به جای کانی‌های جدا از هم وجود دارد که شامل نرخ هسته‌بندی پایین حداقل یکی از کانی‌ها و نرخ انتشار پایین در مقایسه با نرخ رشد است (Vernon, 2004). بیوتیت و آمفیبول با ۱۰-۵ درصد حجمی، کانی‌های آهن و منیزیم‌دار هستند. بیوتیت به صورت نیمه‌خودشکل و با اندازه ۳-۱۰ میلی‌متر معمولاً به کلریت دگرسان شده است. آمفیبول به صورت بلورهای منشوری نیمه‌خودشکل دیده می‌شود و در بعضی نمونه‌ها به کلریت، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده است (شکل ۳-۴-الف و ب). کانی‌های فرعی و عارضه‌ای شامل ایلمنیت، مگنتیت، زیرکن، آپاتیت، تیتانیت، پیریت و کالکوپیریت به هر دو صورت دانه‌ای و یا ادخال در کانی‌های دیگر دیده می‌شوند. (شکل ۳-۴-پ و ت). کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها شامل کلریت، کلسیت، سریسیت و اپیدوت است.



شکل ۳-۴- تصاویر میکروسکوپی مربوط به نمونه‌های کوارتز مونزونیتی. الف- تصویر آمفیبول در نمونه مونزونیت توده گرانیوئیدی تویه‌دروار در نور (XPL). ب- تصویر دگرسانی آمفیبول در نور (PPL). پ- تصویری از کانی اپک مگنتیت و پیریت در نور انعکاسی. ت- آپاتیت سوزنی شکل در نمونه مونزونیتی توده تویه‌دروار (XPL).

۳-۴- پتروگرافی موزودیوریت‌ها

از نظر کانی‌شناسی، این سنگ‌ها از نسبت‌های مختلفی از پلاژیوکلازهای نیمه‌خودشکل با درصد حجمی ۶۵-۷۵ با اندازه ۲ میلی‌متر تا ۳ سانتی‌متر به صورت دگرسانی‌گ‌ها سربسیت مشاهده می‌شود. ارتوکلازهای غالباً پرتیتی، نیمه‌خودشکل، با درصد حجمی ۲۰-۳۰، اندازه ۵ میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر، همراه با ۱۰-۲۰ درصد بیوتیت خودشکل که به کلریت دگرسان شده اند و ۲-۵ درصد کوارتز غیر خودشکل تشکیل شده‌اند. کوارتز هم در مقادیر کم، به صورت ناخودشکل در بین پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کانی‌های دیگر دیده می‌شود. البته این کانی به شکل میکروگرافیک و میرمیکیتی در سنگ‌های مختلف توده دیده می‌شود. کانی‌های فرعی موجود در سنگ‌های توده شامل آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های اپک (مگنتیت، هماتیت و پیریت) و کانی‌های ثانویه نیز شامل کلریت، اپیدوت، اسفن، کانی‌های اپک (هماتیت، مگنتیت، پیریت)، سربسیت، کانی‌های رسی و کلسیت هستند (شکل ۳-۵- الف، ب، پ، ت). اسفن‌های ثانویه، از واکنش TiO_2 آزاد شده از کانی‌های آهن و منزیم‌دار (آمفیبول و بیوتیت) و تیره (اکسیدهای آهن-تیتان) با CaO و SiO_2 حاصل از تخریب پلاژیوکلازها ایجاد شده‌اند.



شکل ۳-۵- تصاویر میکروسکوپی مربوط به نمونه‌های مونزودیوریتی توده گرانیتوئیدی تویه- دروار. الف- تصویری از بلور زیرکن، ب- تبدیل شدن بیوتیت به کلریت. پ تصویری از کانی گالن در نور انعکاسی. ت- آپاتیت سوزنی شکل در نمونه مونزونیتی توده تویه دروار (XPL).

فصل چہارم

شمی کافی ہا و دما۔ فشار سنجی

۴-۱- مقدمه

به کارگیری هنر تجزیه نقطه‌ای تک کانی، یکی از مهم‌ترین عوامل تحول چشمگیر و پیشرفت حیرت انگیز در علم پترولوژی بوده است. با توجه به اینکه بررسی تغییرات بسیار جزئی توزیع غلظت عناصر، حتی در لایه‌های متناوب و بسیار ظریف کانی‌ها توسط تجزیه تک کانی امکان‌پذیر شده است، لذا توانایی قابل توجه کانی‌هایی مانند آمفیبول، بیوتیت و فلدسپار در تعیین خصوصیات ماگمایی گرانیتوئیدها مورد توجه قرار گرفته است. همچنین برآورد پارامترهای فیزیکوشیمیایی و عمق جایگیری توده‌های نفوذی می‌تواند اطلاعات مفیدی از فرآیندهای زمین‌ساختی ایجاد شده در نوارهای کوهزایی فراهم کند (Zhang et al., 2006) در این پژوهش برای اولین بار به بررسی شیمی کانی آمفیبول، بیوتیت و فلدسپار و سپس دما-فشارسنجی توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار می‌پردازیم. از آنجا که آمفیبول‌ها در طیف وسیعی از دماها (۴۰۰-۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) و فشار (۱-۲۳ کیلوبار) پایدارند، بنابراین مناسب‌ترین کانی در دما-فشارسنجی محسوب می‌شوند (Leake et al., 1997). لذا با استفاده از نتایج آنالیز میکروپروب آمفیبول و بیوتیت و بهره‌گیری از نمودارها و روابط ریاضی بیان شده توسط پژوهشگران مختلف می‌توان به بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور و جایگزینی توده پرداخت.

در این پژوهش برای بررسی توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار در خلال بازدیدهای صحرایی از رخنمون‌های مختلف توده، تعداد ۱۲۰ نمونه سنگی برداشت شد. از این نمونه‌ها، ۸۰ مقطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌شناختی و تعداد ۹ مقطع نازک- صیقلی برای آنالیز میکروپروب از کانی‌ها تهیه شد. آنالیز^۱ EMPA با استفاده از میکروسکوپ الکترونی^۲ SEM (JEOL JSM-840A,) توکیو، ژاپن مجهز به انرژی اسپکترومتری (EDS^۳ INCA 250, Oxford) با ولتاژ ۲۰ کیلووات و شدت جریان ۴/۰ آمپر در آزمایشگاه پترولوژی- کانی‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی A.U.Th دانشگاه Thessaloniki کشور یونان انجام شد. برای آنالیز SEM نمونه‌ها پوشش کربن آن‌ها با میانگین ضخامت ۲۰۰ Å با استفاده از

^۱Electron Microprobe

^۲Scanning Electron Microscope

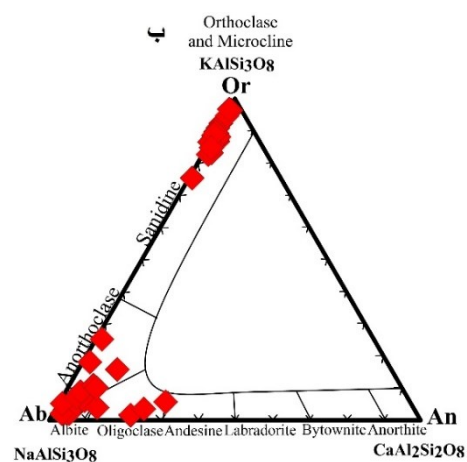
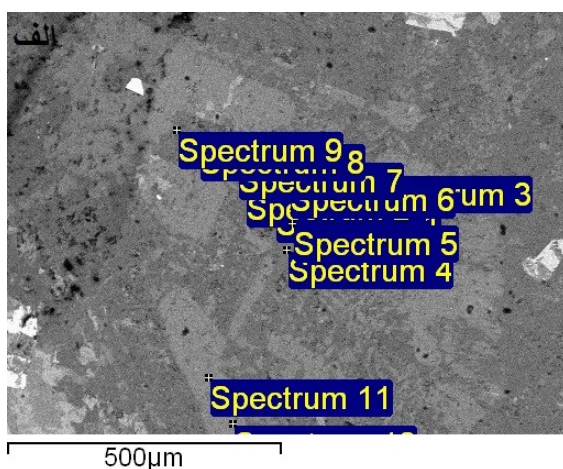
^۳Energy Dispersive Spectrometer

محفظه بخار JEOL-4x انجام شد. تصاویر الکترونی از کانی‌ها، به منظور تشخیص مناطقی با ترکیب شیمیایی متفاوت گرفته شد.

۲-۴- شیمی کانی‌ها

۱-۲-۴- فلدسپار

در جدول (۱-۴) نتایج آنالیز EMPA فلدسپار تعدادی از سنگ‌های گرانیتوئیدی تویه- دروار آورده شده است. ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های تویه- دروار در تقسیم بندی مثلثی Ab-Or-An در محدوده آلبیت - الیگوکلاز و همچنین ترکیب فلدسپارهای الکالن در محدوده (۷۵-۹۷ درصد Or) قرار می‌گیرند (شکل ۱-۴).



شکل ۲ الف: تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی برگشتی از کانی پلاژیوکلاز در یک نمونه مونزونیتی در توده گرانیتوئیدی تویه دروار، ب: نمودار طبقه بندی فلدسپارهای پلاژیوکلاز و آلکالن موجود در سنگ‌های تویه دروار.

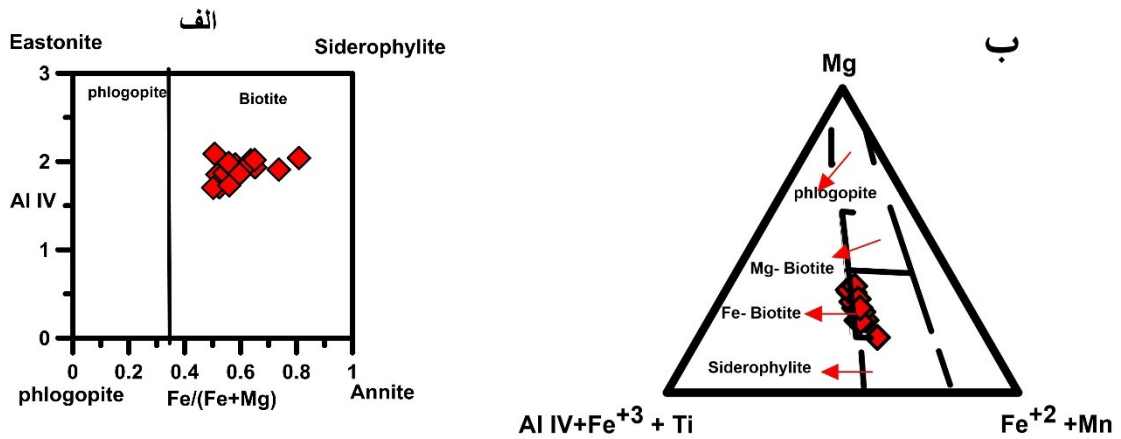
جدول ۴-۱- نتایج آنالیز EMPA تعدادی از فلدسپارهای توده گرانیتوئیدی توبه - دروار.

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	Total	Ab (Na)	An (Ca+Mn+Mg)
monzonite	64.93	18.43	0.25	0.00	0.00	0.06	1.63	14.29	0.52	100.11	14.59	0.31
monzonite	65.11	18.01	0.30	0.00	0.00	0.12	1.31	14.68	0.61	100.14	11.77	0.60
monzonite	64.64	18.24	0.23	0.00	0.00		1.53	14.29	1.04	99.98	13.73	0.00
monzonite	54.62	28.21	0.31	0.00	0.00	10.91	4.96	0.51	0.20	99.72	43.62	53.05
monzonite	54.95	28.06	0.33	0.00	0.00	10.53	5.23	0.36	0.40	99.87	46.02	51.16
monzonite	64.05	20.54	1.54	0.00	0.00	3.20	7.64	3.25		100.23	66.16	15.31
monzonite	55.65	28.10	0.16	0.00	0.00	10.51	5.54	0.15		100.10	48.39	50.76
monzonite	64.35	19.19	1.88	0.00	0.00	1.93	6.72	5.46	0.29	99.82	58.79	9.32
monzonite	64.18	19.35	1.87	0.00	0.00	1.92	6.71	5.44	0.29	99.76	58.79	9.32
monzonite	58.13	26.03	0.15	0.00	0.00	7.74	6.49	0.76	0.77	100.08	56.82	37.41
Q- monzonite	56.23	27.05	0.69	0.00	0.00	9.71	5.65	0.47	0.36	100.17	49.56	47.09
Q- monzonite	68.36	18.84	0.81	0.00	0.00		11.08	0.95	0.14	100.19	94.43	0.00
Q- monzonite	62.09	23.03	0.46	0.00	0.00	4.98	7.17	2.41		100.15	62.29	23.92
Q- monzonite	63.79	18.53	0.39	0.00	0.00	0.65	0.36	15.57	0.54	99.84	3.29	3.26
Q- monzonite	64.79	18.05	0.31	0.00	0.00		0.10	16.62	0.24	100.12	0.89	0.00

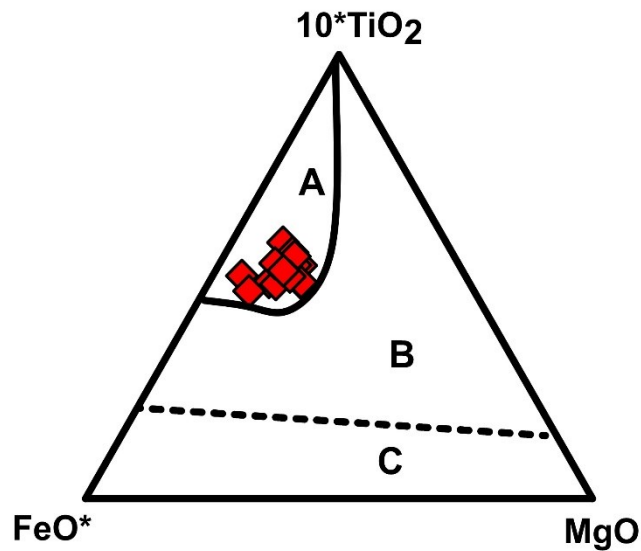
۴-۲-۲- شیمی بیوتیت

نتایج آنالیز تعدادی از بیوتیت‌های موجود در توده گرانیتوئیدی تویه- دروار در جدول ۴-۲ آورده شده‌است. برای بررسی شرایط تشکیل سنگ‌های ماگمایی می‌توان از ترکیب بیوتیت‌ها استفاده کرد. بنابراین، ترکیب شیمیایی بیوتیت بازتاب دهنده شرایط تبلور ماگماست. ابتدا (Foster 1960) و بعد از آن (Spear 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 (Spear, 1984). بر اساس نمودار (Rieder 1999) و همکاران، ترکیب بیوتیت‌های توده تویه- دروار در محدوده بیوتیت قرار می‌گیرد (Rieder et al., 1999) (شکل ۴-۲-الف). همچنین در نمودار تقسیم‌بندی سه‌تایی (1960) Foster، ترکیب شیمیایی نمونه‌های بیوتیت توده تویه- دروار در محدوده بیوتیت‌های آهن‌دار قرار می‌گیرد (شکل ۴-۲-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, 1986; Nachit et al., 2005). بیوتیت‌ها، قادر به جذب آلومینیم در سنگ‌های گرانیتی فاقد گارنت و کانی‌های آلومینوسیلیکاته هستند (Shabani and Lalonde, 2003). (Nachit et al. 2005) در نمودار مثلثی اکسیدهای عناصر اصلی MgO , TiO_2 , $FeO^* = (FeO+MnO)$ 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 نمودار شکل ۴-۳ (Nachit et al., 2005) هر سه نوع بیوتیت یافت شده‌است. در مقاطع نازک میکروسکوپی انواع بیوتیت‌ها تویه‌دروار 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 یا 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.



شکل ۴-۲- موقعیت بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار در نمودار طبقه بندی میکاها بر پایه ترکیب شیمیایی آن‌ها الف (Rieder et al., 1999). ب- (Foster, 1960).

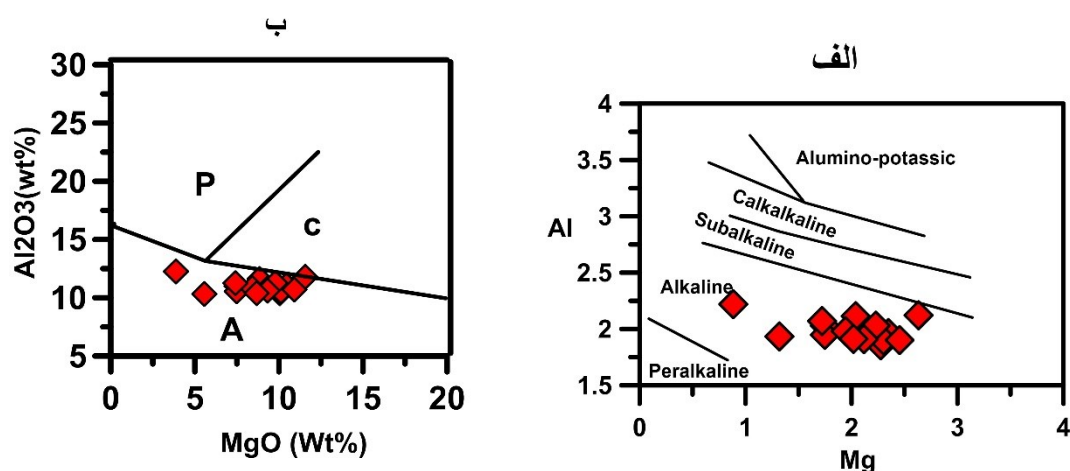


شکل ۴-۳- موقعیت بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار در نمودار رده‌بندی انواع بیوتیت‌های اولیه و ماگمایی (محدوده A)، بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی (محدوده B) و بیوتیت‌های حاصل از تبلور دوباره (محدوده C)، (Nachit et al., 2005).

جدول ۴-۲- نتایج آنالیز ریز پردازش الکترونی از کانی بیوتیت در توده گرانیتوئیدی تویه دروار ، 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	۱۱/۶۲	۱۰/۳۸	۱۱/۰۶	۱۱/۰۰	۱۰/۵۶	۱۰/۸۰	۱۱/۲۷	۱۱/۸۰	۱۰/۷۰	۱۰/۵۶	۱۰/۸۵	۱۱/۲۵	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	.	۰/۳۶	۰/۲۷	۰/۱۹	.	.	۰/۲۹	.	۰/۴۰	.	۰/۰۶	.	.
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	.	۰/۰۹	۰/۲۸	۰/۰۳	۰/۲۳	۰/۲۴	.	.	۰/۱۹	.	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۶
Na ₂ O	۰/۰۸	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۵۵	.	۰/۵۳	.	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۰۱	.	۰/۲۸	۰/۲۴	۰/۳۸	۰/۰۴	.
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	.	.	.	۰/۲۸	۰/۱۸	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۳۵	.	.	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
Mn	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۵	.	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۲	.	.	۰/۰۴	.	۰/۰۵	.	۰/۰۱	.	.
Ca	۰/۰۱	۰/۰۳	.	۰/۰۱	۰/۰۵	.	۰/۰۴	۰/۰۴	.	.	۰/۰۳	۰/۰۱
Na	۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۲۱	۰/۱۶	.	۰/۱۶	.	۰/۰۵	۰/۰۶	.	.	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۱	.
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

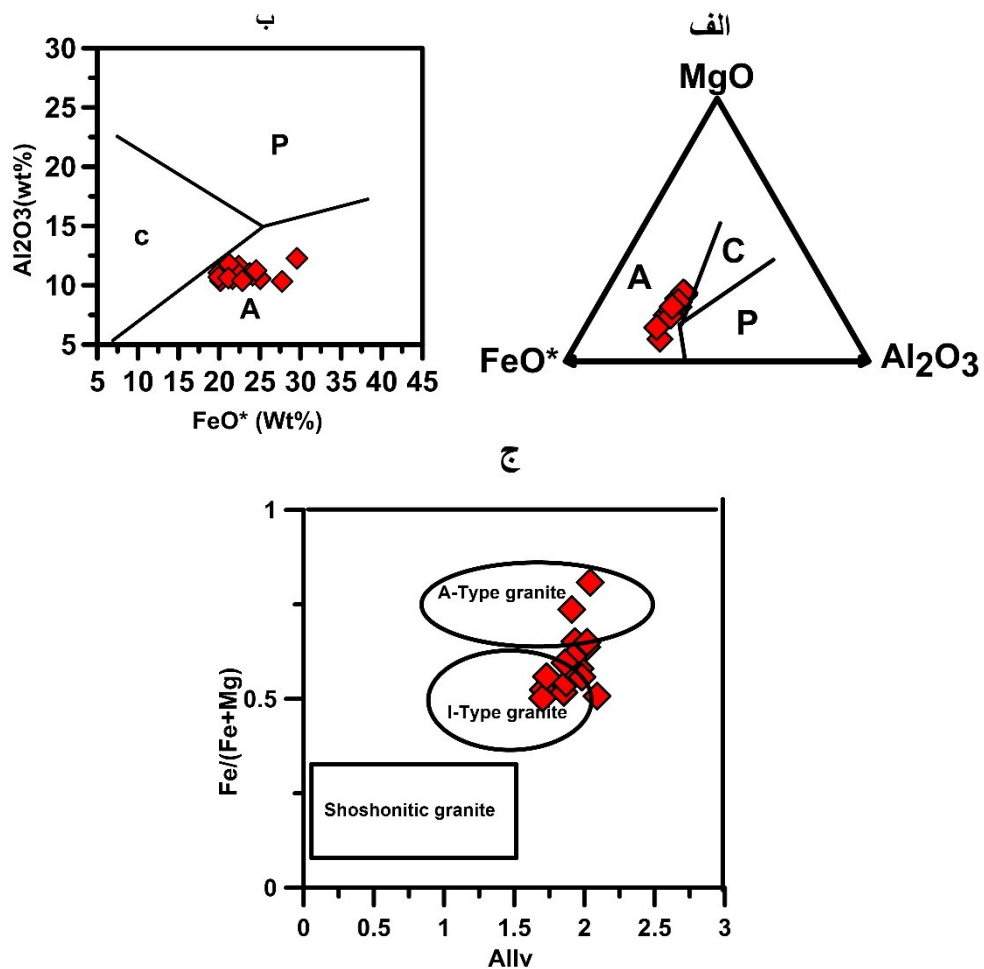
۴-۲-۱- تعیین سری ماگمایی و جایگاه زمین ساختی تشکیل گرانیتوئیدهای بیوتیت دار ترکیب شیمیایی کانی های سازنده سنگ می تواند در تعیین سری ماگمایی آن نقش مهمی داشته باشد، لذا در این مطالعه از ترکیب شیمیایی بیوتیت ها جهت بررسی ماهیت ماگمای سازنده سنگ های توده گرانیتوئیدی تویه- دروار استفاده شده است. مطالعات زیادی وجود دارند که در آن ها از بیوتیت ها به عنوان ابزاری سودمند در تعیین سری ماگمایی استفاده شده است. زمانی که بیوتیت به طور پیوسته در حال تعادل با ماگمای میزبان است، ترکیب آن منعکس کننده ماگمایی است که از آن متبلور شده است. 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 شده است. در این نمودارها، ماگمای سازنده بیوتیت های توده گرانیتوئیدی تویه- دروار در سری آلکالن قرار می گیرند (شکل ۴-۴ الف و ب).



کل ۴-۴- تعیین سری ماگمایی توده گرانیتوئیدی تویه- دروار بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت الف- (Nachit et al., 1985). ب- (Abdel-Rahman, 1994).

همچنین از بیوتیت می توان به عنوان یک معیار مناسب برای شناخت محیط زمین ساختی تشکیل گرانیتوئیدها استفاده کرد (Abdel-Rahman, 1994) با استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی Al_2O_3 , MgO, FeO^* بیوتیت، سنگ های گرانیتوئیدی را به سه گروه تقسیم می کند:

(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 کلدیریت هستند. گرانیتوئیدهای برخوردی نوع S در این گروه قرار می‌گیرند. (C) گرانیتوئیدهای کوهزایی آهکی-قلیایی نوع I 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 ۴-۵- الف و ب). Jiang و همکاران (۲۰۰۲) بر اساس تغییرات Al_{IV} در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ گرانیتوئیدها را به سه گروه شوشونیت، نوع I و نوع A تقسیم‌بندی کردند. براساس این تقسیم‌بندی، گرانیتوئید تویه- دروار در محدوده گرانیت نوع A قرار می‌گیرد (Jiang et al., 2002) (شکل ۴-۵ ج).



شکل ۴-۵- نمودارهای طبقه‌بندی جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئید توبه- 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).

۴-۲-۲-۲- زمین فشارسنجی با استفاده از ترکیب بیوتیت

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. ارتباط بین فشار انجماد سنگ‌های گرانیتی و مقدار آلومینیم کل بیوتیت در توده گرانیتوئیدی توبه- دروار نیز مورد بررسی قرار گرفت و یک انطباق مثبت بین این دو دیده شد (شکل ۴-۶ - الف). مقدار آلومینیم کل بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی به فشار انجماد بستگی دارد. با افزایش فشار انجماد، محتوای آلومینیم کل بیوتیت افزایش می‌یابد (Uchida et al., 2007). این امر نشان می‌دهد که مقدار آلومینیم کل بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی می‌تواند

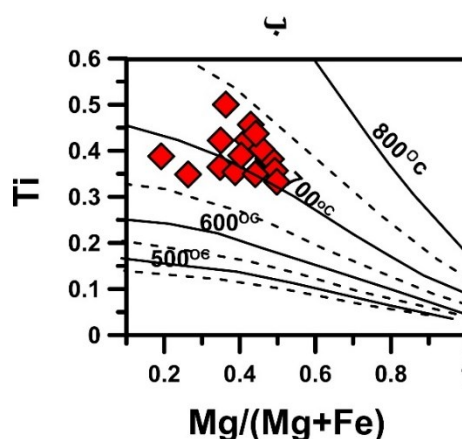
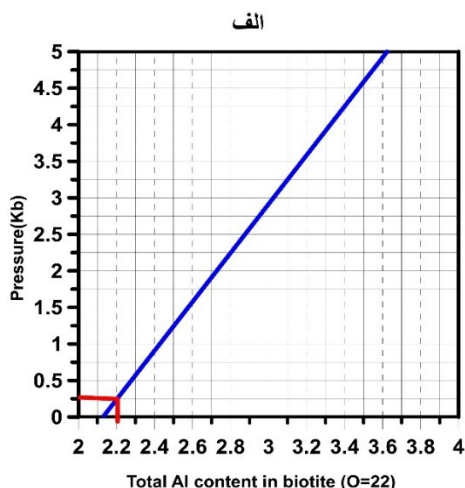
برای زمین فشارسنجی مورد استفاده قرار گیرد. همچنین فشار را می‌توان از معادله تجربی زیر به دست آورد. $P (Kb) = 3.03 \cdot Al_T - 6.53 (\pm 0.33)$. از این روش برای تعیین فشار تبلور بیوتیت در توده گرانیتوئیدی تویه- دروار استفاده شد و مشخص شد که فشار حاکم بر تبلور توده گرانیتوئیدی تویه- دروار کمتر از ۲ کیلو بار بوده است. همچنین بر اساس فشارسنجی بیوتیت، 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 (Uchida et al., 2007). در این روش، مقدار آلومینیم کل بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی می‌تواند به عنوان یک شاخص مفید برای اکتشاف نهشته‌های کانی‌زایی گرمابی در سنگ‌های گرانیتی مورد استفاده قرار گیرد.

۴-۲-۳-۳- دماسنجی با استفاده از مقدار تیتانیم 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 ۴-۶-ب). دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در بیوتیت توسط Henry et al. (2005) بنا شده است. با استفاده از رابطه $T = ([\ln(Ti) - a - c(XMg)^3] / b) \cdot 0.333$ می‌توان دما را محاسبه کرد. در این رابطه، دما بر حسب درجه سانتی‌گراد و $apfu = 0.04 - 0.6$ مقدار اتم در واحد فرمول کانی بهنجار شده به ۲۲ اکسیژن) است و این رابطه در شرایط $XMg = 0.275 - 1.0$ و $T = 480 - 800^\circ C$ معتبر است.

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

بنابراین بر اساس این دماسنج (شکل ۴-۶-ب) دمای توقف تبادل و برقراری تعادل در گرانیتوئید تویه- دروار ۶۵۰-۷۳۰ برآورد شده است.

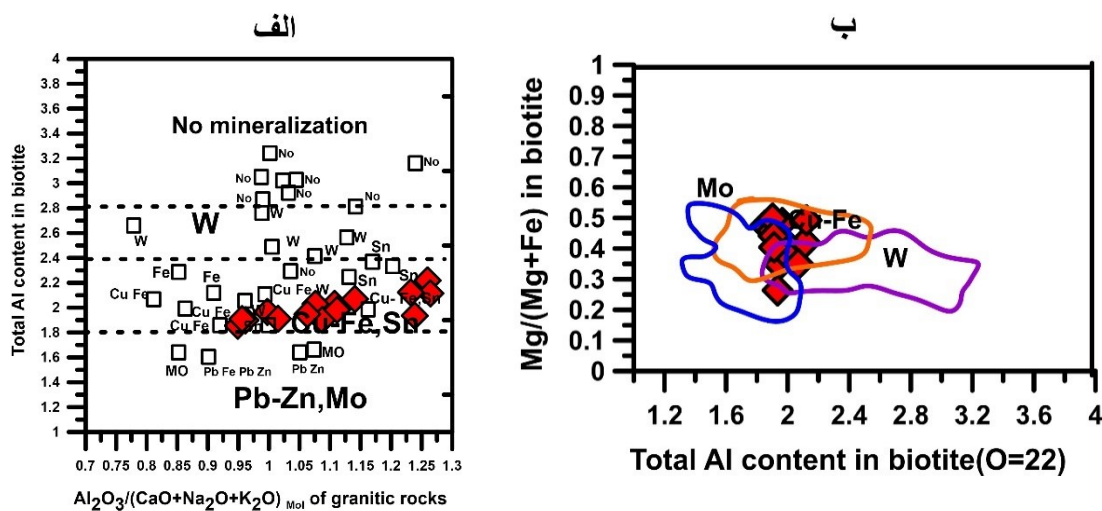


شکل ۴-۶-الف- زمین فشارسنجی بر اساس شیمی کانی بیوتیت در توده گرانیتوئیدی تویه- دروار. بر اساس این نمودار فشار کمتر از ۱ کیلو بار بدست آمده است (Uchida et al., 2007). ب- نمودار دماسنجی بر اساس مقدار تیتانیوم موجود در بیوتیت برای توده گرانیتوئیدی تویه- دروار (Henry et al., 2005).

۴-۲-۲-۴- ارتباط بین مقدار Al کل در بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی و نوع فلز زایی

برای نشان دادن تفاوت در مقدار آلومینوم کل بیوتیت و نوع کانه‌زایی، تجزیه شیمیایی روی بیوتیت سنگ‌های گرانیتی توده تویه- دروار انجام شد (جدول ۴-۲). ارتباط بین آلومینوم 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. همان گونه که در شکل ۴-۷ دیده می‌شود، مقدار آلومینوم کل بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی همراه با نهشته‌های تنگستن و بدون کانی‌زایی، بیشتر از آلومینوم کل بیوتیت در گرانیتوئیدهای با نهشته‌های $Mo, Pb-Zn, Cu-Fe, Sn$ است. (Nakano (2003) با بررسی ارتباط نزدیک سنگ‌های درونی پیشنهاد کرد که نهشته‌های تنگستن در یک محیط عمیق تشکیل می‌شوند که با بیشترین مقدار آلومینوم کل بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی نیز منطبق است (Nakano and Ishihara, 2003). به این ترتیب، به نظر می‌رسد که مقدار آلومینوم کل بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی با فشار انجماد افزایش یابد و این پارامتر به عنوان یک شاخص مفید برای برآورد فشار انجماد آنها مفید باشد. یک احتمال وجود دارد که آلومینوم کل بیوتیت با مقدار Al_2O_3 سنگ‌های گرانیتی متناسب باشد. از این رو ارتباط بین آلومینوم کل بیوتیت و شاخص درجه اشباع آلومینیم (mol $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) سنگ‌های گرانیتی بررسی شده‌است. در شکل ۴-۷-الف، ارتباط آلومینوم کل

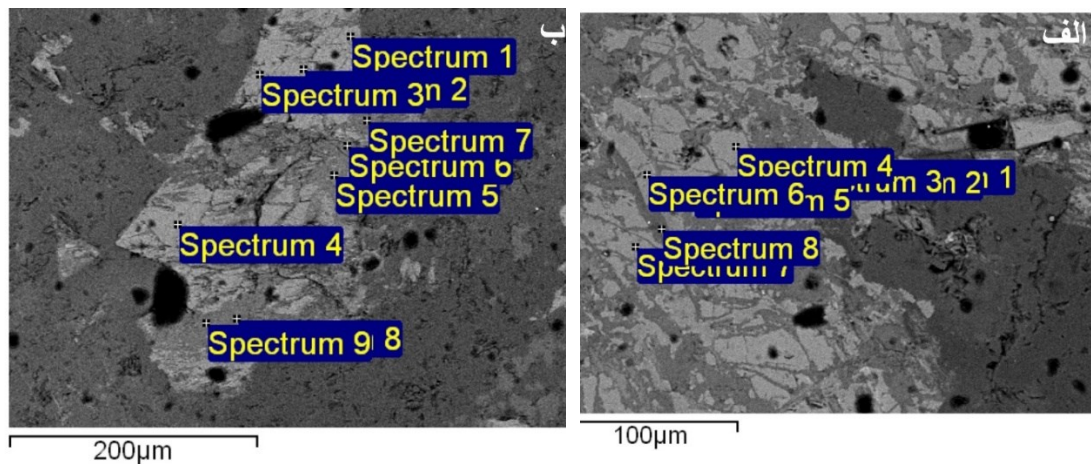
بیوتیت با شاخص آلومینیم سنگ‌های گرانیتی نشان داده شده‌است. در این شکل همبستگی مثبتی بین آن‌ها مشاهده می‌شود. آلومینوم کل بیوتیت به ترتیب در سنگ‌های گرانیتی با کانه‌زایی سرب-روی و مولیبدن، مس-آهن و قلع، تنگستن و سنگ‌های گرانیتی بدون کانی‌زایی افزایش می‌یابد. وجود رگه‌های معدنی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز، فلوریت، باریت، سرب و روی در سنگ میزبان این توده بیانگر آن است که همانند دیگر موارد مشابه در جهان، ترکیب شیمیایی بیوتیت در این توده نیز می‌تواند نشان دهنده توان کانه‌زایی آن باشد (شکل ۴-۷-ب). در شکل ۴-۸ تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی برگشتی از کانی بیوتیتی در یک نمونه مونزونیتی و کوارتز مونزونیتی در توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار نشان داده شده‌است.



شکل ۴-۷- 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 Al_T بیوتیت در مقابل $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ برای تعیین نوع کانی‌زایی احتمالی در گرانیتوئیدها (Uchida et al., 2007).

۴-۲-۳- شیمی کانی آمفیبول

در شکل ۴-۹، تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی برگشتی از کانی آمفیبول در یک نمونه مونزونیتی و مونزودیوریتی در توده گرانیتوئیدی تویه دروار نشان داده شده است.



شکل ۴-۹ تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی برگشتی از کانی آمفیبول. الف- در یک نمونه مونزونیتی. ب- در یک نمونه مونزودیوریتی در توده گرانیتوئیدی تویه دروار.

آمفیبول‌ها از گروه اینوسیلیکات‌های دو زنجیره‌ای بوده که ترکیب شیمیایی و ساختار کانی‌شناسی متنوعی دارند. هورنبلند، به دلیل محدوده پایداری گسترده، کاربردی‌ترین کانی برای بررسی‌های زمین‌دما-فشارسنجی محسوب می‌شود (Zhang et al., 2006). میزان سدیم، کلسیم، تیتان و آلومینیم در ترکیب آمفیبول‌ها تابع دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن است. همچنین کاتیون‌هایی مانند تیتانیم، آلومینیم کل و آلومینیم موجود در موقعیت چهار وجهی نسبت به دما حساس بوده، به طوریکه افزایش دما سبب افزایش میزان تیتان و در نتیجه افزایش Al_{IV} می‌شود (Hammarstrom and Zen, 1986). به طور کلی به ازای ۱۰۰ درجه افزایش دما ۰/۳ کاتیون به مقدار Al_{IV} اضافه می‌شود. مقدار Al_{VI} بر خلاف Al_{IV} متناسب با افزایش فشار افزایش یافته و دما بر آن بی‌تأثیر است. محاسبه مقدار Al_{IV} و Al_{total} مبنای سنجش فشار با استفاده از ترکیب آمفیبول است. زیرا مقدار Al در آمفیبول تابع غلظت

Al در ماگمای مادر نبوده، بلکه تابع فشار حاکم بر تبلور آن است. ولی میزان Si در آمفیبول تابع میزان Si ماگما بوده و دما و فشار بر آن بی تاثیر است (مرتضوی و همکاران، ۱۳۹۰).

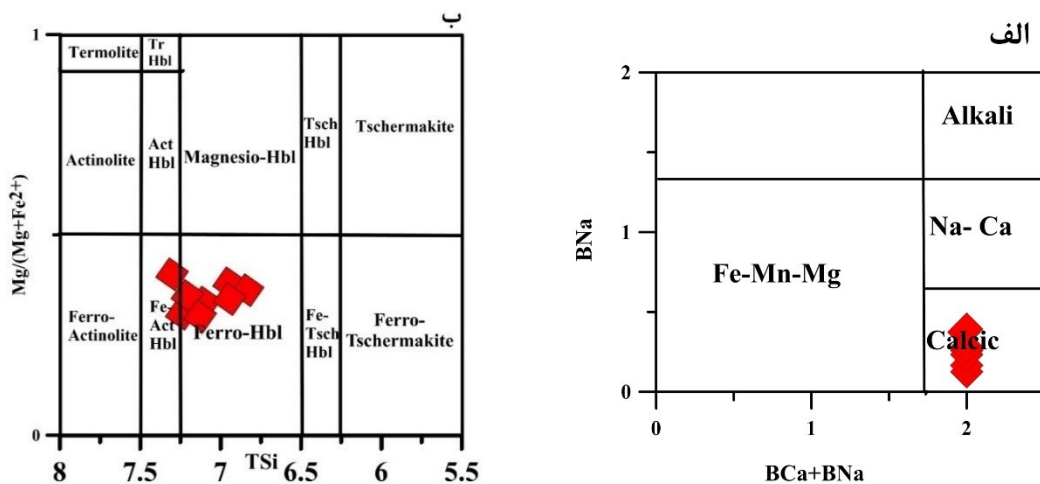
نتایج آنالیز تعدادی از آمفیبول‌های موجود در موزونیت‌ها و موزودیوریت‌های توده گرانیتوئیدی تویه- دروار در جدول ۴-۳ آورده شده است. محاسبه کاتیون‌ها و فرمول ساختاری آمفیبول بر اساس ۲۳ اکسیژن انجام گرفته است. همچنین تفکیک مقادیر Fe^{+2} و Fe^{+3} در فرمول ساختاری آمفیبول به روش (Droop, 1987; Leake et al., 1997) انجام شده است. برای محاسبه فرمول ساختمانی آمفیبول‌ها، از روش نرمالیز کردن $Si+Ti+Al+Fe+Mn = 13$ که بهترین نتیجه را برای محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها ارائه می دهد، استفاده شده است (Cosca et al., 1991). بر اساس رده‌بندی (Leake et al., 1997)، آمفیبول‌های موجود در توده گرانیتوئیدی تویه-دروار در گروه آمفیبول‌های کلسیک با ترکیب شیمیایی فروهورنبلند قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۰ الف و ب). ترکیب آمفیبول کلسیک، انعکاسی از ترکیب سنگ دربرگیرنده آن است (Leake, 1978). براساس نمودار Al_{IV} در مقابل Al_{VI} که تفکیک‌کننده آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی است (Fleet and Barnett, 1978) آمفیبول‌های مورد مطالعه از نوع آمفیبول‌های کلسیک فشار پایین با منشأ آذرین هستند.

آمفیبول‌های ماگمایی، Si کمتر از ۷/۳ دارند در حالی که آمفیبول‌هایی با Si بیشتر از ۷/۳ بر اثر فرآیند ساب سالدوس حاصل شده‌اند (Agemar et al., 1999; Chivas, 1982; Hendry et al., 1985). افزایش دما باعث جایگزینی Al به جای Si در موقعیت تتراهدری آمفیبول کلسیک می‌شود در حالیکه افزایش فشار باعث می‌شود Al جانشین Fe+Mg در موقعیت اکتاهدری شود (Anderson and Smith, 1995). بنابراین با افزایش فشار یا دما، Al_2O_3 موجود در آمفیبول افزایش می‌یابد (Moody et al., 1983). همچنین با افزایش دما Ti وارد موقعیت اکتاهدری می‌شود، اما با افزایش فشار این قانون معتبر نیست، چون شعاع یونی Ti بزرگتر از Al است (Thompson, 1981). بنابراین، میزان Ti در آمفیبول‌های کلسیک رابطه مستقیم با افزایش دما و رابطه معکوس با افزایش فشار دارد. با افزایش دما، جانشینی اندیت بیشتر می‌شود و آمفیبول‌ها، سدیک‌تر و آلومینی‌تر می‌شوند (Pal et al., 2001). جانشینی‌های

صورت گرفته در آمفیبول‌ها، موجب شده تا با استفاده از مقادیر Al و Ti موجود در آن‌ها، بتوان شرایط تبلور سنگ‌ها را ارزیابی کرد. بر این اساس، پژوهشگران زیادی برای محاسبات دما-فشارسنجی از طریق ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها، روابطی را ارائه کرده‌اند که بر پایه معادلات ترمودینامیکی استوارند (Ernst and Liu, 1998; Hammarstrom and Zen, 1986; Schmidt, 1992).

جدول ۴-۳- میانگین نتایج تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تویه دروار.

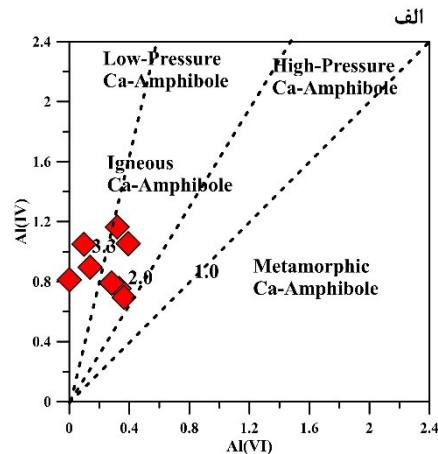
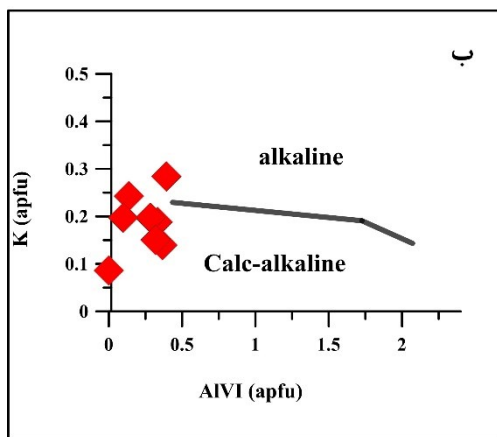
Sample	مونز ونیت (AT12)	مونز ونیت (AT21)	مونز ونیت (AT38)	کوارتز مونز ونیت (AT14)	کوارتز مونز ونیت (AT52)	مونز و دیوریت (AT111)	مونز و دیوریت (AT56)	مونز و دیوریت (AT59)
SiO ₂	۴۷/۱	۴۸/۸	۴۶/۲	۴۷/۶	۴۶/۴	۴۴/۹	۴۴/۵	۴۴/۹
TiO ₂	۰/۴	۱/۳	۰/۹	۰/۸	۱/۲	۱/۱	۱/۷	۱/۴
Al ₂ O ₃	۶/۰	۶/۰	۵/۷	۶/۰	۴/۵	۶/۳	۸/۲	۷/۹
FeO	۲۴/۹	۲۲	۲۴/۸	۲۴/۹	۱۰/۴	۲۴/۰	۲۳/۱	۲۳/۰
MnO	۰/۱	۰/۳	۰/۰	۰/۰	۱/۶	۰/۴	۰/۰	۰/۰
MgO	۶/۱	۷/۵	۷/۶	۶/۴	۲/۵	۷/۰/۱	۶/۶	۶/۳
CaO	۱۱/۴	۱۰	۱۱/۱	۹/۹	۳/۱	۱۰/۵	۱۰/۷	۱۰/۴
Na ₂ O	۱/۳	۱/۳	۱/۷	۱/۵	۰/۰	۱/۸	۱/۵	۱/۵
K ₂ O	۱/۰	۰/۷	۱/۲	۱/۰	۰/۴	۱/۰	۰/۸	۱/۴
Cl	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۲	۱/۱	۱/۲	۱/۱
Cr ₂ O ₃	۰/۰	۰/۳	۰/۳	۰/۲	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۱
H ₂ O	۱/۹	۲/۰/۱	۱/۹	۲/۰/۲	۱/۹	۱/۷	۱/۶	۱/۷
O=F ₃ Cl	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۱	۰/۲	۰/۳	۰/۲
Total	۱۰۰/۲	۱۰۰/۵	۱۰۰/۶	۱۰۰/۸	۱۰۰	۹۹/۹	۹۹/۹	۹۹/۶
Si	۷/۲	۷/۳	۷/۱	۷/۲	۷/۱	۷/۰/۱	۶/۸	۶/۹
Al ^{IV}	۰/۷	۰/۷	۰/۹	۰/۷	۰/۸	۱/۰	۱/۲	۱/۱
Al ^{VI}	۰/۳	۰/۴	۰/۱	۰/۳	۰/۰	۰/۱	۰/۳	۰/۴
Ti	۰/۰/۴	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۲
Cr	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰
Fe ³⁺	۰/۰	۰/۳	۰/۱	۰/۴	۰/۰	۰/۵	۰/۳	۰/۲
Fe ²⁺	۳/۲	۲/۵	۳/۱	۲/۷	۱/۳	۲/۶	۲/۷	۲/۸
Mn	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۲	۰/۱	۰/۰	۰/۰
Mg	۱/۴	۱/۷	۱/۵	۱/۴	۰/۶	۱/۶	۱/۵	۱/۵
Ca	۱/۹	۱/۶	۱/۸	۱/۶	۵/۱	۱/۷	۱/۸	۱/۷
Na	۰/۴	۰/۴	۰/۵	۰/۴	۰/۰	۰/۵	۰/۴	۰/۴
K	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۳
Cl	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۱	۰/۳	۰/۳	۰/۳
OH	۲/۰	۲/۰	۲/۰	۲/۰	۱/۹	۱/۷	۱/۷	۱/۷
Total	۱۷/۵	۱۷/۱	۱۷/۶	۱۷/۳	۱۷/۴	۱۷/۵	۱۷/۴	۱۷/۵
(Ca+Na) (B)	۲/۰	۲/۰	۲/۰	۲/۰	۲/۰	۲/۰	۲/۰	۲/۰
Na (B)	۰/۱	۰/۴	۰/۲	۰/۴	۰/۰	۰/۳	۰/۲	۰/۳
(Na+K) (A)	۰/۵	۰/۱	۰/۶	۰/۳	۰/۱	۰/۵	۰/۴	۰/۵
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۴	۰/۴	۰/۳
Fe/(Fe+Mg)	۰/۷	۰/۶	۰/۷	۰/۷	۰/۷	۰/۶	۰/۶	۰/۶
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{VI})	۰/۰	۰/۴	۰/۴	۰/۶	۰/۰	۰/۸	۰/۵	۰/۳
Sum of S ₂	۱۳/۰	۱۳/۰	۱۳/۰	۱۳/۰	۱۰/۱	۱۳/۰	۱۳/۰	۱۳/۰



شکل ۴-۱۰- موقعیت آمفیبول‌های توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار در نمودارهای طبقه بندی آمفیبول‌ها بر پایه ترکیب شیمیایی آنها (Leake et al., 1997).

۴-۲-۳-۱- تعیین سری ماگمایی براساس شیمی آمفیبول

از ترکیب شیمیایی کانی‌های سازنده سنگ می‌توان در تعیین سری ماگمایی آن استفاده کرد. در این پژوهش از ترکیب شیمیایی آمفیبول جهت بررسی ماهیت ماگمای سازنده سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار استفاده شده‌است. در نمودار پیشنهادی (Ridolfi and Renzulli (2012) از نسبت Al_{VI} در مقابل K در آمفیبول‌ها برای تشخیص ماگمای آلکان یا کالکوالکان سازنده آن‌ها استفاده شده‌است. براساس این نمودار، ماهیت ماگمای سازنده آمفیبول‌های توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار، آلکان بوده‌است (شکل ۴-۱۱ الف).



شکل ۴-۱۱- موقعیت آمفیبول‌های توده گرانیتوئیدی تویه دروار در نمودارهای الف- میزان Al_{IV} در مقابل Al_{VI} که تفکیک‌کننده آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی است (Fleet and Barnett, 1978). ب - تغییرات Al_{VI} در مقابل K بر واحد فرمول (Ridolfi and Renzulli, 2012).

۴-۲-۳-۲- برآورد شرایط دما-فشار (عمق) جایگزینی توده

برای برآورد دما و فشار بر اساس ترکیب آمفیبول، نمونه‌های مورد بررسی باید دارای ویژگی‌های زیر باشند:

۱- حاوی مجموعه‌ای همزیست از کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن، کوارتز، آمفیبول، بیوتیت،

ایلمنیت و مگنتیت باشند (Stein and Dietl, 2001).

۲- فوگاسیته اکسیژن نسبتاً بالا بوده باشد و رابطه $Fet_{total} / Mg + Fet_{total} < 6/6$ در آمفیبول‌ها

برقرار باشد. برای تشخیص فوگاسیته اکسیژن می‌توان از پاراژنز کانی‌ها استفاده کرد (Stein

and Dietl, 2001). به طوری که حضور همزمان کوارتز، تیتانیت، مگنتیت و آمفیبول در

گرانیتوئید مورد بررسی نشانگر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده آن است (Wones,

1972).

۳- در محاسبات باید از آمفیبول‌های که ترکیب اکتیتولیتی و یا حاشیه اکتیتولیتی دارند صرف‌نظر

کرد، زیرا این احتمال وجود دارد که این اکتینولیت بر اثر دگرسانی پیروکسن و هورنبلند ایجاد

شده باشد (Helmy et al., 2004).

۴- در فرمول ساختاری آمفیبول باید تعداد کاتیون‌ها $Ca \geq 1/5$ و $Si \leq 7/5$ باشد (Hammarstrom and Zen, 1986).

۵- آمفیبول نباید منطقه بندی و دگرسانی داشته باشد (Helmy et al., 2004; Stein and Dietl, 2001).

با توجه به این معیارها تعدادی از آمفیبول‌ها که دارای ویژگی‌های یادشده بودند برای محاسبات دما- فشارسنجی انتخاب شدند.

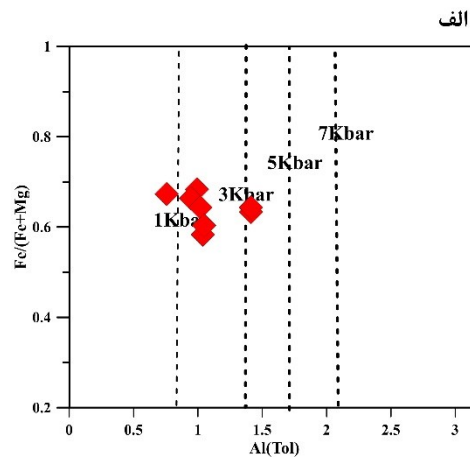
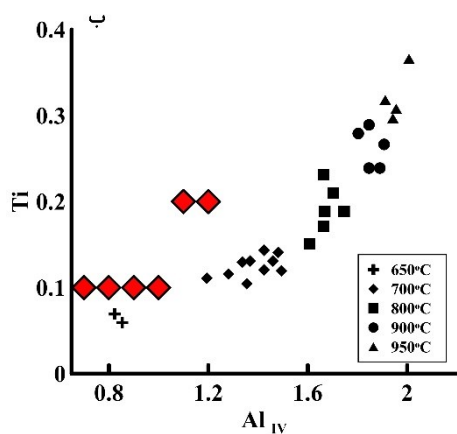
تاکنون روش‌های متعددی برای ارزیابی فشار از روی ترکیب آمفیبول ارائه شده است (Hammarstrom and Zen, 1986; Stein and Dietl, 2001) تمامی این روش‌ها به غیر از روش (Anderson and Smith, 1995) بر مبنای محتوای آلومینیم کل موجود در آمفیبول و بدون توجه به پارامتر دما محاسبه می‌شوند. محتوای آلومینیم کل موجود در آمفیبول در ارتباط مستقیم با عمق جایگیری توده نفوذی است و با فشار متناسب است (Hammarstrom and Zen, 1986). بنابراین، می‌توان برای تعیین عمق جایگیری توده نفوذی از آن استفاده کرد. (Schmidt, 1992) با استفاده از فرمول زیر از طریق محتوای آلومینیم کل، فشار را محاسبه کرده است. $P (\pm 0.6Kb) = -3.01 + 4.76Al_{total}$

فشارسنجی به روش (Schmidt, 1992)، دارای کمترین خطا نسبت به روش‌های دیگر است و در فشارهای کمتر از ۲ کیلو بار نیز قابل کاربرد است. بر این اساس، فشار جایگیری توده گرانیوتئیدی تویه دروار برابر با $0.9-2/5$ کیلو بار تعیین شد. لازم به ذکر است که محاسبه فشار با این روش، بیشترین میزان فشار را نسبت به دیگر روش‌ها نشان می‌دهد. همچنین با توجه به نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در مقابل Al_{total} (Schmidt, 1992)، محدوده فشار $0.9-1/9$ کیلو بار برای توده نفوذی تویه دروار برآورد شده است (شکل ۴-۱۲ الف). روش (Hammarstrom and Zen, 1986)، مفیدترین روش فشارسنجی برای سنگ‌های گرانیوتئیدی است. این روش، به عنوان اولین روشی که نشان داد Al_{total} موجود در آمفیبول ماگمایی با فشار تبلور، رابطه خطی دارد. بر اساس این رابطه (Hammarstrom and Zen: $P(\pm 3Kbar) = -3.92 + 5.03 Al_{(total)}$) بر اساس محاسبات انجام شده، فشار بدست آمده برای عمق جایگیری

سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار حدود ۰/۲-۱/۹ کیلو بار (عمق کمتر از ۵ کیلومتر) است. وجود شواهدی نظیر حاشیه انجماد سریع در اطراف توده، بافت دانه‌ای ریزبلور، بافت‌های واکنشی هیپرسالوس تا ساب‌سالووس (پرتیتی، میرمکیتی، گرافیک، گرانوفیری) در سنگ‌های توده و نبود دگرگونی همبری آشکار در اطراف آن، نشانگر بالآمدن و جایگیری دیاپیری توده در حالت نسبتاً جامد و سرد نهایی آن در اعماق کم پوسته است. وجود رگه‌های معدنی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن- منگنز، فلوریت، باریت، سرب و روی در سنگ‌های میزبان توده، نیز از نشانه‌های آشکار برای تأیید این گفته‌هاست.

۴-۲-۳-۳-دماسنجی

مقدار Ti در کانی‌های سیلیکاتی به ویژه آمفیبول‌ها، میکاها و پیروکسن‌ها تابع دماست (Johnson and Rutherford, 1989). عواملی مانند دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن، ترکیب سنگ کل و فازهای همزیست بر میزان Al موجود در آمفیبول تأثیر می‌گذارد (Stein and Dietl, 2001). در نمودار دماسنجی بر مبنای تغییرات مقدار Al_{IV} در برابر Ti آمفیبول (Ernst and Liu, 1998)، آمفیبول‌های توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار دمای ۶۵۰-۷۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند که دمای تبلور نیست، بلکه دمای توقف تبادل و تعادل نهایی توده است.



شکل ۴-۱۲- موقعیت آمفیبول‌های توده گرانیتوئیدی تویه در وار در نمودارهای الف - $Fe/(Fe+Mg)$ در مقابل Al_{total} (Schmidt, 1992)، که محدوده فشار تشکیل آمفیبول‌ها را در فشار کمتر از ۳ کیلو بار نشان می‌دهد. ب - نمودار تغییرات Al^{IV} در برابر Ti آمفیبول‌های کلسیک (Ernst and Liu, 1998).

فصل پنجم

ژئوسٹریٹجی سنسک کل

۵-۱- مقدمه

دانش پترولوژی یکی از شاخه‌های مهم علم زمین‌شناسی بوده و هدف اصلی آن مطالعه ترکیب و منشاء سنگ‌های آذرین و دگرگونی می‌باشد. علم ژئوشیمی به عنوان مهم‌ترین دانش مرتبط با پترولوژی، سعی دارد تا با بکارگیری ابزارها و اصول ژئوشیمی، توضیح قانع‌کننده‌ای برای مکانیسم‌های عمده در شکل‌گیری پوسته، مفهوم جریان‌های همرفتی در گوشته و بطور کلی منشاء سنگ‌های آذرین بیابد. ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین رخنمون یافته در سطح زمین می‌تواند نماینده ترکیب شیمیایی ماگمای مادر باشد. اگر چه این ترکیب در طی فرآیندهای تشکیل، صعود، جایگیری و تبلور می‌تواند دستخوش تغییراتی شود. از جمله این فرآیندهای موثر در تغییر ترکیب ماگما می‌توان به تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی و یا آلیش اشاره کرد.

برای دستیابی به ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی تویه- دروار تعداد ۱۷ نمونه سنگی دارای حداقل دگرسانی پس از مطالعات پتروگرافی برای آماده‌سازی جهت انجام آنالیز شیمیایی انتخاب شدند. برای تجزیه و تحلیل عناصر اصلی و عناصر کمیاب از دستگاه طیف سنجی اشعه ایکس^۱ (XRF) و اسپکترومتری جرمی^۲ (ICP-ICP(MS) استفاده شد، تجزیه عناصر اصلی توسط دستگاه XRF مدل (AXIOS 214182130) در دانشگاه Averio پرتغال، و عناصر کمیاب خاکی و سایر عناصر کمیاب به وسیله دستگاه اسپکترومتری جرمی پلاسما (ICP-MS) در دانشگاه برایتون (انگلستان) انجام شد. روش انجام این آنالیز در فصل ۱ این رساله شرح داده شده است. نتایج حاصل پس از انجام تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار و تعیین مقدار آهن دو ظرفیتی و سه ظرفیتی در نمودارهای مختلف مورد استفاده قرار گرفته‌اند. در رسم نمودارهای ژئوشیمیایی حذف مواد فرار (L.O.I) صورت گرفته و مجموع مقادیر

^۱ X-Ray Fluorescence

^۲ Mass Spectrometry

به ۱۰۰ رسانده شده است. همچنین جهت تصحیح Fe_2O_3/FeO از روش (1976) Le Maitre استفاده شده

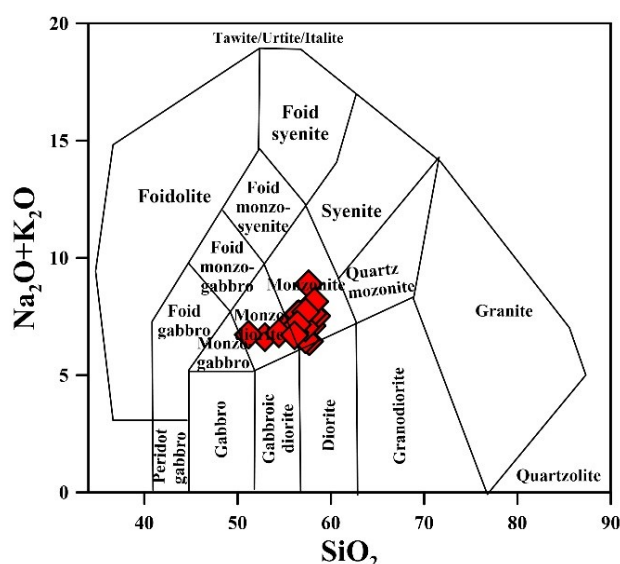
است. نتایج این آنالیز در جدول ۵-۱ آورده شده است.

جدول ۵-۱- نتایج آنالیز ژئوشیمی سنگ کل توده گرانیتوئیدی تویه دروار.

Sample	AT3	AT7	AT12	AT14	AT18	AT19	At21	AT25	AT26	AT27	AT28	AT38	AT39	AT43	AT52	AT109	AT111
$SiO_2(wt\%)$	55.9	55.6	55.8	56.3	55.9	55.9	55.3	52.8	52.6	55.2	56.4	54.7	55.0	55.4	54.3	53.7	54.5
TiO_2	1.15	1.29	1.38	1.22	1.41	1.41	1.35	1.05	1.26	1.35	1.21	1.43	1.25	1.30	1.33	1.45	1.42
Al_2O_3	14.6	14.1	14.9	14.4	15.6	14.6	15.0	18.7	15.7	14.1	14.5	14.8	14.5	14.6	14.3	15.2	14.7
Fe_2O_3t	11.1	11.9	9.7	10.4	10.3	10.2	12.4	9.7	9.0	12.0	10.1	10.9	11.5	10.5	12.9	10.9	12.1
MnO	0.13	0.15	0.12	0.14	0.07	0.09	0.13	0.08	0.13	0.15	0.15	0.08	0.13	0.21	0.19	0.15	0.99
MgO	1.36	1.71	1.33	1.53	1.79	1.50	2.61	2.04	1.45	1.62	1.51	1.60	1.48	2.40	2.17	1.63	3.28
CaO	4.62	4.74	4.71	4.34	2.65	4.57	2.11	4.39	5.44	4.81	4.25	4.96	4.61	4.02	4.15	4.69	3.57
Na_2O	2.93	2.36	4.08	2.57	3.44	3.10	3.28	3.77	2.23	2.35	2.58	3.60	2.66	2.80	2.69	2.49	2.79
K_2O	3.91	3.85	3.23	4.68	5.17	4.25	4.11	2.99	4.83	3.94	5.29	3.76	4.09	4.64	3.90	4.33	3.71
P_2O_5	0.69	0.69	0.71	0.69	0.71	0.67	0.77	0.32	0.66	0.74	0.84	0.89	0.77	0.79	0.84	0.68	0.797
LOI	3.25	3.31	3.88	3.19	2.68	3.15	2.68	3.93	6.58	3.07	2.76	2.67	3.57	2.76	2.55	4.23	2.5
Total	99.6	99.7	99.7	99.5	99.6	99.5	99.7	99.7	99.8	99.4	99.5	99.4	99.5	99.4	99.2	99.4	99.4
Ba(ppm)	839	696	640	911	1050	1010	1080	447	610	822	1780	980	863	1160	1040	559	793
Rb	174	171	172	195	198	209	241	173	232	218	298	171	199	247	236	225	180
Sr	290	310	327	305	331	261	575	356	187	338	619	430	308	538	394	190	335
Zr	440	400	450	430	440	420	500	300	380	400	430	430	390	430	390	380	430
Nb	39.7	38.0	39.6	37.0	36.8	34.6	40.0	24.2	40.2	37.3	35.0	36.6	33.6	30.7	33.8	34.3	36
Co	10.8	11.5	8.7	10.8	8.5	10.7	9.7	12.8	5.4	9.9	11.6	8.9	8.0	8.2	13.8	8.8	8.3
Zn	200	200	60	160	100	70	100	110	70	190	260	150	140	670	160	140	180
Ag	0.17		0.16	0.163	0.16	0.166		0.154	0.162	0.172	0.16	0.161	0.175	0.167	0.17	0.161	0.165
Cs	1.4	2.3	1	2.7	1.2	18	3	2.5	2.1	2.4	1.8	3.6	2.4	1.08	1.9	1.22	2.76
Hf	9	11.1	9	8.9	9.2	8.7	9.8	8.6	9.7	9	9.5	9.8	9.2	10	7.9	7.9	4.8
Cr	37.5	22.6	31.3	39.2	40.8	46.6	26.9	25	32.1	35.2	30.5	37	35.6	38.5	43.0	58.9	46.5
Sn	5.5	4.9	3.4	4.4	5.7	ND	4.2	5.5	6.1	6.3	4.9	4.3	6.5	4.7	6.5	4.0	5.3
Th	12.9	11.8	11.9	14.8	12.5	11.3	12.2	9.2	12.0	11.8	13.3	13.0	11.5	11.6	10.6	10.8	12.4
U	3.9	4.6	4.1	4.0	3.9	4.2	5.1	5.0	3.1	3.6	5.3	4.4	4.1	4.0	3.2	3.5	3.6
V	57.5	60.6	50.1	61.6	79.6	69.8	69.1	107.7	64.6	58.4	63.6	86.2	53.0	80.2	86.4	76.2	80.6
Pb	17.4	9.7	6.9	9.6	10.8	10.4	13.1	7.6	6.8	10.2	37.8	12.8	6.9	97.5	8.1	7.6	16.4
Cu				30.3	42.5			0		0	39.3	0	45.3				0
Cs	4.2	3.22	2.4	5.1	4.2	4.9	6.8	7.9	7.8	2.2	2.9	5	5.1	5.3	4.8	5.6	4.9
Ga	23.6	22.6	23.7	22.6	23.8	22.0	24.9	24.4	22.5	22.2	22.9	23.8	22.2	23.0	23.5	22.0	23.4
Ni	6.8	6.1	8.4	4.9	12.4	12.9	10.2	16.0	4.8	7.9	8.5	9.4	8.8	11.5	13.9	12.5	13.1
Sc	8.10	7.06	7.14	7.51	4.11	5.97	5.97	8.50	9.89	7.46	4.82	4.17	7.18	7.04	9.19	4.80	4.71
Y	37	27	33	29	28	25	37	22	40	39	33	24	24	33	30	32	24
La	55	32	28	38	55	31	64	11	27	59	26	33	9	23	25	41	45
Ce	118	71	64	80	111	67	132	32	65	118	65	60	76	30	53	107	85.5
Pr	14.85	8.38	8.09	8.92	13.95	7.32	16.50	3.75	7.14	14.57	5.78	6.25	7.45	3.54	5.36	9.34	7.31
Nd	53	35	35	37	46	31	51	17	31	43	25	27	32	17	24	40	29
Sm	10.90	7.59	8.10	7.66	9.52	6.96	10.40	3.86	7.48	8.83	5.29	6.48	6.74	4.46	5.83	7.99	6.29
Eu	1.90	1.33	1.21	1.15	2.46	1.21	2.09	0.92	0.85	1.09	0.62	0.87	0.94	0.92	1.10	1.72	1.31
Gd	11.06	7.74	8.68	7.94	9.39	7.11	10.34	4.22	8.34	9.17	5.31	6.78	6.69	4.87	6.38	7.39	6.4
Tb	1.53	1.06	1.27	1.11	1.24	0.96	1.40	0.65	1.28	1.27	0.71	1.03	0.89	0.74	0.97	0.87	0.89
Dy	7.77	5.49	6.76	5.78	5.91	4.95	7.07	3.69	7.16	6.77	3.41	5.66	4.32	3.98	5.29	3.96	4.62
Ho	1.40	0.98	1.24	1.06	1.02	0.86	1.27	0.69	1.35	1.24	0.59	1.06	0.73	0.70	0.97	0.66	0.84
Er	3.74	2.62	3.29	2.78	2.50	2.21	3.29	1.96	3.74	3.35	1.51	2.87	1.81	1.83	2.64	1.67	2.23
Tm	0.46	0.30	0.40	0.33	0.27	0.25	0.36	0.24	0.47	0.40	0.17	0.35	0.19	0.22	0.32	0.17	0.26
Yb	2.72	1.80	2.40	2.00	1.55	1.39	1.99	1.52	2.93	2.34	0.91	2.00	1.06	1.31	1.89	0.95	1.6
Lu	0.372	0.242	0.318	0.261	0.193	0.183	0.247	0.203	0.395	0.305	0.113	0.259	0.131	0.169	0.244	0.111	0.211

۵-۲- نامگذاری سنگ‌ها

یکی از نمودارهای مورد استفاده برای نامگذاری سنگ‌ها، نمودار (Middlemost 1994) است. این نمودار برای تقسیم بندی سنگ‌های آذرین درونی بنا شده و بر اساس نسبت SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ است. هر چند عواملی مانند دگرسانی و متاسوماتیسم می‌تواند بر دقت این نمودار تاثیر منفی بگذارد، اما هنوز هم می‌توان از این نمودار به عنوان یک ابزار مفید جهت تقسیم بندی سنگ‌های آذرین درونی استفاده کرد. لازم به ذکر است استفاده صحیح از این نمودارها مستلزم تلفیق داده‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی است. بر اساس این نمودار سنگ‌های گرانیتوئیدی تویه- دروار در محدوده مونزونیت و مونزودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱).



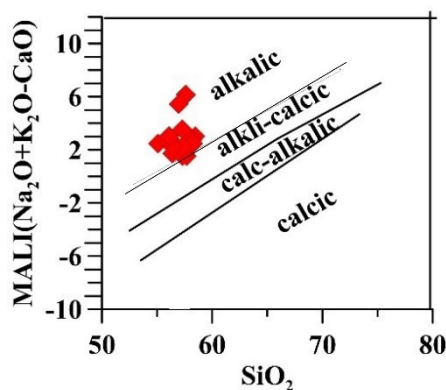
شکل ۵-۱- نمودار تقسیم بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی تویه دروار در نمودار SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$. Middlemost (1994).

۵-۳- نمودار شاخص تغییر یافته آلکالی کلسیک

نمودار شاخص تغییر یافته آلکالی کلسیک (MALI) توسط Frost and Frost (2008) ارائه شده است. بر اساس این نمودار، سنگ‌های گرانیتی به چهار گروه کلسیک، آلکالی کلسیک، کلسیک آلکالی و آلکالی

^۱ Modified Alkali Lime Index

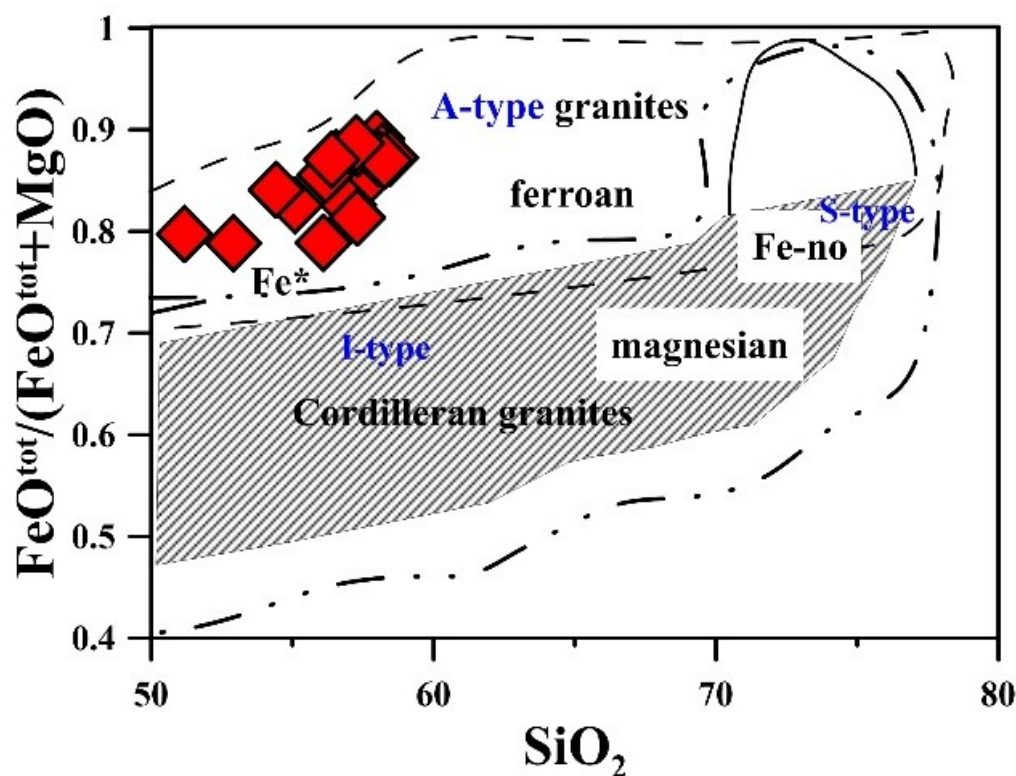
تقسیم بندی می‌شوند. همچنین این شاخص می‌تواند بیانگر ترکیب و میزان فلدسپار در سنگ منشاء باشد. بر اساس این نمودار سنگ‌های گرانیتوئیدی تویه دروار در محدوده آلكالی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲).



شکل ۵-۲- نمودار شاخص تغییر یافته آلكالی کلسیک (MALI) در مقابل درصد وزن SiO_2 ، (Frost and Frost 2008).

۵-۳- نمودار تغییرات عدد آهن

نمودار عدد آهن $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 توسط Frost and Frost (2008) برای مطالعه گرانیت‌های نوع A ارائه شد. این نمودار گرانیت‌های غیرکوهزایی غنی از آهن را از گرانیت‌های کوهزایی غنی از منزیم جدا می‌سازد. همانطور که در شکل (۳-۵) مشاهده می‌شود بر اساس این نمودار سنگ‌های گرانیتوئیدی تویه- دروار از نوع A، غیرکوهزایی و غنی در آهن می‌باشند.



شکل ۵-۳- نمودار عدد آهن $FeO^*/(FeO^* + MgO)$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 (Frost and Frost, 2008).

۵-۴- نمودار شاخص اشباع از آلومینیم (ASI)

شاخص اشباع از آلومینیم (ASI) در سنگ‌های گرانیتوئیدی نشان دهنده شیمی سنگ و همچنین کانی شناسی آن است. نسبت‌های مولکولی A/NK و A/CNK برای تعیین شاخص اشباع از آلومینیوم مرفی شده‌اند، این نسبت‌ها به طریق زیر محاسبه می‌شوند:

$$A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$$

$$A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$$

بر طبق این شاخص سنگ‌های گرانیتوئیدی به سه گروه به شرح زیر تقسیم می‌شوند:

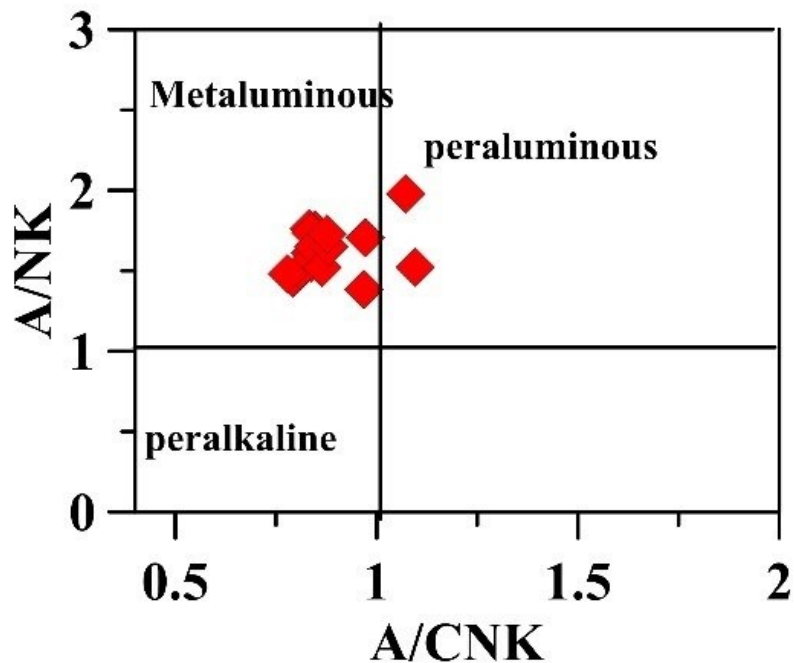
^۱Aluminium Saturation index

پر آلومین $Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$

متاآلومین $Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$ و $Al_2O_3 < CaO + Na_2O + K_2O$

پر آلکالن $Na_2O + K_2O > Al_2O_3$

نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار (Shand, 1943) در محدوده متاآلومین و تنها دو نمونه در محدوده پر آلومین قرار می‌گیرد (شکل ۴-۵). دگرسانی فلدسپات و یا تبلور تفریقی هورنبلند می‌تواند طبیعت پر آلومین این دو نمونه را توجیه کند (Zen, 1986).



شکل ۴-۵- نمودار A/CNK در مقابل A/NK جهت تعیین درجه اشباع از آلومینیم سنگ‌های گرانیتوئیدی تویه- دروار (Shand, 1943).

۵-۵- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و فرعی (نوع هارکر)

ترکیب شیمیایی سری‌های سنگی در اثر تحولات ماگمایی مانند فرایندهای تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی، همچنین آغشتگی با مواد پوسته‌ای و یا اختلاط ماگمایی دستخوش تغییرات خواهد شد. برای بررسی این تغییرات از نمودارهای هارکر برای اکسید عناصر اصلی و همچنین عناصر کمیاب استفاده می‌شود که به همراه ژئوشیمی سنگ می‌تواند در تعیین پتروژنز سنگ مفید باشد. با توجه به دگرسانی سنگ‌های مورد مطالعه (متحرک بودن عناصر اصلی) و همچنین تغییرات ناچیز در ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها از آوردن نمودارهای هارکر در این بخش صرف‌نظر شده‌است.

۵-۶- مطالعه و بررسی عناصر کمیاب^۱

عناصر کمیاب نسبت به فرایندهای تحولات ماگمایی از تشکیل مذاب، جدایش آن تا تبلور در بخش‌های مختلف پوسته حساس است و تجزیه و تحلیل آن‌ها می‌تواند در تعیین ژئوشیمی سنگ موثر واقع شود.

۱-۶-۵- انواع عناصر کمیاب

با استفاده از عناصر کمیاب در نمودار عناصر خاکی و چند عنصری می‌توان به بررسی ترکیب کل سنگ، مقایسه غلظت عناصر در نمونه‌های مختلف و مقایسه با فراوانی عناصر در منشاء پرداخت. عناصر کمیابی که در پترولوژی اهمیت فراوان دارند شامل LILE^۲، HFSE^۳ و REE^۴ هستند.

^۱Trace Elements

^۲Large Ion Lithophile Elements

^۳High Field Strength Elements

^۴REE Earth Elements

۵-۶-۱-۱- عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE)

این گروه از عناصر (Rb, Sr, Ba, K, Rb, Cs) دارای شعاع یونی بزرگ بوده که در فرایندهای ذوب و تفریق به صورت ناسازگار عمل می‌کنند البته به جز Rb و Sr چون در بیوتیت و پلاژیوکلاز متمرکز می‌شوند. این گروه از عناصر در سیالات متحرک هستند، بنابراین فراونی آنها متأثر از فرایندهای دگرسانی است. بنابراین شاخص مناسبی برای تعیین پتروزنز سنگ نیستند و در استفاده از این گروه عناصر باید جانب احتاط را رعایت کرد.

۵-۶-۱-۲- عناصری با میدان پایداری بالا (HFSE)

این عناصر شامل Ta, Nb, Ti, Hf, Zr, Th, U, Y و Sc هستند و معمولاً در طی فرایندهای ماگمایی به صورت ناسازگار رفتار می‌کنند، به جز Nb و Y که به ترتیب در هورنبلد و گارنت متمرکز می‌شوند، با توجه به اینکه این گروه در عناصر در سیالات متحرک نیستند، غلظت آنها تحت تاثیر دگرسانی نیست و می‌توان از آنها به عنوان شاخص پترولوژیکی استفاده کرد. نسبت Nb/Ta و Zr/Hf طی فرایندهای ماگمایی دچار تفریق نشده و در تمامی مراحل تفریق ثابت باقی می‌ماند.

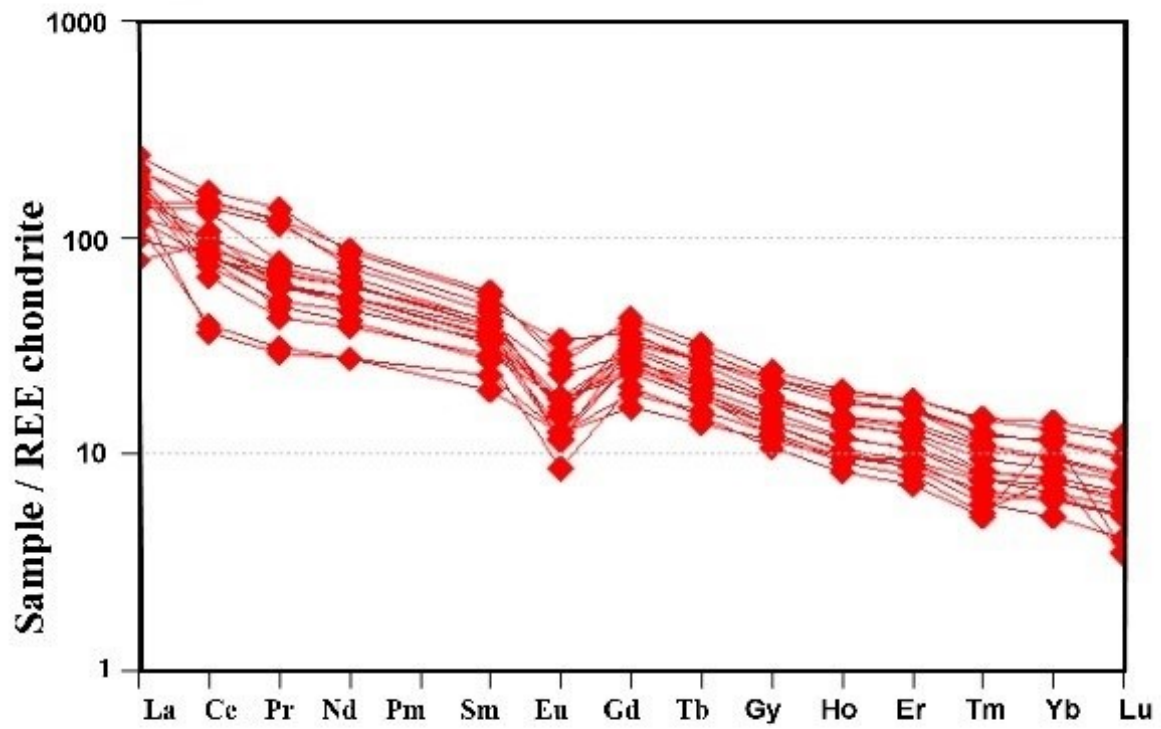
۵-۶-۱-۳- عناصر نادر خاکی (REE)

عناصر نادر خاکی به لحاظ ژئوشیمیایی جز عناصر HFS هستند و طی فرایندهای ماگمایی به صورت ناسازگار و نامتحرک عمل می‌کنند، این گروه عناصر معمولاً در ساختمان کانی‌ها به صورت سه ظرفیتی شرکت می‌کنند، Eu می‌تواند هم به صورت سه ظرفیتی (شرایط اکسیدان) و هم به صورت دو ظرفیتی (شرایط احیایی) عمل کند. به منظور تهی شدگی و غنی شدگی Eu از نسبت Eu/Eu^* استفاده می‌شود که اگر این نسبت بیشتر از یک باشد بیانگر غنی شدگی و اگر این نسبت کمتر از یک باشد نشانگر تهی شدگی در میزان Eu است.

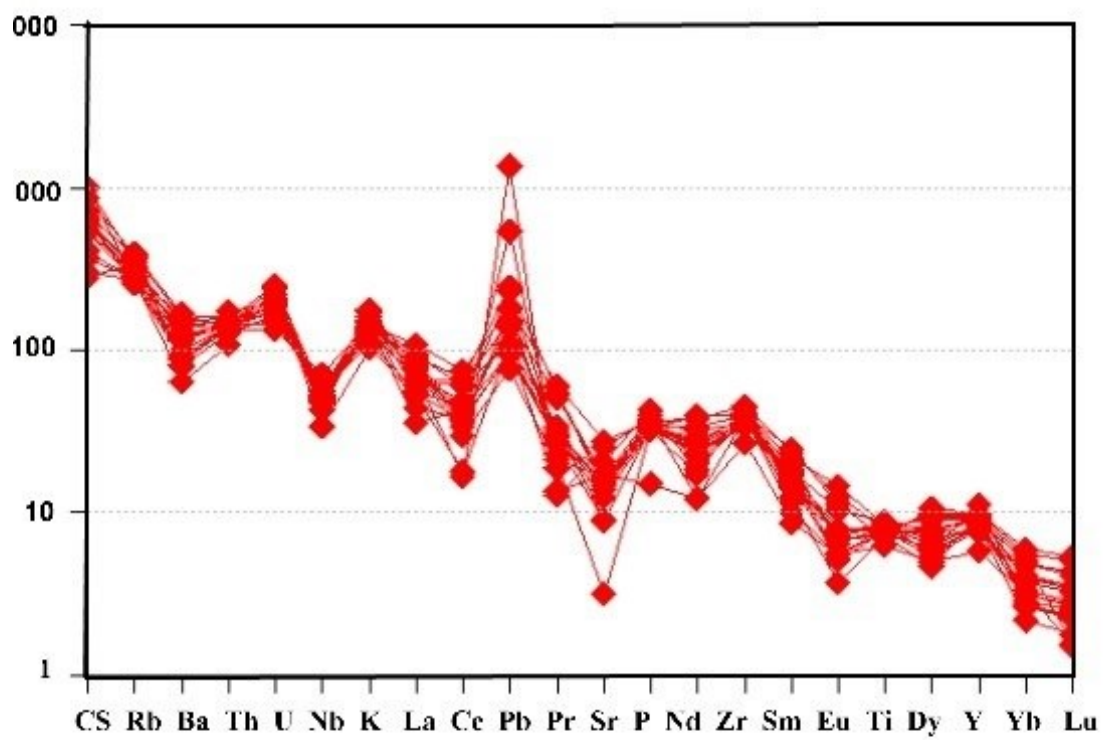
از کاربردهای دیگر عناصر نادر خاکی، محاسبه La_N/Yb_N است که برای بررسی شیب الگوی REE استفاده می‌شود. هر چه میزان این نسبت بالاتر باشد شیب نمودار به هنجار شده نسبت به کندریت بیشتر خواهد بود.

۲-۶-۵- نمودارهای عناصر نادر خاکی و چند عنصری

در نمودارهای بهنجار شده به کندریت (Boynton (1984)، $(La/Lu)_N = ۱۳-۶۲$ و $Gd_{۲/۴-۳/۸}$) در $(Yb)_N =$ و تهی شدگی در Eu و غنی شدگی شدیدی در LREEs نسبت به HREEs دیده می‌شود که این ویژگی شاخص گرانیتوئیدهای نوع A است (King et al., 1997; Dall'Agnol et al., 1999; Alirezaei and Hassanzadeh, 2012). (شکل ۵-۵). نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته (Sun and McDonough (1998) آنومالی منفی در Ti, Nb, Sr و آنومالی مثبتی برای Pb نشان می‌دهند (شکل ۵-۶). تمرکز REE و HFS اساساً با کانی‌های عارضه‌ای مختلف مانند اسفن (تیتانیت)، ایلمنیت، آپاتیت، آلانیت، موناژیت، زیرکن کنترل می‌شود، این کانی‌ها از ضریب توزیع بالایی برای این عناصر برخوردارند (Rollinson, 1993). بنابراین، با خروج این کانی‌های عارضه‌ای در خلال فرآیندهای ذوب بخشی یا تبلور جدایشی از ماگما و انباشت آن‌ها در سنگ‌های مختلف، تفسیر طرح‌های عناصر نادر سنگ‌های حاصل پیچیده می‌شود (Whalen et al., 1996).



شکل ۵-۵- الگوی عناصر نادر خاکی بهنجارشده نسبت به کندریت برای نمونه‌های سنگی توبه‌دروار، Boynton, (1984).



شکل ۵-۶- نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای توده گرانیوتوئیدی تویه دروار
(Sun and McDonough, 1998).

فصل هشتم

زمین شناسی ایزوتوپی

۱-۶- مقدمه

مهم‌ترین ویژگی استفاده از داده‌های ایزوتوپی در سنگ‌های آذرین کاربرد آن‌ها جهت تعیین سن سنگ‌ها و شخانه‌ها و نیز بازسازی فرآیندهای زمین‌شناسی و محیطی کاربردی در علوم زمین و همچنین تعیین منشاء سنگ‌ها است. ابزارها و روش‌های زمین‌شناسی ایزوتوپی متنوعی برای تخمین سن سنگ‌ها از میلیارد سال تا هزار سال وجود دارد و همچنین روش‌های متداول در اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی شامل رقیق سازی ایزوتوپی^۱ همراه با جدایش عنصری توسط طیف نگاری تبادل کاتیونی^۲ و همچنین طیف سنجی جرمی^۳ (ICP-MS) می باشند، در این پژوهش ابتداء به تعیین سن سنگ‌های تویه‌دروار خواهیم پرداخت و سپس با استفاده از روش‌های Rb-Sr و Sm-Nd، ابتدا به ژئوشیمی عناصر روبیدیم، استرانسیم، ساماریوم و نئودیمیم می‌پردازیم و در انتها با استفاده از روش‌های ذکر شده به تعیین منشاء گرانیتوئید خواهیم پرداخت. سن سنجی به روش اورانیم-سرب یکی از روش‌های قابل اعتماد برای زمان زمین‌سناسی از ۸۰۰ هزار سال تا آرکئن محسوب می‌شود. مبنای این روش تلاشی ایزوتوپ‌های ناپایدار U به ایزوتوپ پایدار Pb است. U^{+4} (شعاع یونی ۱/۰۵ A) از عناصر گروه اکتینیدها است و دارای سه ایزوتوپی رادیواکتیو U_{234} ، U_{238} ، U_{235} می‌باشد. U_{238} و U_{235} به عنوان یک عنصر مادر در زنجیره تلاشی عناصرنوزاد حدواسط که در نهایت به یک ایزوتوپ سرب پایدار ختم می‌شود، عمل می‌کنند. فراوانی و ثابت تلاشی ایزوتوپ‌های اورانیوم معرفی شده توسط (Steiger and Jager, 1977) در جدول (۱-۶) آورده شده است.

^۱Isotopic Dilution

^۲ Cation Exchange Chromatography

^۳Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry

جدول ۶-۱- نیمه عمر و ثابت واپاشی ایزوتوپ‌های اورانیم (Steiger and Jager, 1977) .
 ایزوتوپ نیمه عمر (سال) ثابت واپاشی (در سال)

^{238}U	4.468×10^9	$1.0 \times 10^{10} \times 1/55125$
^{235}U	0.7038×10^9	$9/8485 \times 10^{10}$
^{234}U	$2/47 \times 10^5$	$2/8.05 \times 10^6$



تلاشی ^{238}U سری های اورانیومی تولید می کند که در آن ^{234}U به عنوان یک عنصر نوزاد حدواسط و ^{206}Pb به عنوان ایزوتوپ پایدار نهایی می باشد (رابطه ۶-۱)



تلاشی ^{235}U به ایجاد سری اکتینیوم منجر شده و پس از انتشار هفت ذره آلفا و چهار ذره بتا به سرب ^{207}Pb تبدیل می شود (رابطه ۶-۲)

برای تعیین سن کانی های اورانیم دار به طور معمول تمرکزهای اورانیم و سرب به روش رقیق سازی ایزوتوپی اندازه گیری شده و ترکیب سرب با استفاده از یک طیف سنج جرمی مناسب تعیین می شود. اگرچه اورانیم در بسیاری از کانی ها وجود دارد، اما فقط تعداد کمی از آنها برای تعیین سن به روش اورانیم-سرب مناسب هستند. یک کانی مناسب برای تعیین سن به این روش علاوه بر پراگندگی گسترده در سنگ، باید نگهدارنده خوبی برای U، Pb و نوزادان حدواسط باشد. سه دلیل عمده سبب افزایش توانایی و حساسیت کانی فرعی زیرکن به عنوان یک ژئوکرونومتر مناسب در تعیین سن به روش U-Pb شده است : ۱- زیرکن (ZrSiO_4) با تمرکز میانگین ۱۳۵۰ پی پی ام برای U که از جایگزینی

ایزومرفی Zr^{+4} (با شعاع یونی ۰/۸۷Å) توسط U^{+4} ناشی می‌شود، دارای مطلوب‌ترین شرایط است. $Pb-2$ به دلیل شعاع یونی بیشتر (۱/۲۳Å) و بار کمتر از زیرکن خارج می‌شود، بنابراین این کانی در زمان تشکیل خود حاوی مقدار سرب اولیه بسیار پایین و در نتیجه U/Pb بسیار بالایی است. $Pb-3$ اولیه به دلیل ناسازگاری با ساختار بلوری زیرکن به طور ترجیحی در زمان تشکیل زیرکن حذف شده در حالیکه ^{206}Pb و ^{207}Pb به دنبال واپاشی رادیواکتیو ایزوتوپ‌های U والد در زیرکن باقی می‌مانند. در طول چند دهه گذشته، چندین روش‌های سن سنجی بر پایه تلاشی اورانیوم به سرب بر روی کانی زیرکن معرفی شده‌است. از جمله این روش‌ها می‌توان به تکنیک‌های استفاده از ریزپرتوها مانند روش $SIMS^1$ ، $LA-ICPMS^2$ ، $SHRIMP^3$ اشاره کرد که از درستی و دقت بالایی برخوردار هستند و به طور گسترده در سن سنجی رادیومتری استفاده می‌شوند. مزیت روش $SIMS$ نسبت به روش $LA-ICPMS$ دقت اندازه‌گیری بالاتر روش (کمتر از ۰.۵٪ بین ۵-۱۵٪) و قطر کوچک‌تر نقاط آنالیز شونده است که امکان اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی در زیرکن‌هایی با اندازه‌های کمتر از ۳۰ میکرون را نیز فراهم می‌آورد. در این پژوهش، برای تعیین سنگ‌های منطقه تویه‌دروار از روش $LA-ICP-MS$ استفاده شده‌است.

برای انجام مطالعات سن سنجی $U-pb$ ، پس از انتخاب نمونه‌های مورد نظر، خردایش و تهیه پودر نمونه‌ها، جدایش کانی زیرکن با استفاده از روش‌های آبشویی، مایعات سنگین، جدایش مغناطیسی و در نهایت جدایش کانی زیرکن در زیر میکروسکوب دوچشمی در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی انجام شد.

¹Secondary Ion Mass Spectrometry

²Laser Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometry

³Sensitive High Resolution Ion Microprobe

۲-۶ - تعیین سن اورانیم - سرب

بر روی زیرکن‌های تعداد سه نمونه از سنگ‌های انتخاب شده به روش LA-ICP-MS در واحد آنالیز ژئوشیمی در دانشگاه Macquarie استرالیا سن سنجی اورانیم-سرب انجام شد. دانه‌های زیرکن در اسید تمیز می‌شوند.

داده‌های ایزوتوپ LA-ICP-MS و U-Th-Pb همزمان بر روی نقاط یکسان به دست می‌آیند. اندازه-گیری‌های اورانیم-توریم-سرب روی دانه‌های با قطر ۳۰ میکرون ساخته شدند. نسبت‌های ایزوتوپی و غلظت عناصر با استفاده از GLITTER (ver4; Griffin et al., 2008) به دست آمد. سن‌های سازگاری و دیاگرام‌ها با استفاده از نرم افزار ایزو پلات (نسخه ۳/۷۵-۴/۱۵) Ludwig (2012) به دست آمدند. سرب معمولی هم با استفاده از روش Anderson (2002) تصحیح شد. برای کالیبراسیون از USGS ((AGV-1, BCR-1 and BHVO-1)) و در هر مرحله اجرا برای کنترل صحت از زیرکن‌های استاندارد Temora و Mud Tank استفاده شد.

چرا که صحت و اعتماد نتایج سن سنجی‌های اورانیم - سرب زیرکن که توسط ریزپرتو به دست می‌آید، به کیفیت استاندارد استفاده شده بستگی دارد. معتقدند که برای به دست آوردن بیشترین دقت، این مسئله مهم است که در هر مقیاسی (ریز میکرون تا بین دانه ای) نسبت به اورانیم-سرب همگن و ثابت باشد همچنین به وسیله یک روش خاص با اطمینان سن یابی شده باشد. به لحاظ علم زمین‌شناسی زیرکنی که متعلق به نسل اول باشد و آشفتگی ایزوتوپی ثانویه را نداشته باشد می‌تواند گزینه مناسب برای استاندارد باشد. از سوی دیگر زیرکن استاندارد باید فراوان و قابل دسترس باشد (Black et al., 2003). زیرکن استاندارد TEMORA متعلق به نمونه گابرو دیوریتی میدلدیل از یک استوک مافیکی

درون کوهزایی پالئوزوئیک لاجان^۱ در شرق استرالیا می‌باشد که خصوصیات ذکر شده برای استاندارد بودن را دارد و به وسیله روش‌های SHRIMP، IDTIMS، ELA-ICP-MS سن یابی شده‌است Black (et al., 2003).

سن $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ به دست آمده با استفاده از روش IDTIMS برای این زیرکن $24 \pm 0.416/75$ میلیون سال با خطای ۱٪ با ضریب اطمینان ۹۵٪ گزارش شده‌اند. بدلیل تشکیل مقدار بسیار کم ^{207}Pb در زیرکن‌های سنگ‌های جوان (کمتر از ۱۰۰۰ میلیون سال) که سبب ایجاد نتیجه با قطعیت پایین می‌شود، تعیین سن برای زیرکن‌های جوان باید بر اساس نسبت‌های $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ آن‌ها انجام شود. همچنین در سنگ‌های قدیمی‌تر از $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ استفاده می‌شود.

۳-۶- ژئوکرونولوژی اورانیم - سرب

آنالیزهای زیرکن به دست آمده از سه نمونه گرانیتوئیدی تویه‌دروارد در جدول ۲-۶ نشان داده شده‌است. همه داده‌ها روی دیگرام‌های کنکوردیا در شکل ۱-۶ ترسیم شده‌اند. زیرکن‌های نمونه (AT33) شفاف و بدون رنگ هستند. زیرکن‌ها یوهدرال با شکل منشوری با میانگین طولی $200-250 \mu\text{m}$ و نسبت طول به عرض ۱:۲ و ۱:۳ هستند.

نتایج آنالیز ایزوتوپی بر روی ۲۶ دانه زیرکن از نمونه مونزونیتی (AT33) بیانگر سن $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ سن 1 ± 328 میلیون سال است. نمودار سازگاری ترسیم شده ($\text{MSWD}=2.4$) نشان داده شده است (شکل ۱-۶-الف).

داده‌های اورانیم-سرب روی زیرکن‌های نمونه مونزودیوریت (AT27) در شکل ترسیم شده‌اند. زیرکن-های آنالیز شده سا بهدرال تا یوهدرال و بعضی‌ها هم شکل منشوری نشان می‌دهند. نسبت‌های طول/

عرض ۱/۱ تا ۱/۳ و همه آن‌ها زرد هستند. آنالیز ۱۲ نقطه با میانگین وزنی $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و سن $۳۲۱ \pm ۲/۸$ میلیون سال (MSWD=2.2) را نشان می‌دهد (شکل ۱-۶-ب).

زیرکن‌های آنالیز شده از نمونه مونزونیت (AT43) یوهدارال هستند و شکل منشوری نشان می‌دهند. آن‌ها نسبتاً بزرگ با میانگین طول $۳۰۰-۵۰۰ \mu\text{m}$ ، نسبت‌های طول به عرض ۱/۲ تا ۱/۴ و همه آن‌ها شفاف و بدون رنگ هستند. سن‌های سرب $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ، ۱۲ زیرکن آنالیز شده در شکل ۱-۶-ج یک میانگین $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ سنی (MSWD=3.6) $۳۲۶/۳ \pm ۴/۸$ میلیون سال را نشان می‌دهد.

نتایج ذکر شده سن کربنیفر زیرین را برای تبلور و جایگیری نهایی گرانیتوئید تویه‌دروار پیشنهاد می‌کند.

جدول ۲-۶- نتایج آنالیزهای ایزوتوپی اورانیم-سرب بر روی زیرکن‌های جداسازی شده از نمونه‌های گرانیتوئیدی تویه‌دروار.

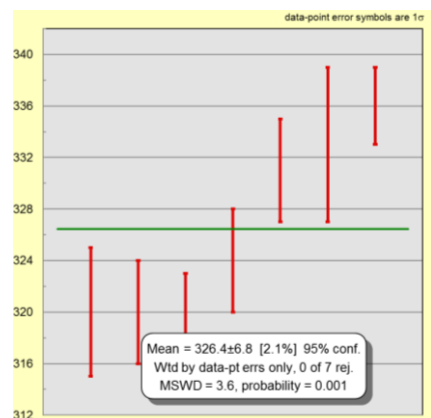
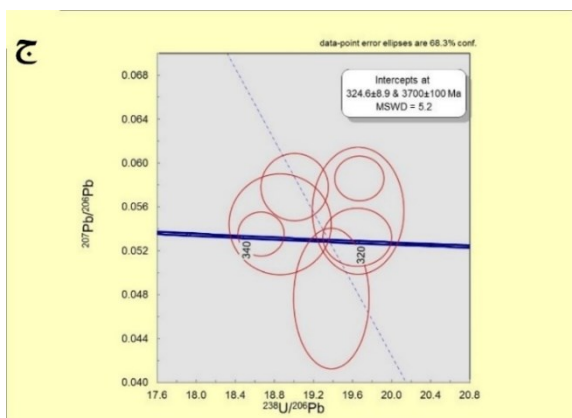
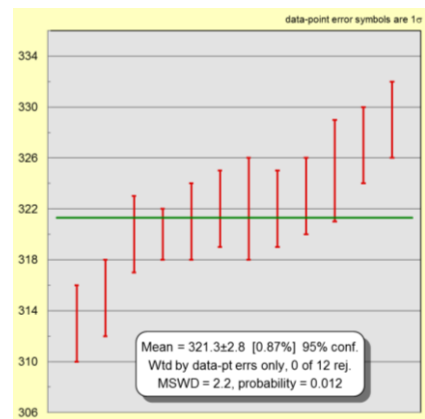
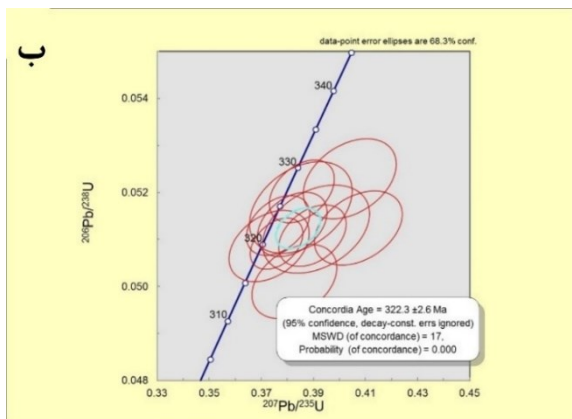
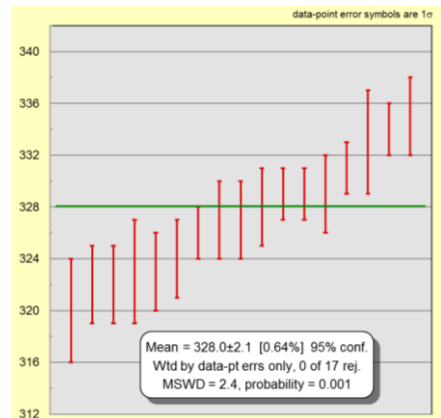
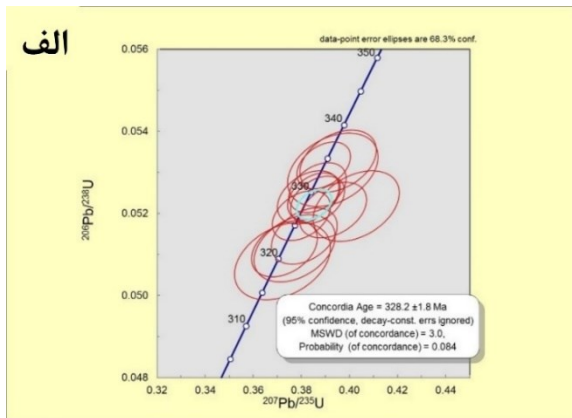
Analysis No.	R A T I O S (common-Pb corrected)										
	Th	U	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1s$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1s$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm 1s$
	(ppm)	(ppm)									
AT-33-01	180	315	0.57	0.05413	0.00142	0.399	0.010	0.05351	0.00049	0.01423	0.00040
AT-33-02	167	247	0.68	0.06519	0.00203	0.462	0.014	0.05135	0.00058	0.01305	0.00044
AT-33-03	297	307	0.97	0.05333	0.00114	0.387	0.008	0.05263	0.00040	0.01758	0.00050
AT-33-04	88	146	0.60	0.05314	0.00197	0.372	0.013	0.05084	0.00062	0.01695	0.00069
AT-33-05	135	204	0.66	0.05389	0.00103	0.399	0.007	0.05368	0.00037	0.01589	0.00036
AT-33-06	154	283	0.55	0.06315	0.00188	0.448	0.013	0.05147	0.00056	0.01349	0.00047
AT-33-07	146	191	0.76	0.05364	0.00108	0.387	0.007	0.05233	0.00038	0.01486	0.00036
AT-33-08	123	183	0.67	0.05860	0.00185	0.420	0.013	0.05205	0.00057	0.01741	0.00075
AT-33-09	140	166	0.85	0.05376	0.00177	0.393	0.012	0.05306	0.00059	0.01662	0.00071
AT-33-10	118	176	0.67	0.05439	0.00119	0.410	0.009	0.05465	0.00043	0.01718	0.00049
AT-33-11	101	125	0.81	0.05386	0.00149	0.395	0.010	0.05327	0.00050	0.01563	0.00052
AT-33-12	190	238	0.80	0.05479	0.00134	0.393	0.009	0.05208	0.00045	0.01517	0.00051
AT-33-13	141	224	0.63	0.05333	0.00105	0.385	0.007	0.05241	0.00038	0.01508	0.00042
AT-33-14	173	260	0.66	0.05489	0.00124	0.384	0.008	0.05073	0.00042	0.01486	0.00046
AT-33-15	133	198	0.67	0.05376	0.00133	0.381	0.009	0.05145	0.00045	0.01570	0.00054
AT33-16	154	231	0.67	0.05348	0.00165	0.377	0.011	0.05115	0.00054	0.01446	0.00043
AT33-17	121	189	0.64	0.05307	0.00118	0.380	0.008	0.05195	0.00040	0.01694	0.00041
AT33-18	142	233	0.61	0.05300	0.00123	0.383	0.008	0.05239	0.00043	0.01622	0.00041
AT33-19	185	283	0.66	0.05599	0.00173	0.403	0.012	0.05218	0.00057	0.01407	0.00047
AT33-20	113	155	0.73	0.05278	0.00128	0.365	0.008	0.05018	0.00041	0.01582	0.00039
AT33-21	159	242	0.65	0.05289	0.00134	0.373	0.009	0.05114	0.00045	0.01483	0.00040
AT33-22	151	221	0.68	0.05312	0.00106	0.389	0.007	0.05317	0.00038	0.01586	0.00038
AT33-23	53	242	0.22	0.18851	0.00310	13.471	0.208	0.51855	0.00362	0.14481	0.00532
AT33-24	122	1089	0.11	0.05966	0.00124	0.820	0.016	0.09970	0.00082	0.02767	0.00111
AT33-25	300	353	0.85	0.06486	0.00123	1.024	0.018	0.11463	0.00085	0.03628	0.00128
AT27-01	350	314	1.11	0.05322	0.00119	0.376	0.008	0.05130	0.00042	0.01551	0.00041
AT27-02	117	201	0.58	0.07077	0.00240	1.515	0.049	0.15533	0.00208	0.04071	0.00176
AT27-03	67	125	0.53	0.05542	0.00201	0.391	0.014	0.05122	0.00062	0.01755	0.00074
AT27-04	260	235	1.11	0.05676	0.00127	0.543	0.012	0.06939	0.00059	0.02100	0.00062
AT27-05	476	608	0.78	0.06080	0.00099	0.866	0.013	0.10339	0.00068	0.03306	0.00085
AT27-06	350	482	0.73	0.05472	0.00146	0.405	0.010	0.05376	0.00049	0.01724	0.00053

AT27-09	203	932	0.22	0.05533	0.00128	0.390	0.009	0.05108	0.00043	0.01379	0.00041
AT27-10	161	172	0.94	0.05399	0.00132	0.382	0.009	0.05132	0.00045	0.01514	0.00053
AT27-11	248	282	0.88	0.05604	0.00172	0.404	0.012	0.05229	0.00056	0.01663	0.00062
AT27-12	82	145	0.57	0.05541	0.00164	0.383	0.011	0.05011	0.00052	0.01527	0.00055
AT27-13	262	255	1.03	0.05765	0.00166	0.407	0.011	0.05124	0.00052	0.01239	0.00043
AT27-15	334	408	0.82	0.06518	0.00223	0.490	0.016	0.05460	0.00068	0.01989	0.00112
AT27-16	53	106	0.50	0.05409	0.00130	0.371	0.008	0.04975	0.00044	0.01393	0.00049
AT27-17	100	143	0.70	0.05406	0.00192	0.385	0.013	0.05168	0.00064	0.01336	0.00075
AT27-18	291	378	0.77	0.05322	0.00153	0.373	0.010	0.05086	0.00050	0.01665	0.00053
AT27-19	68	202	0.33	0.05375	0.00121	0.386	0.008	0.05202	0.00044	0.01470	0.00040
AT27-20	121	149	0.81	0.05357	0.00101	0.376	0.007	0.05091	0.00036	0.01516	0.00031
AT43-01	231	307	0.75	0.04764	0.00423	0.339	0.030	0.05159	0.00068	0.01638	0.00057
AT43-02	408	448	0.91	0.39984	0.07220	4.694	0.781	0.08514	0.00596	0.02179	0.01026
AT43-03	138	230	0.60	0.05566	0.00382	0.390	0.026	0.05087	0.00080	0.01585	0.00029
AT43-04	141	236	0.60	0.05781	0.00203	0.419	0.014	0.05261	0.00063	0.01700	0.00085
AT43-05	186	211	0.88	0.06456	0.00089	0.944	0.012	0.10607	0.00063	0.03318	0.00089
AT43-06	250	260	0.96	0.05323	0.00175	0.374	0.012	0.05089	0.00060	0.01332	0.00061
AT43-07	322	415	0.78	0.05481	0.00140	0.366	0.009	0.04849	0.00035	0.01513	0.00014
AT43-08	490	442	1.11	0.05443	0.00303	0.397	0.021	0.05302	0.00097	0.01699	0.00136
AT43-10	289	261	1.11	0.05859	0.00135	0.411	0.009	0.05084	0.00043	0.01508	0.00050
AT43-11	553	650	0.85	0.05354	0.00132	0.395	0.009	0.05358	0.00045	0.01734	0.00042
AT43-12	157	287	0.54	0.10670	0.00264	0.853	0.019	0.05797	0.00063	0.01779	0.00054

ادامه جدول ۶-۲

Analysis No.	A G E S (common-Pb corrected, Ma)								Disc. %	Correction type
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1s$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1s$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm 1s$		
AT-33-01	376	60	341	7	336	3	286	8	11.0	None
AT-33-02	780	67	385	9	323	4	262	9	60.1	None
AT-33-03	343	50	332	6	331	2	352	10	3.7	None
AT-33-04	335	86	321	10	320	4	340	14	4.7	None
AT-33-05	366	44	341	5	337	2	319	7	8.3	None
AT-33-06	713	65	376	9	324	3	271	9	56.0	None
AT-33-07	356	47	332	5	329	2	298	7	7.9	None
AT-33-08	552	71	356	9	327	3	349	15	41.9	None
AT-33-09	361	76	337	9	333	4	333	14	7.9	None
AT-33-10	387	50	349	6	343	3	344	10	11.8	None
AT-33-11	365	64	338	8	335	3	313	10	8.7	None
AT-33-12	404	56	337	7	327	3	304	10	19.5	None
AT-33-13	343	46	331	5	329	2	303	8	4.1	None
AT-33-14	408	52	330	6	319	3	298	9	22.3	None
AT-33-15	361	57	328	7	323	3	315	11	10.7	None
AT33-16	349	71	325	8	322	3	290	9	8.1	None
AT33-17	332	52	327	6	326	2	340	8	1.7	None
AT33-18	329	54	329	6	329	3	325	8	-0.1	None
AT33-19	452	70	344	9	328	3	282	9	28.2	None
AT33-20	319	56	316	6	316	3	317	8	1.2	None

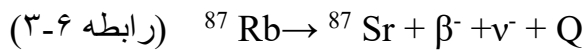
AT33-21	324	59	322	7	322	3	298	8	0.8	None
AT33-22	334	46	334	5	334	2	318	8	0.0	None
AT33-23	2729	28	2713	15	2693	15	2733	94	1.7	None
AT33-24	591	46	608	9	613	5	552	22	-3.8	None
AT33-25	770	41	716	9	700	5	720	25	9.7	None
AT27-01	338	52	324	6	322	3	311	8	4.8	None
AT27-02	951	71	937	20	931	12	807	34	2.3	None
AT27-03	429	83	335	10	322	4	352	15	25.7	None
AT27-04	482	51	440	8	432	4	420	12	10.7	None
AT27-05	632	36	634	7	634	4	657	17	-0.3	None
AT27-06	401	61	346	7	338	3	345	11	16.2	None
AT27-09	426	53	334	6	321	3	277	8	25.2	None
AT27-10	371	56	328	6	323	3	304	11	13.3	None
AT27-11	454	70	345	9	329	3	333	12	28.3	None
AT27-12	429	68	329	8	315	3	306	11	27.2	None
AT27-13	516	65	347	8	322	3	249	9	38.6	None
AT27-15	780	74	405	11	343	4	398	22	57.6	None
AT27-16	375	55	320	6	313	3	280	10	16.9	None
AT27-17	374	82	331	10	325	4	268	15	13.4	None
AT27-18	338	67	322	8	320	3	334	11	5.6	None
AT27-19	361	52	331	6	327	3	295	8	9.6	None
AT27-20	353	44	324	5	320	2	304	6	9.6	None
AT43-01	81	197	296	23	324	4	328	11	-	Disc
AT43-02	3908	291	1766	139	527	35	436	203	306.7	Disc
AT43-03	439	157	335	19	320	5	318	6	89.8	Disc
AT43-04	523	79	355	10	331	4	341	17	27.8	None
AT43-05	760	30	675	6	650	4	660	17	37.7	None
AT43-06	339	76	322	9	320	4	267	12	15.3	None
AT43-07	404	58	317	7	305	2	304	3	5.6	Disc
AT43-08	389	128	339	15	333	6	341	27	25.1	None
AT43-10	552	51	349	6	320	3	303	10	15.0	None
AT43-11	352	57	338	7	336	3	347	8	43.1	None



شکل ۶-۲- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی به روش LA-ICP-MS بر روی زیرکن های جدا شده از نمونه‌های گرانیتوئید توپه‌دروار.

۶-۴- ژئوشیمی Rb و Sr

روبییدیم (Rb^+) عنصری از گروه فلزات قلیایی با شعاع یونی ($1/48$ انگسترم) نزدیک به شعاع یونی پتاسیم (K^+) با شعاع یونی ($1/33$ انگسترم) است، به همین دلیل قادر به ساختن کانی مستقلی نیست اما در کانی‌های غنی از پتاسیم مانند میکاها و فلدسپارها جانشین پتاسیم می‌شود و همچنین دارای دو ایزوتوپ ^{87}Rb (رادایواکتیو) و ^{85}Rb (پایدار) می‌باشد. ^{87}Rb (رادایواکتیو) از طریق فرایند واپاشی و با انتشار یک ذره منفی بتا و با نیمه عمر ($4/8 \times 10^{10}$) به ^{87}Sr تبدیل می‌شود.

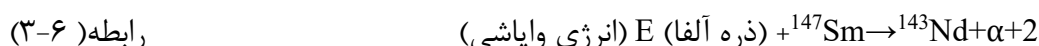


β^- ذره بتای منفی، ν^- ذره فیزیکی بدون بار و Q انرژی واپاشی است.

استرانسیم با وجود اینکه کانی‌های استرونیسیانیت ($SrCO_3$) و سلسیت ($SrSO_4$) را می‌سازد اما مشابه با روبیدیم عنصری پراکنده است. استرانسیم دارای چهار ایزوتوپ ^{87}Sr , ^{86}Sr , ^{84}Sr و ^{88}Sr است. شعاع یونی استرانسیم ($1/13$ انگسترم) مشابه شعاع یونی کلسیم ($0/99$ انگسترم) است و همین امر موجب می‌شود که در کانی‌های کلسیم‌دار مانند پلاژیوکلاز، آپاتیت، اسفن، کلینوپیروکسن، آمفیبول، کلسیت و آراگونیت جانشین کلسیم شود. بیشترین غلظت استرانسیم در سنگ‌های گابرویی است. به دلیل تشکیل ^{87}Sr رادیوژنیک ناشی از تلاشی ^{87}Rb ، ترکیب ایزوتوپی استرانسیم در یک سنگ به نسبت Rb/Sr و سن سنگ بستگی دارد. به دلیل اینکه استرانسیم در طی روند تفریق به صورت سازگار عمل می‌کند در پلاژیوکلاز متمرکز می‌شود، در حالیکه روبیدیم به صورت ناسازگار عمل کرده و در فاز مایع باقی می‌ماند، بنابراین با پیشرفت تبلور تفریقی میزان Rb/Sr در فاز باقیمانده بیشتر می‌شود، در نتیجه روبیدیم در سنگ‌های تفریق یافته بیشتر تر است.

۶-۵- ژئوشیمی Sm و Nd

ساماریوم (Sm^{+3}) با شعاع یونی (۱/۰۴ انگسترم) و نئودیم (Nd^{+3}) با شعاع یونی (۱/۰۸ انگسترم) در گروه عناصر نادر سبک (LREE) قرار می‌گیرند. ایزوتوپ‌های Sm شامل ^{148}Sm ، ^{147}Sm ، ^{144}Sm ، ^{149}Sm و ^{152}Sm و ^{154}Sm می‌باشد، ^{147}Sm رادیواکتیو بوده و از طریق واپاشی α به ^{143}Nd تبدیل می‌شود.



به دلیل نیمه عمر بالای ^{147}Sm (1.06×10^9) این سیستم ایزوتوپی برای تعیین منشاء و پتروژنز سنگ های آذرین به ویژه سنگ‌های قدیمی ابزاری سودمند محسوب می‌شود و نسبت Sm/Nd در سنگ‌های گرانیتی ۰/۱۸۸ و در سنگ‌های گابرویی ۰/۲۳۶ است (Faure & Mensing, 2005). در سنگ‌های گوشته‌ای و Nd در سنگ‌های پوسته‌ای متمرکز می‌شود، بنابراین نسبت $^{143}Nd/^{144}Nd$ در گوشته نسبت به این مقدار در پوسته بیشتر است. Sm طی فرایندهای ماگمای مانند ذوب بخشی به صورت سازگار عمل می‌کند و در فاز جامد باقی می‌ماند در حالیکه Nd به صورت ناسازگار عمل کرده و وارد فاز مذاب می‌شود، بنابراین، در جریان ذوب بخشی گوشته، به تدریج میزان Sm در گوشته تهی شده افزایش می‌یابد و در نتیجه نسبت $^{143}Nd/^{144}Nd$ در گوشته تهی شده بیشتر می‌شود.

۶-۶- مطالعات ایزوتوپی Sr - Nd

تعداد ۵ نمونه از سنگ‌های گرانیتوئیدی تویه- دروار که بر اساس شواهد پتروگرافی دارای حداقل دگرسانی بودند پودر شدند، این نمونه‌ها برای محاسبه نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ سنگ کل در آزمایشگاه زمین‌شناسی ایزوتوپی دانشگاه Averio کشور پرتغال، به روش $^{1}ICP-MS$ و $^{2}IDMS$ (مورد آنالیز قرار گرفته اند، جدا سازی عناصر Sr، Rb، Sm، Nd با استفاده از روش کروماتوگرافی تبادل یونی دو مرحله ای انجام شد. نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ با

¹Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry

²Isotopic Dilution Mass Spectrometry

استفاده از دستگاه اسپکترومتری جرمی یونیزاسیون حرارتی¹ TIMS مدل VG sector 54 تعیین شد. به منظور ثبات و دقت دستگاه، از نمونه استاندارد SRM-987 با میانگین نسبت 0.710266 ± 17 ، $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) =$ برای بهنجار سازی مقادیر نسبت‌های $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ و نمونه استاندارد JNdi-1 با میانگین نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51211037 \pm 57$ برای بهنجار سازی مقادیر نسبت‌های $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ استفاده شده است. و با درصد خطا ۰.۲٪ و با حد اطمینان ۹۵٪ گزارش شده‌اند.

۶-۷- کاربرد نتایج تجزیه ایزوتوپی در تعیین خاستگاه توده

گرانیتوئیدی تویه دروار

یکی از مهم‌ترین کاربردهای نتایج تجزیه ایزوتوپی، استفاده از این نتایج در تعیین خاستگاه ماگمایی و فرایندهای زمین شناسی است، زیرا نسبت‌های ایزوتوپی در یک ماگما مشخص کننده ویژگی‌های محل منشاء هستند و این نسبت در طی فرایندهای تفریقی بعدی تغییر نمی‌کنند (Rollinson, 1993). بنابراین می‌توان اختلاط بین نواحی منشاء که ترکیب ایزوتوپی متفاوتی دارند را تشخیص داد.

۶-۷-۱- ویژگی محل خاستگاه توده گرانیتوئیدی تویه دروار

به منظور تعیین ویژگی‌های محل خاستگاه گرانیتوئید تویه دروار نتایج آنالیزهای ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd و همچنین نسبت‌های مختلف ایزوتوپی Sr و Nd (محاسبه شده برای ۳۲۷ میلیون سال بر اساس سن سنجی بر روی کانی زیرکن به روش اورانیم-سرب) در این سنگ‌ها محاسبه شد. نتایج حاصل از این محاسبات در جدول ۳-۶ ارائه شده است. در این جدول جهت محاسبه نسبت‌های اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ به ترتیب از فرمول‌های زیر استفاده شده است.

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}} + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{رابطه ۴-۶})$$

¹Thermal Ionization Mass Spectrometer

در این رابطه $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ نسبت ایزوتوپی اندازه‌گیری شده در سنگ در زمان حال، $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ بیانگر این نسبت در سنگ در زمان تشکیل آن، $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m$ نسبت ایزوتوپی زمان حال اندازه‌گیری شده در سنگ، λ ثابت تلاشی ^{87}Rb برابر با $y^{-1} \times 10^{11} \times 1/3972$ (Villa et al., 2015) و t بیانگر سن سنگ (سن بسته شدن سیستم سنگ) است.

^{147}Sm رادیواکتیو است و با انتشار ذره آلفا به ایزوتوپ پایدار ^{143}Nd متلاشی می‌شود که این معادله به صورت زیر بیان می‌شود؛

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{initial}} + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_m (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{رابطه ۵-۶})$$

در این رابطه، ^{144}Nd به عنوان مرجع، $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$ نسبت ایزوتوپی زمان حال اندازه‌گیری شده در سنگ، $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{initial}}$ مقدار اولیه این نسبت در زمان تشکیل سنگ و $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_m$ نسبت اندازه‌گیری شده در زمان حال، λ ثابت تلاشی ^{147}Sm برابر با $y^{-1} \times 10^{12} \times 6/54$ (Lugmair & Marti, 1978) و t بیانگر سن سنگ است.

نیمه عمر ^{147}Sm نیز برابر با $1/0.6 \times 10^9$ است. همچنین برای استفاده از روابط ذکر شده جهت تعیین نسبت های اولیه از روش سن سنجی اورانیم – سرب بر روی کانی زیرکن استفاده شده است که بر اساس این روش سنگ‌های مونزونیتی و مونزودیوریتی تویه‌دروار 327 Ma می‌باشد.

به منظور محاسبه $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بر اساس مخزن کندیتی یکنواخت (CHUR) در 327 میلیون سال گذشته روابط زیر مورد استفاده قرار گرفته‌اند:

$$[^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}]_{\text{CHUR},t} = [^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}]_{\text{CHUR},\text{امروز}} - [^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}]_{\text{CHUR},\text{امروز}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{رابطه ۶-۶})$$

$$[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_{\text{CHUR},t} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR},\text{امروز}} - [^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}]_{\text{CHUR},\text{امروز}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{رابطه ۷-۶})$$

همانطوری که در جدول ۳-۶ نشان داده شده است میزان $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (327Ma) = $0.70678 - 0.70562$ در حالیکه $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51214 - 0.51216$ در تغییر است و همچنین میزان $-1/1$ تا $-1/5$

$\epsilon_{Nd}(327)Ma$ است. نماد اپسیلون توسط Depaolo & Wasserburge (1976) معرفی شده است، عبارت است از میزان انحراف یک نمونه و یا مجموعه‌ای از نمونه‌ها از یک منبع مرجع (کندیت) و می‌تواند برای زمان حال و یا زمان خاصی در گذشته به کار گرفته شود (Rollinson, 1993). در زیر طریق محاسبه ϵ_{Nd} ارائه شده است:

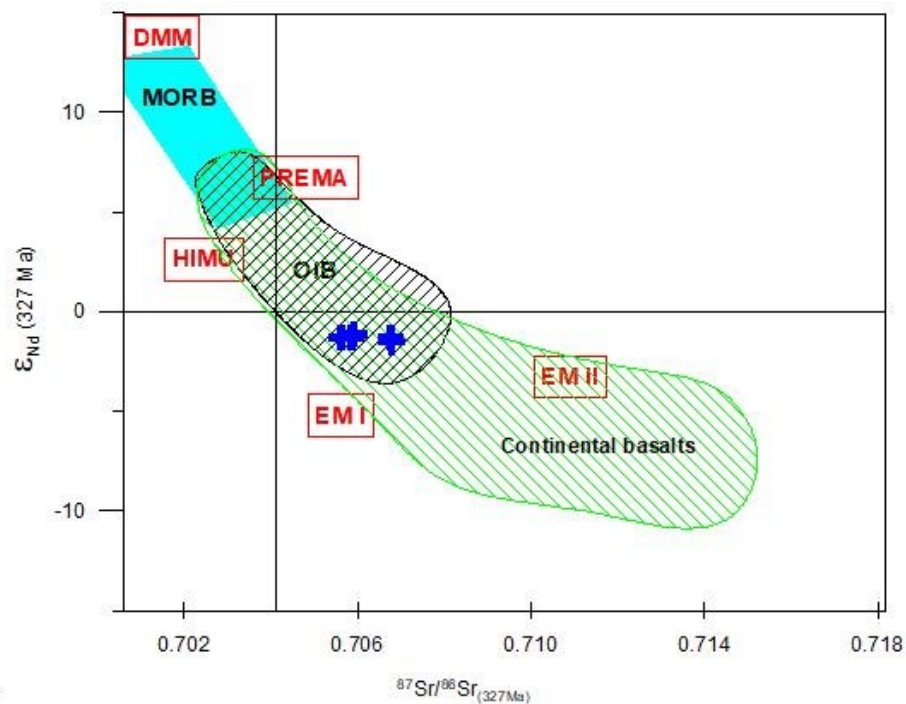
$$\epsilon_{Nd} = [(^{143}Nd/^{144}Nd)_{ROCK} / (^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} - 1] * 10^4 \quad (\text{رابطه ۶-۸})$$

مقدار $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{ROCK}$ و $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}$ هر دو برای زمان حال و یا گذشته بسته به نوع کاربرد محاسبه می‌شود. مقدار ϵ_{Nd} می‌تواند مثبت، منفی و یا صفر (برابر با مخزن کندیتی یکنواخت) باشد. نسبت Sm/Nd در گوشته نسبت به این نسبت در کندریت بالاتر است، بنابراین با گذشت زمان نسبت $^{143}Nd/^{144}Nd$ در گوشته بیشتر از این نسبت در کندریت خواهد شد در نتیجه ϵ_{Nd} مثبت خواهد شد و بیانگر منشا گوشته‌ای است و اگر ϵ_{Nd} منفی باشد نشانگر منشاء پوسته‌ای خواهد بود زیرا در سنگ‌های پوسته‌ای نسبت Sm/Nd کمتر از این نسبت در مخزن کندیتی یکنواخت است، بنابراین نشان دهنده تهی‌شدگی در $^{143}Nd/^{144}Nd$ نسبت به کندریت است.

۶-۸ - نمودار ϵ_{Nd} در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$

در مقایسه با ترکیبات ماگمای مشتق شده از گوشته، سنگ‌های تویه‌دروار در محدوده OIB و continental basalt قرار می‌گیرند (شکل ۶-۲). شواهد ایزوتوپی ماگماتیسم OIB نسبت به گوشته تهی شده متفاوت است که این شواهد بسیار شبیه به نشانه‌های ایزوتوپی گوشته غنی شده است. علت ناهماهنگی گوشته با استفاده از ایزوتوپ‌های Nd توسط De Paolo & Wasserburg (1976) مورد بررسی قرار گرفته است، به پیشنهاد ایشان ماگماتیسم OIB حاصل فعالیت مواد گوشته تحتانی بوده که هنگام صعود با مذاب‌های تهی شده MORB آرایش پیدا کرده است. همانطوری که در شکل ۶-۲ مشاهده می‌شود نشانه‌های ایزوتوپی بیانگر غلبه مولفه گوشته‌ای با ماهیت OIB بر دیگر مولفه‌های سازند

گوشته مانند MORB (گوشته تهی شده سازنده بازالت‌های میان اقیانوسی)، EM_I^1 (گوشته غنی شده با رسوبات و پوسته قاره‌ای با نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ پایین و EM_{II} (گوشته غنی شده با بالاترین میزان $^{87}Sr/^{86}Sr$) دارد. منشاء EM_I تشابه بین گوشته غنی شده و لیتوسفر زیر قاره‌ای را نشان می‌دهد و بیانگر غنی شدگی به واسطه اختلاط لیتوسفر زیر قاره‌ای با گوشته است. در این مدل ممکن است غنی شدگی به دلیل متاسوماتیسم گوشته هم باشد. EM_{II} به ترکیب پوسته فوقانی تمایل داشته و بیانگر چرخه دوباه پوسته با رسوبات مشتق شده از قاره (در اثر فرورانش)، پوسته اقیانوسی دگرسان و یا پوسته جزایر اقیانوسی است.



شکل ۶-۲- تعیین خاستگاه نمونه‌های تویه‌دروار بر اساس نمودار نمودار ϵNd در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ White (2015).

جدول ۶-۳- داده‌های ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd گرانیتوئید تویه دروار. ترکیبات ایزوتوپی Sr برای زمان گذشته با استفاده از ثابت واپاشی Rb پیشنهاد شده توسط Villa et al. (2015) محاسبه شده‌است.

Sample	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Error (2 σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error (2 σ)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Error (2 σ)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Error (2 σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (327Ma)	ϵNd (327Ma)
AT 7	310	171	1.592	0.045	0.714066	0.000017	35.3	7.58	0.130	0.007	0.512417	0.000019	0.706775	-1.5
AT 14	305	196	1.858	0.053	0.714126	0.000027	36.7	7.65	0.126	0.007	0.512420	0.000012	0.705619	-1.3
AT 38	430	172	1.156	0.033	0.712066	0.000024	31.7	6.73	0.128	0.007	0.512425	0.000018	0.706771	-1.3
AT 52	394	236	1.734	0.049	0.713800	0.000024	26.2	6.13	0.141	0.008	0.512454	0.000015	0.705861	-1.3
AT 111	335	181	1.561	0.044	0.713066	0.000020	24.6	5.29	0.130	0.007	0.512438	0.000016	0.705916	-1.1

فصل، منقسم

شروژنر

۷-۱- مقدمه

یکی از مهم‌ترین کاربردهای نتایج تجزیه‌های شیمیایی، استفاده از این نتایج در شناخت محیط زمین ساختی، ویژگی‌های محل منشاء ماگما و همچنین سازوکار شکل‌گیری ماگما است. شناخت جوانب مختلف یک فعالیت ماگمایی و پتروژنز سنگ‌های آذرین در صورتی می‌تواند بهترین نتایج را داشته باشد که بتوان یک ارتباط منطقی بین نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی برقرار کرد. در این فصل با استفاده از داده‌های مختلف شامل نتایج برداشت‌های صحرایی، مطالعات پتروگرافی، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی گرانیتوئید تویه‌دروار، ابتدا جایگاه زمین ساختی و ویژگی‌های محل منشاء این سنگ‌ها را تعیین نموده و سپس با مقایسه و ارتباط تشکیل این سنگ‌ها با سایر فعالیت‌های آذرین در سایر نقاط ایران سعی شده است تا یک الگوی زمین ساختی برای تشکیل این نوع گرانیتوئید ارائه شود.

۷-۲- جایگاه زمین ساختی گرانیتوئید تویه‌دروار

برای تعیین جایگاه زمین ساختی ماگمای سازنده سنگ‌های این توده نمودارهای مختلفی ترسیم شده‌اند. به دلیل دگرسانی نمونه‌ها، سعی شده‌است از نمودارهای مبتنی بر اساس عناصر کمیاب کم‌تحرک و نامتحرک استفاده شود. استفاده از این نوع عناصر در نمودارها سبب افزایش اطمینان از نتایج حاصله شده و همچنین درک دقیق‌تری را در ارتباط با محیط زمین ساختی تشکیل این گرانیتوئید ارائه می‌دهد.

۷-۲-۱- تعیین جایگاه زمین ساختی بر اساس شیمی سنگ کل

الف) نمودار (Whalen et al., 1987)

گرانیتوئیدهای نوع A به وسیله چند ویژگی ژئوشیمیایی خاص از دیگر گرانیتوئیدهای نوع I، S و M

متفاوت هستند. گرانیتوئید نوع A از طریق چندین ویژگی زیر مشخص می‌شوند ($AI < 0$) (این شاخص

به همراه نسبت‌های بالای FeO_4/MgO , $Na_2O + K_2O$, $Na+K/Al$, K/Na و غلظت بالای Nb, Y,

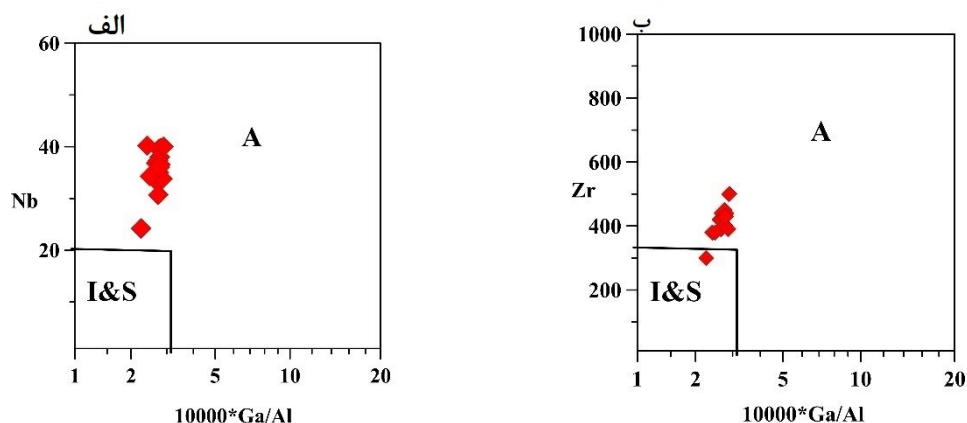
Sr, Ba, CaO, MgO و غلظت‌های پایین REE (به استثنای Eu), LILE, HFSE, Zr, Zn, Ga,

(King., et al. 1997; Bonin, 2007). مطالعات پتروگرافی، کانی‌شناسی و داده‌های ژئوشیمیایی و

ایزوتوپی بعلاوه نمودارهای تمایز (Nb and Zr vs $10000 * Ga/Al$) (after Whalen et al., 1987)

تایید می‌کند که گرانیتوئید تویهدروار از نوع A است. در این نوع نمودارها به علت بالا بودن

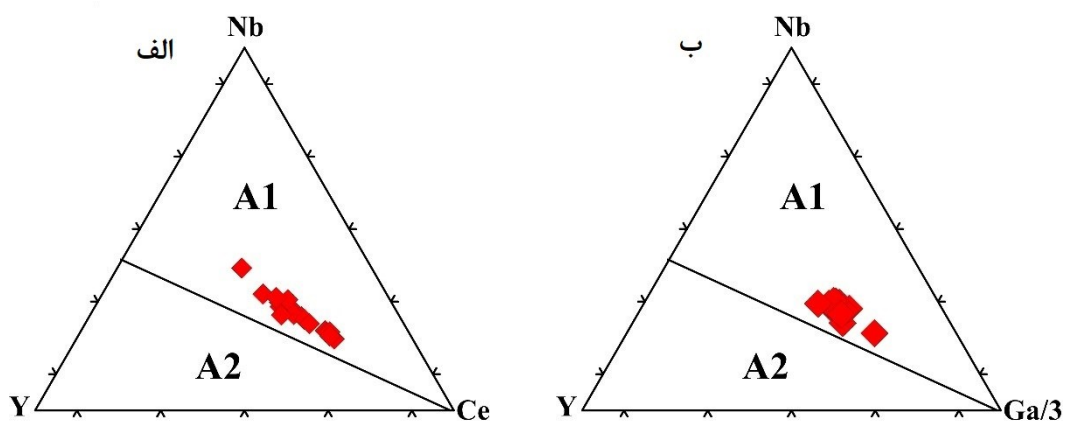
نسبت Ga/Al در قلمرو نوع A واقع می‌شوند (شکل ۷-۱).



شکل ۷-۱- الف و ب نمودارهای تمایزی Nb و Zr در مقابل $10000 * Ga/Al$ برای گرانیتوئید تویهدروار (Whalen et al., 1987).

ب) نمودارهای تمایزی (Eby, 1992)

گرانیتوئیدهای نوع A بر اساس مطالعات (Eby, 1992) از لحاظ عناصر کمیاب به دو گروه A₁ و A₂ قابل تفکیک هستند. منشاء گرانیتوئیدهای نوع A₁ به تفریق ماگمای بازالتی نوع OIB نسبت داده می‌شود. ماگمای مشتق شده از گوشته به انواع تفریق یافته تر تحول می‌یابد و در پوسته قاره‌ای در حال کافتی شدن استقرار می‌یابد. در حالیکه گرانیتوئیدهای نوع A₂ دارای منشاء لیتوسفر زیرقاره‌ای و یا پوسته تحتانی هستند و در موقعیت برخورد قاره-قاره یا جزایر کمانی جایگیری می‌کنند (Eby, 1992). همانطوری که در نمودارهای الف و ب مشاهده می‌شود گرانیتوئید تویه دروار در محدوده A₁ واقع می‌شود (شکل ۷-۲). علت این امر وجود مولفه گوشته غنی شده در ناحیه منشاء است.



شکل ۷-۲- نمودارهای مثلثی Nb-Y-Ce و Nb-Y-Ga برای گرانیتوئید تویه دروار (after Eby, 1992).

پ) نمودارهای تمایزی (Pearce et al., 1984)

Pearce et al. (1984) بر اساس فراوانی عناصر کمیاب گرانیتوئیدها را به چهار گروه به شرح ذیل تفکیک کردند:

(1) پشته های میان اقیانوسی^۱: این نوع دارای منشاء گوشته‌ای تهی شده هستند.

(2) کمان آتشفشانی^۲ این نوع دارای منشاء تهی شده هستند اما توسط رسوبات و پوسته اقیانوسی دچار تغییراتی می‌شوند.

(3) درون ورقه‌ای^۳: این نوع منشاء گوشته غنی شده همراه با دخالت مولفه پوسته‌ای مشخص می‌شوند.

(4) گرانیتوئیدهای^۴ که در موقعیت همزمان با برخورد یافت می‌شوند دارای منشاء پوسته‌ای یا منشاء گوشته‌ای همراه با فرورانش هستند.

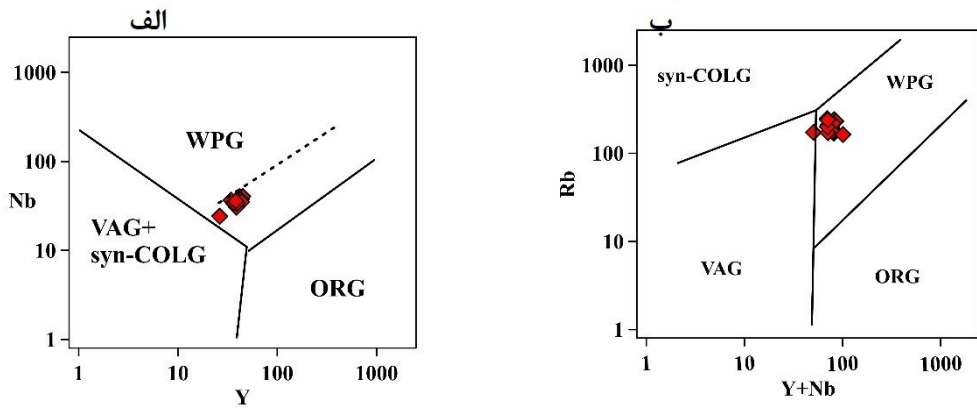
با توجه به قرار گیری نمونه‌های تویه‌دروار در موقعیت درون ورقه‌ای (اشکال ۷-۳ الف و ب) ، در زیر مختصری به خصوصیات این نوع گرانیتوئید خواهیم پرداخت و در آخر این مبحث شواهد صحرائی که درون صفحه‌ای بودن این گرانیتوئیدها را نشان می‌دهد بحث خواهیم کرد.

^۱ORG

^۲VAG

^۳WPG

^۴Syn- COLG



شکل ۷-۳- نمودارهای تمایزی Y در مقابل Nb و (Y+Nb) در مقابل Rb برای گرانیتوئید تویه دروار (Pearce et al., 1984).

موقعیت درون ورقه‌ای شامل جزایر اقیانوسی و درون ورقه قاره‌ای می‌باشند. مکانیسم عمده شکل‌گیری این نوع فعالیت، پلوم گوشته‌ای و کافت‌های غیر فعال می‌باشد و با رژیم زمین‌ساختی کششی همراه هستند. گرانیتوئیدهای رخنمون یافته در موقعیت درون ورقه‌ای نسبت به سایر جایگاه‌های زمین‌ساختی از لحاظ ژئوشیمیایی غنی از عناصر LILE و HFSE هستند که این موضوع می‌تواند به دلیل منشاء گوشته غنی شده و احتمالاً آرایش پوسته‌ای باشد (Pearce et al., 1984).

چندین شواهد زمین‌شناسی و صحرایی بر موقعیت درون ورقه‌ای گرانیتوئید تویه دروار دلالت می‌کنند که در این میان به تعدادی از آن‌ها اشاره خواهیم کرد:

(۱) هیچ شاهد دگرگونی ناحیه‌ای یا تغییر شکل بارزی از رژیم فشارشی در سنگ‌های منطقه مشاهده نشده است. این وضعیت، غیرکوهزایی بودن گرانیتوئید مذکور را ثابت می‌کند.

۲) بر اساس شواهد صحرایی ترکیب این سنگ‌ها مونزونیت و مونزودیوریت است که آلکالن بودن را تایید می‌کند.

۳) عدم وجود رسوبات حوضه‌های عمیق به سن کربنیفر زیرین (۳۲۷ میلیون سال) که منعکس کننده موقعیت فرورانشی باشد. این یک موقعیت غیر کوهزایی مانند کافت قاره‌ای یا ماگماتیسم درون ورقه‌ای را اثبات می‌کند.

۴) فرضیه بالا آمدن پلوم باید به وسیله شواهدی مانند نواحی گنبدی شکل تایید شود (White and Mckenzie, 1989).

۵) Stocklin (1968) پیشنهاد کرد فقدان رسوبات به سن کربنیفر زیرین (۳۲۷ میلیون سال) یک شاخص مهم بر گنبدی شدن ناحیه‌ای است.

۲-۲-۲- تعیین جایگاه زمین ساختی بر اساس شیمی کانی‌ها

الف) ترکیب شیمی بیوتیت

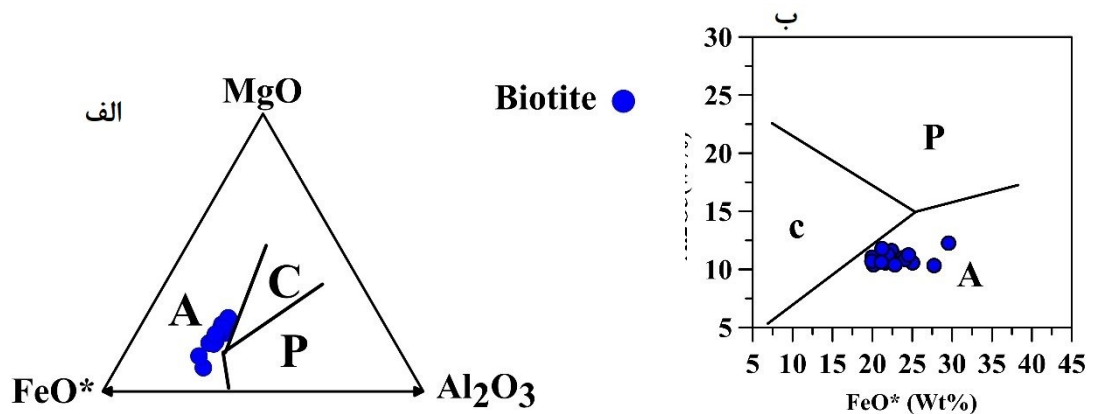
ترکیب شیمیایی بیوتیت ابزاری مفید برای تعیین محیط زمین ساختی است. (Abdelrahman 1994) با استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی در بیوتیت (FeO ، MgO و Al_2O_3) سنگ‌های آذرین را بر اساس نوع ماگمای تبلور یافته تفکیک کرد. در شکل ۷-۴ از این نمودارها برای تمایز محیط زمین ساختی توده گرانیتوئیدی تویه دروار استفاده شده است. بر اساس این نوع نمودارها سه منشاء برای ماگماهای گرانیتوئیدی به شرح زیر پیشنهاد شده است.:

۱) ماگمای نوع A که ماگمای آلکالن غیرکوهزایی است. ۲) ماگمای نوع P که پراآلومین (تیپ S)

است. ۳) ماگمای نوع C که ماگمای کالکوآلکالن مرتبط با کوهزایی است. همچنین بر اساس

این نمودارها، بیوتیت‌هایی که در محدوده A قرار می‌گیرند، ترکیب غنی از آهن دارند. بیوتیت

های منطقه تویه‌دروار با توجه به غنی بودن از آهن در محدوده A قرار می‌گیرند.



شکل ۷-۴- نمودارهای تمایز جایگاه زمین‌ساختی برای گرانیتوئید تویه‌دروار بر اساس شیمی کانی بیوتیت (A: سری آلکالن غیرکوهزایی، P: سری پراآلومینوس شامل انواع S، C: سری کوهزایی کالکوآلکالن (Abdelrahman, 1994).

۷-۳- نقش هضم و تبلور تفریقی^۱ (AFC)

الگوی عناصر حاکی نادر بهنجار شده به کندریت برای گرانیتوئید تویه‌دروار، آنومالی منفی Eu را نشان

می‌دهد (0.32-0.78) که منعکس کننده تفریق پلاژیوکلاز است. الگوی عناصر حاکی کمیاب بهنجار

شده به گوشته اولیه، آنومالی‌های منفی از Ba، Sr، Nb، Ce و Nd نشان می‌دهند. فلدسپات پتاسیم دار،

ضریب جدایش بالایی برای Ba دارد و آنومالی منفی Ba می‌تواند به دلیل تفریق این کانی باشد.

همچنین تفریق پلاژیوکلاز می‌تواند دلیل آنومالی منفی Sr باشد. نمونه‌های تویه‌دروار، غنی شدگی

^۱Assimilation and fractional crystallization

شدیدی از عناصر LREEs نسبت به HREEs نشان می‌دهند که شاخص گرانیوتئیدهای نوع A است همچنین غنی شدن آشکار از بعضی عناصر LILE (مانند Rb و Th) و HFSE (مانند Zr، Y و REEs) بجز Eu و آنومالی منفی Ba و Sr نسبت به گوشته اولیه ویژگی خاص گرانیوتئیدهای نوع A است (Whalen et al., 1987; Wu et al., 2002). آنومالی منفی Nb عموماً از ویژگی‌های پوسته قاره‌ای است (Han et al., 1997). وجود این آنومالی در گرانیوتئیدها، آلودگی پوسته‌ای در طول جایگیری ماگما را منعکس می‌کند. دلیل دیگر آنومالی منفی Nb و همچنین Ti در گرانیوتئیدها، مربوط به تفریق ایلمنیت، روتیل و تیتانیت در طول تفریق ماگما است (Green, 1994; Han et al., 1997). کانی‌های فرعی مانند تیتانیت، ایلمنیت، روتیل، فلئور آپاتیت، آلانیت، موناژیت و زیرکن نقش مهمی در کنترل محتوای عناصر HFSEs (مانند Y، Ta، Nb و Th) دارند، زیرا آن‌ها از ضرایب توزیع بالایی برای این عناصر برخوردارند (Rollinson, 1993).

Gromet & Silver (1983) نشان دادند که آلانیت و تیتانیت در بعضی گرانیوتئیدها ۸۰-۹۵٪ عناصر نادر خاکی را در برمی‌گیرند. به طور مشابه آلانیت، تیتانیت، فلئور آپاتیت، زیرکن، موناژیت و توریت، تمرکز عناصر REE، Y، Th و U در گرانیوتئیدهای متآلومین را کنترل می‌کنند (Bea, 1996). بنابراین با خروج این کانی‌های فرعی در طی ذوب بخشی یا تبلور تفریقی از ماگما و انباشت آن‌ها در سنگ‌های مختلف تفسیر طرح‌های عناصر نادر سنگ‌های حاصل، پیچیده‌تر می‌شود (Whalen et al., 1996). تھی شدگی‌ها از Eu و Ti در نمودار چند عنصری (عنکبوتی) مشهود است (شکل ۵-۶) و همچنین در الگوی

عناصر خاکی کمیاب (شکل ۵-۵). بهر حال تفریق پلاژیوکلاز منجر به افزایش محتوای Rb و به طور چشمگیری کاهش محتوای Sr می‌شود، به عنوان یک نتیجه می‌توان گفت نسبت K/Rb با تفریق پلاژیوکلاز افزایش پیدا خواهد کرد (Han et al., 1997). همچنین صعود ماگما از میان پوسته قاره‌ای می‌تواند منجر به هضم و تبلور تفریقی و افزایش نسبت‌های Rb/K و LILE/HFSE شود (2014 Arjmandzadeh and Santos.,).

۷-۴- بررسی ویژگی‌های محل منشاء گرانیتوئید تویه دروار

عناصر کمیاب می‌توانند اطلاعات بسیار ارزشمندی را جهت تشخیص ویژگی‌های محل منشاء ماگماها ارائه دهند. با استفاده از این اطلاعات می‌توان به ویژگی‌هایی مانند میزان غنی شدگی محل منشاء، فازهای درگیر در ذوب محل منشاء و عمق منشاء گیری ماگما آگاه شد. در ادامه به منشاء گرانیتوئید تویه دروار خواهیم پرداخت.

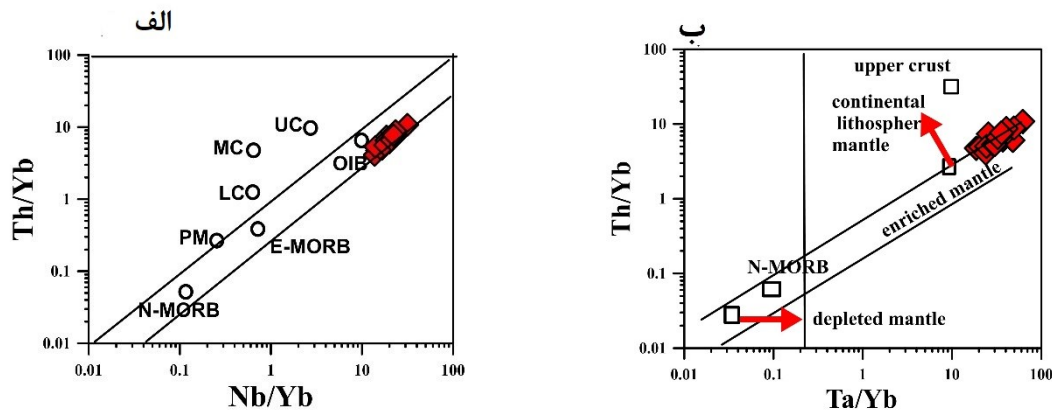
۷-۴-۱- نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb (Pearce, 2008)

به دلیل غنی شدگی گرانیتوئید نوع A از عناصر کمیاب، با استفاده از این عناصر و رفتار ژئوشیمیایی آن‌ها طی تحول ماگمایی، می‌توان از نسبت عناصر LILE به عناصر HFSE برای ارزیابی ژئوشیمیایی و تعیین پتروژنز گرانیتوئیدها استفاده کرد. از جمله این نمودارها، نمودار Th/Yb در مقابل Th/Yb (Pearce, 2008) شکل ۷-۵ الف و نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1983) شکل ۷-۵ ب است در این نمودارها، مقادیر Nb، Th و Ta برای حذف اثر فرآیندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی

نسبت به Yb بهنجار شده‌اند (Pearce, 2008). گرانیتوئیدهای منطقه تویه‌دروار دارای منشاء مشابه OIB هستند.

۷-۴-۲- نمودار Th/Yb در مقابل Ta/ Yb (Pearce,1983)

براساس نمودار Th/Yb در مقابل Ta/ Yb (Pearce,1983) گرانیتوئید تویه‌دروار دارای منشاء گوشته‌ای غنی شده است (شکل ۷-۵-ب)



شکل ۷-۵- نمودار تعیین موقعیت تکتونیکی نمونه‌های تویه‌دروار الف) نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb (Pearce, 2008) ب) نمودار Th/Yb در مقابل Ta/ Yb (Pearce,1983). میزان N-MORB، E-MORB، OIB و primordial mantle (PM) از Sun and McDonough (1989)؛ میزان پوسته پایینی (LC)، پوسته میانی (MC) و پوسته بالایی (UC) از Rudnick and Fountain (1995).

۷-۵- پتروژنز توده گرانیتوئیدی تویه دروار

میزان نسبت ایزوتوپی اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برای گرانیتوئید تویه دروار از 0.70678 تا 0.70562 متغیر است. این مقدار بر اساس استفاده از میزان واپاشی ^{87}Rb که به وسیله (Villa et al. (2015) پیشنهاد شده، محاسبه شده است.

نسبت‌های ایزوتوپی اولیه $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برای گرانیتوئید تویه دروار بین 0.51216 - 0.51214 است. این میزان، ارتباط بین گرانیتوئید تویه دروار و گوشته غنی شده نوع ۱ را نشان می‌دهد (شکل ۶-۲). گوشته غنی شده با میزان پایین $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و میزان متغیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ مشخص می‌شود. گوشته غنی شده نوع ۱ با نسبت پایین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و گوشته غنی شده نوع ۲ با نسبت بالای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ مشخص می‌شوند (Zindler and Hart, 1986). بنابراین به لحاظ نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd سنگ‌های توده تویه دروار می‌توانند در اثر تفریق ماگمایی مذاب‌های مافیک تولید شده در یک منبع گوشته‌ای غنی شده به وجود آمده باشند. فرایندی که در بعضی محیط‌های زمین ساختی کششی اثبات شده است. همینطور ویژگی‌های ایزوتوپی Sr-Nd با ویژگی‌های ژئوشیمیایی عنصری سنگ‌های مطالعه شده ای که به عنوان گرانیتوئید نوع A تقسیم بندی شده سازگاری دارد. بهرحال اثر انگشت ایزوتوپی مشابه می‌تواند نتیجه ذوب پوسته زیرین مافیک در نتیجه جایگیری قبلی و یا تبلور ماگمای بازالتی تولید شده در گوشته غنی شده یا از طریق اختلاط اجزای گوشته تهی شده (به وسیله اختلاط ماگمایی یا هضم سنگ‌های پوسته‌ای به وسیله ماگمای مافیک) باشد.

میزان منفی جزیی ϵNd از -1.51 تا -1.11 و آنومالی منفی جزیی Nb در نمونه‌های مطالعه شده می‌تواند به آلودگی پوسته‌ای نسبت داده شود. نسبت‌های Nb/La برای نمونه‌ها بیشتر از 0.5 (1.10 تا 0.53) است، که احتمالاً منعکس کننده آلودگی پوسته‌ای است (Faure, 2013). فرایند آلودگی پوسته‌ای از طریق شواهد زیر نیز پیشنهاد شده است: (۱) تهی شدگی از HFSE (مانند Nb و

(Ti نسبت به LILEs و LREEs نشانگر آلودگی پوسته‌ای در طی صعود ماگمای اولیه گرانیتوئید است. (۲) نسبت $Nb/Ta = 0.47$ تا 0.77 نشان دهنده این است که ماگمای گرانیتوئیدی مستقیماً از یک منبع پوسته قاره‌ای منشأ نگرفته‌است (Eby, 2006). (۳) غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREEs مانند Rb, K, Ba, Th و Cs و تمرکز پایین عناصر انتقالی مانند V و Sc می‌تواند نشان دهنده یک منشأ گوشته‌ای غنی شده زیر لیتوسفر قاره‌ای باشد.

گرانیتوئیدهای نوع A می‌توانند دارای دامنه وسیع تغییرات ترکیب ایزوتوپی Sr- Nd- Pb باشند که اغلب به عنوان نتیجه ذوب بخشی مشخص پوسته‌ای و عضوهای نهایی مشتق شده از گوشته تفسیر می‌شود. (Bonin, 1999; Dargahi et al., 2010)

بر طبق داده‌های ژئوشیمیایی و مخصوصاً داده‌های ایزوتوپی، چندین مدل پتروزنتیکی را برای گرانیتوئید تویه‌دروار پیشنهاد می‌کنیم:

- (۱) تشکیل گرانیتوئید نوع A در محیط‌های زمین‌شناسی متفاوت و نسبت‌های مختلفی از اختلاط پوسته و گوشته رخ می‌دهد. گرانیتوئید تویه‌دروار احتمالاً از گوشته تهی شده‌ای که متحمل متاسوماتیسم شده و از LILE و REE غنی شده است منشأ گرفته‌است.
- (۲) شواهد ایزوتوپی با یک منبع گوشته‌ای غنی شده برای ماگمای والد گرانیتوئید سازگار است. بعلاوه بعضی شواهد زمین‌شناسی مانند تهی‌شدگی از Nb و Ti نسبت به LILE و LREE پیشنهاد می‌کند که فرضیه رخداد آلودگی پوسته‌ای را نمی‌توان از نظر دور کرد.
- (۳) تفریق ماگماهای مافیک مشتق شده از گوشته همراه یا بدون مشارکت مواد پوسته‌ای قدیمی.

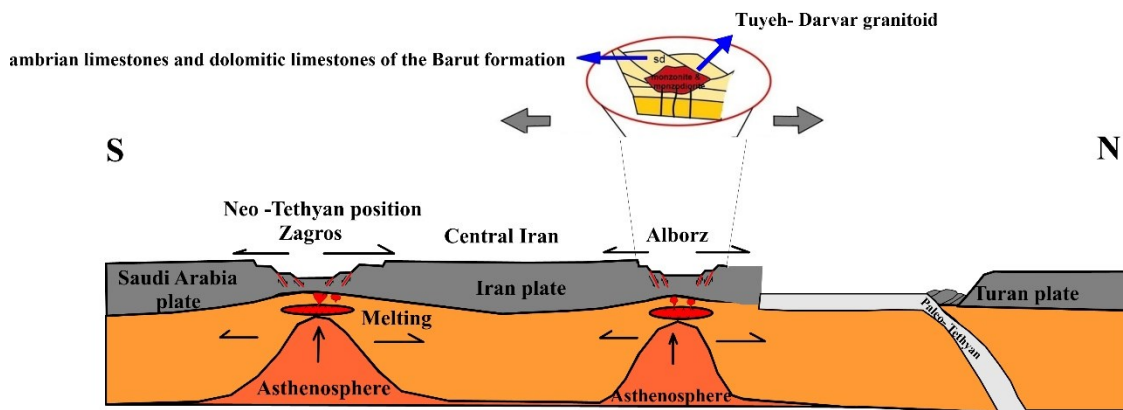
۷-۶- الگوی زمین ساختی - ماگمایی تشکیل گرانیتوئید تویه دروار

Berberian & King (1981) پیشنهاد کردند در طول پالئوزوئیک، کراتون پرکامبرین در ایران به عنوان صفحه قاره‌ای به نسبت پایدار معرفی شده‌است و سنگ‌های رسوبی اپی کانتیننتال در عربستان، کوه‌های البرز، جنوب ترکیه، افغانستان و پاکستان رخ داده‌اند که این نشان می‌دهد البرز از کامبرین تا پالئوزوئیک بالایی قسمتی از گندوانا بوده‌است. Horton et al. (2008) پیشنهاد کردند که ایران در طول پالئوزوئیک قسمتی از گندوانا بوده‌است. Saccani et al. (2013) این نظریه را تایید کرد. بر طبق نظر Muttoni et al. (2009)، ایران از اوردوئیسین تا کربنیفر در حاشیه شمالی گندوانا واقع شده‌است. از انتهای پرمین تا شروع تریاس همزمان با باز شدن اقیانوس نئوتتیس بین ایران و عربستان، ایران از گندوانا جدا شد و نهایتاً به اوراسیا پیوست (Muttoni et al., 2009). به نظر می‌رسد که ایران ۲۵۰۰-۳۰۰۰ کیلومتر را در حدود ۳۵ میلیون سال به سمت شمال حرکت کرده‌است (۷-۸ سانتی متر در سال) (Alavi, 1996).

بر اساس مراجع ذکر شده که در بالا آورده شده است و داده‌های به‌دست آمده ما تکامل زمین ساختی پالئوتتیس در غرب گندوانا در کربنیفر زیرین در ایران را بازسازی کرده‌ایم. به دلیل فرورانش ورقه البرز به زیر توران و سقوط ورقه اقیانوسی به درون گوشته در بخش جنوبی زون فرورانش ورقه قاره ای البرز دچار کشش و گسیختگی می‌شود و فشار وارد بر گوشته کم می‌شود، استنوسفر به طور آدیاباتیک بالا می‌آید و دچار ذوب بخشی می‌شود و ماگمای بازالتی تولید می‌شود. این ماگما با نفوذ به قاعده پوسته تحتانی قاره ای باعث ذوب پوسته گرانولیتی و ایجاد مذاب بخشی گرانیتوئیدی می‌شود. همزمان ماگمای بازالتی نیز دچار تبلور تفریقی می‌شود و بخش تفریق یافته آن با مذاب پوسته ای مخلوط می‌شود و می‌تواند ماگمای گرانیتوئیدی تولید کند (شکل ۷-۶).

- ما پیشنهاد می‌کنیم ماگمای سازنده این توده از ذوب بخشی یک ستون گوشته‌ای آستروسفری بالا آمده در زیر پوسته قاره‌ای نازک شده البرز ایجاد شده و در محیط کششی کافتی مرتبط با کشش‌های پالتوتیس در واحدهای کامبرین زیرین در عمق کم نفوذ کرده‌است.

Carboniferous Time



شکل ۶-۷ - مراحل تکامل اقیانوس تئیس در ایران و مدل تکتونوماگمایی تشکیل گرانیتوئید تویه دروار.

فصل ہشتم

تجویز گیری

۸-۱- نتایج

نتایج به دست آمده از مجموع مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی، میکروپروب و ایزوتوپی بر روی توده گرانیتوئیدی تویه دروار به شرح زیر است:

- بر اساس مشاهدات و برداشتهای صحرایی، توده گرانیتوئیدی تویه دروار به صورت گنبدی شکل با مساحت حدود ۳۰ کیلومتر مربع به درون واحدهای سنگی سازندهای پالئوزوئیک پیشین (باروت، زاگون و لالون) نفوذ کرده است. در بعضی از قسمت ها، در محل تماس توده گرانیتوئیدی با سازند باروت آثار کانی زایی آهن، فلوتور و باریم دیده می شود.

در بخش شمالی توده، آهکهای کرمی شکل سازند الیکا با امتداد شمال شرق - جنوب غرب و شیب ۶۵ تا ۸۰ درجه به سمت شمال بر روی سازند باروت و توده گرانیتوئیدی رانده شده است. این توده اگرچه در ظاهر یکنواخت به نظر می رسد، اما در بعضی قسمت ها، سری های تفریق یافته تر سینیتی نیز در آن مشاهده می شود. هیچ زینولیت یا زینوکریستی در این توده مشاهده نمی شود. دلایل متعددی برای این امر وجود دارد که شامل طبیعت قلیایی و شوشونیتی ماگما و محتوای بالای فلوتور در آن است که سبب ناپلیمریزه شدن ماگما و کاهش گرانیروی آن شده به طوری که هیچ زینولیت یا زینوکریستی امکان بالا آمدن با ماگما را نمی یابد.

- بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگهای توده نفوذی تویه دروار شامل مونزونیت، کوارتز مونزونیت و مونزودیوریت با ترکیب غالب مونزونیتی هستند. از نظر کانی شناسی، این سنگها از نسبت های مختلفی از پلاژیوکلازهای نیمه خود شکل و ارتوکلازهای غالباً پرتیتی، همراه با مقادیر متغیری از آمفیبول، بیوتیت و کوارتز تشکیل شده اند. کوارتز هم در مقادیر کم، به صورت ناخود شکل در بین پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کانی های دیگر دیده می شود. البته این کانی به شکل گرانوفیری، میکروگرافیک و میرمیکیتی در سنگ های مختلف توده دیده می شود. حضور بافت گرانوفیری، جایگزینی توده در عمق کم را نشان می دهد. این بافت، حاصل هم رشدی کوارتز و فلدسپار پتاسیم از یک مذاب سیلیسی در نقطه یوتکتیک

است. البته، بافت غالب سنگ‌های توده از نوع دانه‌ای می‌باشد. کانی‌های فرعی موجود در سنگ‌های توده شامل آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های اپک (مگنتیت، هماتیت و پیریت) و کانی‌های ثانویه نیز شامل کلریت، اپیدوت، اسفن، کانی‌های اپک (هماتیت، مگنتیت، پیریت)، سریسیت، کانی‌های رسی و کلسیت هستند.

- در نمودار رده بندی شیمیایی (Middlemost (1994) نمونه‌ها در قلمرو مونزونیت و مونزودیوریت، در نمودار رده‌بندی (Frost and Frost (2008) ، در قلمرو گرانیتوئیدهای آهن‌دار و در نمودار تعیین درجه اشباعی آلومین (Shand (1943) در گستره متاآلومین تا پر آلومین قرار می‌گیرند. گرانیتوئیدهای نوع A متا آلومین تا کمی پرآلکالن هستند (Blatt et al., 2006). قرارگیری نمونه‌ها در موقعیت پرآلومین می‌تواند به دلیل تجزیه پلاژیولازها و از دست رفتن مقادیری از K_2O , Na_2O و CaO و افزایش نسبی Al_2O_3 ، جدایش هورنبلند و یا ناهمگونی آب در سنگ مادر باشد.

- در نمودار بهنجار شده به کندریت (Boynnton (1984) نمونه‌های توده گرانیتوئیدی توبه‌دروار غنی - شدگی از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین نشان می‌دهند که به عنوان یک ویژگی بارز گرانیتوئیدهای نوع A مطرح می‌شود (King et al., 1997; Dall'Agnol et al., 1999; Lenharo et al., 2002; Alirezai and Hassanzadeh, 2012). همچنین نسبت بالای $62/57$ - $(La/Lu)_N = 12/98$ و $(Gd/Yb)_N = 2/3 - 4/8$ و آنومالی منفی Eu نشان می‌دهند. در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and Mc Donough (1998) ناهنجاری منفی از Ti, Nb, Sr و مثبت از Pb دیده می‌شود که از ویژگی بارز گرانیتوئید نوع A است.

- آنومالی منفی Eu ($0/78 - 0/32$) و Sr را می‌توان به تفریق پلاژیوکلاز و آنومالی منفی Ba را به تفریق فلدسپات پتاسیم که از ضریب توزیع بالایی برای این عنصر برخوردار است، نسبت داد. آنومالی منفی Nb مهم‌ترین شاخص پوسته قاره‌ای است (Brown et al., 1984; Tarney and Weaver, 1987; Han et al., 1997) و می‌تواند نشانه آلودگی پوسته ای ماگمای گرانیتوئیدی گوشته‌ای سازنده توده توبه‌دروار در خلال جایگیری باشد. دلیل دیگر آنومالی منفی Nb و Ti می‌تواند تفریق ایلمنیت، روتیل

و تیتانیت در طول تفریق ماگما باشد (Green, 1994; Han et al., 1997). کانی‌های فرعی مانند تیتانیت، ایلمنیت، روتیل، فلورآپاتیت، آلانیت، مونازیت و زیرکن نقش مهمی در مقدار HFSEs مانند (Y, Ta, Nb, and Th) دارند، زیرا این عناصر از ضریب توزیع بالایی در این کانی‌ها برخوردارند. Nb و Ta بطور قوی در روتیل سازگارند (Foley., et al 2000). غنی شدگی نمونه‌ها از LILE و غلظت پایین عناصر انتقالی مانند V و Sc می‌تواند به دلیل وجود یک خاستگاه گوشته‌ای غنی شده زیر لیوسفر قاره‌ای برای ماگما باشد. در نمودار تعیین محیط زمین ساختی (Pearce et al. (1984) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده درون ورقه‌ای (WPG) قرار می‌گیرند. در نمودارهای طبقه‌بندی انواع گرانیتوئیدها از (Whalen et al. (1987) در قلمرو گرانیتوئیدهای نوع A و در تقسیم‌بندی (Eby (1992) در محدوده A₁ واقع می‌شوند. گرانیتوئیدهای نوع A₁، به عنوان ماگماهای حاصل از منابع گوشته‌ای مشابه با منابع بازالت‌های جزایر اقیانوسی معرفی شده‌اند که در جایگاه‌های ناکوهزایی نظیر کافت‌های قاره‌ای در خلال ماگماتیسیم درون ورقه‌ای تشکیل می‌شوند. گرانیتوئیدهای نوع A₂ گرانیت‌های پس از برخورد و جایگزین شده در انتهای دوره طولانی جریان گرمایی بالا و ماگماتیسیم گرانیتی ناشی از آن هستند.

- نتایج حاصل از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی بیانگر ارتباط گرانیتوئید تویه- دروار با ماگماتیسیم کافتی پالئوتتیس البرز می‌باشد. ماگمای سازنده این توده از ذوب بخشی یک ستون گوشته‌ای آستونسفری بالا آمده در زیر پوسته قاره‌ای نازک شده البرز ایجاد شده و در محیط کششی کافتی مرتبط با بازشدن پالئوتتیس در واحدهای کامبرین زیرین در عمق کم نفوذ کرده‌است.

- محدوده ترکیبی پلاژیوکلازها، آلبیت تا الیگوکلاز و فلدسپار آلکالن ۷۵-۹۸ درصد (Or) است. شیمی کانی بیوتیت در این توده بیانگر ترکیب بیوتیت آهن‌دار، قلیایی، ناکوهزایی و محیط کششی برای آن است. آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های این توده از نوع کلسیم‌دار فشار پایین با ترکیب فروهورنبلند و با منشاء آذرین هستند. بکارگیری روش‌های دما-فشارسنجی به ترتیب دماهای ۷۳۰-۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای کمتر از ۲ کیلو بار را برای توقف تبادل و تعادل نهایی آمفیبول در توده نفوذی تویه‌دروار به‌دست داده است که با عمق جایگیری کمتر از ۵ کیلومتر توده سازگار است. وجود بافت‌های

ریزبلور واکنشی هیپرسالوس تا سابسالوس (پرتیتی، میرمکیتی، گرافیک، گرانوفیری) در سنگ‌های توده و نبود دگرگونی همبری آشکار در اطراف آن، نشانگر بالآمدن و جایگیری دیاپیری توده در حالت نسبتاً جامد و سرد در اعماق کم پوسته است. وجود رگه‌های معدنی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن- منگنز، فلوریت، باریت، سرب و روی در سنگ‌های میزبان توده، نیز از نشانه‌های آشکار برای تأیید این گفته‌هاست.

- نتایج سن سنجی U-Pb به روش LA- ICP- MS بر روی دانه‌های زیرکن جدا شده از سه نمونه سنگی، سن 327 ± 5 میلیون سال، کربنیفر زیرین (اشکوب Sepukhovian) را برای تبلور و جایگیری نهایی گرانیتوئید تویه دروار پیشنهاد می‌کند.

- میزان نسبت ایزوتوپی اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برای گرانیتوئید تویه دروار از $0.70678 - 0.70562$ است. این گرانیتوئید تغییراتی را در میزان نسبت ایزوتوپی اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در مقایسه با مقدار یکنواخت ایزوتوپ Nd نشان می‌دهد که این یکی دیگر از خصوصیات برجسته گرانیتوئید نوع A است (Han et al., 1997).

- نسبت‌های ایزوتوپی اولیه $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برای گرانیتوئید تویه دروار بین $0.51216 - 0.51214$ متغیر است. این میزان تقریباً یکسان، ارتباط بین گرانیتوئید تویه دروار و گوشته غنی شده را نشان می‌دهد. بنابراین، به لحاظ نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd سنگ‌های توده تویه دروار می‌توانند در اثر تفریق ماگمایی مذاب‌های مافیک تولید شده در یک منبع گوشته‌ای غنی شده به وجود آمده باشند. بروز این فرایند، در بعضی از محیط‌های زمین ساختی کششی اثبات شده است.

- میزان منفی جزئی ϵNd از -1.51 تا -1.11 و آنومالی منفی جزئی Nb در نمونه‌های مطالعه شده می‌تواند به آلودگی پوسته‌ای نسبت داده شود. نسبت‌های Nb/La برای نمونه‌ها بیشتر از 0.5 (1.10) تا 0.53 (Nd/La) است، که احتمالاً منعکس کننده آلودگی پوسته‌ای است.

- ماگمای مافیک مادر سازنده گرانیتوئید تویه دروار در یک محیط کافتی مرتبط با کشش‌های پالئوتتیس در کربنیفر زیرین تشکیل و بالا آمده و در نهایت به داخل واحدهای سنگی کامبرین در عمق کم نفوذ کرده است.

منابع:

- امیدی پ، (۱۳۸۰) "تحلیل ساختاری و دینامیکی تفصیلی زون‌های گسلی در حاشیه جنوبی البرز خاوری"، رساله دکترا، دانشگاه تربیت مدرس.
- امیرسرداری د، (۱۳۷۷) "بررسی میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی عضوهای ۳،۴ و ۵ میلا در البرز شرقی"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- امین رسولی ه، لاسمی ی و ظاهری ش، (۱۳۹۳) "چینه‌نگاری سکانسی بخش‌های ۳-۱ میلا خاور البرز مرکزی" نشریه علوم زمین، دوره ۲۳، شماره ۹۱، ص ۲۵-۳۸.
- امین رسولی ه، (۱۳۷۸) "سازند لالون و عضو ۱ و ۲ سازند میلا در البرز شرقی"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.
- آقابات‌ی س، (۱۳۸۳) "زمین‌شناسی ایران" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ص.
- جهانی د، (۱۳۷۹) "تحلیل حوضه‌های رسوبی الیکا در البرز مرکزی و خاوری"، رساله دکتری زمین‌شناسی، شاخه رسوب‌شناسی و سنگ‌های رسوبی، واحد علوم و تحقیقات دانشگاه آزاد اسلامی، تهران ۲۵۰ص.
- حاجیان م، (۱۳۸۵) "تحلیل ساختاری منطقه تویه- دروار (باختر دامغان)"، پایان نامه ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی.
- حمدی ب، (۱۳۷۴) "سنگ‌های پرکامبرین - کامبرین در ایران" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۵۳ص.
- خادمی م، (۱۳۷۵) "بررسی و تحلیل گسل‌های دامغان و عطاری در گستره دامغان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس.
- خانعلی‌زاده ع، قاسمی ح، (۱۳۸۴) "پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی توده مونزونیتی تویه - دروار، جنوب غرب دامغان" مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران، ص ۵۵۳-۵۶۳.
- درویش‌زاده ع، (۱۳۸۵) "زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی، تکتونیک، دگرگونی و ماگماتیسم" چاپ دوم، انتشارات امیر کبیر، تهران، ۴۳۴ صفحه.
- رحیمی ب، (۱۳۸۱) "مطالعات ساختاری رشته کوه البرزدر شمال دامغان"، رساله دکترا، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۸ صفحه.
- رستمی پایدار ق، (۱۳۸۰) "آنالیز رخساره، ژئوشیمی و ژنز کانسار فلوتورین میلا کوه- تویه در سازند سلطانیه"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

سعیدی ع، اکبرپور م، ر، (۱۳۷۱) " نقشه زمین شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر " سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

شوشتری زاده پ، یزدی م، ترابی دستگردوئی ح، (۱۳۸۴) " معرفی و بررسی کنودنت‌های دونین بالایی در مقطع تویه- دروار " مجموعه مقالات نهمین انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم.

طاهری ا، (۱۳۹۱) " تحلیل خمیدگی‌های ساختاری و مدل جنبشیگسل‌ها در ناحیه دشت بو (شمال باختر دامغان) "، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۰۴ صفحه.

فولادیان ا، (۱۳۹۱) " جغرافیایی تویه- دروار "

قاسمی ح، (۱۳۷۱) " بررسی پترولوژی و زمین‌شناسی سنگ های آذرین نفوذی منطقه بوئین - میاندشت، جنوب شرقی الیگودرز "، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۲۳۹ صفحه.

قاسمی ح، خانعلی‌زاده ع، (۱۳۹۱) " گرانیتوئید نوع A تویه دروار، جنوب باختر دامغان: نشانه‌ای از ماگماتیسم حوضه کششی پالئوژئیک در پالئوژئیک زیرین البرز " مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، سال بیستم، شماره ۱، ص ۲۴-۳.

قاسمی ح، درخشی م، (۱۳۸۷) " کانی‌شناسی، ژئوشیمی و نقش فرآیند جدایش مکانیکی بلورهای الیوین در تشکیل سنگ‌های آذرین پالئوژئیک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طبس، ایران مرکزی " مجله بلور شناسی و کانی‌شناسی ایران، سال شانزدهم، شماره دوم، ص ۲۰۷-۲۲۴.

قاسمی ح، و کاظمی ز، (۱۳۹۲) " محیط زمین‌ساختی و ویژگی‌های خاستگاه سنگ‌های سازند ابرسج (اردوویسین فوقانی)، البرز شرقی، شمال شاهرود " مجله بلور شناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، ص ۳۴۷-۳۷۰.

قوچی اصل ا، (۱۳۸۳) " رخساره محیط رسوبی سازند دروار، جنوب باختر دامغان "، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

لاسمی ی، (۱۳۷۹) " رخساره‌ها، محیط رسوبی، چینه نگاری سکاسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوژئیک ایران " سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۷۸، ۱۸۰ صفحه.

لاسمی ی امین رسولی ه، (۱۳۸۳) " رخساره‌های کربناته در واحد شیلی سازند لالون: یافته‌های نو در ناحیه تویه- دروار (جنوب باختری دامغان) " فصلنامه علوم زمین، سال دوازدهم، شماره ۵۴، ص ۶۹-۷۹.

مرتضوی م، شیخ ذکریایی ج و غفاری فاخر م، (۱۳۹۰) " تعیین شیمی کانی، دما - فشار سنجی و عمق جایگیری ماگمایی گرانیتوئیدی در منطقه نوچون، رفسنجان، کرمان " مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی (ISIAU)، سال ۲۱، شماره ۸۱، ۷۹-۱۰۳.

نظری ح، شهیدی ع، (۱۳۹۰) "زمین ساخت ایران (البرز)" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پژوهشکده علوم زمین، ۹۵ص.

ولی زاده م، قاسمی ح، (۱۳۷۲) "پتروژنز توده گرانیتوئیدی بوئین- میاندشت، جنوب شرقی الیگودرز" فصلنامه علوم زمین، سامان زمین شناسی کشور، شماره ۷، ص ۸۳-۷۴.

References

- Abbott R. 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.
- Abdel-Rahman A. F. M. (1994) " Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas" Journal of petrology., 35, 525-541.
- Agemar T. Wörner G. Heumann A. (1999) " Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water? " Contributions to Mineralogy and Petrology., 136, 331-344.
- Alavi M. (1996) "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran" Journal of Geodynamics., 21, 1-33.
- Alirezai S. Hassanzadeh J. (2012) "Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran" Lithos., 151, 122-134.
- American Association of Petroleum" Geologists" .,52, 1229-1258.
- Andersen T. (2002) "Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report Pb-204" Chemical Geology .,192, 59-79.
- Anderson J.L. Smith D.R. (1995) "The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer" American Mineralogist., 80, 549-559.
- Arjmandzadeh R. Santos J. (2014) "Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu-Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran" International Journal of Earth Sciences., 103, 123-140.

- Bagheri S. and Stampfli G. M. (2008) "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications" *Tectonophysics.*, 451, 123-155.
- Barbarin B. (1998) "A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments ", *Lithos .*, 46, 605-626.
- Barker .D. (1983) "Igneous rocks" Prentice Hal ., pp.417.
- Becker H. Fostr H. Soffel M. (1973) "Center former part of Gondwana land? Plaleomagnetic from infrcambrian roks and Iron ore of Central Iran" *Zeitschrift Fur Geophysic .*, Seite 953-963. Physica-Verlag, Wurzburg.
- Berberian M. King G.C.P. (1981) " Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran" *Canadian Journal of Earth Sciences .*, 18, 210–265.
- Black L.P. Kamo S.L. Allen C.M. Aleinikoff J.A. Davis D.W. Korsch J.R. and Foudolis C. (2003) "TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology" **Chem. Geol.**, 200, 155-170.
- Blatt H. Tracy R. Owens B. (2006) " Petrology: igneous, sedimentary, and metamorphic" Macmillan, Pp. 415
- Bonin B. (1999) "Alkaline rocks and geodynamics" *Turkish Journal of Earth Sciences.*, 7, 105–118.
- Bonin B. (2007) "A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects" *Lithos* 97, 1-29.
- Bonin B. (2007) "A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects", *Lithos.*, 97, 1–29.
- Boynton W. V. (1984) "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies" *Developments in geochemistry .*, 2, 63-114.
- Boynton W. V. (1984) "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies" *Developments in geochemistry .*, 2, 63-114.
- Brown M. (2001) "Orogeny, migmatites and leucogranites: a review" *Journal of Earth System Science .*, 110(4): 313-336.
- Brunet M.F Korotaev M Ershov A Nikishin A (2003) "The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling" *J OF Sedimentary Geology.*, vol. 156, pp. 119-148.

- Castroo A. Moreno-Ventas I. de la Rosa J. D. (1991) "H-type (hybrid) granitoids. a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature" *Earth Science Reviews.*, 31, 237-253.
- Chappell B.W. Bryant .C.J. Wyborn D. White. A. J.R. Williams. S. I. S. (1998) "High- and low-temperature I type granites". *Resource Geology .*, 48, 225-36.
- Chappell B.W. White A.J.R. (1974) "Two contrasting granite types" *Pacific Geology.*, 8, 173–174.
- Chivas A.R. (1982) "Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization" *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, 78, 389-403.
- Clarke D.B. (1992) "granitoid rocks" Chapman & Hall publisher., London 283p.
- Cocks L. R. M. and Torsvik T. H. (2002) "Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review" *J Geol Soci Lond.*, 159, 631-644.
- Collins W.J. (1998) "Evaluation of petrogenetic models for ----Lachlan Fold Belt granitoids: implications for crustal architecture and tectonic models" *Aust. J. Earth Sci.*, 45, 483–500.
- Collins W.J. Beams S.D. White A.J.R. Chappell B.W. (1982) "Nature and origin of A-type granites with articular reference to southeastern Australia" *Contributions to Mineralogy and Petrology .*, 80, 189–200.
- Cosca M.A. Essene E.J. Bowman J.R. (1982) "Complete chemical analyses of metamorphic hornblendes: implications for normalizations, calculated H₂O activities, and thermobarometry" *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, 108, 472-484.
- Creaser R.A. Price R.C. Wormald R.J. (1991) "A-type granites revisited: Assessment of a residuals source model" *Geology* vol. 19, 163-166.
- Dai J. Wang C. Hébert R. Li Y. Zhong H. Guillaume R. Bezard R. Wei Y. (2011) "Late Devonian OIB alkaline gabbro in the Yarlung Zangbo Suture Zone: Remnants of the Paleo-Tethys" *Gondwana Research.*, 19, 232–243.
- Dall'Agnol, R., et al. (Ed.), *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton* Abstract Volume and Field Trips Guide. Belem, PRONEX-FPA/SBG-NO, p. 48.
- Dargahi S. Arvin M. Pan Y. Babaei A. (2010) "Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: constraints on the Arabian–Eurasian continental collision" *Lithos.*, 115, 190-204.

- Depaolo D. J. Wasserburge G.J. (1976) “Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ” *Journal of Geophysic Research.*, Letter.3, pp.743-746.
- Derakhshi M. and Ghasemi H. (2013) “Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: magmatic evidence for Paleotethys development”, *Arab J Geosci.*, DOI 10.1007/s12517-013-1180-2.
- Didier J. Duthou J.L. Lameyre J. (1982) “Mantle and crustal granites: Genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves” *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, 14, 125-132.
- Droop G. (1978) “A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria” *Mineralogical magazine.*, 51, 431-435.
- Earth sciences: current practices and outstanding issues” Volume 40: Vancouver, Mineralogical Association of Canada Short Course, p. 308–311.
- Eby G.N. (1990) “The A-type granitoids, a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis” *Lithos.*, 15,134.
- Eby G.N. (1992) “Chemical subdivision of the A-type granitoids, petrogenetic and tectonic implications” *Geology.*, 20, 641–644.
- Eby G.N. (1992) “Chemical subdivision of the A-type granitoids, petrogenetic and tectonic implications” *Geology.*, 20, 641–644.
- Eby G.N. (2006) “ Distinctions between A-type granites and petrogenetic pathways. In: Ernst W. Liu J. (1998) “Experimental phase-equilibrium study of Al-and Ti-contents of calcic amphibole in MORB—a semiquantitative thermobarometer” *American mineralogist.*, 83, 952-969.
- Faure G. (2013) “ Origin of igneous rocks: the isotopic evidence” Springer Science & Business Media,115
- Faure G. Mensing, T.M. (2005) “ Isotopes: principles and Applications” John Wiley and Sons, New Jersey.
- Fleet M.E. Barnett R.L. “ Al^{IV}/Al^{VI} partitioning in calciferous amphiboles from the Froid Mine, Sudbury, Ontario”, *The Canadian Mineralogist.*, 16 (1978), 527-532.
- Foley S. F. Barth M. G. Jenner G. A. (2000) “Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas” *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 64, 933-938.

- Foster M. D. "Interpretation of the composition of trioctahedral micas" United States Geological Survey Professional Paper., 354-B (1960) 11-46.
- Frost B. R. Frost C. D. (2008) "A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks" *Journal of petrology* .,49, 1955-1969.
- Fursich F.T Wilmsen M. Seyed-Emami K. and Majidifard M.R. (2009) "Lithostratigraphy of the Upper Triassic-Middle Jurassic Sheemshak Group of Northern Iran ,South Caspian to Central Iran Basin" **The Geological Society.**, London, Special Publication, 312, pp. 129-160.
- Ghavidel-Syooki G. Hassanzadeh J. and Vecoli M. (2011) "Palynology and isotope geochronology of the Upper Ordovician–Silurian successions (Ghelli and Soltan Maidan Formations) in the Khoshyeilagh area, eastern Alborz Range, northern Iran; stratigraphic and palaeogeographic implications" *Rev Palaeobot Palyno.*, 164, 251-271.
- Green T. H. (1994) "Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis—Sedona 16 years later" *Chemical Geology.*, 117, 1-36.
- Griffin W.L. Powell W.J. Pearson N.J. and O'Reilly S.Y. (2008) "GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS, in Sylvester, P., eds., *Laser Ablation-ICP-MS in the*
- Gromet L.P. Silver L.T. (1983) "Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications" *Geochimica et Cosmochimica Acta* ., 47, 925–940.
- Hammarstrom J.M. Zen E. A. (1968) "Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer" *American Mineralogist.*, 719, 1297-1313.
- Han B. F. Wang S. G. Jahn B. M. Hong D. W. Kagami H. Sun Y. L. (1997) " Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd–Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth" *Chemical Geology.*, 138, 135-159.
- Helmy H. Ahmed A. El Mahallawi M. Ali S. (2004) " Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications" *Journal of African Earth Sciences.*, 38, 255-268.
- Hendry D. Chivas A. Long J. Reed S. (1985) "Chemical differences between minerals from mineralizing and barren intrusions from some North American porphyry copper deposits" *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, 89, 317-329.

- Henry D.J. Guidotti C.V. 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.
- Hollingworth J. Nazari H. Ritz J. Salamati R., Talebian M. Bahroudi A. Walker R. T. Rizza M. (2010) "Active tectonics of the east Alborz mountains, NE Iran: Rupture of the left-lateral Astaneh fault system during the great 856 A.D. Qumis earthquake" *J of Geophys Res.*, vol. 115, pp 1-19.
- Horton B. K. Hassanzadeh J. Stockli D. F. Axen G. J. Gillis R. J. Guest B. Grove M. (2008) "Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: implications for chronostratigraphy and collisional tectonics" *Tectonophysics.*, 451, 97-122.
- Hyndman .D.W. (1985) "Igneous and metamorphic petrologic" Graw hill company. 786pp.
- Jiang Y. H. Jiang S. Y. Ling H -F. Zhou X. R. Rui X. J. Yang W. Z. (2002) " Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid geneses" *Lithos* 63., 165-187.
- Johnson M.C. Rutherford M.J. (1989) "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks", *Geology.*, 17, 837-841.
- Karimpour M. H. Stern C. R. Farmer G. L. (2010) "Zircon U–Pb geochronology, Sr–Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran" *Journal of Asian Earth Sciences.*, 37, 384-393.
- Kertz, R. (1983) "Symbols of rock- forming minerals. *American Mineralogist*" Vol.68, PP.277-279.
- King P. L. White A. J. R. Chappell B. W. Allen C. M. (1997) "Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia", *Journal of petrology* ,38, 371-391.
- King P. L. White A. J. R. Chappell B. W. Allen C. M. (1997) " Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia" *Journal of petrology.*, 38, 371-391.

- Landenberger B. Collins W.J. (1996) "Derivation of A-type Granites from a Dehydrated Charnockitic Lower crust: Evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia" *Journal of Petrology.*, Vol. 87, 145-170.
- Le Maitre R. W. (1976) "Some Problems of the Projection of Chemical Data into Mineralogical Classifications" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 56, 181-189.
- Leake B.E. Woolley A.R. Arps C.E. Birch W.D. Gilbert M.C. Grice J.D. Hawthorne F.C. Kato A. Kisch H.J. Krivovichev V.G. Linthout K. Laird J. Mandarino J. Maresch W. V. Nickel E. H. Rock N. M. S. Schumacher J.C. Smith D.C. Stephenson N.C.N. Ungaretti L. Whittaker E.W.J. and Youzhi G. Report "Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names" *The Canadian Mineralogist.*, 35(1997), 219-246.
- Leake B.E. Woolley A.R. Arps C.E. Birch W.D. Gilbert M.C. Grice J.D. Hawthorne F.C. Kato A. Kisch H.J. Krivovichev V.G. Linthout K. Laird J. Mandarino J. Maresch W. V. Nickel, E. H. Rock N. M. S. Schumacher J.C. Smith, D.C. Stephenson N.C.N. Ungaretti L. Whittaker E.W.J. and Youzhi G. Report (1997) "Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names", *The Canadian Mineralogist.*, 35, 219-246.
- Leake B.E. (1978) "Nomenclature of amphiboles" *American Mineralogist.*, 63, 1023-1052.
- Lelubre M. (1972) "Petrographie, Petrologie" *Encyclopaedia Universalis.*, 12, pp.858-905.
- Loiselle M.C. Wones D.R. (1979) "Characteristics and origin of anorogenic granites", *Geological Society of America, Abstract with Programs.*, 11, 468.
- Ludwig K. (2012) "User's manual for Isoplot version 3.75–4.15: a geochronological toolkit for Microsoft" Excel Berkley Geochronological Center Special Publication 5.
- Lugmair G.W. and Marti K. (1978) "Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle" *Earth and Planetary Science Letters.*, 39(3), pp.349-357.
- Lyakhovich V.V. (1988) "Mantle Granitoids", *International Geology Review.*, 1257-1271.
- Martin R.F. (2006) "A-type granites of crustal origin ultimately results from open-system fenitization type reactions in an extensional environment" *Lithos.*, 91, 125–136.

- Middlemost E. A. (1994) "Naming materials in the magma/igneous rock system" *Earth-Science Reviews.*, 37, 215-224.
- Mingram B. Trumbull R.B. Littman S. Gerstenberger H. (2000) "A petrogenetic study of anorogenic felsic magmatism in the Cretaceous Paresis ring complex, Namibia: evidence for mixing of crust and mantle-derived components". *Lithos.*, 54 1 –22.
- Moody J.B. Meyer D. Jenkins J.E. (1983) "Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems" *American Journal of Science.*, 283, 48-92.
- Morgan G.B. & London D. (2012) "Process of granophyre crystallization in the Long Mountain Granite, southern Oklahoma" *Geological Society of America Bulletin.*, vol.124,pp.1251-1261.
- Mushkin A. Navon O. Halicz L. Hartmann G. Stein M. (2003) "The petrogenesis of A-type magmas from the Amram Massif, southern Israel". *J. Petrol.*, 44, 815– 832.
- Muttoni G. Mattei. M. Balini M. Zanchi A. Gaetani M. Berra F. (2009) "The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic" *Geological Society, London Special Publications*, 312, 7-29.
- Mysen B.O. (1998) "Structure and properties alkali silicate melts at magmatic temperatures" *Eur.J.Mineral*, Vol.5,pp.339-407.
- Nachit H. Ibhi A. Abia E.H. Ohoud M.B. (2005) "Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites" *Comptes Rendus Geoscience* 337., 1415-1420.
- Nachit H. (1986) "Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes: applications typologiques" *Journal of petrology.*, 35, 525-541.
- Nachit H. Razafimahefa N. Stussi J. M. Carron J-P. (1985) "Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes" *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 301., 813-818.
- Nakano T. Hayashi K. (2003) "Resource and environmental geology" *Society of Resource Geology, Tokyo*, 23 – 34 (in Japanese)
- Nakano T. Ishihara S. (2003) "Geochemical characteristics of the Akiyoshi limestones, Japan and their bearing on exploration for blind skarn deposits" *Resource Geology .*, 53, 29-36.

- Pal N. Pal D. Mishra B. Meyer F. (2001) "The evolution of the Palim granite in the Bastar tin province, Central India" *Mineralogy and Petrology.*, 72, 281-304.
- Partin E. Hewitt D. Wones D. (1983) "Quantification of ferric iron in biotite" *Geol. Soc. Am. Abstr. Program.*, p. 659.
- Patinõ Douce A.E. (1997) "Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids" *Geology.*, 25743–746.
- Pearce J. A. (1983), "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins" Nantwich, Cheshire, Shiva Publications, pp. 230-249.
- Pearce J. A. (2008) "Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust" *Lithos* 100, 14-48.
- Pearce J. A. Harris, N. B. Tindle A. G. (1984) "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks" *Journal of petrology.*, 25, 956-983.
- Pitcher W.S. (1997) "The Nature and Origin of Granite" Blackie Academic and Professional., pp. 386.
- Ridolfi F. Renzulli A. "Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130° C and 2.2 GPa", *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, 163(2012), 877-895.
- Rieder M. Cavazzini G. D'yakonov Y. S. Frank-Kamenetskii V. A. Gottardi G. Guggenheim S. Robert J. L. (1999) "Nomenclature of the micas" *Mineralogical Magazine.*, 63, 267-296.
- Rollinson H. (1993) "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation" Longman Group., UK, 352pp.
- Rollinson H. (1993) "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation" Longman Group, UK, 352pp.
- Rudnick R. L. Fountain D. M. (1995) "Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective" *Reviews of geophysics.*, 33, 267-309.
- Schmidt M.W. (1992) "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer" *Contributions to mineralogy and petrology.*, 110, 304-310.
- Sengor A. M. C. Altiner D. Cin A. Ustamoar T. and Hsu K. J. (1988) "Origin and Assembly of the Teyhyside Orogenic collage at the expense of Gondwana Land, in: Gondwana and Tethys" (ed By M G Audley charls and Hahham), **Geol. Soc. Of London.**, Spicial paper 37, pp. 119-181.

- Shabbani A.T and Lalonde A. (2003) "Composition of Biotite from Granitic Rocks of the Canadian Appalachian: A potential tectonomagmatic indicator?" **Can. Mineral.**, 41, 1381-1396.
- Shand S. J. (1943) "Eruptive Rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposit" Wiley, New York, 444p.
- Shelly D. (1993) "Microscopic study of igneous and Metamorphic rocks" Chapman & Hall ., London,184.
- Skjerlie K.P. Johnston A.D. (1993) "Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite and amphibole bearing tonalitic gneiss: implications for the generation of A-type granites" *Geology.*, 20, 263– 266.
- Spear J.A. (1984) "*Micas in igneous rocks*" In: Micas Bailey, S.W., (ed); Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy., 13, 299- 356.
- Stampfli G. M. Marcoux J. and Baud A. (1991) "Tethyan margins in space and time" In: Channell, J.E.T., Winterer, E.L., Jansa, L.F. (Eds.), Paleogeography and Paleooceanography of Tethys. *Palaeogeogr Palaeocl.*, 87, 373-409.
- Stampfli G.M, (1978) "Etude geologique generale de Elburz oriental au S Gonbad – e – qabus, (Iran, NE)" these fac Sei Univ Geneve, pp.1 -315.
- Steiger R. Jäger E. (1977) "Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology" *Earth and planetary science letters.*, 36(3), pp.359-362.
- Steiger, R. (1996) Die Geologia der west- Firuzkuh area. Mitt. Geol. inst. Eth. Univ. Zurich:145.
- Stein E. Dietl C. (2001) "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald" *Mineralogy and Petrology.*, 72, 185-207.
- Stocklin J Ruttner A Nabavi M (1964) " New Data on the lower Paleozoic, North Iran" ***Geological Survey of Iran, Report 1.***
- Stocklin J. (1968) "Structural history and tectonics of Iran: a review" *Amer Assoc Petrol Geol Bull.*, 52, ,1229-1258.
- Stöcklin J. (1968) "Structural history and tectonics of Iran: a review. Bulletin of the
- Stocklin J. Ruttner A. Nabavi M. (1964) " New Data on the lower Paleozoic, North Iran" ***Geological Survey of Iran, Report 1.***

- Sun S.S. McDonough W. F. (1989) , “Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Geological Society, London, Special Publications42, 313–345.
- Tatar M. (2001) “Etude seismotectonique de deux zones de collision continental: Le Zagros Central et l' Alborz Iran” PhD Thesis, University de Joseph Fourier.
- Thompson J.B. (1981) “An introduction to the mineralogy and petrology of the biopyriboles” Reviews in Mineralogy and Geochemistry., 9, 141-188.
- Turner S.P. Foden J.D. Morrison R.S . (1992) “Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma; an example from the Padthaway Ridge, South Australia” Lithos., 28 151– 179.
- Uchida E. Endo S. 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.PP.231-252.
- Villa I. M. De Bièvre P. Holden N. E. Renne P. R. (2015) “IUPAC-IUGS recommendation on the half-life of ^{87}Rb ” *Geochimica et cosmochimica acta* 164., 382-385.
- Villa, I. M. De Bièvre P. Holden N. E. Renne P. R. (2015) “IUPAC-IUGS recommendation on the half-life of ^{87}Rb ” *Geochimica et cosmochimica acta* 164., 382-385.
- Whalen J.B. Jenner G.A. Longstaffe F.J. Robert F. Gariépy C. (1996) “Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails Igneous Suite, Newfoundland Appalachians” *Journal of Petrology* 37., 1463-1489.
- Whalen J.B. Jenner G.A, Longstaffe F.J. Robert F. Gariépy C. (1996) “ Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails Igneous Suite, Newfoundland Appalachians“ *Journal of Petrology.*, 37, 1463-1489
- Whalen J. B. Currie K. L. Chappell B. W. (1987) “A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis” *Contributions to mineralogy and petrology .*, 95, 407-419.

- White A.J.R. (1979) "Sources of granite magmas" Geological Society of America Abstract with Programs ., 115-139pp.
- White J.C. Ren M. Parker D.F. (2005) "Variation in mineralogy, temperature, and oxygen fugacity in a suite of strongly peralkaline lavas and tuffs, Pantelleria, Italy" *The Canadian Mineralogist.*, 43, 1331-1347.
- White R. McKenzie D.P. (1989) "Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts" *Journal of Geophysical Research .*, 94, 7685–7729.
- White W.M. (2015) " Isotope Geochemistry" Wiley, Chichester. 478 pp.
- Wickham S.M. Alberts A.D. Litvinovsky B.A. Bindeman I.N. Schauble E.A. (1996) "A stable isotope study of anorogenic magmatism in East Central Asia". *J. Petrol.*, 37, 1063– 1095.
- Wones D. R. (1972) "Stability of biotite-a reply" *American Mineralogist .*, 57, 316.
- Wu F. y. Sun D-y. Li H, Jahn B m. Wilde S. (2002) "A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis" *Chemical Geology.*, 187, 143-173.
- Xiao L. He Q. Pirajno F. Ni P. Du J. Wei Q. (2008) " Possible correlation between a mantle plume and the evolution of Paleo-Tethys Jinshajiang Ocean: evidence from a volcanic rifted margin in the Xiaru-Tuoding area, Yunnan, SW China" *Lithos .*,100, 112–126.
- Yang J.H. Wu F.Y. Chung S.L. Wilde S.A. Chu M.F. (2006) "A hybrid origin for the Qianshan Atype granite, ortheast China: Geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic evidence" *Lithos.*, 89 89–106.
- Zen E. A. (1986) " Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints" *Journal of Petrology.*, 27(5), 1095-1117.
- Zhang S. Zhao Y. Song B. (2006) "Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block" *Mineralogy and Petrology .*, 87, 123-141.
- Zhang S. Zhao Y. Song B. (2006) "Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block" *Mineralogy and Petrology*, 87, 123-141.

Zindler A. Hart, S. (1986) "Chemical geodynamics" Annual review of earth and planetary sciences ., 14, 493-571.

ABSTRACT

Tuyeh- Darvar granitoid pluton is situated in 50 Km SW of Damghan in Semnan province in the eastern Alborz zone. This pluton has intruded into the early Paleozoic rock units (Barut and Lalun Formations). Based on the field observation and petrographic studies, the pluton composed of monzonite, quartz monzonite and monzodiorite. Mineralogically, the granitoid consists mainly of plagioclase and orthoclase, accompanied by minor amounts of quartz, hornblende and biotite. Accessory minerals include ilmenite, magnetite, zircon, apatite, titanite, pyrite, and chalcopyrite. Sericite, epidote, calcite, and chlorite are also often present, as secondary phases. This granitoid shows dominantly granular subhedral and porphyritic textures, but intergrowth textures, such as graphic and myrmekitic, are also observed. The composition of the plagioclase is albite-oligoclase and feldspar alkaline 98-75% or). The iron-rich biotite are the most significant mafic minerals which laying in the alkaline and anorogenic biotite fields. The amphiboles of the Touyeh- Darvar rocks are low pressure calcic type with ferro-hornblende composition and igneous origin. Application of the geothermobarometry methods yielded temperature ranges of 650–730°C and pressures less than 2 Kb for stopping of exchange and final equilibrium of amphibole in the pluton that corresponds to less than 5 km depths for emplacement depth of the pluton. Existence of fine grained hyper-solvous to sub-solvous reaction textures (perthitic, myrmekitic, graphic and granophyric) in the rocks of pluton and the lack of apparent contact metamorphism around it indicate diapiric ascend and emplacement of the pluton in a relatively cool and solid state in low depths of the crust. The veins of mineral deposits such as Fe-Mn oxide-hydroxides, fluorite, barite, lead and zinc in the pluton host rocks are the obvious evidence for these states.

The granitoid is mostly metaluminous, ferroan and alkalic monzonite to monzodiorite. These rocks have high ratios of FeO_T/MgO , Ga/Al , high concentrations of $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$, low abundances of MgO and transitional elements, strong enrichments of LREE relative to HREE and LILEs (such as Rb) and HFSEs and depletions in Sr and Ba relative to primitive mantle. They contain Fe-rich hydrous mafic minerals and magnetite. These features are typical of A-type granites.

Zircon U-Pb age show Carboniferous age (327 Ma) for the formation of this granitoid. Sr-Nd isotopic geochemistry, with initial ϵ_{Nd} values from -1.1 to -1.5 and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios between 0.70562 and 0.70678, are consistent with magmatic differentiation from

mafic melts produced from an enriched mantle source. However, other models such as melting of mafic crust or mixing of components from depleted mantle and continental crust cannot be discarded. On the basis of the U-Pb zircon age (327 Ma) and the known magmatic tectonic regime in Iran during the Paleozoic, it is suggested that the pluton, formed in a rift environment related to extension of the Paleo-Tethys in Early Carboniferous time.

Key words: A-type granitoid, Zircon U-Pb, Sr-Nd isotopes, Carboniferous, N Iran.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

PhD Dissertation in Petrology

**Mineral chemistry, isotope geochemistry and petrogenesis of Tuyeh- Darvar
granitoidic pluton**

By: Azin Naderi

Supervisor:

Dr Habibollah Ghasemi

September 2018

1