

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

رشته زمین‌شناسی گرایش پترولوژی

پایان‌نامه کارشناسی ارشد

# تعیین سن ایزوتوپی اورانیوم - سرب توده‌های گرانیتوئیدی شمال زاهدان، جنوب شرق ایران

نگارنده: رضا رهبر

استاد راهنما

دکتر مهدی رضایی کهخایی

استاد مشاور

دکتر حبیب‌ا... قاسمی

شهریور ۱۳۹۵

تقدیم به دستان پر تلاش پدرم،

چشمان امیدوار مادرم،

به قلب‌های مهربان خواهر و برادرانم،

و تقدیم به قلب صبور و باگذشت همسر عزیزم

به نام خداوندی که از شدت حضورش ناپیداست.

با توجه به عنایات خداوند متعال و مساعدت و یاری اساتید بزرگوار و دوستان عزیزی که ذکر نام همگی آن‌ها امکان پذیر نیست، اکنون که پایان نامه خود را به پایان رسانده‌ام بر خود واجب می‌دانم تا مراتب تشکر و قدردانی خود را از ایشان ابراز دارم.

از جناب آقای دکتر مهدی رضایی که‌خایی استاد راهنمای گرامی که در تمام مراحل انجام این پایان‌نامه با صبر و حوصله بنده را یاری نمودند کمال تشکر و امتنان را دارم.

از استاد مشاور جناب آقای دکتر حبیب ا... قاسمی و دیگر اساتید گروه آقای دکتر صادقیان و خانم دکتر شیبی بخاطر راهنمایی و زحمت داوری، صمیمانه تشکر و قدردانی می‌نمایم.

همچنین از کمک‌های دوستان عزیزم آقایان ازانی، ابراهیمی، بخشی، عزتی، مرادی، چنبری، قاسمی، پاشاپور، بازار نوئی، سنخواستی، عبدالهی، کرد لاجین و... خانم‌ها علی موسی، یاراحمدی، پروار و... کارمندان دانشگاه آقایان محمدیان، خانعلی‌زاده، میر باقری خانم‌ها فارسی و سعیدی کمال تشکر را دارم.

حمایت‌ها و دعا‌های پدر و مادر عزیزم در تمام مراحل زندگی شامل حال من بوده، ضمن تشکر و قدردانی از آن عزیزان، سلامتیشان را از درگاه خداوند متعال خواستارم. مراتب تشکر و سپاس خود را از خانواده محترم رضایی که‌خایی بخاطر زحماتشان ابراز می‌دارم.

و در پایان از همسر عزیزم که در مراحل مختلف این پایان‌نامه صبورانه مرا یاری نمودند بسیار تشکر و قدردانی می‌کنم.

## تعهد نامه

اینجانب رضا رهبر دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده تعیین سن ایزوتوپی اورانیوم - سرب توده‌های گرانیتوئیدی شمال زاهدان، جنوب شرق ایران به راهنمایی دکتر مهدی رضایی کهخایی متعهد می‌شوم:

- 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 شاهرود می‌باشد 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 بوده‌اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می‌گردد.
- 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

### امضای دانشجو

### مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. 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 نمی‌باشد.

## چکیده

گرانیتوئیدهای شمال شرق زاهدان (توده‌های لخشک، زرگلی و گپدان) با مساحتی حدود  $280 \text{ Km}^2$  بخشی از نوار گرانیتی زاهدان- سراوان محسوب می‌شوند. این گرانیت‌ها نمایانگر ماگماتیسزم دوران سنوزوئیک در شرق ایران هستند. این توده‌ها از پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، کوارتز، هورنبلند و بیوتیت تشکیل شده‌اند، کانی‌های فرعی همراه آن‌ها شامل زیرکن، آپاتیت، آلانیت و کانی‌های تیره می‌باشد. این توده‌ها دارای ترکیب گرانودیوریتی و بیوتیت گرانیتی هستند و بافت گرانولار داشته و توسط تعداد زیادی دایک قطع شده‌اند که جوانترین سن‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. روند کلی این دایک‌ها شمال شرق- جنوب غرب بوده و از پلاژیوکلاز، کوارتز، سانیدین، هورنبلند، بیوتیت و کانی‌های فرعی زیرکن، آپاتیت و تیره تشکیل شده‌اند. مطالعات صحرایی، پتروگرافی و سن‌سنجی نشان داد که سنگ‌های گرانودیوریتی توده‌های نفوذی گپدان در  $43 \text{ Ma}$ ، زرگلی در  $42 \text{ Ma}$ ، جنوب زرگلی در  $43/1 \text{ Ma}$  و لخشک در  $29 \text{ Ma}$  متبلور شده و به ترتیب در فواصل  $51$ ،  $52$ ،  $57$  و  $75$  کیلومتری از محل افیولیت‌ها واقع شده‌اند. نسبت‌های اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  تغییرات سیستماتیکی به سمت شرق نشان می‌دهند و مقادیر آن‌ها کم می‌شود که مشابه روندهای مشاهده شده در باتولیت سیرانوادا (شمال آمریکا) می‌باشد. این نسبت‌ها نشان می‌دهد که ماگمای والد توده‌های گپدان، زرگلی و جنوب زرگلی احتمالاً بیشتر منشأ پوسته‌ای داشته در صورتی که ماگمای والد توده لخشک از مشارکت ماگماهای حاصل از ذوب لیتوسفر اقیانوسی سیستان، گوشته و پوسته تشکیل شده است. همچنین عناصر کمیاب نیز برای تعیین منشأ می‌توانند مفید باشند. الگوهای REE بهنجار شده نسبت به کندریت نشان می‌دهد که عمق و به تبع آن منشأ تشکیل ماگماهای سنگ‌های الیگوسن بیشتر از ائوسن بوده است؛ چرا که توده‌های ائوسن دارای شیب REE کمتری نسبت به توده‌های الیگوسن می‌باشند؛ که نشان دهنده سرچشمه گرفتن ماگمای آن‌ها از اعماق کمتر می‌باشد. با توجه به اینکه گارنت در مناطق فرورانش در اعماق بیش از  $35$  کیلومتر پایدار است به نظر می‌رسد که ماگماهای تشکیل دهنده سنگ‌های الیگوسن از اعماق بیش از  $35$  کیلومتر منشأ گرفته باشند. برای بارومتری این سنگ‌ها از آمفیبول‌های موجود در دایک‌های میکرودیوریتی استفاده شده است. نتایج بارومتری نشان می‌دهند که عمق مخزن تبلور ماگما برای سنگ‌های ائوسن (توده زرگلی)  $18$  کیلومتر و برای سنگ‌های الیگوسن (توده لخشک و دایک-های آن)  $25$  کیلومتر بوده است. سنگ‌های ائوسن در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت دارای روند خمیده به سمت بالا می‌باشند که نشان دهنده سرچشمه گرفتن ماگمای تشکیل دهنده آن‌ها از یک منشأ آمفیبولیتی (بر اساس دیاگرام  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  در مقابل  $(\text{Yb})_{\text{N}}$ ) است. این در حالی است که سنگ‌های الیگوسن در این نمودار در محدوده گارنت آمفیبولیتی واقع می‌شوند که در اعماق بیشتر دیده می‌شود. کلمات کلیدی: سن‌سنجی اورانیوم-سرب، زیرکن، تیتانیوم، گرانودیوریت، زون سیستان، ایران.

## مقالات مستخرج از این پایان نامه:

- تعیین سن مجموعه گرانودیوریتی لخشک و دایک‌های آن به روش اورانیوم-سرب روی کانی‌های زیرکن و تیتانیت. (انجمن بلور شناسی و کانی شناسی ایران مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران ، شماره پاییز سال ۱۳۹۶).

- Petrochemistry and high-Precision U-Pb zircon-titanite Geochronology of the Calc-alkaline LAKHSHAK granitoid rocks from Eastern Iran. (Goldschmidt Conference 2016).

## فهرست

فصل اول: کلیات	۱
۱-۲- آب و هوای منطقه	۲
۱-۳- پوشش گیاهی و جانوری	۳
۱-۴- ژئومورفولوژی	۶
۱-۵- اهداف مطالعه	۷
۱-۶- روشهای مطالعه	۷
۱-۷- تاریخچه مطالعات پیشین	۸
فصل دوم: زمین شناسی عمومی منطقه	۱۱
۱-۲- مقدمه:	۱۲
۲-۲- چینه شناسی منطقه	۱۴
۳-۲- زمینشناسی ساختمانی منطقه	۲۰
فصل سوم: پتروگرافی تودهها	۲۳
۱-۳- مقدمه	۲۴
۲-۳- مجموعه نفوذی لخشک	۲۴
۳-۳- مجموعه زرگلی	۳۹
۴-۳- توده گپدان	۵۵
فصل چهارم: آماده سازی و تجزیه نمونهها	۶۱
۱-۴- مقدمه	۶۲
۲-۴- روش U, TH-PB	۶۲
فصل پنجم: سن سنجی U-PB	۷۳
۱-۵- مقدمه:	۷۴
۲-۵- توده گرانودیوریتی لخشک	۷۵
۳-۵- توده گرانیتوئیدی زرگلی	۷۹
۴-۵- توده گرانودیوریتی گپدان	۸۱
۵-۵- دایکها	۸۳
۶-۵- توده گرانودیوریتی جنوب زرگلی	۸۶
فصل ششم: تلفیق دادههای صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی	۸۹
۱-۶- مقدمه:	۹۰
۲-۶- ژئوشیمی عناصر اصلی کمیاب	۹۲
فصل هفتم: نتیجه گیری و پیشنهادات	۱۰۱
۲-۷- پیشنهادات	۱۰۳



## فهرست اشکال

- شکل ۱-۱: نقشه زون‌های ساختاری ایران..... ۳
- شکل ۱-۲: نقشه ایران و موقعیت گرانیته‌های زاهدان..... ۴
- شکل ۱-۳: تصویر ماهواره‌ای Google Earth از گرانیته‌های زاهدان..... ۵
- شکل ۱-۴: نمایی از پوشش گیاهی..... ۶
- شکل ۱-۲: تصویر نمادین زون جوش خورده سیستان..... ۱۵
- شکل ۲-۲: نمایی از بازالت‌های فرارنده شده..... ۱۶
- شکل ۳-۲: تاق‌دیس و ناودیس‌های منطقه..... ۱۷
- شکل ۴-۲: لایه‌های رسوبی مربوط به الیگوسن-میوسن..... ۱۸
- شکل ۵-۲: فسیل‌های الوولین..... ۱۸
- شکل ۶-۲: لایه‌های کنگلومرا، ماسه سنگ و سیلتستون..... ۱۹
- شکل ۷-۲: واحدهای آبرفتی کوتاه‌تر که به صورت دگرشیب قرار دارند..... ۲۰
- شکل ۱-۳: نمایی از توده نفوذی لخشک..... ۲۵
- شکل ۲-۳: تصویر پلاژیوکلازهای خود شکل..... ۲۶
- شکل ۳-۳: کانی پتاسیم‌فلدسپار به همراه ادخال..... ۲۷
- شکل ۴-۳: اشکال کنگره‌ای و مرز مزرسی..... ۲۸
- شکل ۵-۳: الف: تصویر بیوتیت‌های شکل دار. ب: هم‌رشدی بین بیوتیت و هورنبلند..... ۳۰
- شکل ۶-۳: ادخال آپاتیت‌های سوزنی داخل پتاسیم‌فلدسپارها..... ۳۱
- شکل ۷-۳: دایک داسیتی..... ۳۲
- شکل ۸-۳: تشکیل بافت جهت‌یابی ترجیحی..... ۳۳
- شکل ۹-۳-الف: بلور شکل دار کوارتز و ب: بافت خلیج خوردگی کوارتز..... ۳۴
- شکل ۱۰-۳: دایک‌های میکرودیوریتی..... ۳۵
- شکل ۱۱-۳: فنوکریست‌های کوارتز داخل دایک‌های میکرودیوریتی..... ۳۶
- شکل ۱۲-۳-الف: تصویری از آنکلاوهای تونالیتی ب: کانی‌های پیروکسن موجود در آنکلاوها..... ۳۸
- شکل ۱۳-۳: بلورهای منفرد هورنبلند..... ۳۹
- شکل ۱۴-۳: ساخت‌های لانه زنبوری..... ۴۱
- شکل ۱۵-۳-الف: رگه‌های آپلیتی ب: فرسایش پوست پیازی در توده نفوذی زرگلی..... ۴۲
- شکل ۱۶-۳: بلورهای غیر خودشکل کوارتز در سنگ‌های توده زرگلی..... ۴۳
- شکل ۱۷-۳-الف: بلور پلاژیوکلاز در حال سرسیتی شدن ب: تشکیل بافت میرمکیتی..... ۴۵
- شکل ۱۸-۳: درشت بلور پتاسیم‌فلدسپار به همراه ادخال‌های بیوتیت..... ۴۶
- شکل ۱۹-۳: بیوتیت‌های آهن‌دار توده نفوذی زرگلی..... ۴۷
- شکل ۲۰-۳: مقطع تهیه شده از توده نفوذی زرگلی..... ۴۸
- شکل ۲۱-۳: آثار انحنا و خمیدگی در بیوتیت‌ها..... ۴۸
- شکل ۲۲-۳: حلقه بیوتیت اطراف کانی‌های دیگر (بافت آناستوموسینگ)..... ۴۹

- شکل ۳-۲۳: بلورهای آپاتیت داخل کوارتز و بلورهای زیرکن داخل بیوتیت ..... ۵۰
- شکل ۳-۲۴: مجموعه‌های چند بلوری کوارتز با حاشیه مضرس ..... ۵۱
- شکل ۳-۲۵: نمایی از توده زرگلی و دایک‌های آن ..... ۵۲
- شکل ۳-۲۶: تصویری از آنکلاوهای سورمیکاسه در توده نفوذی زرگلی ..... ۵۴
- شکل ۳-۲۷: آنکلاو سورمیکاسه موجود در توده گپدان ..... ۵۶
- شکل ۳-۲۸: پلاژیوکلازهای تجزیه شده به سرسیت و اپیدوت ..... ۵۷
- شکل ۳-۲۹: پتاسیم فلدسپار با بافت پویی کیلیتیک در سنگ های توده گپدان ..... ۵۷
- شکل ۳-۳۰: کانی کوارتز دوباره متبلور شده توسط مکانیسم مهاجرت مرز دانه‌ها ..... ۵۸
- شکل ۳-۳۱ الف: ادخال‌هایی از زیرکن و آپاتیت داخل بیوتیت. ب: لخته بیوتیتی در گرانودیوریت گپدان ..... ۶۰
- شکل ۴-۱: منحنی Concordia ..... ۶۶
- شکل ۴-۲: مراحل شیمیایی آماده سازی نمونه‌های زیرکن ..... ۶۹
- شکل ۴-۳: مراحل شیمی آماده سازی نمونه‌های تیتانیت ..... ۷۱
- شکل ۵-۱ الف: بلورهای زیرکن. ب: کانی تیتانیت توده خشک ..... ۷۵
- شکل ۵-۲: نمودار کنکوردياي نمونه Z-R-9 ..... ۷۸
- شکل ۵-۳ الف: بلورهای زیرکن ب: بلورهای تیتانیت که از نمونه Z-R-50 ..... ۷۹
- شکل ۵-۴: نمودار کنکوردياي تعیین سن نمونه Z-R-50 ..... ۷۹
- شکل ۵-۵ الف: بلورهای زیرکن ب: قسمت‌های مختلف بلورهای زیرکن شکسته شده برای آنالیز ..... ۸۰
- شکل ۵-۶: نمودار تعیین سن نمونه ZAR A ..... ۸۱
- شکل ۵-۷ الف: بلورهای موناژیت ب: بلورهای شفاف زیرکن در توده گپدان ..... ۸۲
- شکل ۵-۸: بیضی‌های تعیین سن بلورهای زیرکن و موناژیت برای توده گپدان ..... ۸۲
- شکل ۵-۹: نمودار تعیین سن نمونه Z-R-G-1 برای توده گرانودیوریتی گپدان ..... ۸۳
- شکل ۵-۱۰ الف: بلورهای زیرکن ب: نمودار کنکورديا برای نمونه Z-R-11 ..... ۸۴
- شکل ۵-۱۱ الف: تصویر بلورهای زیرکن و ب: بلورهای تیتانیت نمونه Z-R-45 ..... ۸۵
- شکل ۵-۱۲: نمودار تعیین سن بلورهای زیرکن و تیتانیت ..... ۸۵
- شکل ۵-۱۳: مجموعه بلورهای زیرکن نمونه So Zar ..... ۸۶
- شکل ۵-۶: نمودار سن نمونه So Zar ..... ۸۷
- شکل ۶-۱: نمودار تفکیک ترکیب سنگ‌های توده‌های ائوسن و الیگوسن ..... ۹۳
- شکل ۶-۲: نمودارهای هارکر ..... ۹۴
- شکل ۶-۴: نمودار تغییرات فراوانی عناصر REE به هنجار شده به کندریت و گوشته ..... ۹۵
- شکل ۶-۵: روندهای مهاجرت سنگ‌های نفوذی زاهدان ..... ۹۷
- شکل ۶-۶: فاصله توده‌ها از محل افیولیت‌ها و نسبت Sr اولیه ..... ۹۸
- شکل ۶-۷: در نمودار (La/Yb)N در مقابل YbN ..... ۱۰۰

## فهرست جداول

- جدول ۳-۱: انواع مختلف آنکلاوها ..... ۳۶
- جدول ۴-۱: میانگین غلظت‌های U ، Th و Pb در سنگ‌ها ..... ۶۳
- جدول ۴-۲: نحوه تبدیل ایزوتوپ‌های مختلف U و Th در طی واپاشی ..... ۶۴
- جدول ۵-۱-۱: نتایج تعیین سن‌های توده‌های گرانیتوئیدی ..... ۷۶
- جدول ۶-۱: محل نمونه برداری، سن و فاصله نمونه‌ها تا محل افیولیت‌ها ..... ۹۱



# فصل اول

## کلیات

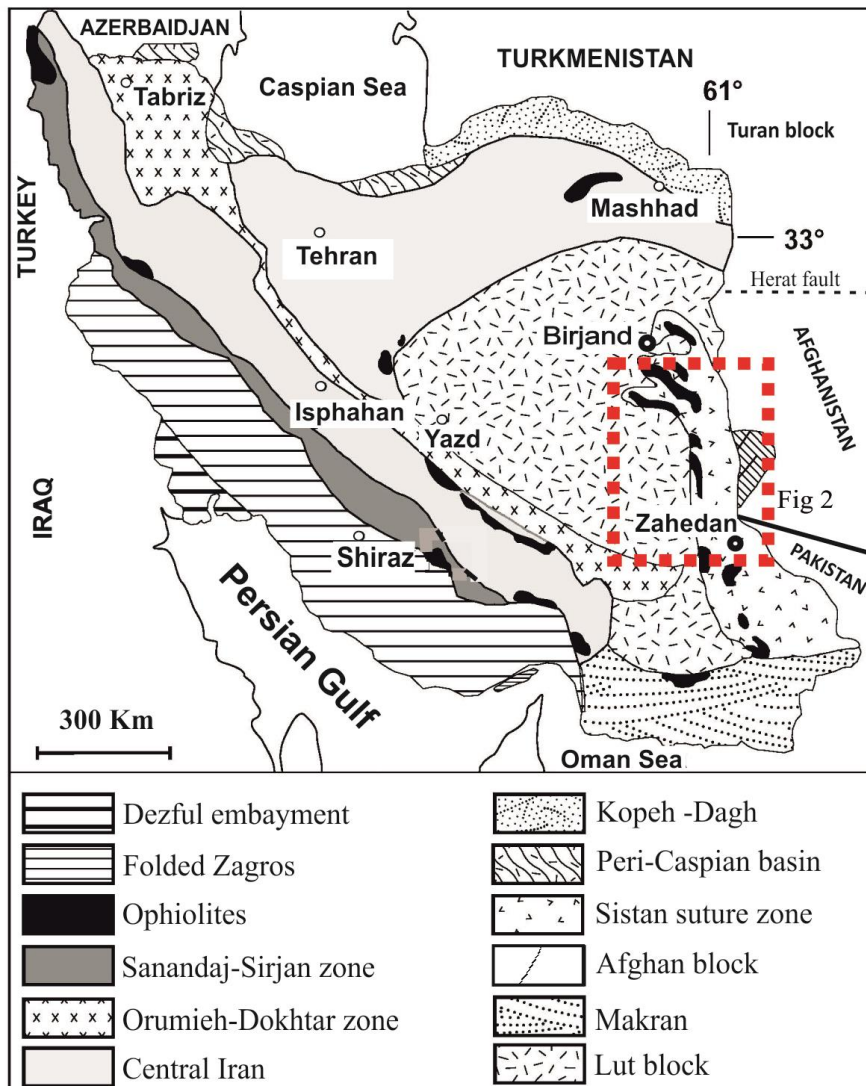
## ۱-۱- موقعیت جغرافیایی

توده‌های لخشک، گپدان و زرگلی با وسعت تقریبی ۲۸۰ کیلومتر مربع (لخشک ۹۰ کیلومتر مربع، گپدان ۱۱۰ کیلومتر مربع و زرگلی ۸۰ کیلومتر مربع) در استان سیستان و بلوچستان و در شمال و شمال‌غربی شهرستان زاهدان بین عرض‌های ۳۳۰۰۰۰۰-۳۲۶۴۸۰۰ شمالی و طول‌های ۲۸۵۷۰۰-۲۴۲۵۰۰ شرقی واقع شده‌اند (سیستم مختصات UTM). این توده‌ها به همراه فلیش‌های در برگیرنده، بخشی از زون جوش‌خورده سیستان می‌باشند (شکل ۱-۱) که در جنوب شرقی ایران، بین بلوک‌های لوت و افغان قرار دارند. توده لخشک دارای ترکیب سنگ‌شناسی گرانودیوریت و توده‌های گپدان و زرگلی از نوع بیوتیت‌گرانیت هستند.

دسترسی به توده‌های مورد مطالعه از طریق جاده آسفالته زاهدان - بم و جاده چشمه زیارت در جنوب توده‌ی زرگلی امکانپذیر است. راه‌های فرعی زیادی از جاده زاهدان - بم نیز به داخل توده‌های لخشک و گپدان منشعب می‌شوند. علاوه بر آن از راه‌های فرعی موجود در منطقه که بین روستاهای اطراف توده‌ها کشیده شده می‌توان جهت دسترسی به توده‌ها استفاده کرد (شکل‌های ۱-۲ و ۳-۱).

## ۱-۲- آب و هوای منطقه

منطقه زاهدان به دلیل مسافت زیاد از دریا، کمبود بارش نزولات جوی و قرار گرفتن در حاشیه کویر لوت دارای آب و هوایی گرم و خشک است. نوسان دمایی در سال تقریباً به ۲۳ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. در منطقه رودخانه‌ی دائمی وجود ندارد، میزان بارندگی سالیانه در این منطقه کم و غالباً بصورت رگبارهای شدید در فصول زمستان و بهار است که باعث تشکیل رودخانه‌های فصلی می‌گردد. وزش باد شدید خصوصاً در فصول گرم سال موجب حرکت شن‌های روان و ایجاد طوفان‌های شن در منطقه می‌شود. به دلیل حاکم بودن اقلیم بیابانی و گرمای شدید، انجام کار صحرایی در فصل تابستان به سختی در منطقه مورد مطالعه امکانپذیر است.

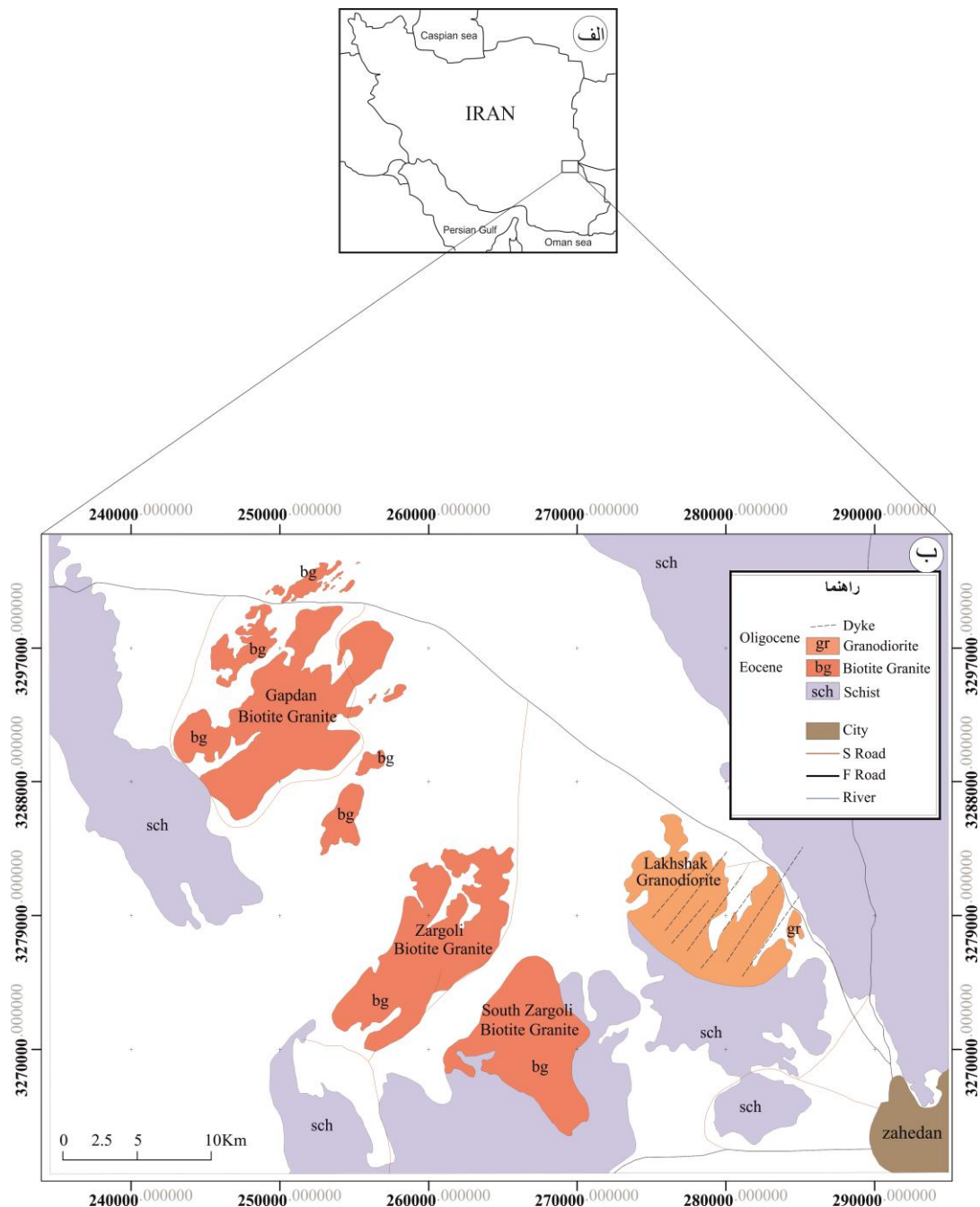


شکل ۱-۱: نقشه زون‌های ساختاری ایران و موقعیت تقریبی زون جوش خورده سیستان (آقناباتی ۱۳۷۰).

### ۳-۱- پوشش گیاهی و جانوری

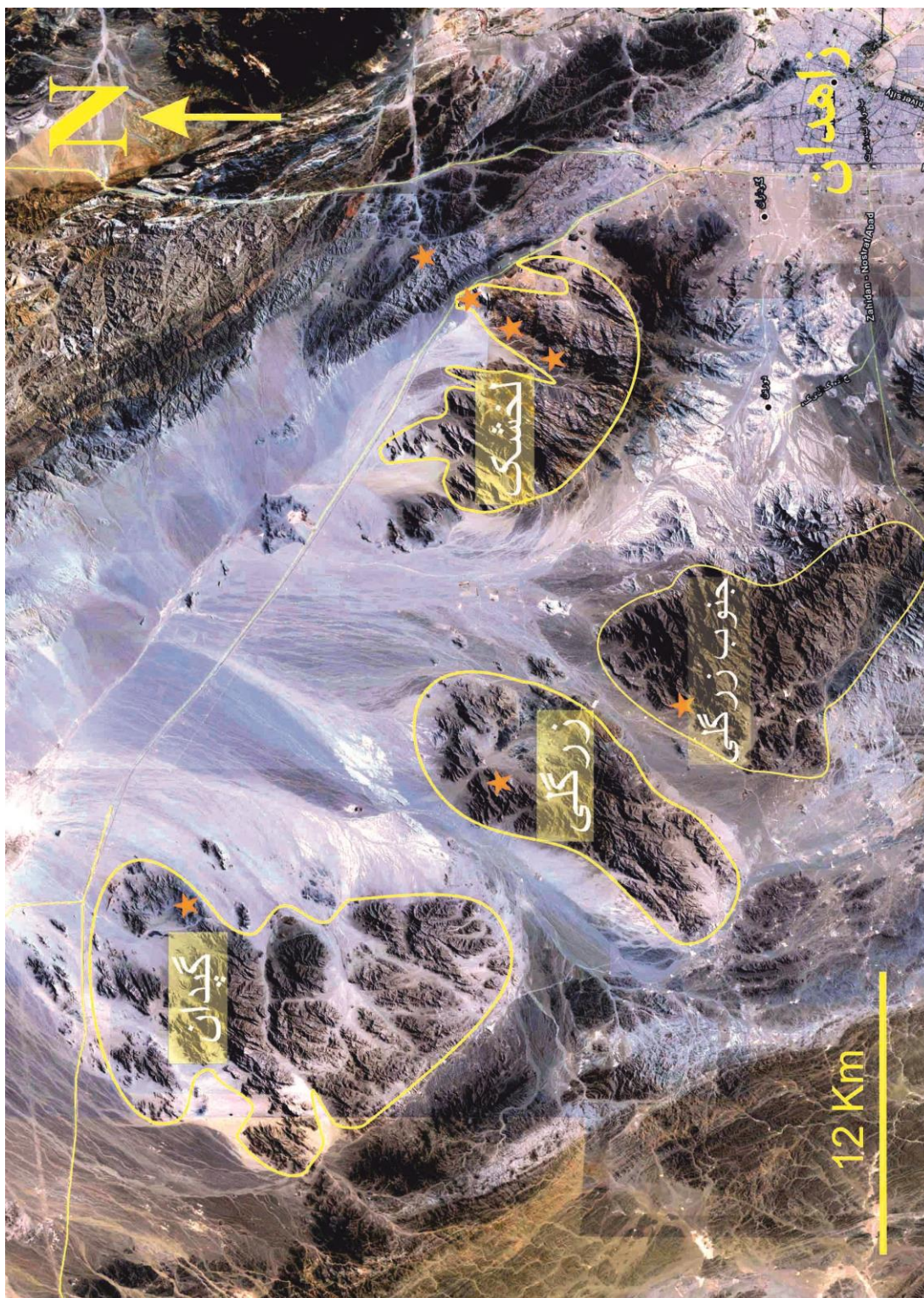
به دلیل میزان بارندگی کم سالیانه و آب و هوای بیابانی منطقه، پوشش گیاهی این منطقه اکثراً بصورت بوته و درختچه‌های بنه و گز می‌باشد؛ که البته تاثیر زیادی در جلوگیری از فرسایش بادی خاک‌ها دارند (شکل ۱-۴). روستاها بسیار پراکنده بوده و جمعیت روستاها بندرت به بیش از چند خانوار می‌رسد. فعالیت‌های کشاورزی در منطقه بسیار کم است و بیشتر ساکنان روستاها به

دامپروری مشغول هستند. آب مورد نیاز ساکنین از طریق حفر چاه‌های عمیق و ایجاد حوضچه‌ها و آبگیرهای کوچک تأمین می‌شود، حیوانات اهلی روستائیان شامل شتر، بز، گوسفند، سگ، مرغ و خروس بوده و همچنین حیوانات وحشی منطقه نیز شامل مار، سوسمار و شغال می‌باشد.



شکل ۱-۲-الف: نقشه ایران و موقعیت گرانیتوئیدهای زاهدان، ب: نقشه زمین‌شناسی نمادین از توده‌های لخشک، زرگلی، گپدان و راه‌های دسترسی به آنها. این نقشه با توجه به جزئیات عکس‌های ماهواره‌ای لندست و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش زاهدان (بهروزی، ۱۹۹۳) تهیه شده است.





شکل ۱-۳: تصویر از Google Earth از گرانیتوئیدهای زاهدان (توده‌های لخشک، زرخلی، گپدان و جنوب زرخلی).



شکل ۱-۴: نمایی از پوشش گیاهی گرانیتوئیدهای زاهدان شامل بوته‌ها و درختچه‌ها. همچنین در این عکس توده گرانودیوریتی لخشک و دایک‌های آن نیز قابل مشاهده هستند.

#### ۱-۴- ژئومورفولوژی

عوامل مختلفی که در ایجاد ژئومورفولوژی یک منطقه نقش دارند شامل جنس سنگ‌ها، عناصر زمین‌ساخت (از قبیل گسل‌ها و چین خوردگی‌ها) و آب و هوا می‌باشد. منطقه مورد مطالعه دارای کوه‌های مرتفع، تپه‌های کم‌ارتفاع و دشت‌های مسطح است. بلندترین ارتفاعات منطقه مربوط به توده‌های گرانیتوئیدی با بلندای بیش از ۲۰۰۰ متر از سطح آب دریاها می‌باشد در این منطقه همچنین تپه‌های کم‌ارتفاع نیز حضور دارند که عموماً از جنس شیست و اسلیت (سنگ‌های دگرگونی درجه پایین) می‌باشند. دشت‌های منطقه دارای ارتفاع کم از سطح دریا (۱۴۰۰ متر) بوده و توسط رسوبات حاصل از فرسایش اسلیت، فیلیت و توده‌های گرانیتوئیدی پوشیده شده‌اند. دره‌ها اکثراً از نوع V شکل هستند و دارای روند شمال شرقی و جنوب غربی بوده و حاصل عملکرد گسل‌های چپ لغز با همین امتداد می‌باشند.

## ۱-۵- اهداف مطالعه

توده‌های گرانیتوئیدی لخشک، زرگلی و گپدان بخشی از نوار ماگمایی زاهدان- سراوان هستند. این نوار ماگمایی در جنوب شرقی ایران واقع شده و یکی از ویژگی‌های بارز استان سیستان و بلوچستان محسوب می‌شود. از آنجایی که پترولوژی و ژئوشیمی این توده‌ها پیش از این توسط کشتگر (۱۳۸۴)، رضایی کهخایی (۱۳۸۵، ۱۳۸۶ a,b و ۲۰۱۰) و سراوانی (۱۳۹۰) مورد مطالعه قرار گرفته است، هدف از این مطالعه بررسی و تعیین نسبت ایزوتوپ‌های U و Pb موجود در زیرکن، تیتانیت، مونازیت و آمفیبول‌ها و نهایتاً تعیین سن توده‌های گرانیتوئیدی شمال و شمال غرب زاهدان می‌باشد. هدف اصلی دیگر در این پایان‌نامه مقایسه این توده‌ها از نظر سنی و تعیین تقدم و تأخر تشکیل آنهاست.

## ۱-۶- روش‌های مطالعه

در ابتدا موقعیت جغرافیایی توده‌های مورد نظر و راه‌های دسترسی به آنها با استفاده از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان (بهروزی، ۱۹۹۳)، مطالعات قبلی، گزارش‌های سازمان صنایع و معادن، پایان-نامه‌های قبلی و تصاویر ماهواره‌ای لندست (شکل ۱-۳) بررسی گردید. سپس مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری اولیه از توده‌های مورد مطالعه در طی دو مرحله بازدید در تاریخ‌های آبان و اسفند ماه ۱۳۹۳ صورت گرفت. در این دو مرحله بازدید، تعداد بیش از ۲۵۰ (دویست و پنجاه) نمونه از سنگ-های توده گرانیتوئیدی، آنکلاوها، سنگ‌های دربرگیرنده و دایک‌های مرتبط با آنها برداشت گردید، و در کارگاه تهیه مقطع دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود مقاطع نازک آنها تهیه شد. از بین آنها ۷ نمونه از سنگ‌های سالم برای مطالعه و تعیین سن انتخاب شده و جهت انجام آزمایشات سن‌سنجی به آزمایشگاه TIMS دانشگاه Oslo در کشور نروژ ارسال و مورد آنالیز ایزوتوپی به روش U-Pb قرار گرفت.

## ۱-۷- تاریخچه مطالعات پیشین

از قدیمی‌ترین مطالعات صورت گرفته در این منطقه انتشار مقاله‌ای تحت عنوان ویژگی‌ها و ژنز سنگ‌های آذرین زون جوش خورده سیستان، توسط کمپ و گریفیس (۱۹۸۲) است.

تیروول و همکاران در سال ۱۹۸۳ در مقاله‌ای تحت عنوان زون جوش خورده سیستان در شرق ایران، تکتونیک و چینه‌شناسی این منطقه را مورد مطالعه قرار دادند.

تخشای و همکاران (۱۳۶۵) به سفارش سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان، گزارش پی‌جویی مواد اولیه در استان سیستان و بلوچستان را تهیه نمودند.

آقانباتی (۱۳۷۰) نقشه سنگ‌های ماگمایی ایران با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ را تهیه کرد.

سامانی و اشتیری (۱۳۷۱) به مطالعه واحدهای زمین‌شناسی و تهیه نقشه زمین‌شناسی این منطقه مبادرت نمود.

در سال ۱۳۷۲ نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان توسط سازمان زمین‌شناسی کشور منتشر شد.

حسینی (۱۳۸۱) به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای جنوب غرب زاهدان در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد پرداخت.

صادقیان (۱۳۸۳) در رساله دکتری خود دیدگاه‌های جالبی راجع به ماگماتیسم، متالوژنی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان ارائه نمود و با تکیه بر خواص مغناطیسی این سنگ‌ها اطلاعات مهمی در مورد مکانیسم جایگزینی آنها ارائه کرد.

کرد (۱۳۸۴) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چشمه بید در جنوب غرب زاهدان را مطالعه کرد.

رضایی کهخایی (۱۳۸۵) پتروژنز توده گرانیتوئیدی لخشک و دایک‌های آن را بررسی نمود.

قاسمی و همکاران (۱۳۸۸) سازوکار شکل‌گیری باتولیت گرانیتوئیدی زاهدان، جنوب شرق ایران را مورد مطالعه قرار دادند.

سراوانی (۱۳۹۰) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود، شیمی کانی‌های توده نفوذی کوه زرگلی

(شمال غرب زاهدان) را مورد بررسی قرار داد.

علی موسی (۱۳۹۵) همزمان با این پایان نامه شیمی کانی توده گرانودیوریتی لخشک و دایک‌های آن

را مطالعه می‌کند. ایشان همچنین سعی در تعیین منشاء این سنگ‌ها به کمک نسبت‌های ایزوتوپی

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  و  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  دارد.



## فصل دوم

### زمین‌شناسی عمومی منطقه

ایران بخشی از نوار کوهزایی آلپ-همالیا است. توده‌های نفوذی لخشک، زرگلی و گپدان در شمال-غرب شهرستان زاهدان واقع شده و بخشی از نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان محسوب می‌شوند. نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان از توده‌ها و مجموعه نفوذی با اندازه‌های متفاوت از باتولیت‌های بزرگ تا استوک‌های کوچک تشکیل شده است و شکل کلی آن بصورت بیضوی کشیده با طول ۲۵۰ کیلومتر و عرض ۲ الی ۲۵ کیلومتر می‌باشد. این نوار از کوه گراغه در ۹۰ کیلومتری شمال‌غرب زاهدان تا نره نو در نزدیکی سراوان ادامه دارد و تقریباً بین عرض‌های  $30^{\circ}$ - $28^{\circ}$  شمالی و  $60^{\circ}$ - $62^{\circ}$  شرقی واقع شده است. بطور تقریبی امتداد نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان N40W در نظر گرفته می‌شود (رضایی، ۱۳۸۵ و رفرنس‌های داخل آن). توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی غالباً فلیش‌های ائوسن را قطع نموده‌اند. این توده‌ها و به همراه فلیش‌ها در برخی نقاط توسط تعداد زیادی دایک‌های آندزیتی-داسیتی قطع شده و منظره بسیار زیبایی را به نمایش گذاشته‌اند. در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش زاهدان این گرانیتوئیدها با ترکیب گرانودیوریت و لوکوگرانیت معرفی شده‌اند. با توجه به مطالعات صورت گرفته به نظر می‌رسد این توده‌ها حاصل ذوب سنگ‌های رسوبی و منشورهای به هم افزوده فلیشی است؛ و دارای منشاء پالین ژنتیک باشند (قاسمی و همکاران ۱۳۸۸، صادقیان ۲۰۰۵، کشتگر ۱۳۸۳ و حسینی ۱۳۸۱).

### زون فلیشی شرق ایران

گرانیتوئیدهای زاهدان و سنگ‌های دربرگیرنده آن، بخشی از زون فلیشی شرق ایران می‌باشند (اشتوکلین، ۱۹۶۸). اسامی مختلفی برای این زون آورده شده است؛ بطور مثال زون زابل-بلوچ (بربریان و کینگ ۱۹۸۱)، زون جوش‌خورده سیستان (تیرول و همکاران ۱۹۸۳)، همچنین وجود آمیزه‌های افیولیتی فراوان در این منطقه سبب شده تا این زون تحت عنوان زون آمیزه‌رنگین نیز نامیده شود (کشتگر، ۱۳۸۴).

زون فلیشی شرق ایران دارای ۲۰۰ کیلومتر عرض و ۸۰۰ کیلومتر طول، در شرق زون لوت-



بزمان قرار گرفته و از جنوب به زون مکران محدود می‌شود و به سمت شمال نیز تا گناباد ادامه دارد (سراوانی ۱۳۹۰ و رفرنس‌های داخل آن). محدوده شرقی آن به پاکستان و افغانستان و مرز غربی آن به گسل نایبند محدود می‌شود. سن بیشتر سنگ‌های این پهنه کرتاسه بالایی تا میوسن است. قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته در این زون مربوط به کرتاسه بالایی بوده و دارای ضخامتی حدود ۳۰۰۰ متر از انواع رسوبات فلیشی مخلوط با سنگ‌های آتشفشانی می‌باشد (کمپ و گریفیس، ۱۹۸۲؛ تیروول و همکاران، ۱۹۸۳). جوان‌ترین نهشته‌ها نیز سن پلیو-پلیوستوسن و کواترنر دارند و از جنس رسوبات ناشی از فرسایش گرانیت‌ها و فلیش‌های منطقه هستند. این نهشته‌ها از گسترش کمتری در منطقه برخوردار می‌باشند.

نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان شاهدهی از دوره مهم ماگماتیسم کالک آلکالن در زون جوش خورده سیستان است. تعیین سن‌هایی به روش K-Ar بر روی توده‌های گرانیتوئیدی انجام شده، که میانگین سنی حدود ۳۲ میلیون سال، معادل الیگوسن برای این توده‌ها بدست‌آمده است (کمپ و گریفیس، ۱۹۸۲). با وجود میکروفسیل‌های بدست‌آمده در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین منطقه که شاخص ائوسن می‌باشند، سن بدست‌آمده از روش K-Ar با سن این گرانیتوئیدها سازگار است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۳).

زون برخوردی سیستان حاصل فرورانش لیتوسفر اقیانوسی سیستان به زیر بلوک افغان و نهایتاً برخورد بلوک لوت و بلوک افغان و بسته شدن اقیانوس سیستان می‌باشد (تیروول و همکاران، ۱۹۸۳).

با توجه به وجود شیست‌های گلوکوفان‌دار که به طور ناپیوسته توسط آهک‌های رودیست‌دار ماسترشتین، در مجموعه رتوک پوشیده شده‌اند، تیروول و همکاران (۱۹۸۳) سن و جهت فرورانش لیتوسفر اقیانوسی سیستان را به سمت شمال شرقی و به زیر بلوک افغان می‌دانند. آن‌ها عقیده دارند نزدیک شدن بلوک‌های لوت و افغان به هم، دلیل شکسته شدن لیتوسفر اقیانوسی سیستان بوده و در پی این برخورد گوه‌های به هم افزوده رتوک تشکیل شده است. این محققان نبود رسوبات ائوسن

میانی را نیز به چین خوردگی مهم در حوضه سفیدآبه و برخورد بلوک‌های لوت و افغان در نظر گرفته و وجود دگرشیبی زاویه‌دار بین کنگلومرای الیگوسن-میوسن و فلیش‌های پالتوسن-ائوسن را شاهد آن می‌دانند.

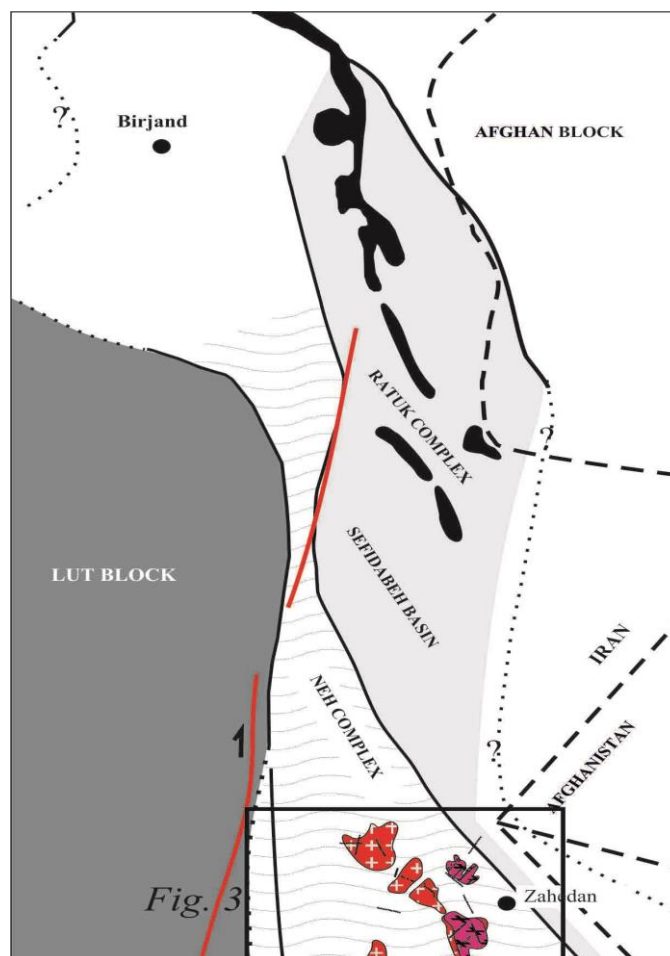
## ۲-۲- چینه‌شناسی منطقه

بر طبق نظر اشتوکلین (۱۹۶۸) تا قبل از کرتاسه میانی بلوک‌های افغان و لوت به هم چسبیده بودند و قاره واحدی در این منطقه وجود داشت. بنابراین سنگ‌های قبل از کرتاسه بالایی در این بخش‌ها دیده نشده و در پی سنگ بلوک‌های لوت و افغان باید آن‌ها را جستجو کرد.

قاره مزبور در کرتاسه میانی در حد سیستان و زاهدان بر اثر پیدایش شکاف‌های طولی به دو بخش شرقی و غربی تقسیم شد (شکل ۲-۱). بخش شرقی آن را بلوک یا قطعه افغان و بخش غربی آن را بلوک لوت تشکیل داد. این دو قطعه بطور تدریجی از هم دور شدند و در محل جدایش آن‌ها اقیانوس باریک و کوچکی پدید آمد که در کف آن لیتوسفر اقیانوسی در حال تشکیل بود (کمپ و گریفیس، ۱۹۸۲؛ تیروول و همکاران، ۱۹۸۳). این بازالت‌ها کهن‌ترین واحدهای سنگی منطقه شناخته می‌شوند و اکنون به صورت نوارهای افیولیتی با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۱-۲ و ۲-۲).

در عین حال بر اثر تخریب ارتفاعات مجاور، رسوبات فلیش در کف این حوضه اقیانوسی انباشته شد. به این ترتیب فلیش‌های زون جوش خورده سیستان بر روی پی سنگ افیولیتی قرار گرفته‌اند و ضخامت آن‌ها همراه با سنگ‌های آتشفشانی بازیگ و الترابازیک مخلوط شده با آن‌ها به بیش از ۲۰۰۰ متر می‌رسد. در اواخر کرتاسه تصادم بلوک‌های لوت و افغان با بسته نمودن حوضه رسوبی، سبب تکتونیزه، چین خوردگی (شکل ۲-۳) و دگرگونی درجه ضعیف این رسوبات شده و آن‌ها را به اسلیت و فیلیت تبدیل کرده است. فلیش‌های مذکور بدون فسیل‌اند و تنها از روی شواهد زمین‌شناسی سن آن‌ها را به کرتاسه پسین نسبت داده‌اند (تیروول و همکاران، ۱۹۸۳). در پالتوسن

رخساره‌های شیلی، سیلتستونی و ماسه سنگی پیرامون روستای حرمک توسعه یافته است. در این منطقه روی رسوبات یاد شده یک سری آهک‌های بایومیکرایت قرار گرفته و در نهایت بالاترین بخش های ارتفاعات اطراف روستای حرمک از آهک‌های بایومیکرایت و بایوهرمال با لایه‌بندی نسبتاً ضعیف تشکیل گردیده است.



شکل ۱-۲: تصویر نمادین زون جوش خورده سیستان (زون فلیشی شرق ایران). توده‌های نفوذی شمال زاهدان در کادر مشخص شده است. اقتباس از تیرول و همکاران (۱۹۸۳) با کمی تغییرات.

براساس شواهد سنی و چینه‌شناسی ارائه شده توسط بربریان (۱۹۸۳) سنگ‌های دربر گیرنده توده گرانیتوئیدی زاهدان از نوع فلیش هستند و دارای سن پالئوسن تا ائوسن می‌باشند. این واحد فلیشی را می‌توان گسترده‌ترین واحد سنگی دربرگیرنده گرانیتوئیدهای زاهدان برشمرد که طیف بسیار وسیعی از تناوب شیل و ماسه‌سنگ، سیلتستون، کنگلومرا، مارن، آهک نومولیتی کرم تا سبزرنگ،



شکل ۲-۲: نمایی از بازالت‌های فوران کرده در پشته‌های میان اقیانوسی سیستان که روی پوسته قاره‌ای فرارنده شده است.

گهگاه لایه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی حدواسط تا بازیگ را شامل می‌شود. این فلیش‌ها همچنین در اثر تنش‌های وارد آمده به این واحد سنگی، مجموعه متنوعی از ساخت‌های زمین‌شناسی نظیر تاق‌دیس و ناودیس به نمایش گذاشته (شکل ۲-۳) و ساخت‌های ریز مقیاسی چون ریزچین‌ها، کینک باند و... در آن‌ها قابل تشخیص‌اند. سطح محوری چین‌ها شمال غرب-جنوب شرق می‌باشد. گسل-های کوچک و بزرگ زیادی در این مجموعه به چشم می‌خورند، که از آن جمله، گسل‌های تراستی بارز با امتداد NW-SE است که شیب آن‌ها به سمت شمال شرق است (Walker et al, 2004). همچنین گسل‌های امتداد لغز NE-SW نیز با اهمیت می‌باشند و سبب جابجایی لایه‌ها به صورت چپ‌لغز شده‌اند.

واحد فلیشی یاد شده، متحمل دگرگونی ناحیه‌ای گسترده‌ای با درجه دگرگونی شیست سبز شده است و بر حسب ترکیب سنگ اولیه، به ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده، فیلیت، آهک‌های تجدید تبلور یافته، میکاشیست‌ها و متابازیت تبدیل شده است. در مجاورت توده‌های نفوذی، این سنگ‌ها تحت تاثیر دگرگونی مجاورتی نیز قرار گرفته‌اند.



شکل ۲-۳: تاقدیس و ناودیس‌های موجود در رسوبات توریدایتی شرق توده‌های نفوذی شمال زاهدان (دید به سمت شمال).

در مجموعه فلیش‌های پالئوژن-ائوسن این ناحیه یک سری از سنگ‌های آذرین درونی به چشم می‌خورد که از کوارتز دیوریت‌های پورفیری تشکیل شده‌اند و از نظر سنی احتمالاً به الیگوسن تعلق دارند (مریدی، ۱۳۷۴). در بخش شرقی گسل زاهدان (از حرمک به طرف شمال) یک سری لایه‌های کنگلومرا، ماسه‌سنگ و سیلتستون همراه با لایه‌های رسی به چشم می‌خورند که به الیگو-میوسن نسبت داده شده‌اند. در این سنگ‌ها فسیل‌های نابرجای آلئولین، شاخص ائوسن میانی در مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از آن‌ها مشاهده شد (شکل‌های ۲-۴، ۲-۵ و ۲-۶، رضایی کهخایی ۱۳۸۵). در زمان پلیستوسن، نهشته‌های تراورتن با رنگ سفید، کرم تا سبز کم‌رنگ و قطعات زاویه دار خوب جور شده از سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده، همراه با رسوبات مخروط افکنه‌ها، رسوب کرده‌اند. این رسوبات توسط واحدهای آبرفتی عهد حاضر (بیشتر از جنس ماسه بادی) با ضخامت حدود ۳۰ متر پوشیده شده‌اند (شکل ۲-۷).

واحدهای سنگی-آبرفتی کواترنر، شامل طیف وسیعی از تراورتن‌ها، میکرو برش‌ها، مخروط

افکنه‌های قدیمی و جوان، ماسه‌های بادی و رسوبات رودخانه‌ای و آبراهه‌ای عهد حاضر می‌شود.



شکل ۲-۴: لایه‌های رسوبی مربوط به الیگوسن-میوسن، همراه با فسیل‌های نابرجای الوئولین.



شکل ۲-۵: فسیل‌های الوئولین شاخص ائوسن که در سنگ‌های کنگلومرایی منطقه به صورت نابرجا دیده شده‌اند.



شکل ۲-۶: لایه‌های کنگلومرا، ماسه سنگ و سیلتستون با سن الیگو-میوسن در نزدیک روستای حرمک. همانطور که مشاهده می شود اندازه دانه‌ها به سمت بالا درشت می‌شود.



شکل ۲-۷: واحدهای آبرفتی کواترنر که به صورت دگرشیب بر روی رسوبات الیگوسن قرار گرفته‌اند.

### ۲-۳- زمین‌شناسی ساختمانی منطقه

سیستان و بلوچستان جزئی از بخش‌های زون ارومیه دختر، بلوک لوت، زون زابل، زون فلیشی شرق ایران و زون مکران به شمار می‌آید. این محدوده تنوعی از سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی از جمله نوارهای افیولیتی، گرانیتوئیدی، آتشفشانی و توالی‌های گسترده رسوبی-دگرگونی چون فلیش-های ائوسن را دربر می‌گیرد.

ارتفاعات و فرورفتگی‌های این استان دارای سه روند عمومی زیر هستند.

۱- روند شمالی-جنوبی که به صورت عمده در قسمت‌های شمالی استان سیستان و بلوچستان و خراسان جنوبی به چشم می‌خورد.



۲- روند شمال غرب-جنوب شرق در بخش‌های مرکزی این استان از حرمک تا سراوان دیده می‌شود.  
۳- روند تقریباً شرقی- غربی که با روند عمده ارتفاعات مکران در جنوب گودال جازموریان موازی است و تا سواحل دریای عمان ادامه دارد.

در یک مقایسه کلی بین گسل‌های استان و این روندها به خوبی منشاء مورفوتکتونیکی اشکال ناحیه و نقش عناصر ساختاری در شکل‌گیری آن‌ها استنتاج می‌شود. علاوه بر روندهای مورفولوژی و گسلی یاد شده، چهره مبهم ساختارهای حلقوی در نواحی تفتان و بزمان جلب توجه می‌کند، که با تحلیل دقیق این ساختارهای گنبدی می‌توان به اهمیت نقش آن‌ها در تکوین مورفوتکتونیکی ناحیه پی برد (موسسه تحقیقات علوم زمین، ۱۳۷۷).

سنگ‌های گرانودیوریتی حاشیه جنوبی و غربی توده گرانودیوریتی لخشک در امتداد زون‌های برشی شکل‌پذیر به موازات همبری توده، دگرشکل شده‌اند. ضخامت این زون‌ها در سمت غربی توده حدود ۵۰ متر است و به سمت جنوب به بیش از ۵۰۰ متر می‌رسد. این سنگ‌ها دارای برگوارگی و خطوارگی مربوط به دگرشکلی حالت جامد خوب توسعه یافته هستند. سنگ‌های حاشیه غربی توده، برگوارگی  $N30.5^{\circ}/31^{\circ}NW$  و لینه‌آسیون  $N30.5^{\circ}/84^{\circ}SW$  دارند.

مطالعات صحرائی و نمونه برداری‌هایی که در امتداد پنج مسیر عمود بر برگوارگی زون‌های میلونیتی انجام شده، نشان می‌دهند که شدت دگرشکلی از سنگ‌های حاشیه به طرف مرکز توده کاهش می‌یابد (برای کسب اطلاعات بیشتر به رضایی کهخایی ۱۳۸۶a و ۱۳۸۸ مراجعه شود).



## فصل سوم

### پتروگرافی توده‌ها

توده‌های نفوذی شمال غرب زاهدان شامل لخشک، زرگلی و گپدان مساحتی حدود ۲۸۰ کیلومتر مربع را به خود اختصاص داده‌اند. توده نفوذی لخشک در اطراف روستای لخشک، توده‌های نفوذی زرگلی و گپدان نیز در شمال غرب شهر زاهدان در تماس با واحد رسوبات فلیشی ائوسن منطقه هستند. در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چهار گوش زاهدان این توده‌ها با ترکیب گرانیت و تونالیت معرفی شده‌اند (نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان؛ بهروزی، ۱۹۹۳).

به منظور بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، تعیین سن و منشاء توده‌های نفوذی و دایک‌های شمال غرب زاهدان و سنگ‌های در برگیرنده آن‌ها، در مجموع بیش از ۲۵۰ نمونه سنگی از قسمت‌های مختلف توده‌های نفوذی، دایک‌ها و سنگ‌های میزبان موجود در منطقه برداشت شد و از آن‌ها مقطع نازک میکروسکوپی جهت مطالعات پتروگرافی تهیه گردید.

کشتگر (۱۳۸۳)، رضائی کهخایی (۲۰۱۰) و سراوانی (۱۳۹۰) در مطالعات خود پتروگرافی سنگهای توده نفوذی کوه زرگلی را بخوبی مورد بررسی قرار داده‌اند. همچنین رضائی کهخایی (۱۳۸۵ و ۱۳۸۶ a,b) پتروگرافی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی لخشک (شکل ۳-۱) را به طور کامل شرح داده است. بر این اساس، مطالبی که در این فصل ارائه می‌شود حاصل مطالعات و بررسی‌های صورت گرفته در این تحقیق و با در نظر گرفتن اطلاعات قبلی و مطالعات پتروگرافی اخیر بر روی این توده‌ها می‌باشد.

### ۳-۲- مجموعه نفوذی لخشک

مجموعه نفوذی لخشک شامل توده نفوذی لخشک و دایک‌های آن می‌باشد.

الف) توده نفوذی لخشک

توده گرانیتوئیدی لخشک با ترکیب گرانودیوریت شامل کانی‌های پلاژیوکلاز (۴۷٪)، کوارتز (۱۹٪)، پتاسیم فلدسپار (۱۴٪)، بیوتیت (۱۱٪)، هورنبلند (۷٪) و اسفن، آپاتیت و اپک (حدود ۲٪) می‌باشد.

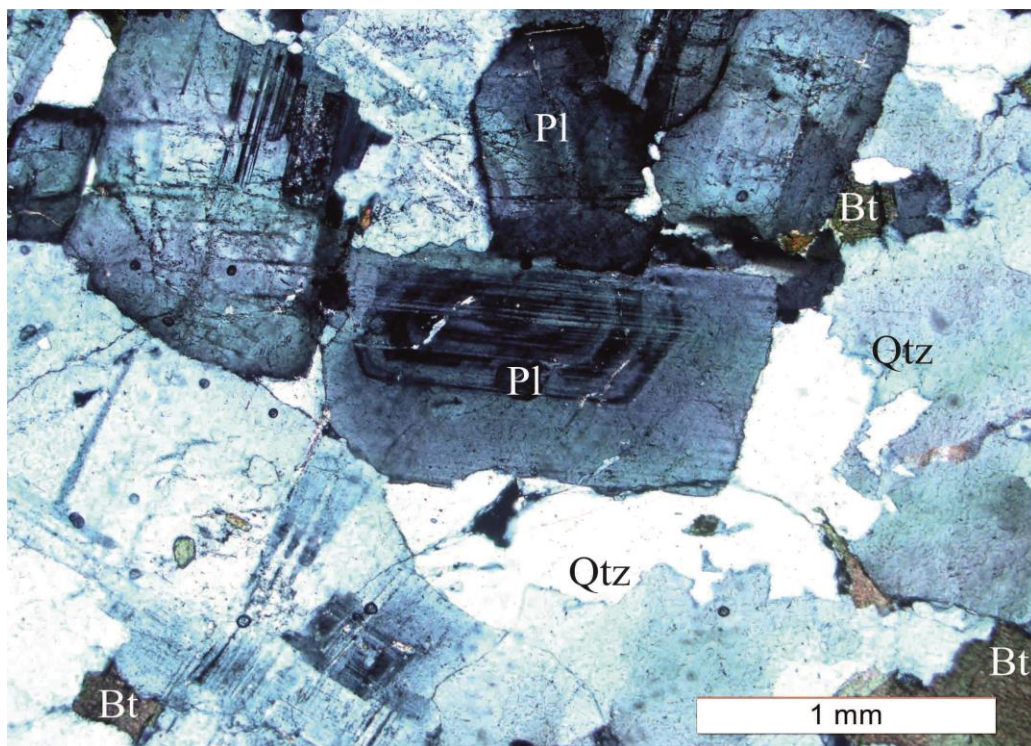
بر اساس مطالعات پتروگرافی، آنالیزهای مدال و محاسبات نرماتیو نمونه‌ها که توسط نرم-افزارهای GCD Kit و Ig Pet انجام شده، این سنگ‌ها در نمودار اشتراک‌کایزن (Streckeisen 1976) در محدوده گرانودیوریت قرار می‌گیرند (رضایی کهخایی، ۱۳۸۵).



شکل ۱-۳: نمایی از توده نفوذی لخشک، دایک‌های آن و سنگ‌های دربرگیرنده این توده. همانطور که مشاهده می‌شود توده نفوذی لخشک توسط دایک‌های فراوانی قطع شده است.

### پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز خودشکل تا نیمه‌شکل دار بوده و معمولاً منطقه‌بندی نشان می‌دهد. پلاژیوکلاز اندازه‌ای بین ۱ تا ۱/۵ میلی‌متر دارد (شکل ۲-۳). در بعضی نمونه‌ها ادخال‌هایی از آپاتیت و زیرکن در داخل پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. پلاژیوکلاز معمولاً سالم بوده و به ندرت به کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت و اپیدوت تجزیه شده است.



شکل ۳-۲: تصویر پلاژیوکلازهای خود شکل دارای منطقه بندی به همراه بلورهای کوارتز و بیوتیت (نور XPL). علامت کانی‌ها از کرتز<sup>۱</sup> (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

### پتاسیم فلدسپار

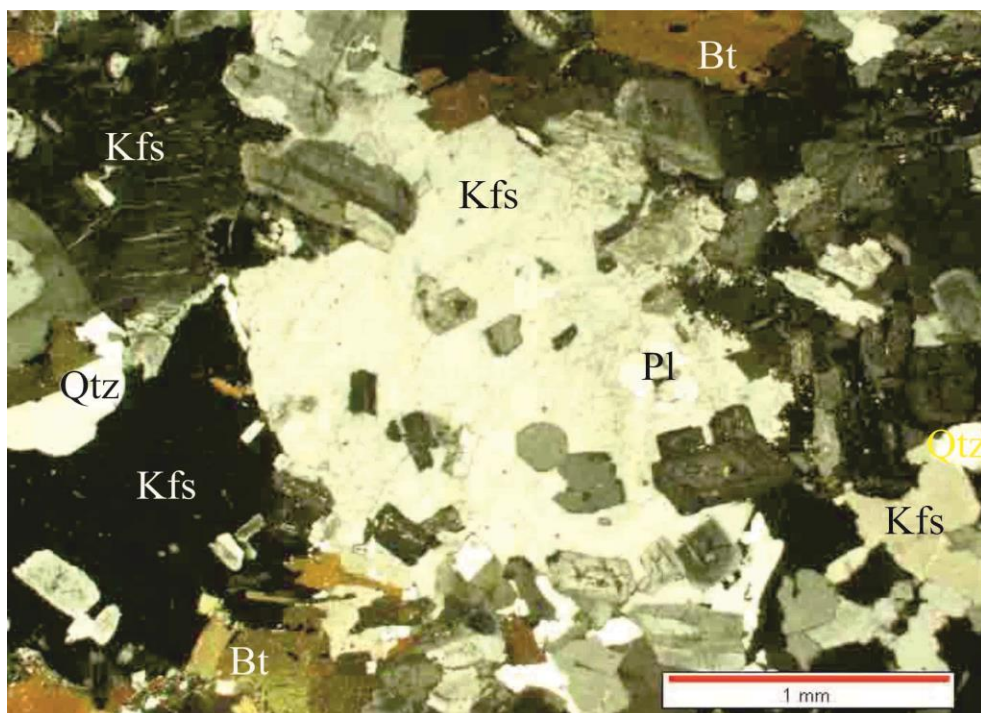
بلورهای پتاسیم فلدسپار، نیمه شکل‌دار بوده و حدود ۱۴٪ از حجم نمونه‌ها را تشکیل می‌دهد. اندازه این بلورها تقریباً ۱ میلی‌متر بوده و بندرت تجزیه شده‌اند. پتاسیم فلدسپارها گاهی بصورت درشت بلورهایی (مگا کریست‌هایی) با بافت پویی کیلیتیک در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شوند و شامل تعداد زیادی ادخال‌های کوچک از پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند سبز و بیوتیت هستند (شکل ۳-۳). در بعضی از نمونه بافت پرتیتی در بلورهای پتاسیم فلدسپار بر اثر دگرشکلی پدید آمده است و یا حتی این کانی به میکروکلین تبدیل شده است (رضایی کهخایی، ۱۳۸۶a). رشته‌های پرتیت در این بلورها معمولاً جهت-یابی نشان می‌دهند و عمود بر جهت بزرگترین نیروی اعمال شده به سنگ قرار گرفته اند (Hippert et al, 1998). در مقایسه با بلورهای ارتوکلاز موجود در گرانیتوئیدهای دگرشکل نشده، این پرتیت‌ها از

1 . Kertz (1983).

فراوانی بیشتری برخوردارند.

### کوارتز

کوارتز در حدود ۱۹٪ از حجم نمونه‌ها را تشکیل می‌دهد. کانی کوارتز در فضای خالی بین دیگر کانی‌های سنگ تشکیل شده و بی‌شکل و شفاف است؛ و گاهی نیز دارای ادخال‌هایی از آپاتیت می‌باشد. اغلب کوارتزهای موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی حاشیه جنوب غربی توده لخشک به یکی از راه‌های زیر دستخوش تبلور دوباره شده‌اند (برای مطالعه بیشتر به رضائی کهخایی ۱۳۸۵ مراجعه شود):

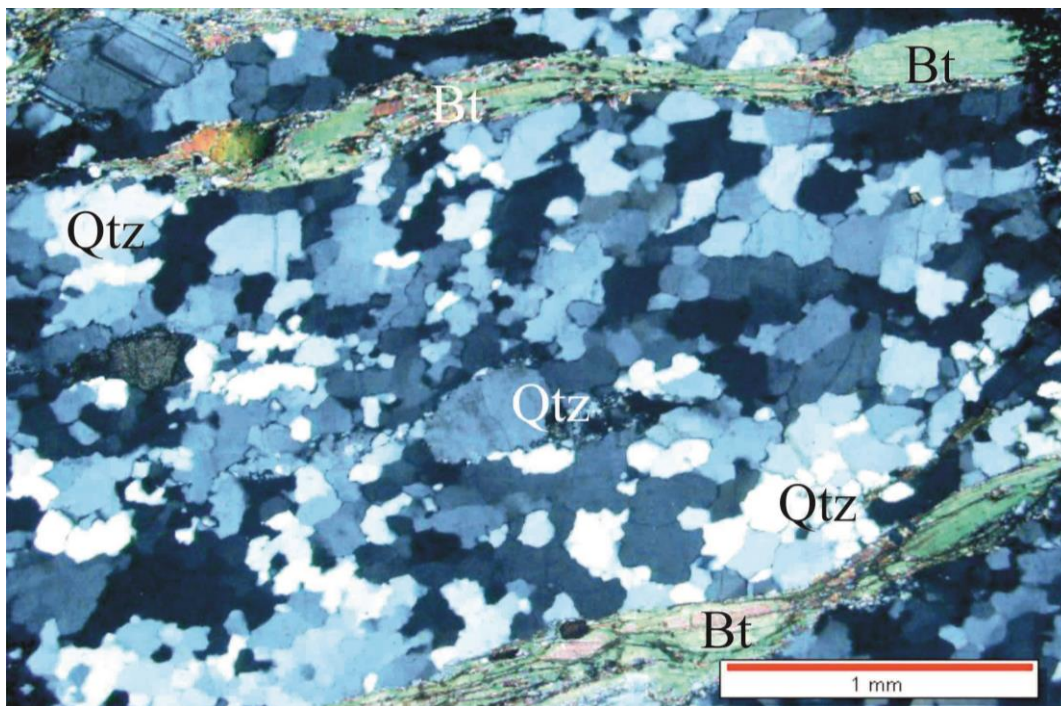


شکل ۳-۳: کانی پتاسیم‌فلدسپار به همراه ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز و بیوتیت (نور XPL). علامت کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

الف) تجدید تبلور بر اثر مهاجرت مرز دانه‌ها: این تجدید تبلور در گرانودیوریت‌هایی دیده می‌شود که متحمل دگرشکلی دمای بالا شده‌اند. در این حالت مرز دانه‌های کوارتز به شکل کنگره‌ای به داخل دانه‌های مجاور و به خصوص بلورهای دیگر کوارتز نفوذ کرده است (شکل ۳-۴؛ Trimby et al. 1998).

ب) تجدید تبلور ناشی از چرخش و خرد شدن دانه‌ها: در شرایطی که اختلاف تنش شدید است و تنش برشی به بیشترین مقدار خود می‌رسد این تجدید تبلور رخ می‌دهد. بر اثر تبلور دوباره چرخشی، دانه‌های کوارتز در اندازه‌های تقریباً مساوی خرد و کوچک شده و با چرخیدن، به موازات سطوح برگوارگی قرار می‌گیرند (Trimby et al. 1998).

ج) تبلور دوباره ایستایی: پس از کاهش یا توقف دگرشکلی، تبلور دوباره ایستایی اتفاق می‌افتد. کوارتزهایی که در حین دگرشکلی حاشیه‌های نامنظم و موجی پیدا کرده‌اند، ممکن است پس از افت نرخ دگرشکلی یا توقف آن، ناپایدار شوند و به تناسب شرایط حاکم بر محیط، متحمل تبلور دوباره ایستایی گردند (Passchier and Trouw 1996).



شکل ۳-۴: اشکال کنگره‌ای و مرز مزرسی بین بلورهای کوارتز (نور XPL). علائم کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

### بیوتیت

دو نوع بیوتیت در توده گرانیتوئیدی لخشک وجود دارد و قابل تمایز هستند. بیوتیت‌های گروه اول معمولاً نیمه‌شکل دار بوده، بین ۱-۲ میلی‌متر طول دارند و ادخال‌هایی از آپاتیت‌های سوزنی و زیرکن‌های



کوچک در آن‌ها مشاهده می‌شود. بیوتیت‌های گروه دوم با هورنبلندهای سبز هم‌رشدی دارند. گروه دوم بدون ادخال هستند (شکل ۳-۵-الف و ب).

### هورنبلند

در گرانودیوریت‌های لخشک بلورهای هورنبلند سبز با اندازه ۲-۰/۸ میلی‌متر طول، کانی‌هایی شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و متوسط دانه‌اند. در برخی نمونه‌ها این بلورها با بلورهای بیوتیت هم‌رشدی نشان می‌دهند (شکل ۳-۵-ب).

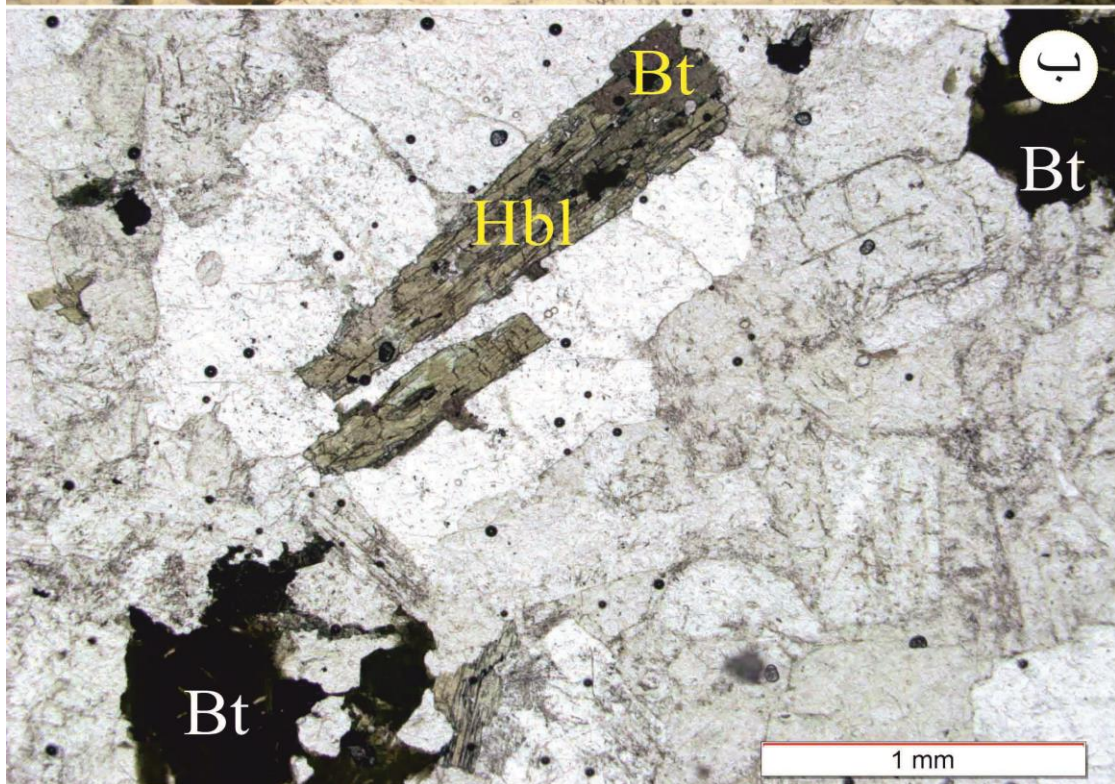
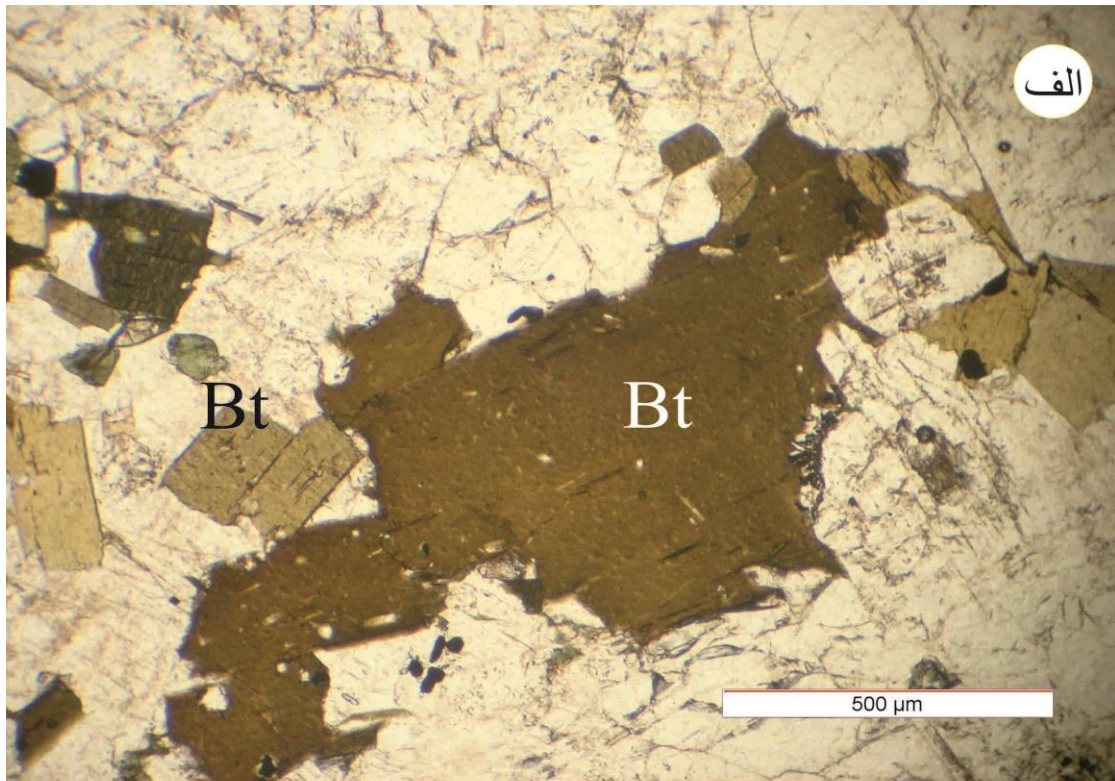
### آپاتیت

دو نوع آپاتیت در نمونه‌ها دیده می‌شود. نوع اول آپاتیت‌های سوزنی هستند که به شکل ادخال در بیوتیت، کوارتز، پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپارها دیده می‌شوند (شکل ۳-۶). این آپاتیت‌ها به صورت مجموعه‌های ریزی در داخل سایر کانی‌ها قابل مشاهده هستند و به ندرت در داخل هورنبلند دیده شده‌اند. آپاتیت‌های نوع دوم تقریباً هم‌بعد بوده و به صورت منشوری در داخل توده دیده می‌شوند. این آپاتیت‌ها دارای فراوانی کمتری نسبت به آپاتیت‌های نوع اول هستند.

### ب- دایک‌ها

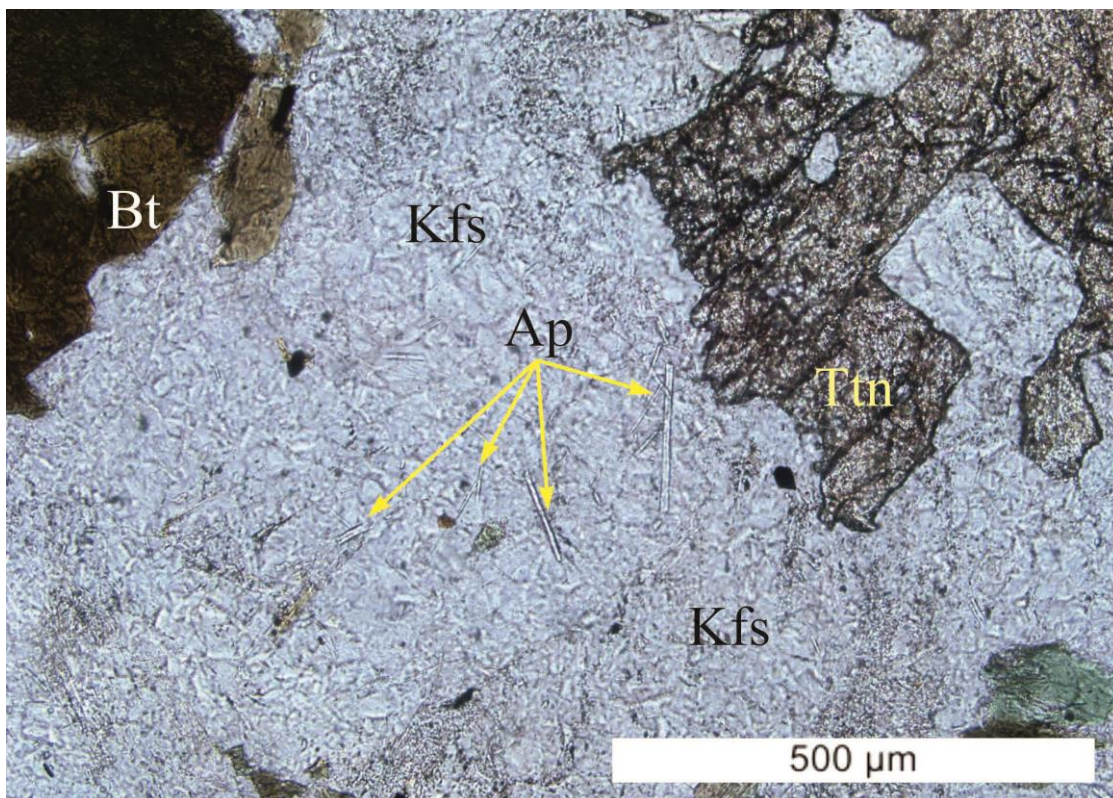
حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد از حجم توده گرانودیوریتی لخشک را دایک‌ها تشکیل می‌دهند. ضخامت این دایک‌ها بین ۰/۵ تا ۱۲ متر متغیر است. این دایک‌ها اکثراً روند شمال‌شرق جنوب‌غرب دارند و به طور متوسط دارای شیب حدود ۸۰ درجه به سمت شمال‌غرب یا جنوب‌شرق می‌باشند. مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای ترکیبی داسیتی تا میکرودیوریتی هستند.

گروه اول ترکیب داسیتی دارند و از فنوکریست‌های کوارتز و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. دایک‌های گروه دوم دارای ترکیب دیوریت تا میکرودیوریت هستند و از کانی‌های هورنبلند، پلاژیوکلاز با / بدون پیروکسن تشکیل شده‌اند.



شکل ۳-۵-الف: تصویر بیوتیت‌های شکل‌دار در حاشیه تصویر. ب: هم‌رشدی بین بیوتیت و هورنبلند (نور PPL). علامت

کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.



شکل ۳-۶: ادخال آپاتیت‌های سوزنی داخل پتاسیم‌فلدسپارها (نور PPL). علائم کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

ب-۱- دایک‌های داسیتی: این دایک حجم زیادی از منطقه مورد مطالعه را در بر گرفته و ضخامتی بین ۱ تا ۱۲ متر دارند (شکل ۳-۷). این دایک‌ها دارای بافت‌های غربالی (Seive)، پورفیری و گلومروپورفیری (بلورهای به هم چسبیده پلاژیوکلاز) هستند و از کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتزهای خورده شده، هورنبلندهای سبز و قهوه‌ای و کانی‌های فرعی اوپک و آپاتیت تشکیل شده‌اند. در دایک‌های با ضخامت کمتر از ۱ متر بافت‌های جهت یابی ترجیحی بلور (Shape prefer orintation) به دلیل پشت سر هم قرار گرفتن پلاژیوکلاز به خوبی قابل مشاهده هستند (شکل ۳-۸).

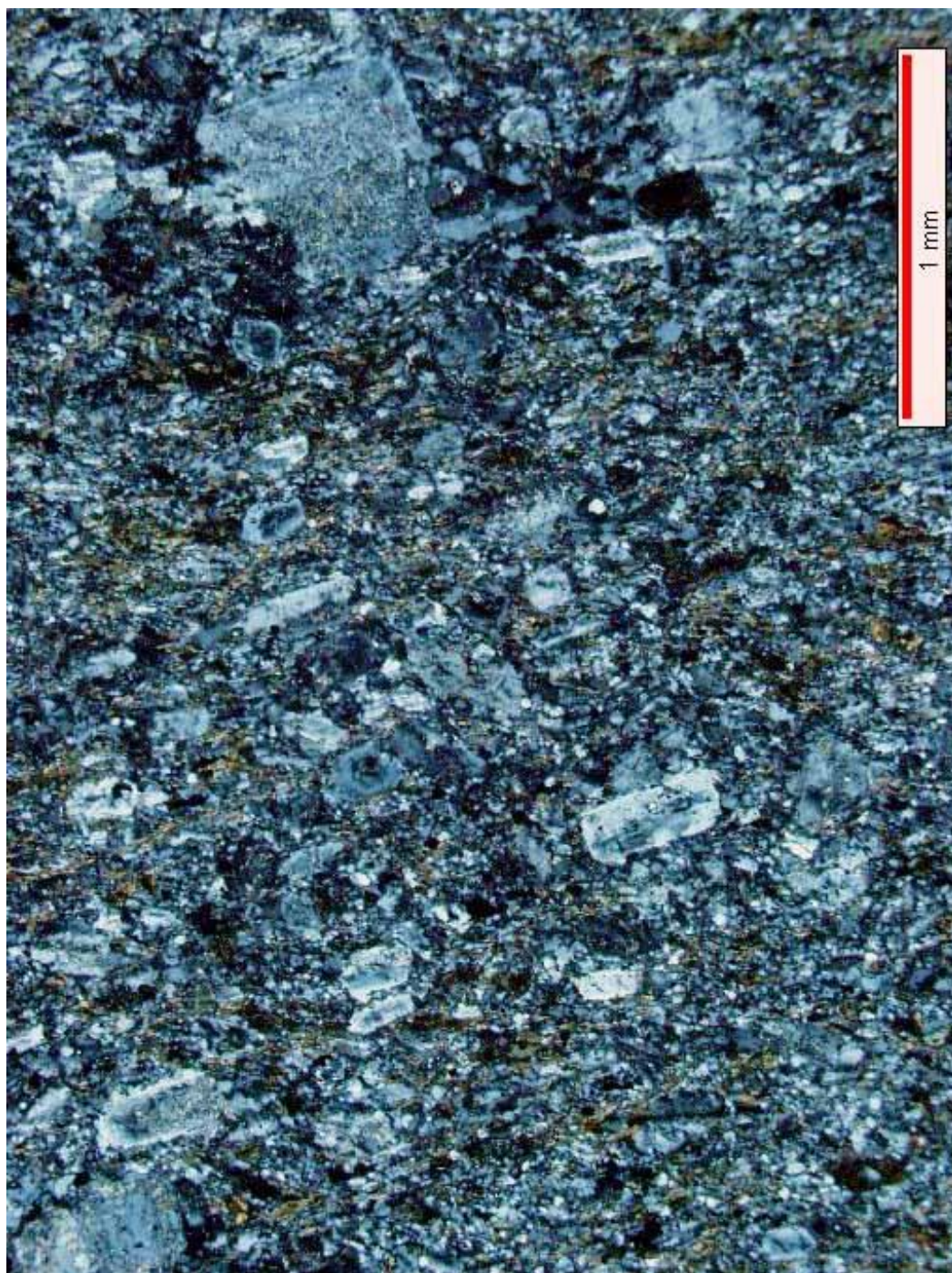
بلورهای پلاژیوکلاز موجود در دایک‌های داسیتی خودشکل بوده و دارای منطقه‌بندی هستند. این بلورها در برخی از نمونه‌ها، بافت غربالی نشان می‌دهند و ادخال‌هایی از آپاتیت و زیرکن در آنها

دیده می‌شود. طبق عقیده استوارت و پیرس<sup>۲</sup> (۲۰۰۴) در ابتدا پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی عادی در اعماق زمین از ماگما متبلور می‌شوند. سپس حرکت سریع ماگما به سمت بالا با کاهش فشار یا افزایش دما سبب ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز می‌شود. در این شرایط بعضی از قسمت‌های پلاژیوکلاز به طور بخشی ذوب می‌شود. با بالا آمدن بیشتر ماگما و کاهش بیشتر دمای آن، محصولات ناشی از ذوب پلاژیوکلاز، شروع به تبلور می‌نمایند. بر حسب این که نرخ کاهش دما سریع یا آهسته باشد، این محصولات به صورت شیشه یا پلاژیوکلاز جدید در داخل پلاژیوکلاز اولیه متبلور می‌شوند و باعث ظهور بافت غربالی در پلاژیوکلازها می‌شوند. بلورهای پلاژیوکلاز موجود در دایک‌ها به ندرت تجزیه شده‌اند. بلورهای بیوتیت شکل‌دار بوده و در بعضی نمونه‌ها به مقدار کم به کلریت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. بلورهای کوارتز در دایک‌هایی داسیتی شکل‌دار بوده و گاهی نیز بافت خلیجی نشان می‌دهند (شکل ۳-۹-الف و ب).



شکل ۳-۷: دایک داسیتی داخل شیست‌های شرق توده لخشک.

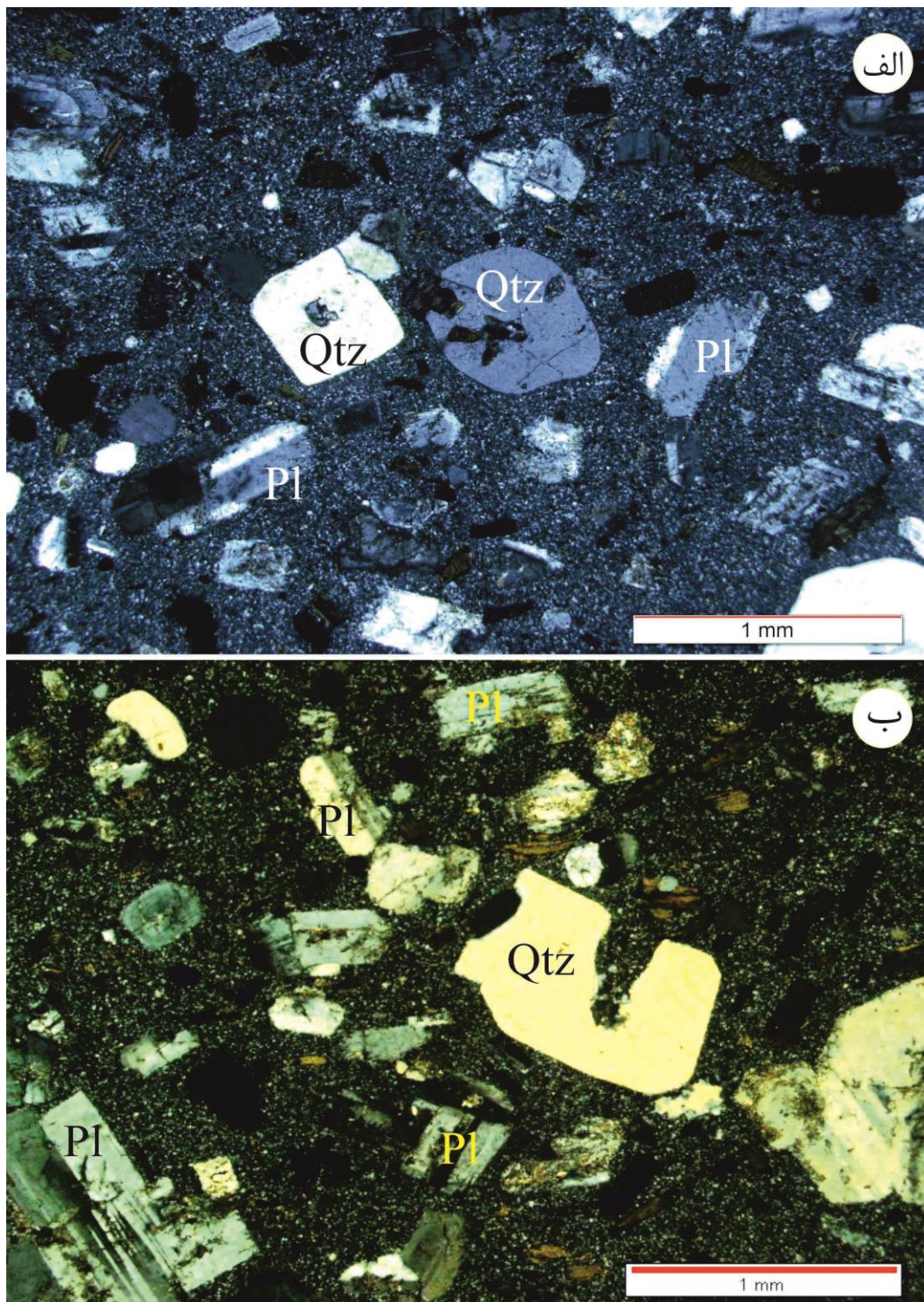
2. Stewart and Pearce, 2004.



شکل ۳-۸: تشکیل بافت جهت یابی ترجیحی به دلیل پشت سر هم قرار گرفتن کانی‌های پلاژیوکلاز در دایک‌های داسیتی (نور XPL).

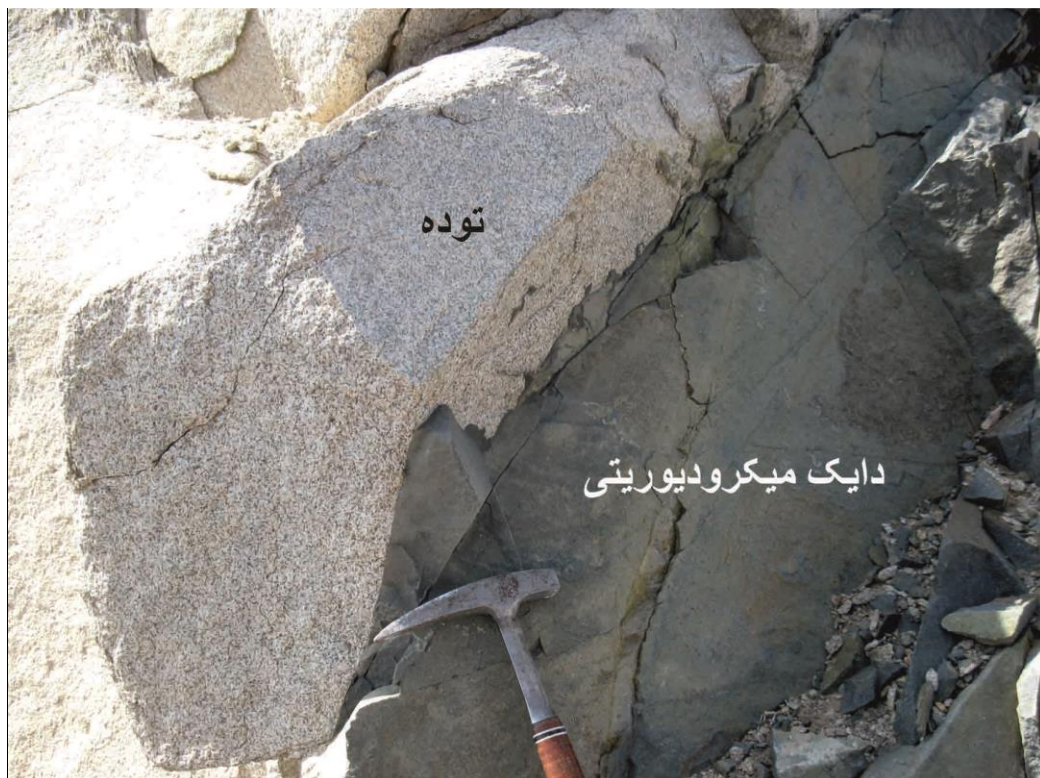
بافت خلیجی بلورهای کوارتز و حاشیه گرد شده بلورهای پلاژیوکلاز حاکی از عدم تعادل این بلورها با زمینه سنگ است. علاوه بر آن، خورده شدن فنوکریست‌های کوارتز باعث کاهش مقدار مودال این

بلورها می‌شود. زمینه دایک‌های داسیتی نیز از ریز بلورهای کوارتز، سانیدین و کانی‌های اوپک تشکیل شده است (شکل ۳-۹).



شکل ۳-۹-الف: بلور شکل دار کوارتز ب: بافت خلیج خوردگی کوارتز داخل دایک‌ها داسیتی (نور XPL). علائم کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

ب-۲- دایک‌های دیوریتی و میکرودیوریتی : دایک‌های میکرودیوریتی بافت گرانولار ریز دانه دارند و از بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول تشکیل شده‌اند. آمفیبول‌ها با رنگ قهوه‌ای و منطقه‌بندی در نمونه‌ها دیده می‌شوند. در بعضی نمونه‌ها، بلورهای پلاژیوکلاز در حال تجزیه شدن هستند. تجزیه پلاژیوکلازها در مناطقی که مقدار Ca بالاتری دارند سریعتر از نقاط دیگر رخ داده و به سرسیت تبدیل شده‌اند. در این نمونه‌ها کانی کلینوپیروکسن کمیاب است. تعداد دایک‌های دیوریتی منطقه از دایک‌های میکرودیوریتی کمتر است. ترکیب آن‌ها شبیه دایک‌های میکرودیوریتی است اما حاوی ۰/۵٪ تا ۰/۱۰٪ بلورهای کلینوپیروکسن هستند (شکل‌های ۱۰-۳ و ۱۱-۳).



شکل ۱۰-۳: دایک‌های میکرودیوریتی گاهی دارای بلورهای پیروکسن می‌باشند.

### ج- آنکلاوها

یکی از ویژگی‌های بارز توده گرانودیوریتی لخشک، فراوانی آنکلاوهایی از جنس تونالیتی و میکروگرانولار مافیک در آن است که در ادامه بحث می‌شوند. بنا بر عقیده باربارین و دیدیه (Barbarin and Dieder, 1991) انواع آنکلاوها (به شرح جدول ۳-۱) می‌باشند:



شکل ۳-۱۱: فنوکریست‌های کوارتز داخل دایک‌های میکرودیوریتی که در حال هضم شدن در حاشیه می‌باشد این پدیده نشان دهنده عدم تعادل بلور با زمینه است (نور XPL). علائم کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

جدول ۳-۱: انواع مختلف آنکلاوها، ماهیت و اختصاصات سنگ شناسی آنها (Barbarin & Dieder, 1991).

نام	ماهیت	حاشیه	شکل	ویژگی
زینولیت	قطعه‌ای از سنگ میزبان	مشخص - تدریجی	زاویه دار تا گرد شده	دارای بافت و کانی‌های دگرگونی
زینوکریست	بلور یگانه احاطه شده	مشخص	زاویه دار	حاشیه واکنشی انحلالی و تحلیل رفته
آنکلاو سورمیکاسه	باقی مانده‌ای از فرآیند ذوب	مشخص با حاشیه ای از بیوتیت	عدسی شکل	کانی های غنی از Al ، میکاهای با بافت دگرگونی
شیلرن	آنکلاو از هم گسیخته	تدریجی	بیضوی شکل	جهت یابی صفحه‌ای
آنکلاو میکروگرانولار فلسیک	حاشیه ریز دانه از هم گسیخته	مشخص تا تدریجی	گرد شده	بافت آذرین ریز بلور
آنکلاو میکروگرانولار مافیک	قطعه ای از ماگمای مافیک هم منشا	اغلب مشخص	گرد شده	بافت آذرین ریز بلور
اتولیت	توده از هم گسیخته	اغلب تدریجی	گرد شده	بافت توده های درشت بلور

زینولیت‌ها: در حواشی توده‌های نفوذی حضور دارند.

رستیت‌ها: در گرانیتوئیدهای همراه با میگماتیت‌ها فراوانند.

آنکلاوهای میکروگرانولار: از سنگ‌های ماگمایی دانه ریز تشکیل شده‌اند. دو نوع آنکلاوهای میکروگرانولار شناسایی گردیده است که شامل: (الف) آنکلاوهای



میکروگرانولار مافیک (MME) که نسبت به گرانیتوئیدهای میزبانشان از نظر کانی‌های مافیک غنی‌ترند. (ب) آنکلاوهای میکروگرانولار فلسیک دارای ترکیبات مشابهی با گرانیتوئیدهای میزبانشان هستند اما ریز دانه‌ترند. آنکلاوهای سنگ‌های مافیک گرانولار (اتولیت‌ها): این آنکلاوها بافت کومولیتی نشان می‌دهند.

آنکلاوهای توده گرانیتوئیدی لخشک را می‌توان بر اساس اندازه، شکل و فنوکریست آنها به دو گروه تقسیم کرد.

### ج-۱- آنکلاوهای تونالیتی

آنکلاوهای تونالیتی موجود در توده نفوذی لخشک اساساً متوسط دانه هستند و از پلاژیوکلاز، بیوتیت و مقدار کمی هورنبلند تشکیل شده‌اند. این آنکلاوها (شکل ۳-۱۲) بیشتر در مرز بین توده و سنگ‌های دربرگیرنده وجود دارند و در اندازه کوچک می‌باشند.

### ج-۲- آنکلاو میکروگرانولار مافیک

این آنکلاوها از هورنبلندهای ریز دانه همراه با پلاژیوکلاز و کمی پتاسیم فلدسپار تشکیل شده‌اند. اندازه آنها بین ۱ تا ۴۰ سانتی‌متر است و دارای مرز مشخص با سنگ‌های توده لخشک می‌باشند (شکل ۳-۱۳).

آنکلاوهای گروه اول دارای بافت پورفیروئید با زمینه ریزدانه هستند که حاکی از سرد شدن سریع مذاب می‌باشد. آنکلاوهای گروه دوم بافت آفیریک نشان می‌دهند و از پلاژیوکلاز، هورنبلند، مقدار کمی پتاسیم فلدسپار و آپاتیت‌های سوزنی تشکیل شده‌اند.

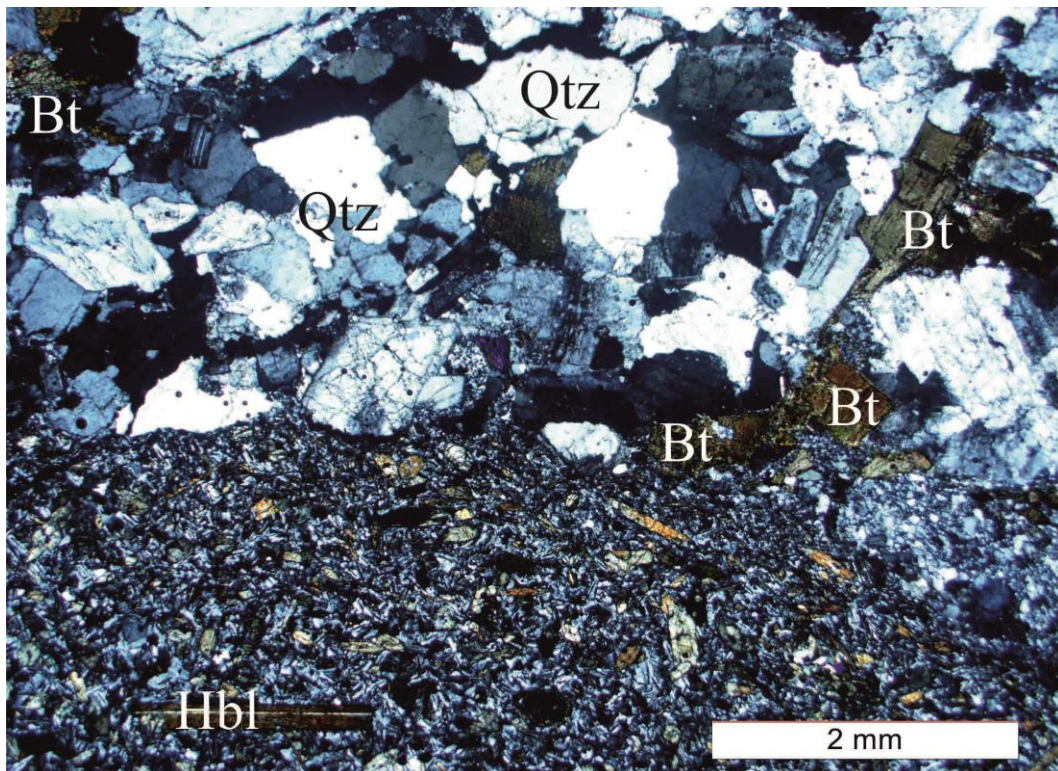
### هورنبلند

بلورهای هورنبلند موجود در آنکلاوهای تونالیتی به دو صورت مشاهده می‌شوند. (الف) به صورت تجمعی: این هورنبلندها بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بوده و به صورت سودومورف جانشین بلورهای پیروکسن شده‌اند (شکل ۳-۱۲-ب). (ب) به صورت منفرد: این هورنبلندها به شکل تک بلور در مقاطع حضور دارند و دارای رنگ چندرنگی سبز هستند. اندازه این کانی بین ۰/۱۱ تا ۱/۶ میلی‌متر می‌باشد (شکل ۳-۱۳).

بلورهای هورنبلند موجود در آنکلاوهای میکرودیوریتی تنها به صورت منفرد دیده می‌شوند و عموماً دارای اندازه کوچک (۰/۰۸ تا ۰/۱۰ میلیمتر) می‌باشند. این هورنبلندها دارای چندرنگی سبز هستند.



شکل ۳-۱۲-الف: تصویری از آنکلاوهای تونالیتی موجود در سنگ‌های توده لخشک. ب: کانی‌های پیروکسن موجود در این آنکلاوها که توسط هورنبلند سبز و اکتینولیت جایگزین شده‌اند.



شکل ۳-۱۳: بلورهای منفرد هورنبلند داخل آنکلاو میکروگرانولار مافیک (نور XPL). علائم کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

### پتاسیم‌فلدسپار

پتاسیم‌فلدسپارهای موجود در آنکلاوهای تونالیتی بافت پویی کیلیتیک را به خوبی نمایش می‌دهند، این در حالی است که این بافت در آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک اصلاً وجود ندارند. پتاسیم‌فلدسپارهای پویی کیلیتیکی دارای ادخال‌هایی از بلورهای ریز بیوتیت و پلاژیوکلازها می‌باشند.

### پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها با ظاهر مختلف و منطقه بندی به دو شکل در آنکلاوها دیده می‌شوند. پلاژیوکلازهای نوع اول متوسط دانه بوده و بصورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با هسته شکل‌دار در آنکلاوهای تونالیتی قابل مشاهده هستند. این در حالی است که در آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک بلورهای پلاژیوکلاز به شکل ریز بلور و بی‌شکل دیده می‌شوند و فضای بین بلورهای هورنبلند را پر کرده‌اند.

### ۳-۳- مجموعه زرگلی

مجموعه نفوذی زرگلی شامل توده زرگلی و دایک‌های آن می‌باشد.

### الف) توده نفوذی زرگلی

سنگ‌های توده نفوذی زرگلی بر روی نمودار سه تایی کوارتز - پلاژیوکلاز - آلکالی فلدسپار (اقتباس از Streckeisen 1976) عمدتاً در محدوده گرانودیوریت و تعداد کمی از نمونه‌ها در محدوده مونزوگرانیت واقع می‌شوند (کشتگر ۱۳۸۳، شکل ۳-۱۴). در مقایسه با گرانودیوریت، مونزوگرانیت‌ها از گستردگی کمتری برخوردار می‌باشند. این سنگ‌ها بیشتر در حاشیه غربی توده زرگلی رخنمون داشته و تفاوت اصلی آنها با سنگ‌های گرانودیوریتی در میزان پتاسیم فلدسپار بیشتر آنها است.

توده نفوذی زرگلی نیز مانند دیگر توده‌های گرانیتوئیدی زاهدان میزبان آنکلاوهای زینولیتی فراوانی است که براساس مطالعات صورت گرفته از نوع رسوبات دگرگون شده هستند که از سقف و دیواره‌ها جدا شده و به داخل توده در حال سرد شدن افتاده‌اند. آنکلاوهای موجود در این سنگ‌ها از نظر اندازه بسیار متنوع (از چند سانتی‌متر تا حدود یک و نیم متر) هستند. در اثر فرسایش بادی، تعدادی از آنکلاوها از جای خود کنده شده و باعث ایجاد ساخت لانه زنبوری در این سنگ‌ها شده‌اند (شکل ۳-۱۴).

دو نوع درزه در این توده دیده می‌شود. گروه اول درزه‌هایی که پس از انجماد ماگما توسط مذاب باقی‌مانده پر شده‌اند و رگه‌های آپلیتی را تشکیل داده‌اند. این درزه‌ها ضخامتی حدود چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر دارند (شکل ۳-۱۵-الف).

گروه دوم درزه‌هایی هستند که تقریباً موازی با گسل‌های امتداد لغز منطقه با امتداد NE-SW دیده می‌شوند و دارای ضخامت متغیر می‌باشند. تعداد این درزه‌ها از گروه اول بیشتر است. به دلیل وجود عوامل ساختاری مثل فشارهای جهت‌دار و تنش‌های برشی که پس از تشکیل گرانیت زرگلی رخ داده است؛ درزه و شکاف‌هایی در سنگ‌ها بوجود آمده است و این سنگ‌ها را به بلوک‌های کوچک و بزرگ متعددی تقسیم کرده‌اند. در بیشتر مناطق رخنمون یافته از این توده فرسایش پوست پیازی دیده می‌شود. وقتی توده‌های بزرگ آذرین، به ویژه توده‌های گرانیتی، تحت تاثیر

فرسایش قرار می‌گیرند، ورقه‌هایی به موازات یکدیگر از سطح آن جدا می‌شود، این پدیده که سبب ایجاد لایه‌های پوست پیازی می‌شود، ورقه‌ای شدن می‌نامند و در جایی دیده می‌شود که فشار حاصل از وزن سنگ‌های رویی بر اثر فرسایش به میزان زیادی کاهش یابد. در این حالت لایه خارجی بیش از همه انبساط می‌یابد و از بقیه سنگ جدا می‌گردد. معمولاً این توده‌های آذرین شکل گنبد به خود می‌گیرند. ادامه هوازدگی سبب می‌گردد که قطعات حاصل از ورقه‌ای شدن به صورت ورقه‌های پوست پیازی از هم جدا شوند (شکل ۳-۱۵-ب).

بافت غالب در سنگ‌های تشکیل دهنده این توده از نوع گرانولار است و بافت‌هایی همچون پرتیتی، میرمکیتی و پوئی کیلیتیک نیز مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها دارای ۲/۲۲٪ بیوتیت هستند.



شکل ۳-۱۴: ساخت‌های لانه زنبوری که بر اثر خروج آنکلاوها از توده زرگلی تشکیل شده‌اند.



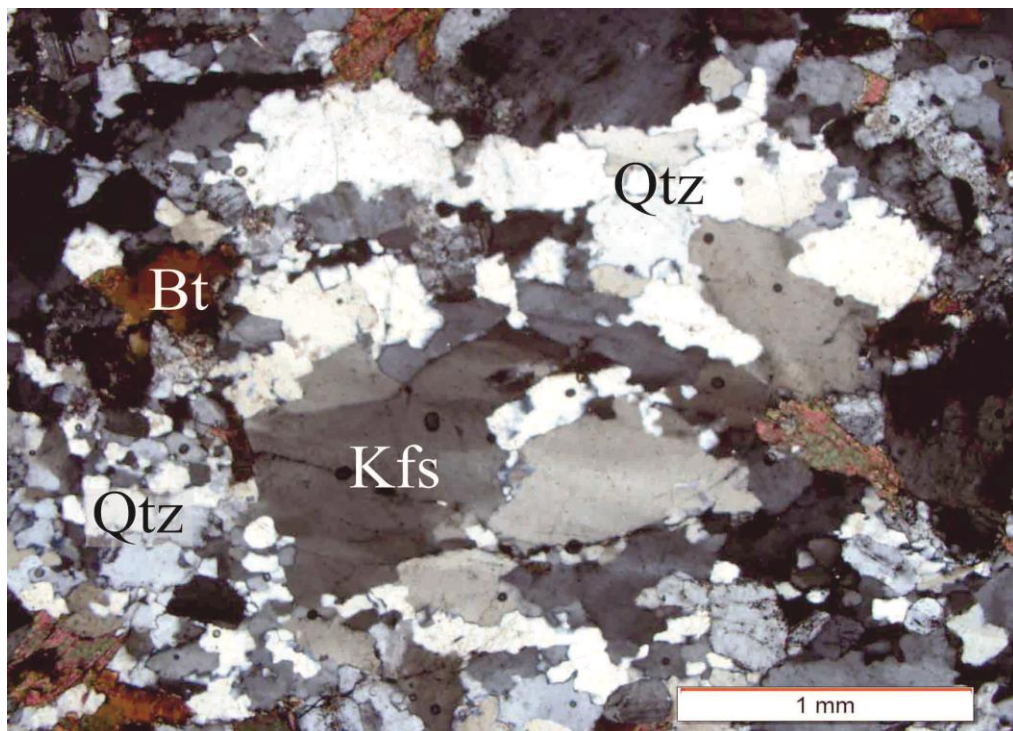
شکل ۳-۱۵-الف: رگه‌های آپلیتی در توده نفوذی زرگلی. ب: فرسایش پوست پیازی بر اثر برداشته شدن فشار لایه-های فوقانی توده نفوذی.

توده نفوذی زرگلی از نظر کانی‌شناسی شامل پلاژیوکلاز (۳۷/۱٪ - ۲۳/۴٪)، کوارتز (۳۶/۵٪ - ۲۳/۲٪)، پتاسیم‌فلدسپار (۲۷/۴٪ - ۱۲/۷٪)، بیوتیت (۲۲/۲٪ - ۹/۳٪) و اسفن، آلانیت، آپاتیت و

زیرکن (مجموعاً حدود ۰.۲٪) می‌باشد (کشتگر ۱۳۸۳). در ادامه، ویژگی‌های هر یک از کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های توده نفوذی زرگلی را بحث خواهیم نمود.

### کوارتز

در سنگ‌های گرانیتوئیدی توده زرگلی بلورهای کوارتز بصورت بی‌شکل در اندازه متوسط تا ریز دانه حضور دارند. این کانی با داشتن سطحی شفاف، خاموشی موجی و برجستگی ضعیف به راحتی در مقاطع میکروسکوپی قابل شناسایی است. حدود ۳۶ درصد از حجم سنگ را کوارتز تشکیل داده و در برخی موارد دارای ادخال‌هایی از بلورهای آپاتیت، پلاژیوکلاز و بیوتیت می‌باشد. مرز این کانی با کانی‌های کوارتز مجاور بصورت مضرسی است؛ که ناشی از تجدید تبلور بر اثر مهاجرت مرز دانه‌ها می‌باشد. در بعضی موارد بلورهای کوارتز بصورت تجمعات ریز بلوری فضای بین کانی‌های دیگر را پر کرده‌اند که نشان‌دهنده تشکیل آنها در مراحل پایانی تبلور ماگما است (شکل ۳-۱۶).



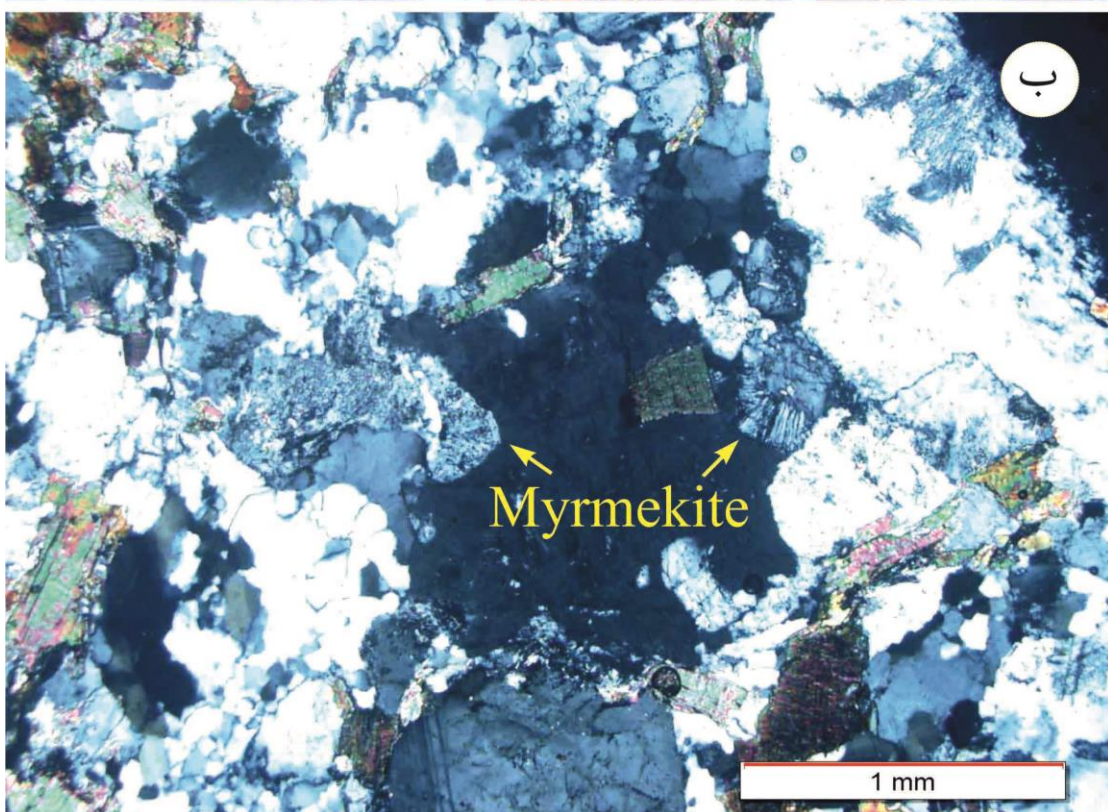
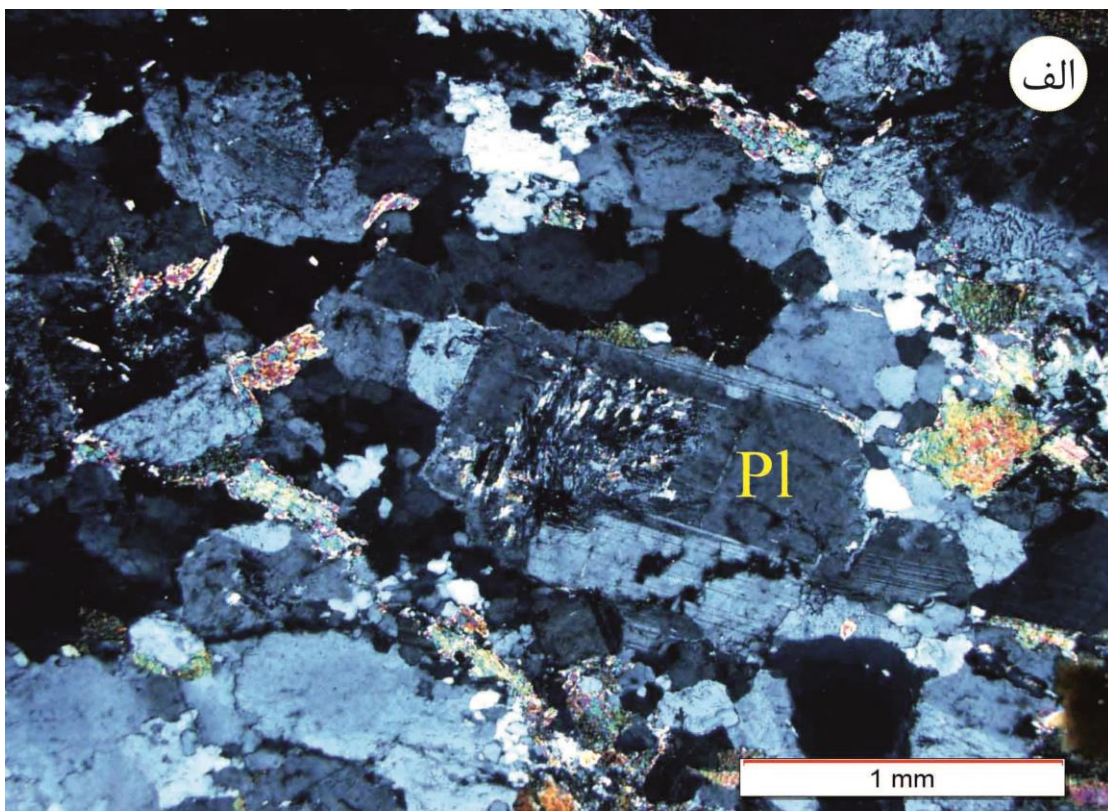
شکل ۳-۱۶: بلورهای غیر خودشکل کوارتز موجود در سنگ‌های توده زرگلی. همانطور که مشاهده می‌شود بلورهای کوارتز با مکانیسم مهاجرت مرز دانه تبلور دوباره یافته‌اند (نور XPL). علائم کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است. پلاژیوکلاز

بیشتر حجم این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز (تقریباً ۳۷٪) تشکیل شده که دارای ماکل پلی‌سنتتیک می‌باشد و در مواردی منطقه‌بندی و ماکل ساده نشان می‌دهند. این کانی عمدتاً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است و در برخی موارد دارای ادخال‌هایی از بیوتیت و آپاتیت است. در بعضی موارد بلورهای پلاژیوکلاز به علت افزایش تنش‌های وارده دچار خمیدگی و شکستگی شده‌اند. بعضی از بلورهای بزرگ پلاژیوکلاز به سرعت تجزیه (سریسیتی) شده‌اند (شکل ۳-۱۷-الف). شکستگی‌ها در مواردی توسط کوارتز پر شده‌اند بطوریکه در انتهای شکاف‌ها منبعی از کانی پرکننده دیده می‌شود که از شواهد دگرشکلی دما بالای این سنگ‌ها می‌باشد. برخی از بلورهای درشت پلاژیوکلاز بلورهای کوچکتر را در بر می‌گیرند. در مواردی از هم‌رشدی بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز بافت میرمکیتی ایجاد شده (شکل ۳-۱۷-ب)، که می‌تواند نشان دهنده تبلور سریع ماگما و مقدار پایین فشار بخار آب در توده گرانیتی نزدیک سطح زمین باشد.

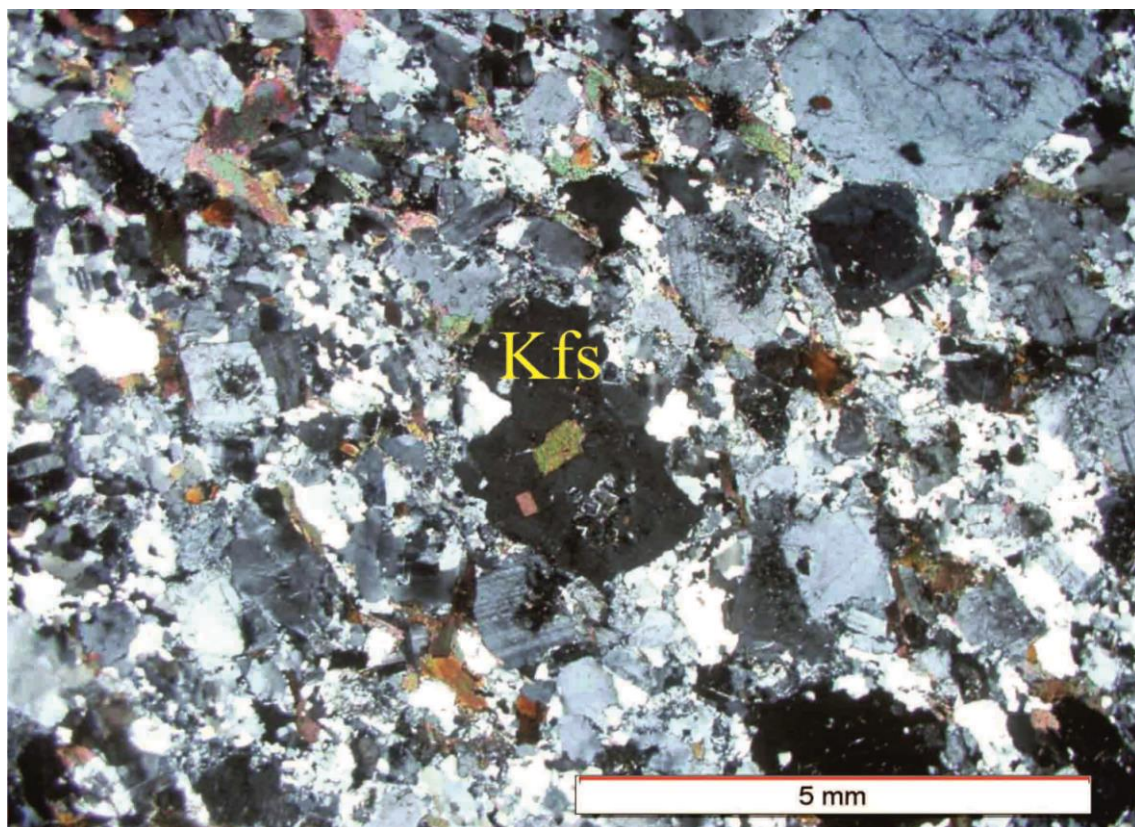
#### پتاسیم‌فلدسپار

پتاسیم‌فلدسپارهای موجود در این توده از نظر اندازه دانه متوسط تا ریزدانه می‌باشند و بصورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل قابل مشاهده هستند. این کانی در اثر تجزیه به کائولینیت، دارای سطح کثیفی هستند که شناسایی آن‌ها را در مقاطع میکروسکوپی آسانتر می‌کند. در مواردی ارتوز بافت پوئی-کیلیتیک نشان می‌دهد، بطوریکه ادخالهایی از کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و آپاتیت درون یک بلور پتاسیم‌فلدسپار قرار گرفته است (شکل ۳-۱۸). بر این اساس می‌توان نتیجه گرفت که تبلور آلکالی فلدسپار بعد از تبلور بیوتیت صورت گرفته و در نتیجه مقدار آب ماگما در زمان تبلور احتمالاً بیشتر از ۳ درصد بوده است (Maaloe 1975). یکی دیگر از ویژگی‌های این فلدسپارها حضور تیغه‌های آلبیت در آنهاست که معرف بافت پرتیتی می‌باشد. وجود این بافت در این سنگ‌ها حاکی از تبلور آنها در شرایط هیپرسولووس می‌باشد. البته این بافت از فراوانی کمی در این سنگ‌ها برخوردار است.





شکل ۳-۱۷-الف: بلور پلاژیوکلاز در حال سرسیتی شدن. ب: تشکیل بافت میرمکیتی در اثر اعمال فشار در دو طرف پتاسیم فلدسپار (نور XPL). علائم کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

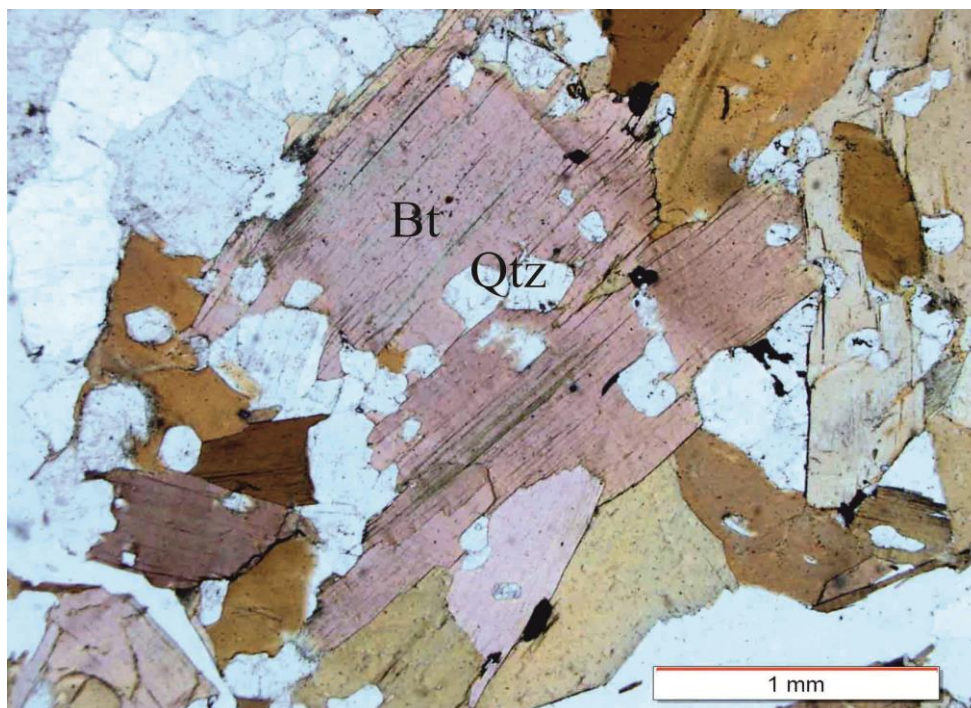


شکل ۳-۱۸: درشت بلور پتاسیم فلدسپار به همراه ادخال‌های بیوتیت در آن (نور XPL). علائم کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

### بیوتیت

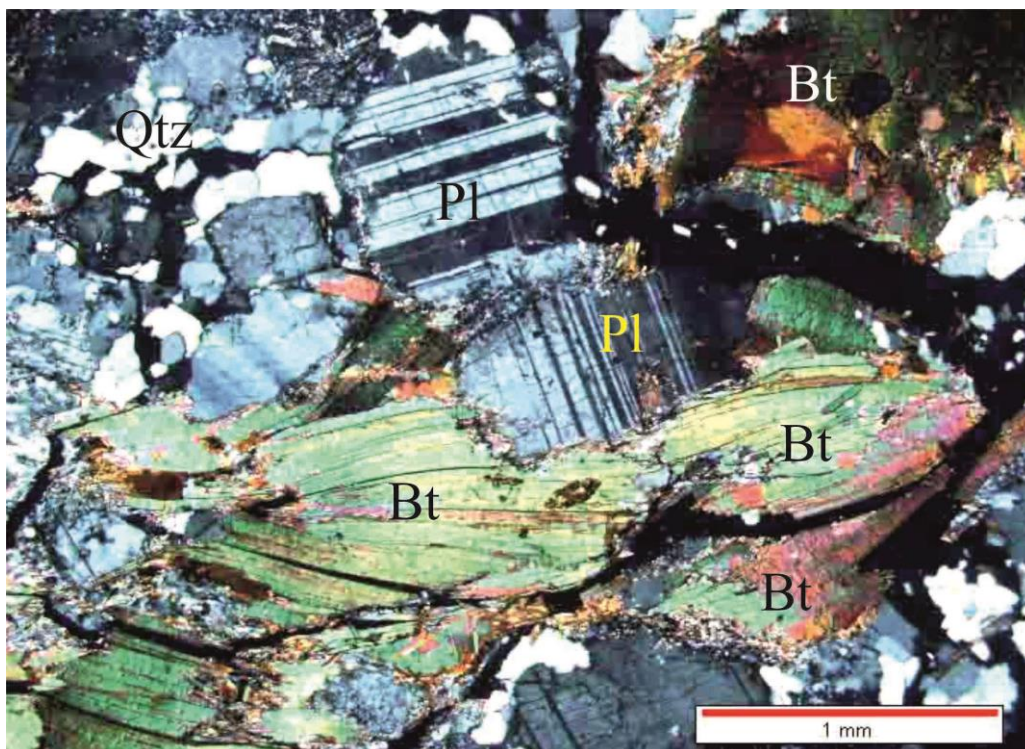
بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های توده نفوذی زرگلی عمدتاً از نوع ماگمائی و اولیه هستند، بطوریکه در نمودار سه تایی  $10\text{TiO}_2 - \text{FeO} + \text{MnO} - \text{MgO}$  نمونه‌های آنالیز شده در محدوده A (بیوتیت-های تبلور یافته از ماگما) قرار می‌گیرند (سراوانی ۱۳۹۰). علاوه بر این بیوتیت‌های مطالعه شده دارای مقادیر آلومینیم اکتاندری ( $\text{Al}^{\text{VI}}$ ) کمتر از یک هستند، که نشان‌دهنده ماگمائی بودن آن‌ها است؛ درحالی‌که بیوتیت‌های ثانویه (محدوده‌های B و C) همیشه مقدار  $\text{Al}^{\text{VI}}$  بالاتری دارند. این بیوتیت‌ها دارای رنگ قهوه‌ای و چندرنگی هستند که ماهیت آهن‌دار بودن آن‌ها را تأیید می‌کند (رنگ قهوه‌ای مربوط به وجود آهن در ترکیب بیوتیت‌ها است) (شکل ۳-۱۹).

بیوتیت‌های منزیم‌دار در مقایسه با بیوتیت‌های آهن‌دار، دارای مقادیر بالاتری از  $\text{Fe}^{+3}$ ،  $\text{Ti}$ ،  $\text{Mg}$ ،  $\text{Si}$  و مقادیر کمتری از  $\text{Na}$ ،  $\text{Fe}^{+2}$ ،  $\text{Al}$ ،  $\text{K}$ ،  $\text{F}$ ،  $\text{OH}$  هستند. نسبت  $\text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg})$  در این بیوتیت‌ها از

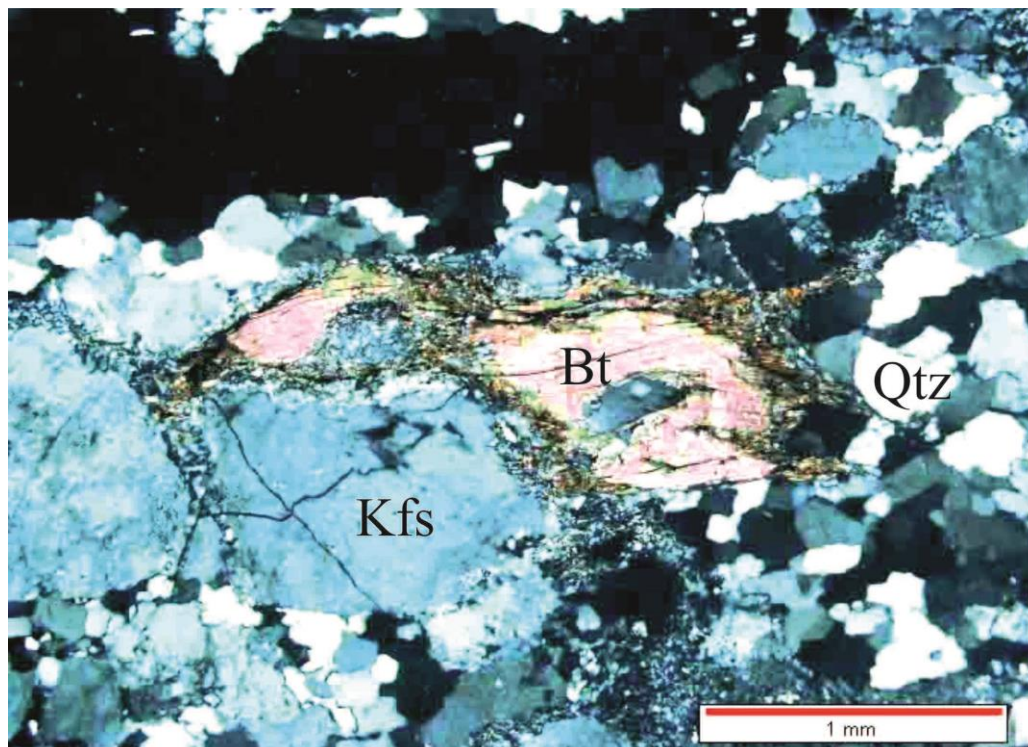


شکل ۳-۱۹: بیوتیت‌های آهن‌دار توده نفودی زرگلی که دارای ادخال‌هایی از کانی کوارتز می‌باشند (نور PPL). علائم کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

۰/۵۱ تا ۰/۵۵ (متوسط ۰/۵۳) تغییر می‌کند و در نتیجه می‌توان آنها را بیوتیت‌هایی نسبتاً غنی از منزیم به حساب آورد (سراوانی ۱۳۹۰). گاهی تا ۲۲ درصد حجم این سنگ‌ها را بیوتیت تشکیل می‌دهد به همین دلیل می‌توان در نامگذاری آنها بصورت پیشوند به نام این سنگ‌های گرانیتوئیدی افزود (شکل ۳-۲۰). این کانی بصورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار و در اندازه درشت، متوسط و ریز دانه در این سنگ‌ها قابل مشاهده است. در بسیاری از موارد بر اثر تحمل دگرشکلی پلاستیک، آثار انحنا و خمیدگی در بیوتیت‌ها و خصوصاً در بلورهای درشت بیوتیت، دیده می‌شود (شکل ۳-۲۱)، در حالی که در بلورهای کوچک بیوتیت، بندرت چنین حالتی قابل مشاهده است. گاهی در داخل بیوتیت‌ها ادخال‌هایی از آپاتیت و زیرکن حضور دارند. در برخی موارد، بیوتیت‌ها بصورت تجمعی دیده می‌شوند و نیز گاهی کانی‌های بیوتیت بصورت یک حلقه سایر کانی‌ها را دربر گرفته‌اند (بافت آناستوموسینگ؛ شکل ۳-۲۲)، به نظر می‌رسد که اینگونه آرایش‌ها در واکنش به

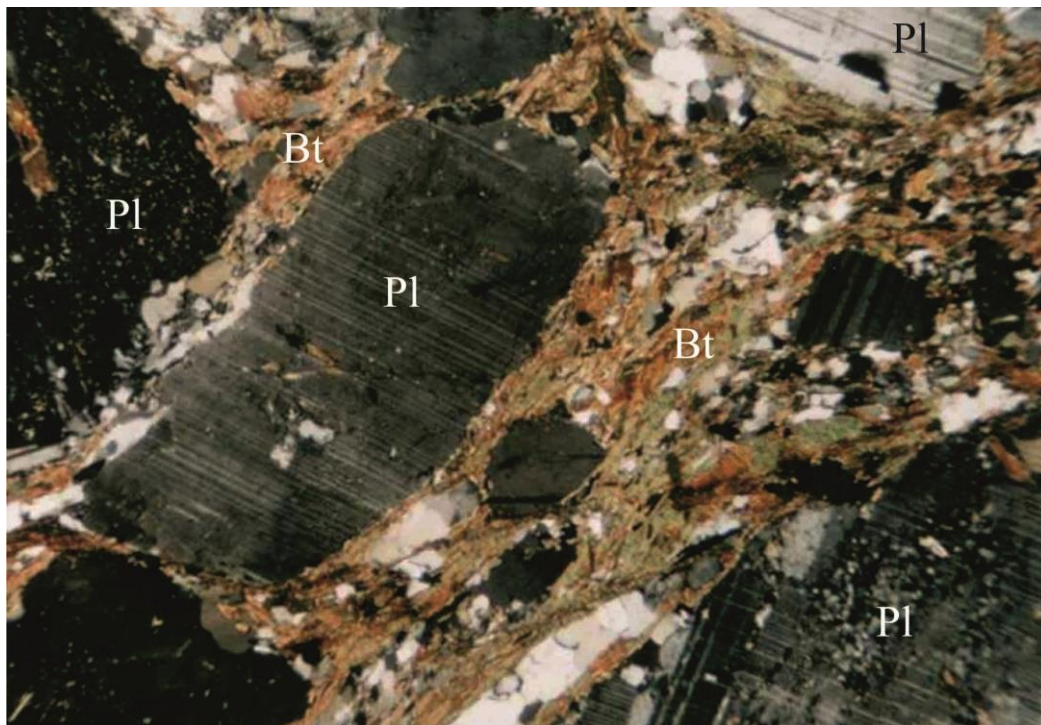


شکل ۳-۲۰: مقطع تهیه شده از توده نفوذی زرگلی که نشان دهنده فراوانی کانی‌های بیوتیت در این توده است (نور XPL). علائم کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.



شکل ۳-۲۱: آثار انحنا و خمیدگی در بیوتیت‌ها بر اثر دگرشکلی پلاستیک (نور XPL). علائم کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

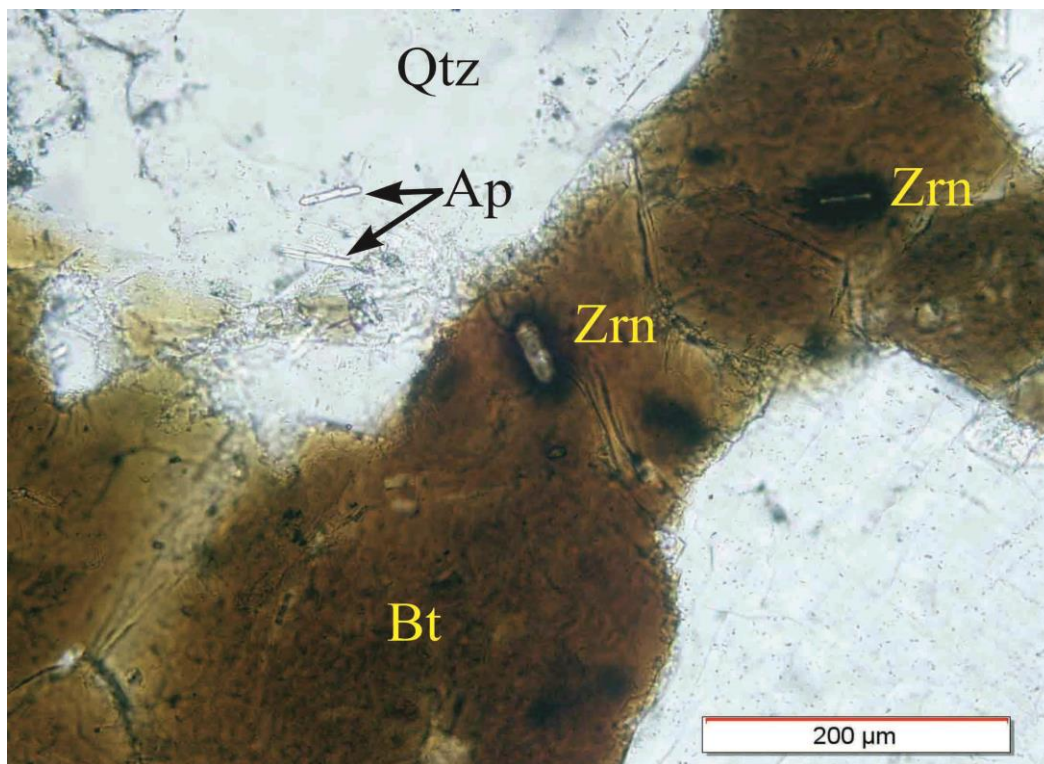
تنش‌های وارده قبل از سرد شدن کامل توده ایجاد شده باشند. همچنین در اطراف برخی از بلورهای بیوتیت و در مرز بین این کانی‌ها با کانی‌های کوارتز و فلدسپار یک حاشیه واکنشی مشاهده می‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده تعادل دما در محدوده ساب‌سالیپدوس باشد (De Pieri and Jobistraibizer, 1983).



شکل ۳-۲۲: حلقه بیوتیت اطراف کانی‌های دیگر (بافت آناستوموسینگ) (نور XPL). علامت کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

### کانی‌های فرعی

کانی‌های فرعی عمدتاً شامل اسفن، آلانیت، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های آپیک می‌باشد و حدود ۳ درصد از حجم این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. کانی آپاتیت رایج‌ترین کانی فرعی در این سنگ‌ها می‌باشد که عمدتاً به شکل بلورهای منشوری کوتاه و پهن در اندازه‌های ریز تا متوسط‌دانه و بصورت ادخال در کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و ارتوکلاز مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۳). زیرکن‌ها اغلب بصورت بلورهای ریز شکل‌دار دیده می‌شوند و شناسایی آن‌ها در کانی بیوتیت آسانتر می‌باشد.



شکل ۳-۲۳: بلورهای آپاتیت داخل کوارتز و بلورهای زیرکن داخل بیوتیت. هاله سوختگی تشخیص زیرکن را در بیوتیت آسان تر کرده است (نور PPL). علائم کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

در بخش‌هایی از توده و بویژه در قسمت شمالی آن بر شدت دگرسانی کانی‌ها افزوده شده بطوریکه بلورهای بیوتیت در راستای رخ خود به کلریت و اپیدوت دگرسان شده‌اند و بلورهای پلاژیوکلاز اغلب سربسیتی شده هستند و ظاهر غبارآلود به خود گرفته‌اند. به نظر می‌رسد که این دگرسانی‌ها احتمالاً در اثر اعمال تنش و به دنبال آن نفوذ سیالات هیدروترمال به توده ایجاد شده‌اند.

در بخش جنوبی کوه زرگلی، توده‌های خرد شده و پراکنده‌ای با رنگ‌های خاکستری روشن تا قهوه‌ای (به دلیل وجود کانی‌های بیوتیت) دیده می‌شوند. در این مناطق سنگ‌ها ظاهر لایه‌ای پیدا کرده و مرز بین آن‌ها بصورت گسله و ناگهانی می‌باشد. این سنگ‌ها معرف گرانودیوریت‌های میلونیتی شده هستند. بلورهای بیوتیت در این سنگ‌ها جهت یافتگی نشان می‌دهند. بلورهای کوارتز، تبلور دوباره یافته‌اند و به شکل مجموعه‌های چند بلوری دانه‌ریز با حاشیه مضرس در بین سایر کانی‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳-۲۴). مقدار بافت میرمکیتی ناشی از هم‌رشدی کوارتز و

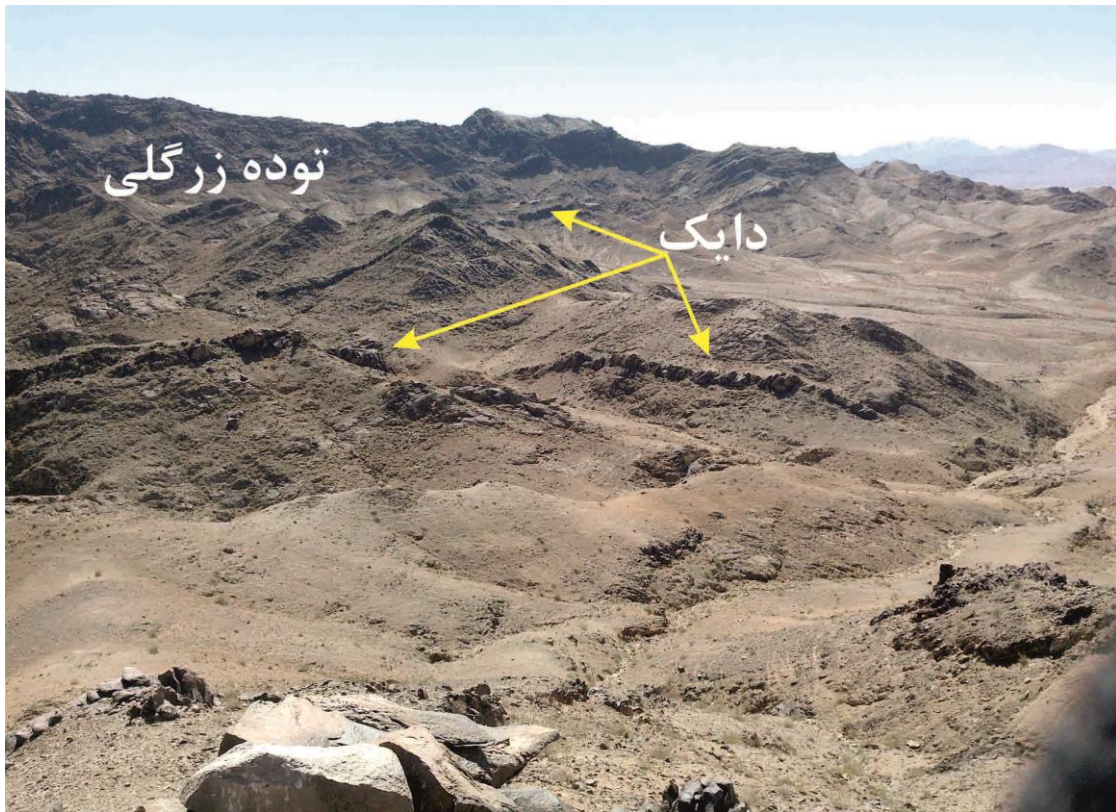
پلاژیوکلاز نسبت به گرانودیوریت‌های غیر میلوئیتی توده اصلی، افزایش یافته است. که احتمالاً به دلیل وجود تنش می‌باشد. آثار دگرسانی در بلور پلاژیوکلاز قابل مشاهده است. این بلورها به سرسیت و کلسیت تجزیه شده‌اند.

#### ب- دایک‌ها

دو نوع دایک در این توده‌ها دیده می‌شود که از نظر رنگ به دایک‌های تیره و روشن تقسیم‌بندی می‌شوند (شکل ۳-۲۵). دایک‌های تیره در نمودار سه‌تایی کوارتز - پلاژیوکلاز - آلکالی فلدسپار در محدوده دیوریت / گابرو قرار می‌گیرند و با توجه به ترکیب کانی‌شناسی آنها یعنی وفور بلورهای آمفیبول و نبود کانی‌های پیروکسن می‌توان آنها را بعنوان دیوریت در نظر گرفت. دایک‌های با رنگ روشن‌تر اسیدی بوده و با توجه به کانی‌های سازنده عمدتاً در محدوده ریولیت قرار می‌گیرند (سراوانی ۱۳۹۰).



شکل ۳-۲۴: مجموعه‌های چند بلوری کوارتز با حاشیه مضرس در بین کانی پلاژیوکلاز و بیوتیت (نور XPL). علائم کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.



شکل ۳-۲۵: نمایی از توده زرگلی و دایک‌های آن. دید به سمت جنوب شرقی.

#### ب-۱- دایک‌های میکرودیوریتی

تعداد دایک‌های موجود در توده نفوذی زرگلی در مقایسه با گرانودیوریت لخشک بسیار کمتر است اما از روند شمالی- جنوبی تا شمال غربی - جنوب شرقی (روند دایک‌های توده لخشک) تبعیت می‌کنند. این دایک‌ها جوانترین فاز ماگمائی منطقه محسوب می‌شوند زیرا تمامی واحدهای سنگی موجود در منطقه را قطع کرده‌اند (کشتگر ۱۳۸۳). دایک‌های میکرودیوریتی در نمونه دستی به رنگ سبز تیره دیده می‌شوند که بیانگر فراوانی بلورهای آمفیبول در آن‌ها می‌باشد. کانی‌های سازنده اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند که با توجه به فزونی آمفیبول و نبود پیروکسن می‌توان این دایک‌ها را به عنوان میکرودیوریت به حساب آورد. با توجه به اینکه مقدار  $(Ca+Na)_B$  در آمفیبول‌های آنالیز شده از این دایک‌ها بین ۱/۹۵ تا ۲ تغییر می‌کند، مقادیر  $Na_B$  (صفر تا حداکثر ۰/۳) و مقادیر  $Ca_B$  (۱/۶۸ تا ۲) می‌توان نتیجه گرفت که تمام آمفیبول‌های آنالیز شده از دایک‌ها و



آنکلاوهای این توده در گروه کلسیک قرار می‌گیرند (سراوانی ۱۳۹۰). آمفیبول‌های آنالیز شده از دایک‌های دیوریتی توده نفوذی زرگلی از نوع چرماکیت می‌باشند (سراوانی ۱۳۹۰). بافت غالب در این سنگها دلریتی است که حاصل قرار گرفتن بلورهای آمفیبول در بین تیغه‌های پلاژیوکلاز می‌باشد. کانی‌های آمفیبول بصورت بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار در این سنگها دیده می‌شوند که در مقطع عرضی به وضوح دو دسته رخ نشان می‌دهند. فراوانی آمفیبول‌ها در این سنگها می‌تواند به دلیل تبلور ماگمای حدواسط در فشار بالای بخار آب باشد که موجب تبلور آمفیبول به جای پیروکسن یا الیون شده است. پلاژیوکلازهای دیده شده در این دایکها غالباً به شکل بلورهای کشیده و آجر مانند دیده می‌شوند که به مقدار نسبتاً زیادی به سریسیت و کلسیت تجزیه یافته‌اند.

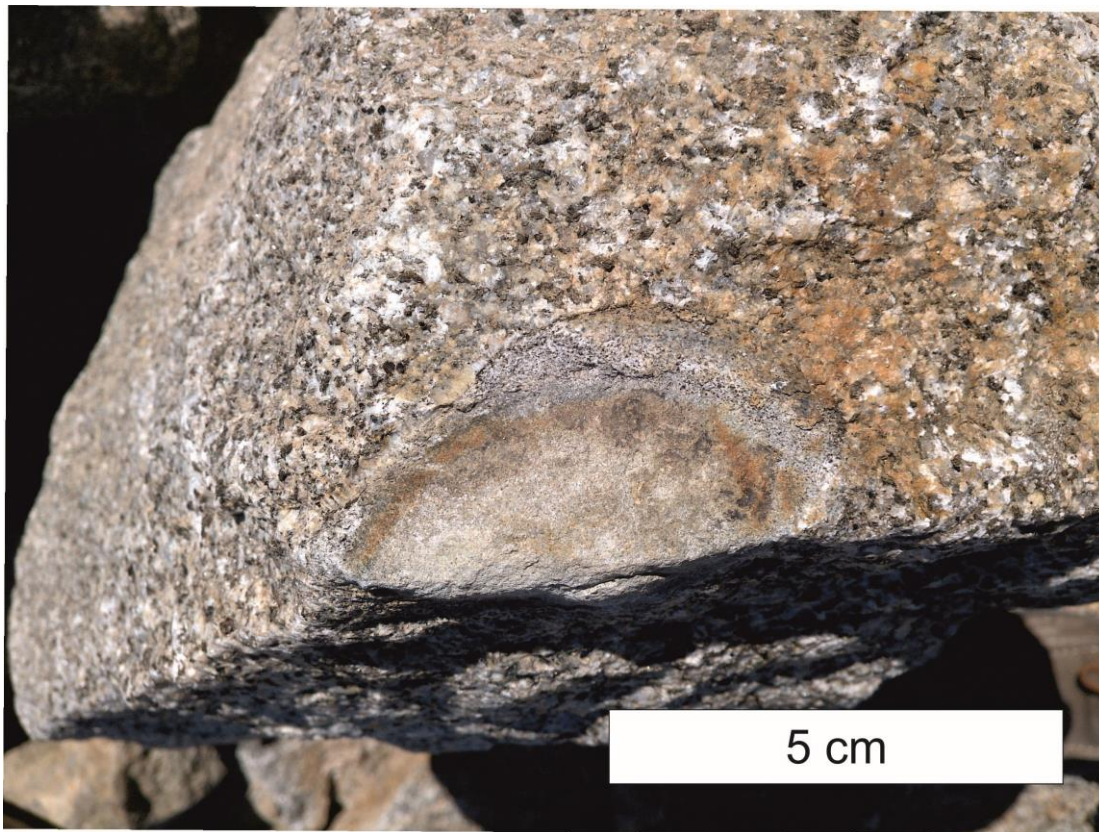
#### ب-۲- دایک‌های داسیتی

در نیمه جنوبی توده نفوذی زرگلی دایک‌هایی داسیتی به رنگ سفید تا کرم مشاهده می‌شوند. این دایکها از نظر کانی‌شناسی متشکل از کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و مقدار کمی بیوتیت هستند. در برخی موارد بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی نشان داده و کمی سریسیتی شده هستند. بلورهای آپاتیت نیز بصورت ادخال درون بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز مشاهده می‌شوند. با توجه به نسبت کانی‌های تشکیل دهنده، این سنگها در نمودار اشتريکایزن در محدوده ریولیت قرار می‌گیرند. تعداد این دایکها در کل توده چندان زیاد نبوده و از گستردگی نسبتاً کمی برخوردار هستند. روند عمومی این دایکها شمالی - جنوبی بوده و بصورت موازی با هم دیده می‌شوند. بافت غالب این دایکها پورفیری است.

#### ج- آنکلاوها

در توده نفوذی زرگلی نیز آنکلاوهای فراوانی در اندازه‌های متنوع و به اشکال عمدتاً کروی و بیضوی وجود دارند که در برخی موارد آثار لایه‌بندی اولیه را نشان می‌دهند. علاوه بر آن، کانی بیوتیت به

وفور در این آنکلاوها دیده می‌شود؛ بر این اساس می‌توان آنها را از نوع آنکلاوهای سورمیکاسه به حساب آورد (شکل ۳-۲۶). این آنکلاوها در بسیاری از توده‌های نفوذی خصوصاً در گرانیت‌های آناتکسی همراه با میگماتیت‌ها فراوان هستند (دیدیه ۱۹۷۳). در روی زمین، آنکلاوهای سورمیکاسه را می‌توان براحتی از سنگ‌های گرانیتوئیدی زرگلی جدا کرد، چون آن‌ها واجد پوسته بیوتیتی می‌باشند. از آنجا که کانی بیوتیت نسبت به کانی‌های کوارتز و فلدسپار دیرگدازتر می‌باشد، این کانی‌ها ذوب شده ولی بیوتیت یک حاشیه تیره‌رنگ را در مرز توده و آنکلاو تشکیل می‌دهد که پوسته بیوتیتی نامیده می‌شود (دیدیه ۱۹۷۳). این آنکلاوها در نمونه دستی دانه ریز و تیره رنگ هستند و در زیر میکروسکوپ، بافت میکروگرانولار تقریباً جهت‌یافته نشان می‌دهند. از نظر کانی‌شناسی عمدتاً از کوارتز، پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت تشکیل شده‌اند. آمفیبول‌های آنالیز شده از آنکلاوهای رسوبی دگرگون شده، از نوع منیزیو هورنبلند هستند (سراوانی ۱۳۹۰).



شکل ۳-۲۶: تصویری از آنکلاوهای سورمیکاسه موجود در توده نفوذی زرگلی .

اگرچه در برخی موارد بلورهای درشت کوارتز در این آنکلاوها مشاهده می‌شود (عمدتاً در نزدیکی حاشیه آنکلاوها)، اما بلورهای کوارتز غالباً به شکل ریز بلور و بی‌شکل می‌باشند و فضای بین سایر کانی‌ها را پر کرده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز نیز به شکل ریز بلورهای نیمه شکل‌دار هستند و با داشتن ماکل پلی سنتتیک مشخص می‌گردند. آمفیبول مهمترین کانی مافیک این آنکلاوها است که بصورت ریز بلور، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و با داشتن دو دسته رخ در مقاطع عرضی مشخص می‌شود. کانی مافیک دیگر در این سنگ‌ها بیوتیت است که بیشتر در حاشیه آنکلاوها و در مرز آنها با گرانیتوئیدهای میزبانشان حضور دارد (پوسته بیوتیتی). در مقیاس میکروسکوپی مقدار بیوتیت از مرکز به سمت حاشیه آنکلاوها افزایش می‌یابد و برعکس مقدار آمفیبول کاهش می‌یابد. بر این اساس شاید بتوان چنین نتیجه گرفت که حرارت توده نفوذی توانسته آنکلاوها را متأثر کند و موجب تشکیل و رشد کانی بیوتیت در حاشیه این آنکلاوها و ذوب کوارتز و فلدسپارها شود.

### ۳-۴- توده گیدان

توده نفوذی گیدان با ترکیب گرانودیوریت از نظر کانی‌شناسی شامل پلاژیوکلاز (۲۸٪)، کوارتز (۲۳٪)، فلدسپار (۱۷٪)، بیوتیت (۱۴٪)، آمفیبول (۱۶٪) و اسفن، آلانیت، آپاتیت و زیرکن (حدود ۲٪) می‌باشد. بافت غالب این توده از نوع گرانولار درشت بلور است و بافت‌هایی همچون پرتیتی، میرمکیتی و پوئی‌کیلیتیک نیز در آن مشاهده می‌شود و بر روی نمودار سه تایی کوارتز - پلاژیوکلاز - آلکالی فلدسپار (اقتباس از Streckeisen 1976) در محدوده گرانودیوریت واقع می‌شوند. این سنگ‌ها با مقدار ۱۴٪ بیوتیت از نظر رنگی روشن یا مزوکرات هستند. با توجه به مقدار بیوتیت موجود در توده گرانیتی گیدان می‌توان آنها را بیوتیت گرانیت نام‌گذاری کرد. توده نفوذی گیدان نیز مانند دیگر گرانیتوئیدهای زاهدان میزبان آنکلاوهایی سورمیکاسه است که براساس مطالعات صورت گرفته از پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت تشکیل شده‌اند. آنکلاوهای موجود در این سنگ‌ها از نظر اندازه (از چند سانتی‌متر تا حدود سی سانتی‌متر) هستند (شکل ۳-۲۷).



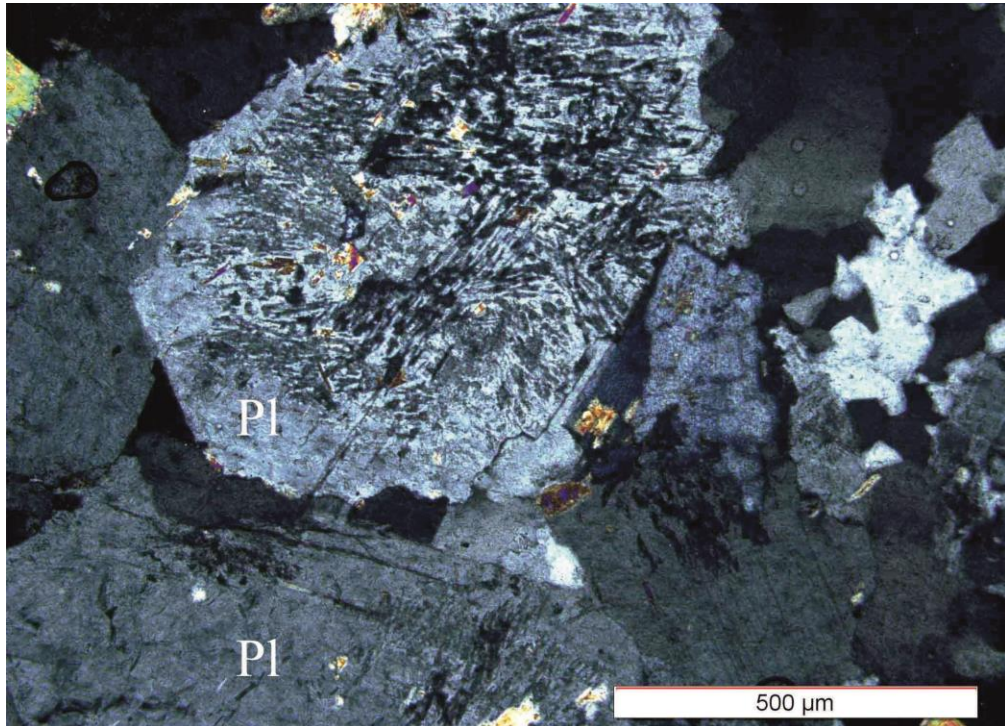
شکل ۳-۲۷: آنکلاو سورمیکاسه موجود در توده گپدان.

### پلاژیوکلاز

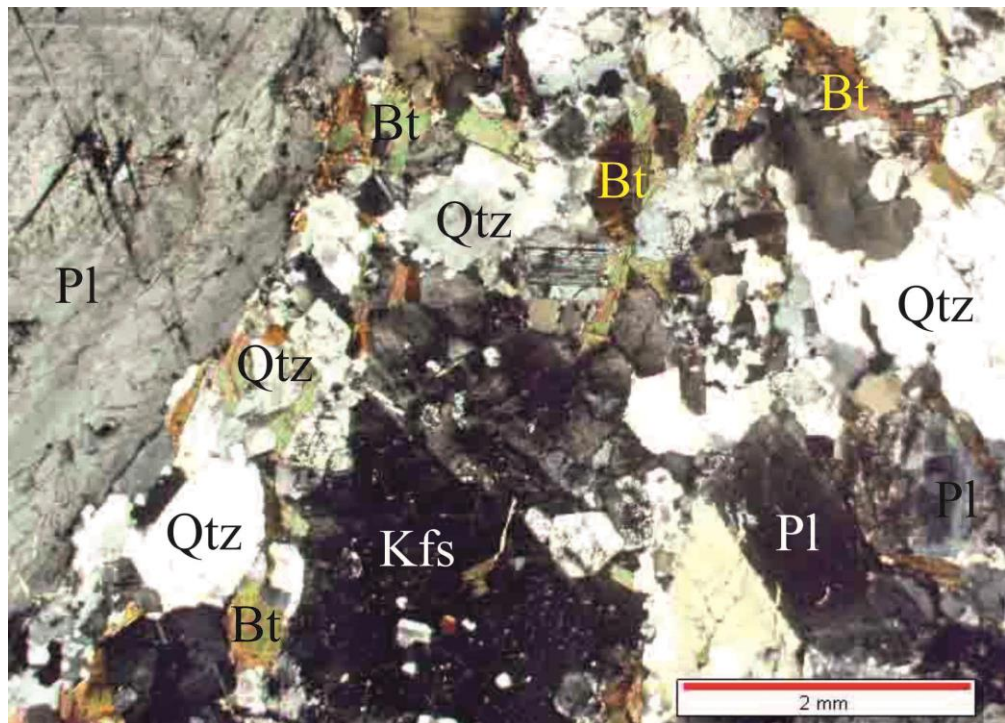
پلاژیوکلازها بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار بوده و معمولاً منطقه‌بندی نشان می‌دهند. اندازه این بلورها بین ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر متغیر است. در بعضی نمونه‌ها بافت میرمکیتی، بین پلاژیوکلازها و کوارتزها تشکیل شده است. همچنین در بعضی نمونه‌ها ادخال‌هایی از کانی‌های آپاتیت و زیرکن در داخل پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود. پلاژیوکلازها گاهی به کانی‌های ثانویه نظیر سرسیت و اپیدوت تجزیه شده‌اند (شکل ۳-۲۸).

### پتاسیم فلدسپار

بلورهای پتاسیم فلدسپار حدود ۱۸٪ از حجم نمونه‌ها را تشکیل داده و نیمه شکل‌دار هستند. اندازه این بلورها تا حدود ۱/۵ میلی‌متر بوده و بندرت تجزیه شدگی در آن‌ها دیده می‌شود. پتاسیم فلدسپارها گاهی بصورت درشت بلورهای (مگاکریست‌هایی) با بافت پویی کیلیتیک در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شوند و شامل تعداد زیادی ادخال‌های کوچک از پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت هستند (شکل ۳-۲۹). همچنین در بعضی از نمونه‌های دگرشکل شده، بافت پرتیتی دیده می‌شود یا حتی به میکروکلین تبدیل



شکل ۳-۲۸: پلاژیوکلازهای تجزیه شده به سرسیت و اپیدوت (نور XPL). علائم کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

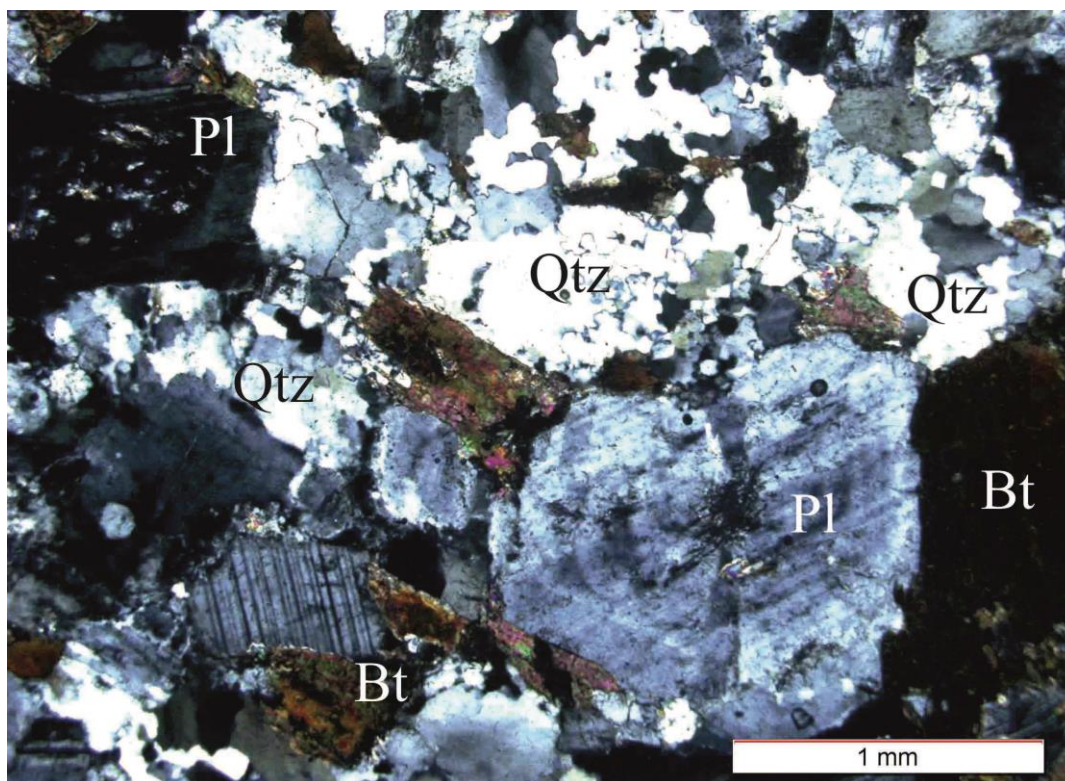


شکل ۳-۲۹: پتاسیم فلدسپار با بافت پویی کیلیتیک در سنگ‌های توده گپدان که دارای ادخال‌های بیوتیت و کوارتز می‌باشد (نور XPL). علائم کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

شده‌اند. در بعضی نمونه‌ها بافت میرمکیتی، موازی با جهت فشار در دو طرف پتاسیم‌فلدسپارها تشکیل شده است؛ در برخی دیگر از پتاسیم‌فلدسپارها خاموشی صفحه شطرنجی دیده می‌شود که هر دو بافت موجود ناشی از تنش وارده به کانی‌های پتاسیم‌فلدسپار می‌باشد.

### کوارتز

کوارتز در حدود ۲۳٪ از حجم نمونه‌ها را تشکیل می‌دهد. بلورهای کوارتز در فضای خالی بین دیگر کانی‌های سنگ تشکیل شده و بی‌شکل و شفاف هستند و گاهی دارای ادخال‌هایی از آپاتیت و زیرکن می‌باشند. بلورهای کوارتز بر اثر مکانیسم مهاجرت مرز دانه‌ها به دلیل تنش جهت‌دار وارد شده به منطقه دوباره متبلور شده و مرز بین کانی‌های کوارتز بصورت مضرس تشکیل شده است (شکل ۳-۳۰). در برخی کوارتزها خاموشی صفحه شطرنجی دیده می‌شود که ناشی از تنش‌های وارد شده به این کانی می‌باشد.



شکل ۳-۳۰: کانی کوارتز دوباره متبلور شده توسط مکانیسم مهاجرت مرز دانه‌ها (نور XPL). علائم کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

## بیوتیت

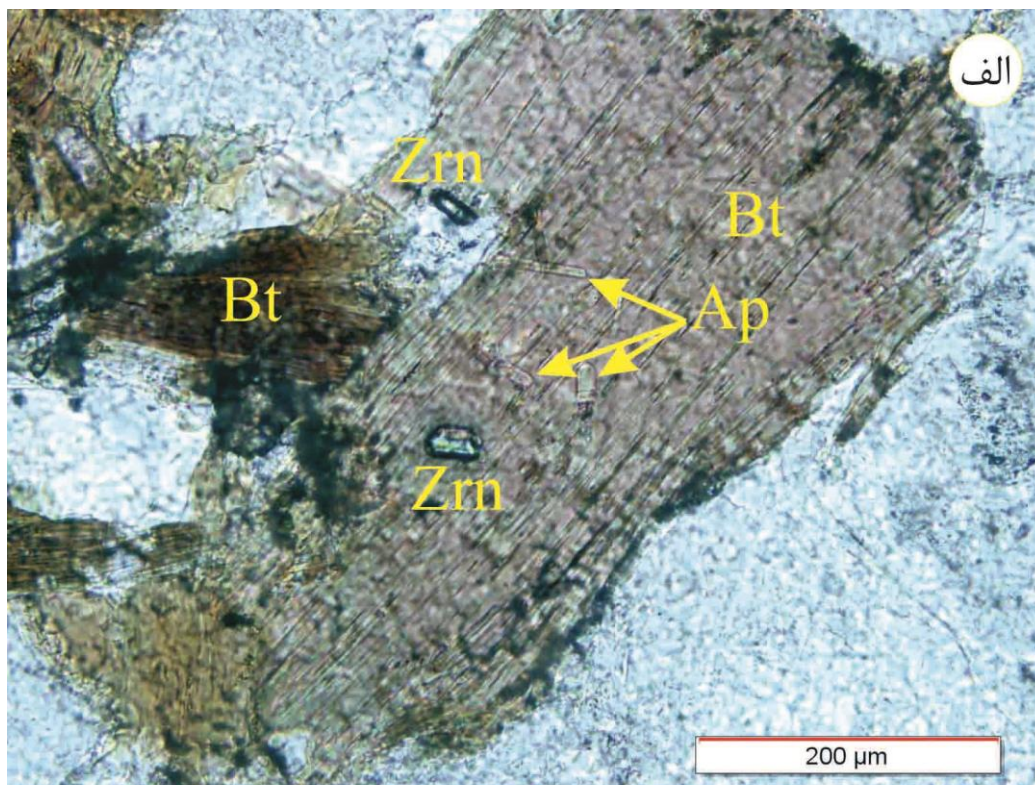
بیوتیت‌ها معمولاً بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و بین ۱-۲ میلی‌متر طول دارند. ادخال‌هایی از آپاتیت‌های سوزنی و زیرکن‌های کوچک در آن‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳۱-الف). هاله سوختگی اطراف زیرکن‌ها شناسایی آن‌ها را در بیوتیت‌ها نسبت به دیگر کانی‌ها آسانتر می‌کند. در برخی از نمونه‌ها تنش جهت‌دار باعث جهت‌یافتگی و دگرشکلی بلور بیوتیت شده است. همچنین در برخی نمونه‌ها لخته‌های بیوتیتی در حد چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر در سنگ‌های توده نفوذی گپدان قابل مشاهده هستند (شکل ۳-۳۱-ب).

## آپاتیت

به طور معمول دو نوع آپاتیت در نمونه‌ها دیده می‌شود. نوع اول آپاتیت‌های سوزنی هستند که به شکل ادخال در بیوتیت، کوارتز، پلاژیوکلاز و کانی‌های پتاسیم فلدسپار دیده می‌شوند. آپاتیت‌های نوع دوم بلورهای تقریباً منشوری هستند و عموماً در بلور بیوتیت دیده می‌شوند. این آپاتیت‌ها دارای فراوانی کمتری نسبت به آپاتیت‌های نوع اول هستند (شکل ۳-۳۱-الف).

## زیرکن

منشورهای ریز زیرکن با برجستگی بالا، در بسیاری از کانی‌های این سنگ‌ها بصورت ادخال دیده می‌شوند. این کانی پس از آماده‌سازی، به شکل بلورهای منشوری و سر زیرکن‌ها و به رنگ‌های شفاف، نیمه شفاف، شیری برای آنالیز و تعیین سن مورد استفاده قرار گرفتند (شکل ۳-۳۱-ب).



شکل ۳-۳۱-الف: ادخال‌هایی از زیرکن و آپاتیت داخل بیوتیت موجود در سنگ‌های توده گپدان (نور XPL). علامت کانی‌ها

از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است. ب: لخته بیوتیتی در گرانودیوریت گپدان.



## فصل چهارم

آماده سازی و تجزیه نمونه‌ها

امروزه از ایزوتوپ‌های رادیوژنیک جهت تعیین سن سنگ‌ها و کانی‌ها استفاده شده و تحت عنوان ژئوکرونولوژی از آن یاد می‌شود. از سویی دیگر، ایزوتوپ‌های یاد شده جهت مطالعات پتروژنتیکی به منظور تعیین منشاء و فرآیندهای زمین‌شناسی نیز کاربرد دارند.

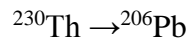
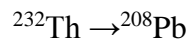
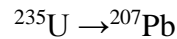
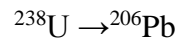
توده‌های گرانیتوئیدی اطراف زاهدان توسط کمپ و گریفیس (۱۹۸۲)، قاسمی و همکاران (۱۳۸۸)، صادقیان (۱۳۸۲)، فتوحی‌راد (۲۰۰۵)، مک‌کال (۱۹۹۷)، تیروول و همکاران (۱۹۸۳) و... انجام شده و تنها داده‌های سنی که برای این توده‌ها گزارش شده مربوط به کار کمپ و گریفیس (۱۹۸۲) به روش K-Ar و قاسمی و همکاران (۱۳۸۸) به روش Rb-Sr است. داده‌های کمپ و گریفیس (۱۹۸۲) بصورت کلی برای تمام توده‌ها بوده و تفکیک نشده است و سن حدود ۳۲ میلیون سال را برای توده‌های گرانیتوئیدی گزارش نموده‌اند. قاسمی و همکاران (۱۳۸۸) گرانیتوئیدهای جنوب زاهدان (توده‌های چشمه بید و منزل آب) را تعیین سن نموده و سن ۵۳ میلیون سال را برای آن‌ها بدست آورده‌اند. از آنجا که در ادامه این پایان نامه (فصل ۵) تلاش می‌شود با کمک روش-U Pb بر روی کانی‌های زیرکن و تیتانیت سن توده‌های گرانیتوئیدی شمال زاهدان (گپدان، زرگلی و لخشک) را تعیین نماییم. لذا در اینجا بهتر است نگاهی گذرا به نحوه آماده نمودن نمونه‌ها و نکات اصولی این روش داشته باشیم.

#### ۲-۴- روش U,Th-Pb

اورانیوم (U) و توریوم (Th) در اثر از هم‌پاشی ذره آلفا ( $\alpha$ ) به سرب تبدیل می‌شوند. اورانیوم و توریوم جزء آکتینیدها هستند که در آن‌ها اوربیتال‌های ۵f تدریجاً با الکترون‌ها پر می‌شوند. اورانیوم می‌تواند کانی خودش اورانیت (پچبلند) را تشکیل دهد یا در ساختمان کانی‌های زیرکن، تیتانیت، آلانیت، و آپاتیت و روتیل وارد شود.

مقدار اورانیوم و توریوم از تولدیت به گابرو، آندزیت و سینیت زیاد می‌شود، ولی از سینیت به

گرانیت کم می‌شود (جدول ۴-۱). علت این امر به خاطر تبدیل  $U^{+4}$  تحرک ناپذیر به  $U^{+6}$  تحرک پذیر و خروج آن از مذاب سیلکاتی به همراه سیالات و مواد فرار ماگمایی است. ایزوتوپ‌های مختلف U و Th در طی واپاشی به ایزوتوپ‌های Pb به شرح زیر تبدیل می‌شوند.



مزیت این روش وجود دو ایزوتوپ اورانیوم است که به سرب تبدیل می‌شود و تنها سیستم ایزوتوپی است که امکان ارزیابی کمی هر گونه آشفتگی را بدست می‌دهد. چنین آشفتگی، اعم از وراثت ایزوتوپی از یک منشاء قدیمی‌تر و یا تبادلات ایزوتوپی بر اثر حوادث حرارتی جوان‌تر، نمونه را بطور مشخص از حالت کنکور دیا خارج می‌سازد. در جدول ۴-۲ نحوه تبدیل ایزوتوپ‌های  $^{238}\text{U}$ ،  $^{235}\text{U}$  و  $^{232}\text{Th}$  توسط یک سری از واکنش‌های واسطه به ایزوتوپ‌های Pb ارائه شده است ( ولی زاده و همکاران ۱۳۸۵).

جدول ۴-۱: میانگین غلظت‌های U، Th و Pb در سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی ( ولی زاده و همکاران

(۱۳۸۵).

<i>Rock Type</i>	<i>U</i> <i>ppm</i>	<i>Th</i> <i>ppm</i>	<i>Pb</i> <i>ppm</i>
Chondrites	0.01	0.04	1.0
Achondrites	0.07	0.36	0.4
Iron meteorites	0.008	0.01	0.1
Troilite	0.009	?	5.9
Ultramafic rocks	0.014	0.05	0.3
Gabbro	0.84	3.8	2.7
Basalt	0.43	1.6	3.7
Andesite	~2.4	~8	5.8
Nepheline syenite	8.2	17.0	14.4
Granitic rocks	4.8	21.5	23.0
Shale	3.2	11.7	22.8
Sandstone	1.4	3.9	13.7
Carbonate rocks	1.9	1.2	5.6
Granitic gneiss	3.5	12.9	19.6
Granulite	1.6	7.2	18.7

معادله‌های تعیین سن  $^{238}\text{U}$ ،  $^{235}\text{U}$  و  $^{232}\text{Th}$  در زیر ارائه شده است (معادله‌های ۱-۴ الی ۳-۴).

$$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_o + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}) (e^{\lambda_1 t} - 1) \quad \text{معادله ۱-۴}$$

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_o + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}) (e^{\lambda_2 t} - 1) \quad \text{معادله ۲-۴}$$

$$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_o + (^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}) (e^{\lambda_3 t} - 1) \quad \text{معادله ۳-۴}$$

بسیاری از مطالعات نشان می‌دهد که این روش، روش مناسبی برای تعیین سن نیست. چون U عنصری متحرک در طی هوازدگی است. ولی اگر سیستم بسته باقی مانده باشد، سه سیستم  $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ ،  $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$  و  $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$  باید سن یکسان نشان دهند (Concordant). ولی در بسیاری از زمان‌ها این سن‌ها متفاوت هستند (Discordant) و این مشکل اساسی سیستم اورانیوم-سرب است. برای حل این مشکل چند روش پیشنهاد شده است.

جدول ۴-۲: نحوه تبدیل ایزوتوپ‌های مختلف U و Th در طی واپاشی به ایزوتوپ‌های Pb (ولی زاده و همکاران

(۱۳۸۵).

$^{238}\text{U}$ series	$\lambda$	$^{232}\text{Th}$ series	$\lambda$	$^{235}\text{U}$ series	$\lambda$
$^{238}\text{U}$	$4.47 \times 10^9 \text{yr}$	$^{232}\text{Th}$	$1.40 \times 10^{10} \text{yr}$	$^{235}\text{U}$	$7.04 \times 10^8 \text{yr}$
$^{234}\text{Th}$	24.1 day	$^{228}\text{Ra}$	5.75 yr	$^{231}\text{Th}$	25.5 day
$^{234}\text{Pa}$	1.18 min	$^{228}\text{Ac}$	6.13 hr	$^{231}\text{Pa}$	$3.25 \times 10^4 \text{yr}$
$^{234}\text{U}$	$2.48 \times 10^5 \text{yr}$	$^{228}\text{Th}$	1.91 yr	$^{227}\text{Ac}$	21.8 yr
$^{230}\text{Th}$	$7.52 \times 10^4 \text{yr}$	$^{224}\text{Ra}$	3.66 day	$^{227}\text{Th}$	18.7 day
$^{226}\text{Ra}$	$1.62 \times 10^3 \text{yr}$	$^{220}\text{Rn}$	55.6 sec	$^{223}\text{Ra}$	11.4 day
$^{222}\text{Rn}$	3.82 day	$^{216}\text{Po}$	0.15 sec	$^{219}\text{Rn}$	3.96 sec
$^{218}\text{Po}$	3.05 min	$^{212}\text{Pb}$	10.6 hr	$^{215}\text{Po}$	$1.78 \times 10^{-3} \text{sec}$
$^{214}\text{Pb}$	26.8 min	$^{212}\text{Bi}$	60.6 min	$^{211}\text{Pb}$	36.1 min
$^{214}\text{Bi}$	19.7 min	$^{212}\text{Po}$	$3.0 \times 10^{-7} \text{sec}$	$^{211}\text{Bi}$	2.15 min
$^{214}\text{Po}$	$1.64 \times 10^{-4} \text{sec}$	$^{208}\text{Pb}$	stable	$^{207}\text{Tl}$	4.77 min
$^{210}\text{Pb}$	22.3 yr			$^{207}\text{Pb}$	stable
$^{210}\text{Bi}$	5.01 day				
$^{210}\text{Po}$	138 day				
$^{206}\text{Pb}$	stable				

## ۱- روش Pb-Pb

۲- روش استفاده از کانی‌هایی است که دارای U فراوان هستند (از قبیل زیرکن) و با گذشت زمان اورانیوم آن‌ها به سرب تبدیل می‌شود. از طرف دیگر بلورهای زیرکن دارای مقاومت مکانیکی و شیمیایی فوق‌العاده‌ای حتی در شرایط نزدیک به آناتکسی هستند و زمینه مناسب برای حفظ یک سیستم ایزوتوپی بسته را فراهم می‌آورند.

با توجه به این که در پایان نامه حاضر از روش دوم استفاده شده است، لذا در زیر اشاره‌ای کوتاه به این روش می‌نماییم.

مقدار سرب یک بلور زیرکن به چهار پارامتر زیر بستگی دارد و به این دلیل زیرکن می‌تواند مقادیر متفاوتی سرب داشته باشد.

الف) اندازه بلور      ب) غلظت یا مقدار U بلور      ج) سن بلور      د) ترکیب

هر چه اندازه کانی کوچکتر و مقدار U آن بیشتر باشد، آن کانی در طی گذشت زمان، سرب بیشتری از دست خواهد داد. بنابراین اگر زیرکن‌های داخل یک نمونه سنگی دارای اندازه‌های متفاوت باشند، با گذشت زمان مقادیر سرب رادیوژنیک متفاوتی خواهند داشت.

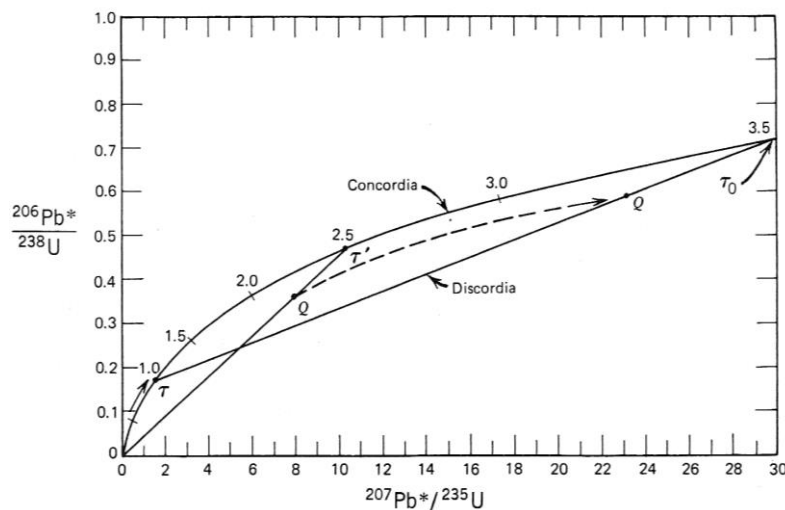
از معادله ۴-۱ می‌توانیم معادله زیر را داشته باشیم.

$$((^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i) / (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}) = e^{\lambda_2 t} - 1 = ^{206}\text{Pb}^* / ^{238}\text{U} \quad \text{معادله ۴-۴}$$

در معادله ۴-۴ می‌توانیم اعداد مختلفی به جای t قرار دهیم و مقدار  $^{206}\text{Pb}^* / ^{238}\text{U}$  را بدست آوریم و به همین طریق برای معادله ۴-۲ نیز می‌توانیم این کار را انجام دهیم.

$$((^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i) / (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}) = e^{\lambda_1 t} - 1 = ^{207}\text{Pb}^* / ^{235}\text{U} \quad \text{معادله ۴-۵}$$

ترسیم نقاط بدست آمده از معادله‌های ۴-۴ و ۴-۵ در دیاگرام شکل ۴-۱ یک منحنی تشکیل می‌دهد که به آن منحنی Concordia گویند. حال در نظر بگیرید که زیرکن‌ها در ۳/۵ میلیارد سال قبل تشکیل شده‌اند، سپس در ۲/۵ میلیارد سال قبل این بلورها بر اثر تحمل دگرگونی مقداری از سرب خود را از دست بدهند. در این صورت خروج سرب از آن‌ها سبب می‌شود در امتداد خط مستقیمی به سوی مبداء (نقطه صفر) حرکت کنند. اما اگر از دست دادن سرب که از ۲/۵ میلیارد سال قبل شروع شده در حدود ۲ میلیارد سال متوقف شده باشد، در این صورت مقدار سرب رادیوژنیک دوباره مطابق منحنی نقطه چین افزایش می‌یابد.



شکل ۴-۱: هنگامی که زیرکن‌ها هیچ تغییر و تحولی را تحمل نکنند و هیچ مقدار سربی از آن‌ها خارج نشود، این بلورها بر روی منحنی Concordia واقع می‌شوند.  $T_0$  در این شکل زمان تبلور زیرکن را نشان می‌دهد.  $T'$  زمان شروع از دست دادن سرب زیرکن را نشان می‌دهد.  $Q$  روی خط صفر و ۲/۵ میلیارد سال زمان متوقف شدن از دست رفتن سرب از زیرکن است.  $T$  زمان سپری شدن از لحظه بسته شدن سیستم نسبت به از دست دادن سرب است ( ولی زاده و همکاران ۱۳۸۵).

۴-۳- مراحل آماده سازی نمونه‌ها و تعیین نسبت‌های ایزوتوپی U و Pb

الف) مرحله جدایش کانی

نمونه‌های تعیین سن شده به روش U-Pb شامل دو نمونه از توده لخشک، یک نمونه از توده زرگلی، یک نمونه از توده گپدان، یک نمونه از توده جنوب زرگلی، یک نمونه از دایک‌های داسیتی و یک نمونه از دایک‌های میکرودیوریتی می‌باشند. جهت تعیین سن سعی گردید نمونه‌های سالم و فاقد هوازدگی از لیتولوژی‌های مختلف انتخاب گردد که محل نمونه‌ها در شکل ۱-۳ نشان داده شده است.

جدایش زیرکن در آزمایشگاه جدایش کانی دانشگاه اسلو کشور نروژ انجام شد. برای جدایش زیرکن، ابتدا نمونه‌ها با آب شسته شده و سپس در دستگاه Ultra sonic قرار گرفته تا ذرات چسبیده به نمونه و یا حتی موجود در حفرات و سوراخ‌های آن از نمونه جدا شود. در مرحله بعد نمونه‌ها توسط Jaw Crusher و دستگاه Retsch (cutting mill) خرد گردیدند تا دانه‌هایی با اندازه  $150-38 \mu\text{m}$  بدست آید. نکته جالب توجه و در عین حال سخت این بود که برای تمیز کردن این دستگاه‌ها و آماده کردن آن‌ها، باید تمامی قطعات در تماس با نمونه، از جمله فک و غیره از دستگاه جدا شده و توسط برس سیمی بسته شده به دریل، آب، الکل و دستگاه Ultra sonic تمیز می‌شدند. سپس از میز متحرک<sup>۳</sup> برای تغلیظ اولیه این نمونه‌های آسیاب شده استفاده می‌گردد. فرآیند بعد از عمل شستشو، فرآیند مگنت‌گیری است. برای جدایش کانی‌های اپک و کانی‌های مغناطیسی نظیر بیوتیت از کانی‌های غیر مغناطیسی (زیرکن، فلدسپار و غیره) از دو دستگاه Frantz<sup>۴</sup> استفاده شده است.

سپس کانی‌های غیر مغناطیسی را در داخل دکانتور حاوی یدورومتیلن<sup>۵</sup> (با چگالی  $\text{g/cm}^3$ ) ریخته و پس از چند لحظه با باز کردن شیر دکانتور، کانی‌های سنگین جمع شده در قسمت پایین مایع، از دکانتور خارج شده و بر روی کاغذ صافی می‌ریزد. کانی‌های سنگین باقیمانده روی کاغذ صافی را با استون شسته و سپس خشک می‌کنند. در نهایت نمونه‌های حاصل از این مرحله

<sup>3</sup>. Wilfley table

<sup>4</sup>. Frantz magnetic separator

<sup>5</sup>. Methylene iodide

توسط میکروسکوپ بینوکولر کاملاً خالص می‌گردد. زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌ها معمولاً به صورت بلورهای خودشکل و منشوری بودند که حکایت از منشاء ماگمایی آن‌ها دارد. این زیرکن‌های جدا شده جهت بازپخت به مدت سه شبانه روز در Oven با دمای  $900^{\circ}\text{C}$  قرار گرفتند. از آنجایی که مراحل شیمیایی آماده سازی نمونه‌ها طولانی است و شاید ضرورتی برای بیان جزئیات دقیق این مراحل وجود نداشته باشد، در اینجا فقط عنوان این مراحل را ذکر می‌کنیم که عبارتند از (شکل ۴-۲):

۱- قرار دادن نمونه‌ها در بمب‌های تفلونی، اضافه کردن ۱۲ قطره  $\text{HF} + 0.5\text{N HNO}_3$  و سپس قرار دادن در Oven با دمای  $189^{\circ}\text{C}$  به مدت یک شبانه روز.

۲- شستشوی نمونه‌ها با اسید  $6\text{NHCl}$  و آب تمیز (دقت شود که این آب طی دو مرحله از دو دستگاه یونیزاسیون عبور داده شده و سپس با روش تبخیر و میعان تهیه شده است).

۳- جدایش نهایی زیرکن‌های مختلف هر نمونه بر اساس شکل، اندازه، داشتن یا نداشتن هسته و رنگ. در طی این مرحله زیرکن‌های طویل، زیرکن‌های کوتاه و قطور و سرهای (Tips) زیرکن از همدیگر جدا می‌شود. از آنجایی که احتمال وجود هسته‌های موروثی در زیرکن‌های کوتاه و قطور بیشتر از زیرکن‌های طویل و سرهای زیرکن است، لذا این مرحله یکی از مهمترین مراحل آماده سازی نمونه‌ها است و باید با دقت زیاد انجام گیرد.

۴- شستشوی نمونه‌ها با  $8\text{NHNO}_3$ ، آب تمیز و استون در طی مراحل مختلف و بکارگیری دستگاه Ultra sonic.

۵- وزن کردن و اضافه نمودن Spike به همراه ۱ قطره  $8\text{NHNO}_3$  و ۱۲ قطره  $\text{HF}$  (48%) به نمونه.

۶- ساختن بمب و قرار دادن نمونه در Oven به مدت ۵ شبانه روز در دمای  $189^{\circ}\text{C}$ .

۷- تبخیر ۱ قطره  $8\text{NHNO}_3$  و ۱۲ قطره  $\text{HF}$  اضافه شده به نمونه.





### Zircon/monazite analysis: samples <100-150 micrograms

**DAY -7 TO -1:**

clean the bombs/savillexes  
select, abrade samples; transfer them to glass vials

**DAY 1:** (3 hours)

washing

add HNO<sub>3</sub> (+ H<sub>2</sub>O) and put on hotplate for 20-30 min  
u-sonic then remove acid with pipette  
add H<sub>2</sub>O  
u-sonic then remove with pipette  
add acetone  
u-sonic then remove with pipette  
add acetone  
u-sonic then remove with pipette  
dry for 30 -60 seconds on hotplate



(3 hours)

weighing and spiking

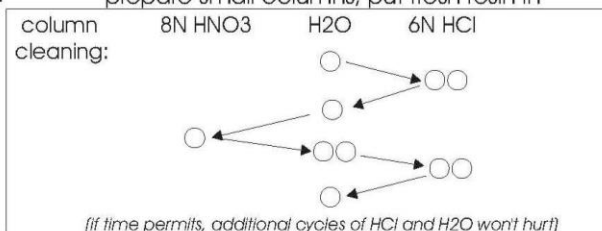
put bombs in oven, savillexes on hotplate



**CA. DAY 4/5:**

(1-3 days)

prepare small columns, put fresh resin in



**DAY 6:** (4 hours)

remove bombs from oven/ savillexes from hotplate  
once cool evaporate the acid solution on hotplate  
add 10 drops 3 N HCl,  
put bombs back in oven / savillexes on hot-plate

**DAY 7:** (6-8 hours)



remove bombs from oven/ savillexes from hotplate, let cool  
remove columns from cleaning container and put on holder  
*(wash outside of columns to remove any loose resin)*  
rinse column at least once with H<sub>2</sub>O  
pre-condition with 16 drops 3 N HCl

transfer sample solution from bomb/savillex to column

washing: 2 drops 3 N HCl  
2 drops 3 N HCl  
2 drops 3 N HCl  
14 drops 3 N HCl

to keep the solution with Hf, Lu, ...  
put clean centrifuge tubes underneath columns

Pb elution: 20 drops 6N HCl  
U elution: 10 drops H<sub>2</sub>O  
10 drops H<sub>2</sub>O

in bomb/savillex

solution with Pb and U

add 1 drop H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>, evaporate

**DAY 7 OR 8:** (1-2 hours)

load samples on filaments and put them in mass spec

**DAY 8 OR 9, 10, ...:**

measure isotopic ratios, enjoy the results

(1-2 hours per sample)



شکل ۴-۲: مراحل شیمیایی آماده سازی نمونه های زیرکن (رضائی کهنائی ۱۳۹۰).

۸- اضافه کردن ۱۰ قطره ۳NHCl.

۹- ساختن بمب و قرار دادن نمونه در Oven به مدت ۱ شبانه روز در دمای ۱۸۹ °C.

- ۱۰- ساختن ستون‌هایی<sup>۶</sup> برای جدایش عناصر U و Pb از سایر عناصر نظیر هافنیوم و غیره که معمولاً در ترکیب زیرکن وجود دارند. مراحل آماده نمودن این ستون‌ها در شکل ۴-۲ نشان داده شده است.
- ۱۱- اضافه کردن نمونه به ستون‌ها و اضافه نمودن ۲ قطره 3NHCl در طی سه مرحله و در نهایت اضافه کردن ۱۴ قطره 3NHCl.
- ۱۲- قرار دادن بمب‌ها در زیر ستون‌ها و اضافه کردن ۲۰ قطره 6NHCl برای جمع آوری Pb نمونه.
- ۱۳- اضافه کردن ۱۰ قطره H<sub>2</sub>O در طی دو مرحله به ستون‌ها برای جمع آوری U.
- ۱۴- اضافه کردن ۱ قطره H<sub>2</sub>PO<sub>4</sub>.
- ۱۵- قرار دادن نمونه‌ها روی Hotplate برای تبخیر اسیدها و آب همراه عناصر U و Pb.
- ۱۶- مخلوط کردن نمونه خشک شده با یک قطره Si-gel برای گذاشتن نمونه روی فیلامنت برای اندازه‌گیری ایزوتوپی‌های U و Pb توسط اسپکرومتر جرمی.
- کلیه مراحل آماده سازی تیتانیت با کمی تغییر مشابه مراحل فوق برای آماده سازی زیرکن می‌باشد. (شکل ۴-۳):
- ۱- مرحله annealing حذف می‌گردد.
  - ۲- به جای استفاده از بمب‌های تفلونی از Savillex استفاده می‌شوند.
  - ۳- از Hotplate به جای Oven استفاده می‌شوند.
- برای شستشوی نمونه و خارج کردن سایر عناصر قبل از استفاده از محلول 3N HCl، از محلول 3N HCl- 0.5N HBr استفاده می‌شود.

---

<sup>6</sup>. Columns



(February 19, 2007, F0)



## Titanite/rutile/monazite analysis: samples <150 micrograms

### Day -7 to -1:

clean the bombs/savillexes  
select, abrade samples; transfer them to glass vials

### Day 1: (3 hours)

#### washing

add HNO<sub>3</sub> (+ H<sub>2</sub>O) and put on hotplate for 20-30 min  
u-sonic then remove acid with pipette  
add H<sub>2</sub>O  
u-sonic then remove with pipette  
add acetone  
u-sonic then remove with pipette  
add acetone  
u-sonic then remove with pipette  
dry for 30 -60 seconds on hotplate



(3 hours)

#### weighing and spiking

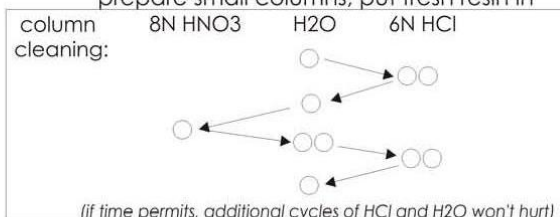
put bombs in oven, savillexes on hotplate



### ca. Day 4/5:

(1-3 days)

prepare small columns, put fresh resin in



### Day 6: (4 hours)

remove bombs from oven/ savillexes from hotplate,  
once cool evaporate the acid solution on hotplate,  
add 10 drops 3 N HCl,  
put bombs back in oven / savillexes on hot-plate

### Day 7: (6-8 hours)



remove bombs from oven/ savillexes from hotplate, let cool;  
remove columns from cleaning container and put on holder  
(wash outside of columns to remove any loose resin)  
rinse column at least once with H<sub>2</sub>O  
pre-condition with 16 drops 3 N HCl

transfer sample solution from bomb/savillex to column  
rinse sav/bomb with 5 drops 3 N HCl and add to column

washing: 2 drops 3 N HCl - 0.5 N HBr  
2 drops 3 N HCl - 0.5 N HBr  
2 drops 3 N HCl - 0.5 N HBr  
21 drops 3 N HCl - 0.5 N HBr  
2 drops 3 N HCl  
2 drops 3 N HCl  
14 drops 3 N HCl



Pb elution:	20 drops 6N HCl	in bomb/savillex
U elution:	10 drops H <sub>2</sub> O	
	10 drops H <sub>2</sub> O	
	5 drops H <sub>2</sub> O	

solution with Pb and U

add 2 drops H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>, evaporate

### Day 7 or 8: (1-2 hours)

load samples on filaments and put them in mass spec

### Day 8 or 9, 10, ...:

(1-2 hours per sample)

measure isotopic ratios, enjoy the results



شکل ۴-۳: مراحل شیمی آماده سازی نمونه‌های تیتانیت (رضائی کهخانی ۱۳۹۰).

## ب) مرحله اندازه‌گیری

در این مرحله که بین یک تا دو ساعت برای هر نمونه طول می‌کشد، به نمونه دمای ۱۶۰۰ °C -

۱۴۰۰ اعمال شده تا با گسیل ایزوتوپ‌های مختلف، نسبت آن‌ها با استفاده از اسپکترومتر جرمی

MAT 262 اندازه‌گیری گردد. دقت نتایج بدست آمده از اندازه‌گیری به عوامل و شرایط زیر بستگی

دارد (رضائی کهنخانی ۱۳۹۰).

- وزن نمونه

- مقدار U و Pb نمونه

- سن نمونه یا نسبت ایزوتوپ‌های سرب

- درجه حرارت اعمال شده به نمونه

- تعداد اندازه‌گیری‌ها (میزان تکرار اندازه‌گیری‌ها)

- روش اندازه‌گیری

لازم به ذکر است که برای اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی عناصر دو روش فاراده و SEM وجود

دارد. دقت روش فاراده بیشتر از SEM است و بطور همزمان اندازه‌گیری تمامی ایزوتوپ‌های U یا

Pb انجام می‌گیرد. در عوض روش SEM برای نمونه‌هایی بکار می‌رود که دارای شدت (Intensity)

پایین هستند و با روش فاراده قابل اندازه‌گیری نیستند. در این روش چون اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های

هر عنصر به طور جداگانه انجام می‌گیرد، فرآیند اندازه‌گیری هر نمونه زمان زیادی به طول می‌انجامد

و به دستگاه اسپکترومتر جرمی نیز فشار وارد می‌شود.

## فصل پنجم

### سن سنجی U-Pb

ثبات و پایداری کانی‌های کمیاب برای فهمیدن زمان تبلور و تعیین سن سنگ‌های آذرین و دگرگون مهم می‌باشد. برخی از این کانی‌ها مثل زیرکن و تیتانیت بیشتر اوقات به عنوان ساعت زمین‌شناسی (ژئوکرونومتر) مورد استفاده قرار می‌گیرند. زیرکن ( $ZrSiO_4$ ) یک کانی غنی از اورانیوم (U) است که در طیف وسیعی از انواع سنگ‌های گرانیتی تا گابرویی وجود دارد (Millr and Mittlefehldt 1982). مدت زمان زیادی است که زیرکن به عنوان یک کلید سن‌سنجی بر اساس واپاشی پرتوزای اورانیوم به سرب به کار گرفته می‌شود. نرخ انتشار برای بسیاری از عناصر در زیرکن‌ها به شدت آهسته است، پس این کانی‌ها بطور عادی سن و دیگر اطلاعات ایزوتوپی را از زمان تشکیل در خود حفظ می‌کنند. لذا اطلاعات حاصل از زیرکن‌ها برای محاسبه سن تبلور توده‌های گرانیتی مهم و تعیین کننده است.

تیتانیت ( $CaTiSiO_5$ ) یکی دیگر از کانی‌های فرعی است که مقادیر زیادی U و Th دارد. به دلیل دمای بالای بسته شدن سیستم این کانی ( $700^\circ C - 650^\circ C$ ) برای ایزوتوپ‌های اورانیوم و سرب، و علاوه بر آن رشد و بکارگیری روش‌های سن‌سنجی متنوع (مانند SHRIMP و LA-ICPMS)، می‌توان از تیتانیت در مطالعه ته‌نشست‌های کانسارهای هیدروترمال، تعیین سن سنگ‌ها آذرین (Corfu and Grunsky, 1987) و بازسازی تاریخچه دگرگونی یک منطقه استفاده کرد (Corfu et al., 1994; Frost et al., 2000; Rubatto and Hermann, 2001). تیتانیت ممکن است عناصر U و Pb خود را در اثر نفوذ مایعات هیدروترمال از دست بدهند یا بر مقدار آنها اضافه شود؛ و در نتیجه تعیین سن به درستی صورت نگیرد.

طی دو مرحله بازدید صحرایی، بیش از ۲۵۰ نمونه دستی از توده‌های نفوذی لخشک، زرگلی، گپدان، دایک‌ها آنها، آنکلاوها و دایک‌های منطقه مورد مطالعه جمع‌آوری شدند. سپس از بین آن‌ها ۷ نمونه شامل دو نمونه از توده لخشک، یک نمونه از توده زرگلی، یک نمونه از توده جنوب زرگلی، یک نمونه از دایک داسیتی و یک نمونه از دایک‌های میکرودیوریتی جهت آنالیز U-Pb به دانشگاه اسلو کشور نروژ ارسال شد تا کانی‌های زیرکن، تیتانیت، آمفیبول و پیروکسن آن‌ها جدا شده و سن و منشأ توده‌های

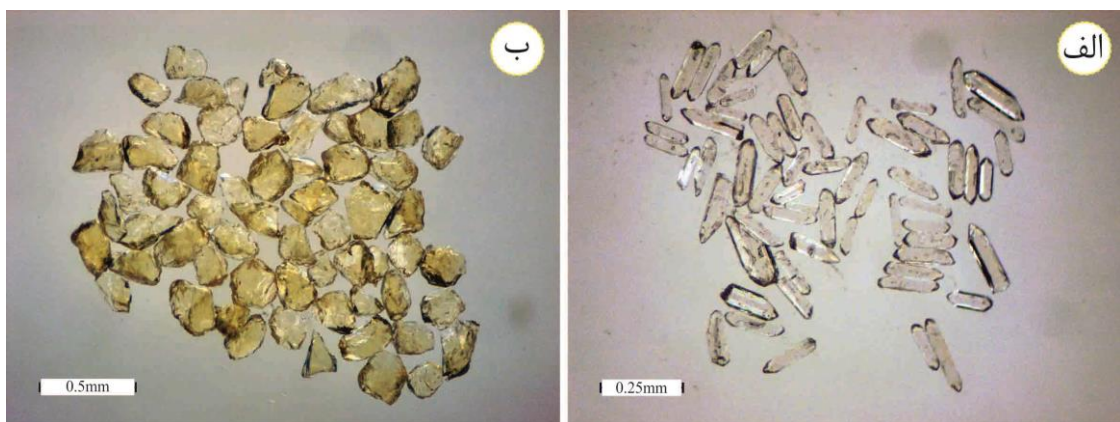
نفوذی شمال غرب زاهدان تعیین شود.

زیرکن‌های انتخاب شده برای آنالیز دارای مقدار نسبت Th/U بزرگتر از ۰/۲ می‌باشند که از

ویژگی‌های زیرکن‌های ماگمایی است (جدول ۵-۱؛ Zariņš and Johansson 2009).

#### ۲-۵- توده گرانودیوریتی لخشک

نمونه Z-R-9: این نمونه از سنگ‌های گرانودیوریتی توده لخشک انتخاب شده و از محلی نزدیک به حاشیه توده برداشت شده است (شکل ۱-۳). نمونه شماره Z-R-9 دارای بلورهای زیرکن اساساً کوچک، زاویه‌دار و بسیار شفاف هستند. گروه‌های زیرکنی انتخاب شده برای تعیین سن این نمونه شامل (الف) بلورهای طویل و شفاف زیرکن (۳۵ عدد)، (ب) زیرکن‌های طویل و شیری رنگ (۱۷ عدد) و (ج) سر زیرکن‌ها (۲۲ عدد) هستند (شکل ۱-۵ الف). دو بیضوی مربوط به بلورهای طویل شیری و سر زیرکن‌ها دارای سن میانگین  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  برابر با  $0/05 \pm 29/80$  میلیون سال با  $\text{MSWD}=0/0086$  می‌باشند. علاوه بر آن دو گروه از قطعات تیتانیت‌های نمونه Z-R-9 (شامل قطعات بزرگ و قطعات کوچک) نیز برای تعیین سن U-Pb انتخاب شدند (شکل ۱-۵ ب). این تیتانیت‌ها بازه زمانی  $0/086 \pm 29/824$  میلیون سال با  $\text{MSWD}=1/17$  را برای تبلور توده نشان می‌دهند. در مجموع پنج آنالیز روی بلورهای زیرکن و تیتانیت انجام شد که بهترین سن بدست آمده برای تبلور سنگ  $0/1 \pm 29/9$  میلیون سال در نظر گرفته شده است (شکل ۲-۵).



شکل ۱-۵ الف: بلورهای زیرکن. ب: کانی تیتانیت بدست آمده از نمونه شماره Z-R-9 که از حاشیه توده لخشک تهیه شده است.

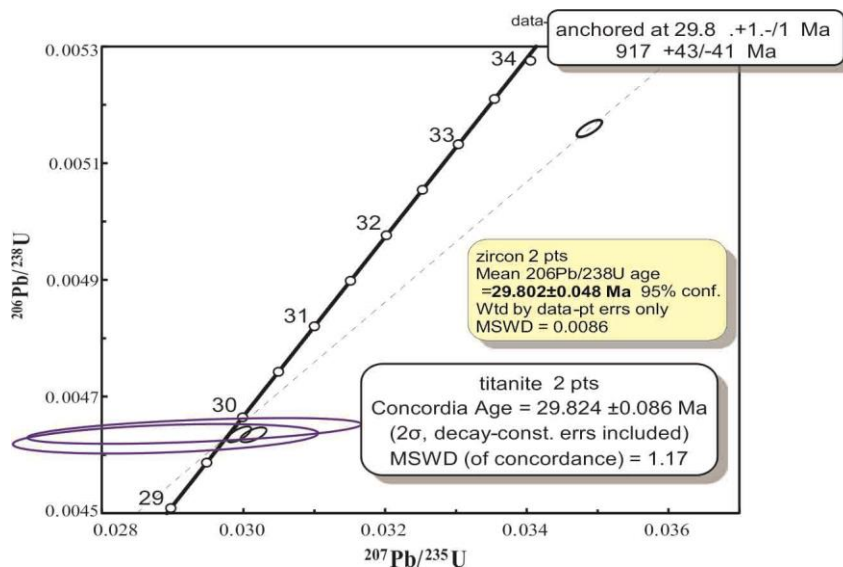
جدول ۵- ۱- نتایج تعیین سن‌های توده‌های گرانیتوئیدی شمال و شمال غرب زاهدان.

Sample	mineral	Weight	U	Th/U	Pbcom	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 sigma	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 sigma	rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 sigma	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 sigma	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 sigma	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> U	2 sigma
<b>گرانودیوریت لخشک</b>																			
<b>Z-R-9</b>	زیرکن	50	460	0.52	3.7	2036	0.03488	0.00014	0.00516	0.00001	0.73	0.04904	0.00014	33.17	0.08	34.81	0.14	149.5	6.8
	زیرکن	56	339	0.85	3.1	1819	0.02997	0.00014	0.00463	0.00001	0.70	0.04691	0.00016	29.80	0.07	29.99	0.14	44.5	8.1
	تیتانیت	667	126	3.41	1422.2	36	0.02935	0.00191	0.00464	0.00002	0.52	0.04587	0.00289	29.84	0.12	29.37	1.88	0.0	136.5
	تیتانیت	571	126	3.76	1228.3	36	0.02895	0.00174	0.00463	0.00002	0.37	0.04538	0.00267	29.76	0.13	28.98	1.72	0.0	101.7
	تیتانیت	53	316	0.74	2.8	1753	0.03016	0.00015	0.00463	0.00001	0.64	0.04721	0.00019	29.80	0.07	30.17	0.15	60.1	9.4
<b>Z-R-50</b>	زیرکن	27	209	0.73	4.4	390	0.03030	0.00036	0.00465	0.00001	0.46	0.04728	0.00051	29.89	0.08	30.30	0.35	63.2	25.5
	زیرکن	83	349	0.77	2.6	3488	0.03274	0.00010	0.00497	0.00001	0.76	0.04780	0.00010	31.95	0.07	32.71	0.10	89.5	4.9
	زیرکن	60	353	0.70	5.0	1471	0.03646	0.00017	0.00551	0.00001	0.70	0.04795	0.00016	35.45	0.09	36.36	0.16	97.0	8.0
	تیتانیت	1465	83	5.34	3004.7	30	0.02601	0.00258	0.00445	0.00006	0.28	0.04241	0.00409	28.62	0.39	26.08	2.55	0.0	23.3
	تیتانیت	200	73	5.72	399.3	29	0.03284	0.00701	0.00462	0.00006	0.99	0.05149	0.01030	29.75	0.39	32.81	6.87	262.9	404.1
<b>گرانیتوئید زرگلی</b>																			
<b>ZAR A</b>	زیرکن	60	342	0.22	1.8	4809	0.04817	0.00015	0.00688	0.00002	0.82	0.05077	0.00009	44.20	0.10	47.76	0.15	230.5	4.1
	زیرکن	87	841	0.29	5.3	6374	0.05556	0.00014	0.00735	0.00002	0.93	0.05482	0.00005	47.21	0.10	54.91	0.14	405.0	2.1
	زیرکن	89	987	0.35	3.2	13220	0.05629	0.00015	0.00777	0.00002	0.96	0.05256	0.00004	49.87	0.12	55.60	0.15	310.1	1.8
	زیرکن	1	1886	0.30	1.4	592	0.04268	0.00064	0.00657	0.00002	0.44	0.04711	0.00065	42.22	0.15	42.44	0.62	55.0	32.6
	زیرکن	1	1704	0.22	0.7	1045	0.04212	0.00035	0.00644	0.00002	0.51	0.04746	0.00035	41.36	0.11	41.89	0.35	72.7	17.6
	زیرکن	1	4595	0.39	1.6	1269	0.04401	0.00033	0.00674	0.00002	0.55	0.04735	0.00030	43.31	0.13	43.73	0.32	66.8	15.0
<b>گرانودیوریت گبدان</b>																			
<b>Z-R-G-1</b>	زیرکن	6	478	0.41	3.7	924	0.17659	0.00090	0.01862	0.00004	0.64	0.06879	0.00028	118.9	0.3	165.1	0.8	892.5	8.3
	زیرکن	35	267	0.38	1.5	3119	0.05380	0.00023	0.00816	0.00002	0.68	0.04785	0.00016	52.4	0.1	53.2	0.2	91.7	7.7
	زیرکن	13	128	0.34	2.7	287	0.04516	0.00100	0.00689	0.00002	0.53	0.04757	0.00100	44.2	0.1	44.9	1.0	77.8	49.1
	مونازیت	1	336	32.53	4.4	52	0.03803	0.00767	0.00699	0.00010	0.58	0.03946	0.00763	44.9	0.7	37.9	7.5	0.0	54.2
	مونازیت	3	369	17.52	19.3	43	0.04508	0.00617	0.00669	0.00010	0.12	0.04885	0.00663	43.0	0.6	44.8	6.0	140.4	291.2
	مونازیت	2	490	22.60	14.9	46	0.04584	0.00517	0.00678	0.00008	0.12	0.04905	0.00549	43.5	0.5	45.5	5.0	150.1	243.2



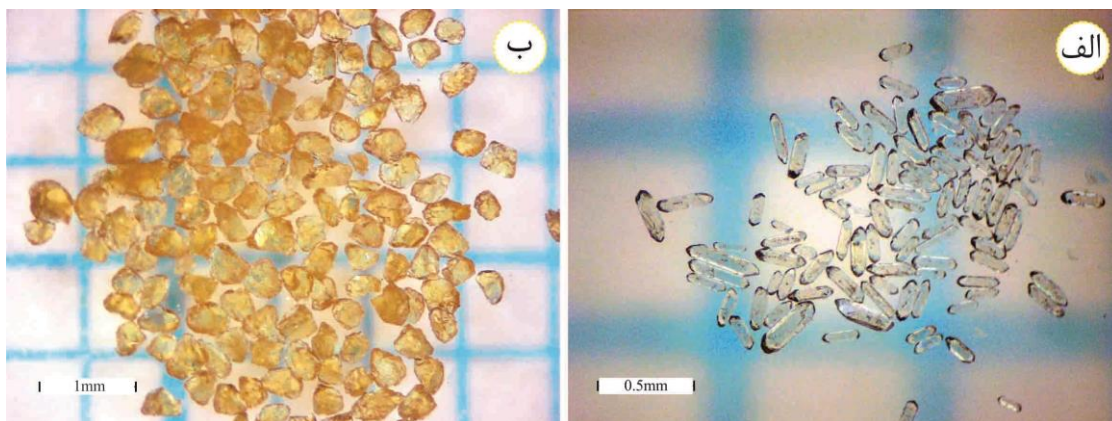
ادامه جدول ۵-۱

Sample	mineral	Weight	Pb(t)	U	Th/U	Pbcom	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 sigma	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 sigma	rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 sigma	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 sigma	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 sigma	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 sigma
دایک داسیتی از مرکز توده لخشک (معدن)																				
Z-R-11	زیرکن	1	5	861	1.27	0.4	587	0.02930	0.00051	0.00452	0.00004	0.56	0.04702	0.00068	29.1	0.2	29.3	0.5	50.2	34.0
	زیرکن	1	6	929	1.54	0.8	348	0.02882	0.00125	0.00450	0.00002	0.21	0.04648	0.00198	28.9	0.1	28.9	1.2	22.6	99.4
	زیرکن	1	6	943	0.66	0.5	666	0.03753	0.00081	0.00580	0.00007	0.59	0.04692	0.00082	37.3	0.4	37.4	0.8	45.3	41.3
	تیتانیت	45	0.07	1.07	1.01	2.9	55	0.22675	0.03863	0.03551	0.00041	0.69	0.04631	0.00753	224.9	2.6	207.5	31.5	14.0	350.4
دایک میکرودیوریتی داخل شیبست ها																				
Z-R-45	زیرکن	1	2	496	0.50	2.0	85	0.02899	0.00321	0.00433	0.00005	0.48	0.04856	0.00512	27.85	0.34	29.02	3.16	126.7	231.1
	زیرکن	1	4	508	0.46	1.2	205	0.04659	0.00190	0.00703	0.00002	0.63	0.04808	0.00187	45.15	0.15	46.24	1.85	103.2	89.4
	تیتانیت	191	2	93	0.92	357.2	33	0.03458	0.01588	0.00459	0.00021	0.73	0.05470	0.02334	29.49	1.36	34.52	15.47	399.9	747.8
	تیتانیت	61	2	89	0.82	104.7	33	0.02980	0.00715	0.00455	0.00011	0.09	0.04754	0.01136	29.24	0.74	29.81	7.03	76.5	486.9
گرانودیوریت جنوب زرگلی																				
SO ZAR	زیرکن	1	6	833	0.46	0.5	671	0.04422	0.00058	0.00681	0.00002	0.46	0.04709	0.00057	43.8	0.1	43.9	0.6	54.0	28.5
	زیرکن	1	135	634	5.52	55.8	48	4.17010	0.27529	0.04168	0.00276	0.98	0.72563	0.01051	263.2	17.1	1668.2	52.7	0.0	1000.0
	زیرکن	8	3	450	0.35	3.0	512	0.04299	0.00050	0.00661	0.00002	0.48	0.04715	0.00050	42.5	0.1	42.7	0.5	57.0	25.1
	مونازیت	1	2	37	1.99	3.5	22	0.04156	0.04707	0.00536	0.00045	0.27	0.05622	0.06257	34.5	2.9	41.3	44.9	460.9	1000.0
	مونازیت	5	2	161	2.57	9.5	22	0.00451	0.00622	0.00069	0.00007	0.89	0.04718	0.06075	4.5	0.5	4.6	6.3	58.4	1000.0

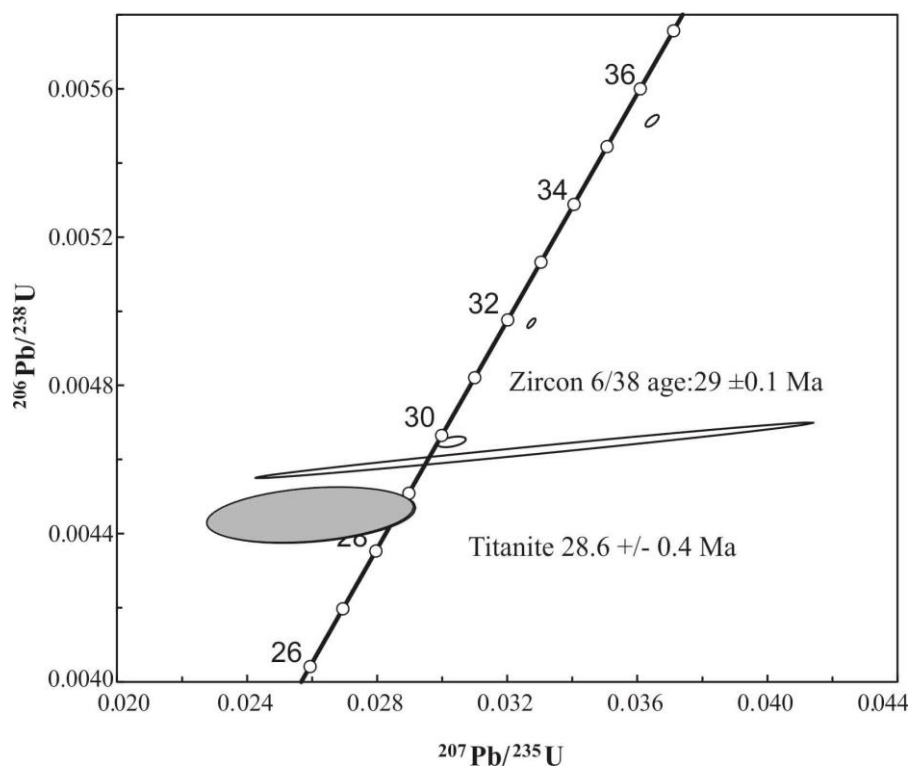


شکل ۵-۲: نمودار کنکوردیای نمونه Z-R-9 با استفاده از ۲ گروه زیرکن و ۲ گروه تیتانیت انتخاب شده. این نمودار سن کنکوردیای  $29.8 \pm 1$  میلیون سال را برای تبلور و بسته شدن سیستم این کانی‌ها پیشنهاد می‌کند.

نمونه Z-R-50: این نمونه تقریباً از مرکز توده لخشک انتخاب شده (شکل ۱-۳) و زیرکن‌های آن اساساً کوچک، شفاف، زاویه‌دار و با اشکال مختلف هستند. همه بلورها بین ۲۵۰-۷۰ میکرومتر طول دارند و نسبت طول به عرض آن‌ها بین ۱ تا ۷ است. سه گروه زیرکن برای تعیین سن این نمونه انتخاب شدند که شامل زیرکن‌های طویل و شفاف (۲۳ عدد) زیرکن‌های نیمه طویل و شفاف (شیری، ۳۲ عدد) و زیرکن‌های کوتاه نیمه شفاف (شیری، ۳۰ عدد) می‌باشند (شکل ۳-۵ الف). این گروه‌های زیرکنی به ترتیب سن‌های  $29.89 \pm 0.08$  و  $31.95 \pm 0.07$  و  $35.45 \pm 0.09$  میلیون سال را برای تبلور سنگ نشان می‌دهند. دو گروه از قطعات تیتانیت شامل قطعات بلوری بزرگ با اندازه ۰/۰۶۵ میلی-متر و قطعات بلوری کوچک با اندازه ۰/۰۱۸ میلی-متر برای آنالیز U-Pb انتخاب شدند که سن کنکوردیای  $206\text{Pb}/238\text{U}$   $28.6 \pm 0.4$  میلیون سال را نشان می‌دهند (شکل ۳-۵ ب). بنابراین برای نمونه Z-R-50 سن میانگین بدست آمده از تیتانیت‌ها و زیرکن‌ها  $29.89 \pm 0.08$  میلیون سال می‌باشد (شکل ۴-۵).



شکل ۳-۵-الف: بلورهای زیرکن جدا شده از نمونه Z-R-50. ب: بلورهای تیتانیت که از نمونه Z-R-50 تهیه شده است. فاصله خطوط آبی عکسها از همدیگر یک میلی‌متر است.

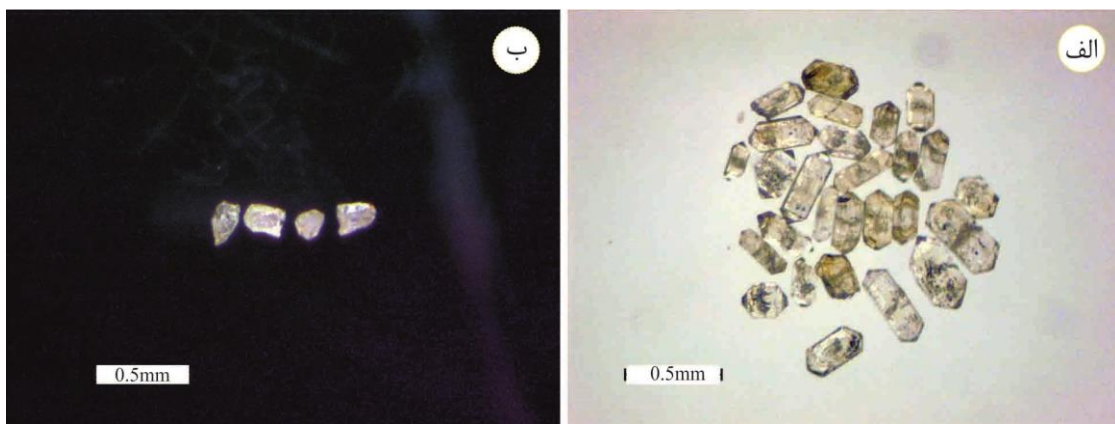


شکل ۳-۵-۴: نمودار کنکوردیای تعیین سن بلورهای زیرکن و تیتانیت برای نمونه Z-R-50 که سن میانگین  $29 \pm 0.1$  Ma است. این نمودار برای تعیین سن بلورهای زیرکن و تیتانیت برای نمونه Z-R-50 که سن میانگین  $29 \pm 0.1$  Ma است. این نمودار برای تعیین سن بلورهای زیرکن و تیتانیت برای نمونه Z-R-50 که سن میانگین  $29 \pm 0.1$  Ma است.

### ۳-۵- توده گرانیوتوئیدی زرگلی

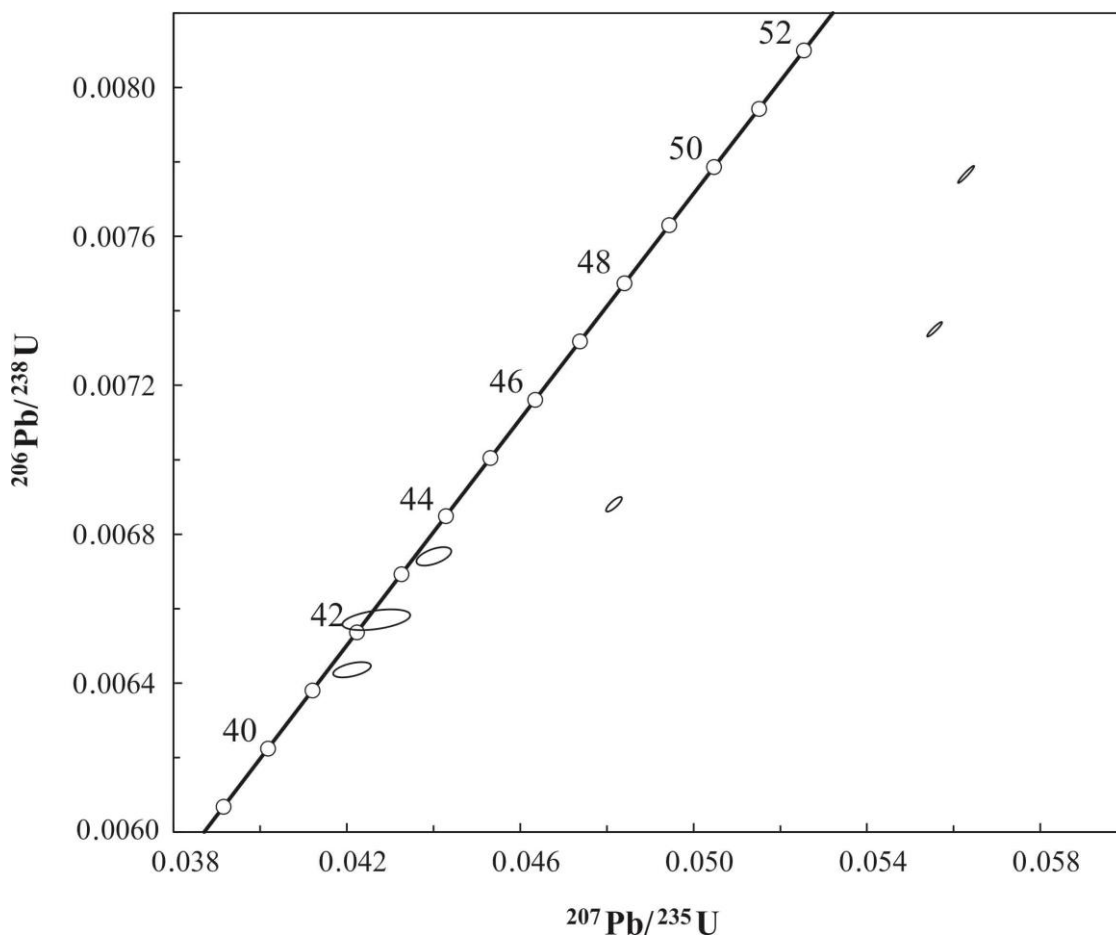
نمونه ZAR A: این نمونه از قسمت شمالی و از قسمت‌های داخلی توده برداشت شده است (شکل ۱-۱)

۳. برای تعیین نمونه ZAR A دو سری آنالیز انجام شده است. در سری اول سه گروه زیرکن، شامل زیرکن‌های طویل (۲۴ عدد)، زیرکن‌های نسبتاً شیری (۲۳ عدد) و زیرکن‌های شیری (۲۷ عدد) برای آنالیز انتخاب شد که به ترتیب سن‌های  $۰/۱ \pm ۴۴/۲$ ،  $۰/۱ \pm ۴۱/۲$  و  $۰/۱ \pm ۴۹/۸۷$  را ارائه دادند. این گروه‌های زیرکنی هم‌پوشانی کمی داشتند که به خاطر دارا بودن هسته موروثی در زیرکن‌ها می‌باشد. (شکل ۵-۵-الف).



شکل ۵-۵-الف: بلورهای زیرکن بدست آمده از نمونه ZAR A. ب: قسمت‌های مختلف بلورهای زیرکن شکسته شده برای آنالیز.

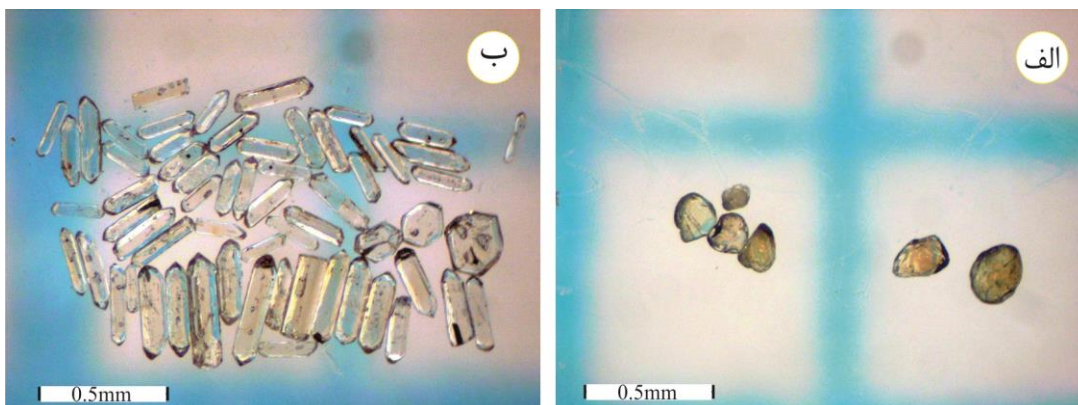
اگرچه در انتخاب این زیرکن‌ها دقت شده بود که فاقد هسته باشند اما به نظر می‌رسد زیرکن‌ها دارای هسته نامرئی بودند. برای حل این مشکل تعدادی از زیرکن‌هایی که دارای هسته مشخص بود شکسته شد و قسمت‌هایی که فاقد هسته بودند برای تعیین سن از نمونه‌ها جدا شده سپس قسمت شکسته شده فاقد هسته که ۴ قطعه بودند تحت سایش بادی قرار گرفت تا ذرات احتمالی باقی مانده هسته نیز از این قطعات شکسته شده جدا شوند (شکل ۵-۵-ب). قسمت‌های شکسته شده بزرگ (دو تکه) را به تنهایی و دو قسمت کوچک را نیز با هم آنالیز نمودیم که نتایج تعیین سن بدست آمده به خوبی با هم هم‌پوشانی داشته و به ترتیب سن‌های  $۴۲/۲۲$  و  $۴۱/۳۶$  برای قطعات بزرگ و  $۴۳/۳۱$  برای دو قطعه کوچک به دست آمد (شکل ۵-۶).



شکل ۵-۶: نمودار تعیین سن بلورهای زیرکن برای نمونه ZARA.

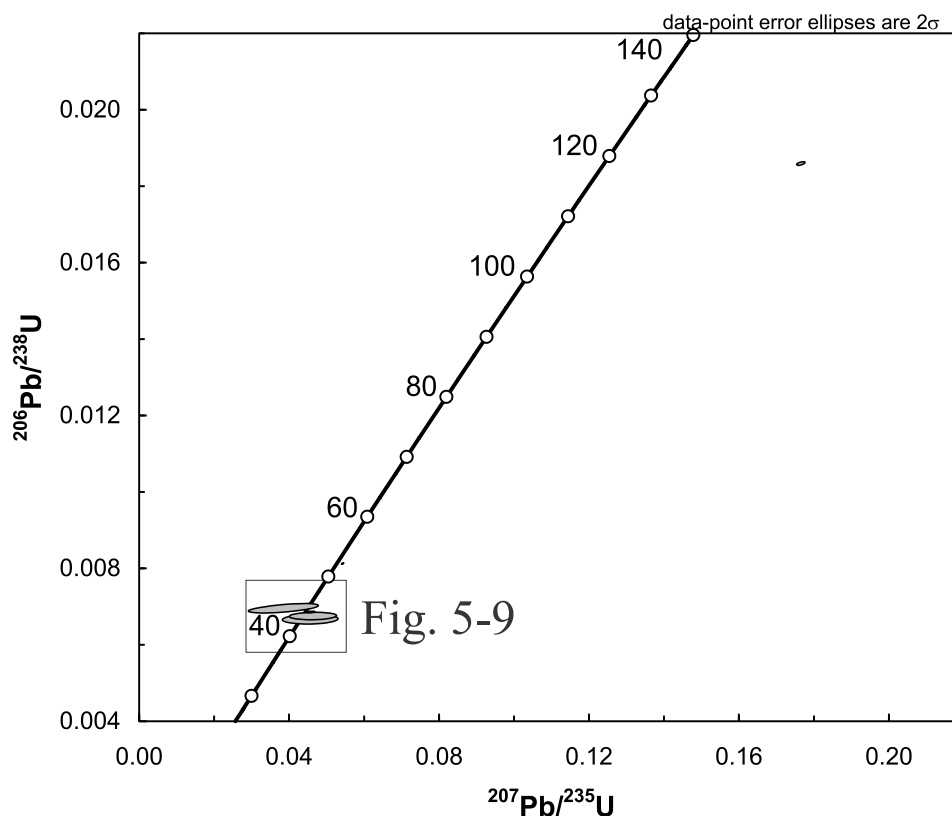
#### ۵-۴- توده گرانودیوریتی گپدان

نمونه Z-R-G-1: این نمونه از حاشیه شرقی توده گرانیتی گپدان برداشت شده است (شکل ۱-۳). کانی-های جدا شده از این نمونه در تعیین سن شامل کانی‌های موناژیت و زیرکن می‌باشد. برای تعیین سن این سنگ‌ها ۳ عدد موناژیت آنالیز شد که سن‌های  $43/0 \pm 0/6$ ،  $43/5 \pm 0/5$  و  $44/9 \pm 0/7$  را ارائه دادند. در آنالیز موناژیت‌ها باید توجه داشت که هر بلور کانی را به تنهایی آنالیز نمود، چرا که این کانی به راحتی ریست شده و سن آخرین حادثه را نشان می‌دهد. علاوه بر آن ۳ گروه زیرکن شامل ۵ عدد زیرکن طویل شفاف، ۸ عدد زیرکن طویل نیمه شیری و ۱۳ عدد زیرکن شیری آنالیز شدند، که به ترتیب سن-های  $44/2 \pm 0/1$  و  $118/9 \pm 0/3$  و  $52/4 \pm 0/1$  میلیون سال را نشان می‌دهند (شکل ۵-۷).

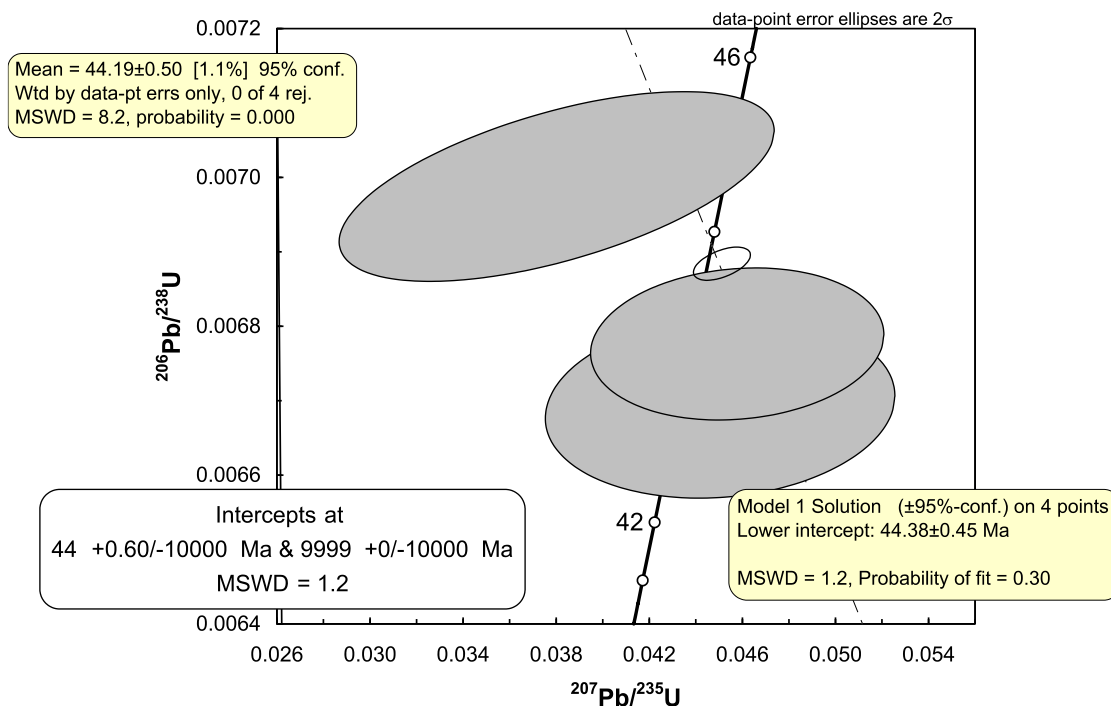


شکل ۵-۷-الف: بلورهای موناژیت بدست آمده از توده گپدان. ب: بلورهای شفاف زیرکن.

با توجه به سن‌های بدست آمده به نظر می‌رسد که تعدادی از بلورهای زیرکن انتخاب شده دارای هسته موروثی بوده‌اند. در اینجا برای تعیین سن نمونه از داده‌های سنی زیرکن‌های طولی و شفاف و سه بلور موناژیت استفاده شده که سن‌های تقریباً یکسانی را نشان می‌دهند. در مجموع سن  $\pm 3/4$   $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=43/3$  میلیون سال برای این نمونه در نظر گرفته شد (شکل‌های ۵-۸ و ۵-۹).



شکل ۵-۸: بیضی‌های تعیین سن بلورهای زیرکن و موناژیت برای توده گپدان.



شکل ۵-۹: نتایج تعیین سن نمونه Z-R-G-1 برای توده گرانودیوریتی گپدان. بیضوی‌های خاکستری مربوط به

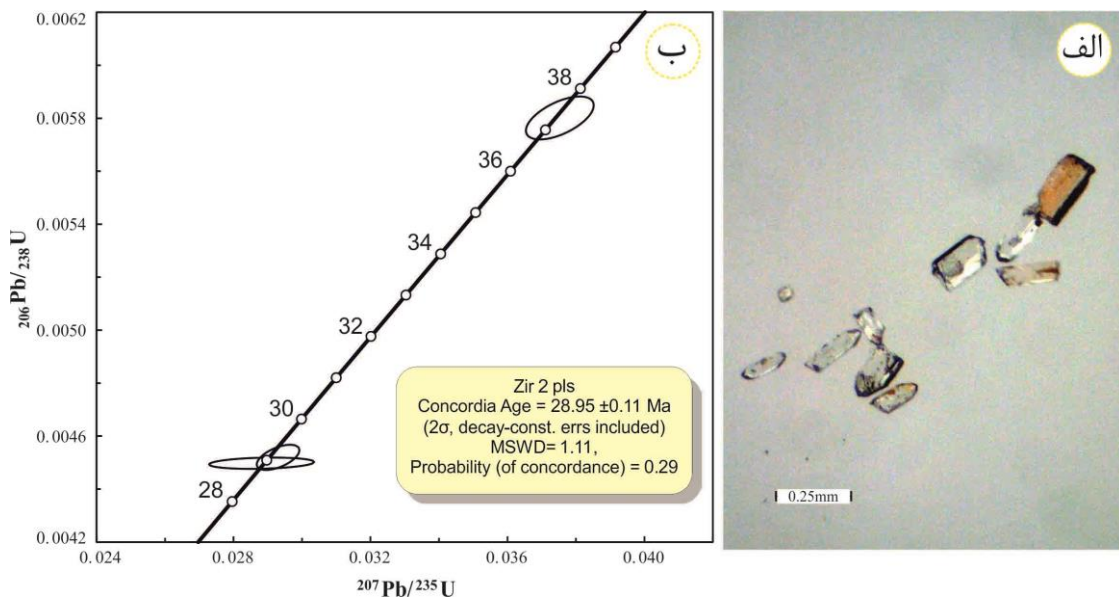
موناژیت‌ها می‌باشند و بیضوی سفید مربوط به زیرکن طولیل و شفاف می‌باشد.

### ۵-۵- دایک‌ها

ترکیب دایک‌ها داسیتی و میکرودیوریتی بوده و با نفوذ به منطقه مورد مطالعه، توده و سنگ‌های در برگیرنده اطراف توده را قطع کرده‌اند. دو نمونه از آن‌ها با شماره‌های Z-R-45 و Z-R-11 برای تعیین سن انتخاب شدند.

**نمونه Z-R-11:** این نمونه مربوط به یک دایک میکرودیوریتی است که از داخل توده انتخاب شده است (شکل ۱-۳). متأسفانه این نمونه دارای تعداد کمی بلور زیرکن بود. در نهایت ۵ بلور زیرکن شامل ۲ بلور درشت و شفاف، ۲ بلور نیمه شفاف و یک عدد سر بلور زیرکن برای تعیین سن انتخاب شدند (شکل ۵-۱۰-الف) که به ترتیب سن‌های  $28/9 \pm 0/1$  و  $37/3 \pm 0/4$  و  $29/1 \pm 0/2$  میلیون سال را ارائه دادند. دو تا از زیرکن‌ها همپوشانی خوب و قابل قبولی داشتند و سن کنکوردیا  $\pm 0/11$  سال را ارائه کردند که به عنوان سن تبلور دایک میکرودیوریتی در نظر گرفته شد.

(شکل ۵-۱۰-ب).



شکل ۵-۱۰-الف: بلورهای زیرکن انتخاب شده برای تعیین سن و شکل آن‌ها که از نمونه Z-R-11 جمع‌آوری شده‌اند.

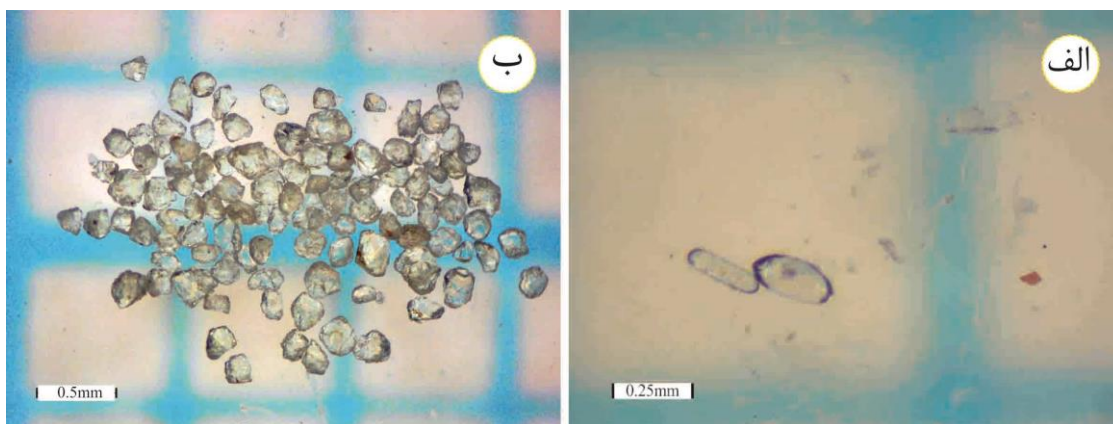
ب: نمودار کنکور دیا برای نمونه Z-R-11 که مربوط به یک دایک میکرودیوریتی است. بر اساس این نمودار سن

تشکیل این دایک  $28.95 \pm 0.11$  میلیون سال در نظر گرفته شد.

نمونه Z-R-45: این نمونه از یک دایک داسیتی نفوذ کرده در سنگ‌های دربرگیرنده اطراف توده انتخاب شده است (شکل ۱-۳). عرض این دایک حدود ۱/۵ متر و در شرق توده مورد مطالعه قرار دارد و دارای بافت پورفیری با بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار، بیوتیت، و فنوکریست هورنبلند سبز (<۴٪) می‌باشد. کانی‌های فرعی نمونه Z-R-45 شامل زیرکن، تیتانیت، موناژیت و آپاتیت است. متاسفانه تنها دو عدد بلور زیرکن از این نمونه سنگی بدست آمد (شکل ۵-۱۱-الف)؛ یکی از بلورها منشوری شکل با نسبت طول به عرض ۱/۸ و بلور دوم تقریباً گرد شده، با نسبت ۱/۱ بود. سن‌های بدست آمده از این زیرکن‌ها به ترتیب  $27.85 \pm 0.34$  و  $45.15 \pm 0.15$  میلیون سال می‌باشد. همچنین دو گروه از قطعات تیتانیت هم برای تعیین سن این دایک استفاده شد که سن‌های  $29.49 \pm 1.36$  و  $29.24 \pm 0.74$  را برای زمان بسته شدن سیستم تیتانیت‌ها پیشنهاد می‌-

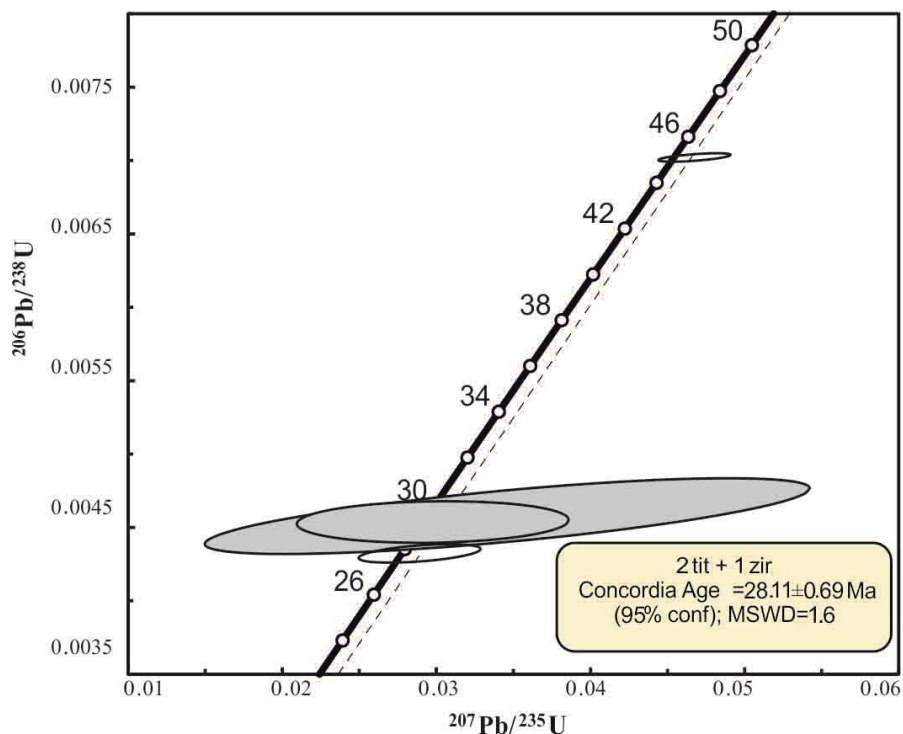


کنند (شکل ۵-۱۱-ب). سن بدست آمده از زیرکن منشوری با نسبت طول به عرض ۳/۱ و تیتانیت-ها هم‌پوشانی خوبی نشان می‌دهند و در مجموع سن کنکوردیا  $28.11 \pm 0.69$  میلیون سال به عنوان سن تبلور این دایک در نظر گرفته شد (شکل ۵-۱۲).



شکل ۵-۱۱-الف: تصویر بلورهای زیرکن و ب: بلورهای تیتانیت انتخاب شده جهت تعیین سن نمونه از نمونه Z-R

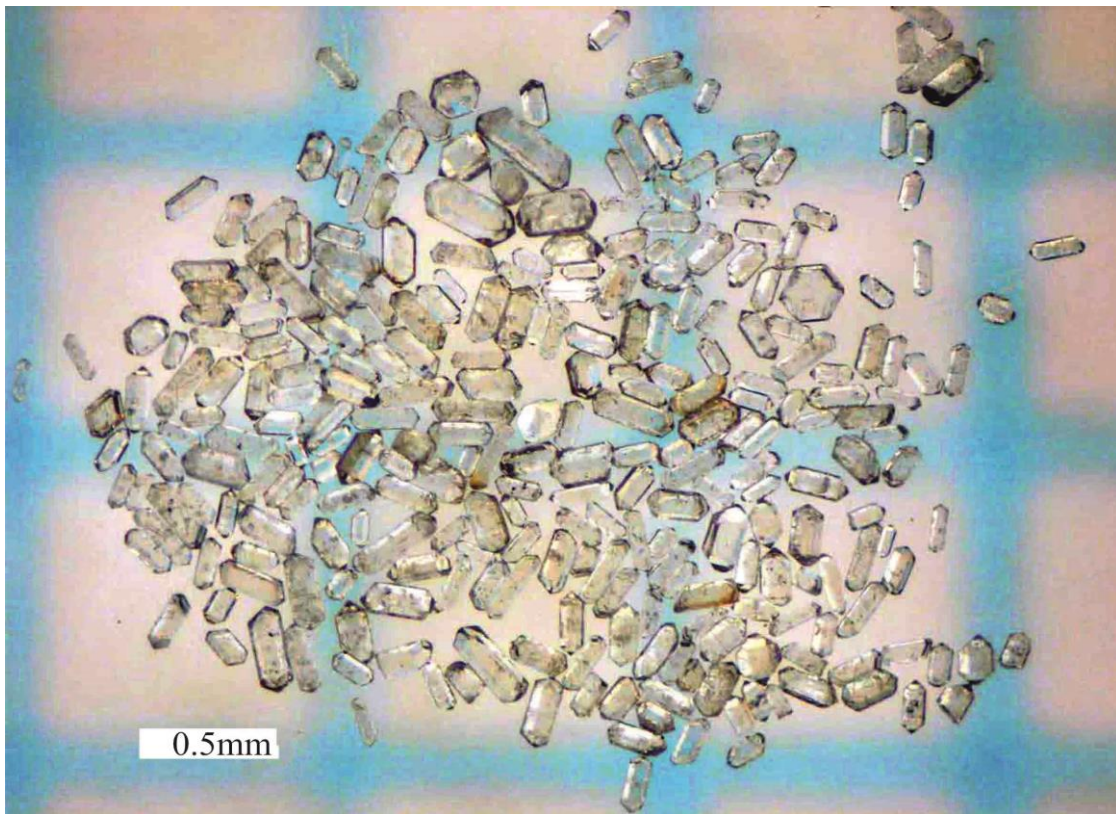
45



شکل ۵-۱۲: نمودار تعیین سن بلورهای زیرکن و تیتانیت که سن  $28.11 \pm 0.69$  میلیون سال را برای نفوذ و تشکیل دایک داسیتی نشان می‌دهد.

#### ۵-۶- توده گرانودیوریتی جنوب زرگلی

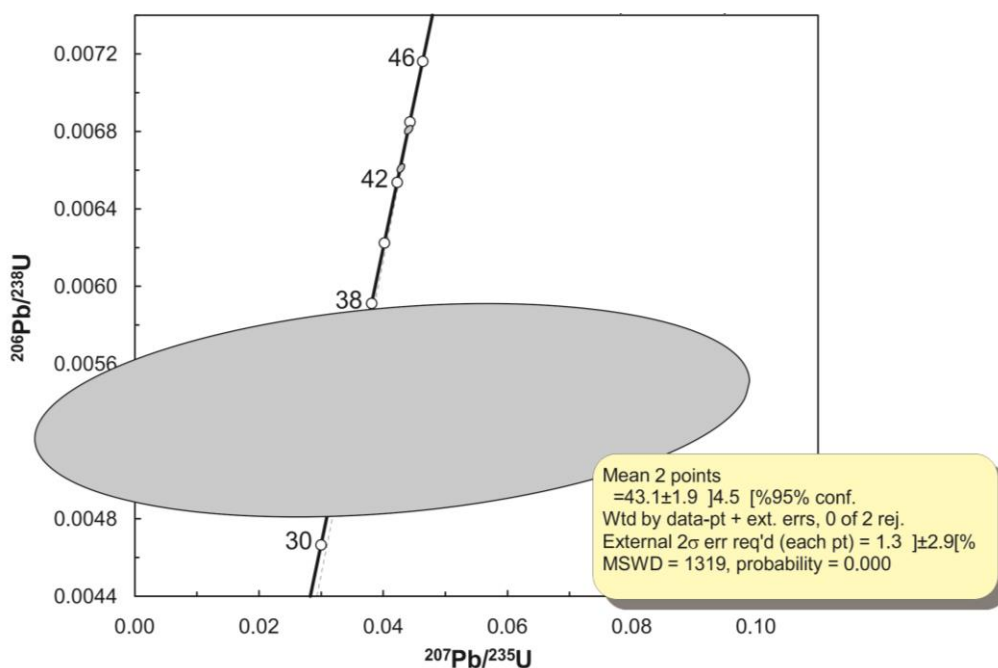
نمونه **So Zar** از یک توده گرانودیوریتی برداشت شده که در جنوب زرگلی واقع شده است (شکل ۱-۳). این نمونه دارای سه گروه بلورهای زیرکن است گروه اول شامل دو عدد زیرکن منشوری و دو عدد سر زیرکن می‌باشد که سن حدود  $17 \pm 263/2$  میلیون سال را نشان می‌دهند. گروه دوم شامل ۴ (چهار) عدد زیرکن کشیده با سن  $0/1 \pm 42/5$  میلیون سال می‌باشد. گروه سوم از سه عدد زیرکن شیری تشکیل شده است. این گروه نیز سن  $0/1 \pm 43/8$  را برای توده نشان می‌دهد (شکل ۵-۱۳).



شکل ۵-۱۳: مجموعه بلورهای زیرکن بدست آمده از نمونه **So Zar**.

از طرف دیگر دو بلور مونازیت از این توده برای آنالیز مورد استفاده قرار گرفت که یکی سن  $2/9 \pm 34/5$  و دیگری سن  $0/5 \pm 4/5$  میلیون سال را برای تبلور سنگ نشان می‌دهند. البته این سن‌ها ممکن است مربوط به آخرین فازهای دگرشکلی منطقه و یا حادثه‌ای باشد که منجر به ریست

شدن کانی‌های موناژیت در ۳۴/۵ یا ۴/۵ میلیون سال پیش شده است و برای تبلور توده ماگمایی درست نمی‌باشند. برای مثال همانطور که در فصل دوم ذکر گردید در منطقه حرمتک سنگ رسوبی پلیوسن (۵/۳ - ۱/۸ Ma) به صورت دگرشیب بر روی واحدهای رسوبی الیگوسن نهشته شده‌اند. برای تعیین سن  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  این توده، مجموع دو گروه زیرکن که سن‌های نزدیک به هم دارند انتخاب شده و سن میانگین  $43.1 \pm 1.9$  میلیون سال برای تبلور سنگ در نظر گرفته شده است (شکل ۵-۱۴).



شکل ۵-۱۴: سن این نمونه بر اساس دو گروه زیرکن تعیین شده و  $43.1 \pm 1.9$  میلیون سال می‌باشد.



## فصل ششم

تلفیق داده‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی

نوار گرانیتوئیدی زاهدان- سراوان از مجموعه ای از باتولیت های کوچک و بزرگ با امتداد NW-SE تشکیل شده و دارای ۲۵۰ کیلومتر طول می باشد. این نوار ماگمایی شامل توده های کوچک و بزرگ متعددی است که با فواصل مختلف از محل افیولیت ها قرار گرفته اند. به طوری که توده های که در سمت شمال غرب این نوار واقع شده اند دارای فاصله کمتری (۳۷ کیلومتر) از محل افیولیت ها می- باشند. و توده هایی که در جنوب و جنوب شرقی زاهدان قرار دارند دارای فاصله بیشتر (۸۵ کیلومتر) از محل افیولیت ها می باشند.

خوشبختانه در ۱۵ سال گذشته (دو دهه اخیر) مطالعات خوبی روی این توده ها انجام شده است. ژئوشیمی و مکانیسم جایگزینی توده های جنوب زاهدان توسط صادقیان ۲۰۰۵ و حسینی ۱۳۸۱ بررسی شد. ژئوشیمی سنگ کل، پتروفابریک و شیمی کانی توده زرگلی توسط کشتگر ۱۳۸۳، رضایی کهخایی ۲۰۱۰ و سراوانی ۱۳۹۰ مطالعه شد، سازوکار شکل گیری باتولیت گرانیتوئیدی جنوب زاهدان توسط قاسمی و همکاران ۱۳۸۸ مورد بررسی قرار گرفته است. مطالعات پتروژنز و جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی لخشک و دایک های آن توسط رضایی کهخایی ۱۳۸۵ انجام شده است. علی موسی ۱۳۹۵ شیمی کانی توده گرانیتوئیدی لخشک را همزمان با این پژوهش انجام داده است.

صادقیان (۲۰۰۵) مطالعاتی بر روی توده های گرانیتوئیدی جنوب و جنوب غربی زاهدان انجام داده است و بر اساس مطالعات خود نشان داده توده های فوق از نوع ساب الکان، کالکو الکان، متا آلومین تا اندکی پرآلومین هستند و به گرانیتوئیدهای نوع I و Hss متعلق دانسته است. از نظر سنگ شناسی، گرانیتوئیدهای جنوب و جنوب غرب زاهدان در رده گرانیت و گرانودیوریت قرار می- گیرند که گرانیت ها به سری ایلمنیت و گرانودیوریت ها به سری منیتیت تعلق دارند (صادقیان ۲۰۰۵).

در این پژوهش ۴ توده نفوذی گپدان، زرگلی، لخشک، دایک های آن و توده جنوب زرگلی

مورد مطالعه قرار گرفتند که در جدول ۶-۱ سن و فاصله آن‌ها از محل افیولیت‌ها ارائه شده است. مطالعات سن سنجی U/Pb که در این پژوهش انجام شد نشان داد که توده‌های مورد بحث مربوط به دو دوره زمانی ائوسن و الیگوسن هستند. توده نفوذی گپدان دارای ترکیب بیوتیت گرانودیوریت می‌باشد و در فاصله ۵۱ کیلومتری از محل افیولیت‌ها واقع شده و دارای سن ۴۳/۳ میلیون سال می‌باشد. توده نفوذی جنوب زرگلی دارای ترکیب گرانودیوریت می‌باشد و در فاصله ۵۷ کیلومتری از محل افیولیت‌ها واقع شده و دارای سن ۴۳/۱ میلیون سال می‌باشد.

جدول ۶-۱: محل نمونه برداری، سن و فاصله نمونه‌ها تا محل افیولیت‌ها.

سن	فاصله تا محل افیولیت (کیلومتر)	نمونه	توده
29.8	80	Z-R-9	لخشک
29.89	75	Z-R-50	لخشک
42.3	52	ZAR A	زرگلی
43.3	53	Z-R-G-1	گپدان
28.95	79	Z-R-11	دایک
28.11	85	Z-R-45	دایک
43.1	57	SO ZAR	جنوب زرگلی

توده نفوذی لخشک دارای ترکیب گرانودیوریت می‌باشد از این توده ۲ نمونه برداشت شده است (Z-R-9 و Z-R-50) فاصله بین محل نمونه‌ها تا محل افیولیت‌ها به ترتیب ۸۰ و ۷۵ کیلومتر می‌باشد. سن بدست آمده برای هر کدام از نمونه‌ها به ترتیب ۲۹/۸ و ۲۹/۸۹ میلیون سال می‌باشد. دایک داخل فلیش‌های شرق توده لخشک دارای ترکیب داسیتی می‌باشد و در فاصله ۸۵ کیلومتری از محل افیولیت‌ها واقع شده و دارای سن ۲۸/۱۱ میلیون سال می‌باشد. دایک‌های داخل توده نفوذی لخشک دارای ترکیب میکرودیوریتی می‌باشد و در فاصله ۷۹ کیلومتری از محل افیولیت‌ها واقع شده و دارای سن ۲۸/۹۸ میلیون سال می‌باشد.

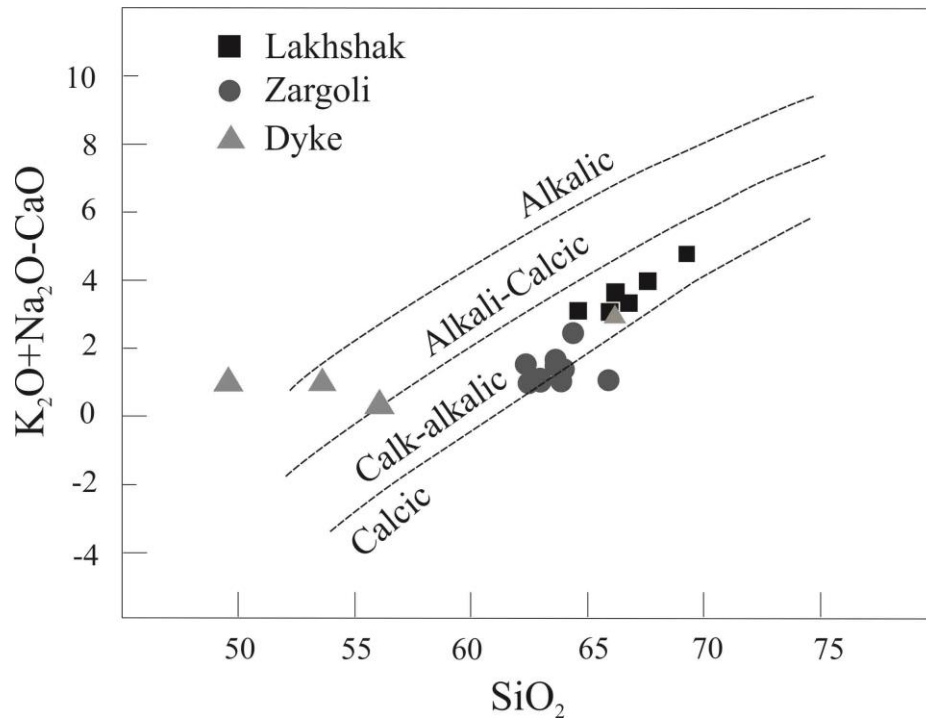
توده‌های گرانیتوئیدی جنوب زاهدان (منزل آب و لوچان) در فاصله ۹۷ کیلومتری از محل افیولیت‌ها واقع شده و دارای سن ۳۰/۹۳ میلیون سال می‌باشد.

از این پس برای اجتناب از نام بردن مکرر توده‌ها آن‌ها را بر اساس زمان تشکیل به دو گروه ائوسن و الیگوسن تقسیم‌بندی می‌کنیم. توده‌های حاصل از ماگماتیسم ائوسن (زرگلی، گپدان و توده جنوب زرگلی) را ائوسن و توده لخشک و دایک‌های آن را الیگوسن می‌نامیم. در ادامه این فصل تلاش می‌شود تا با ادغام نتایج حاصل از مطالعات قبلی و تعیین سن‌های انجام شده در فصل قبل مدل پترولوژیکی این توده‌ها را بحث کنیم.

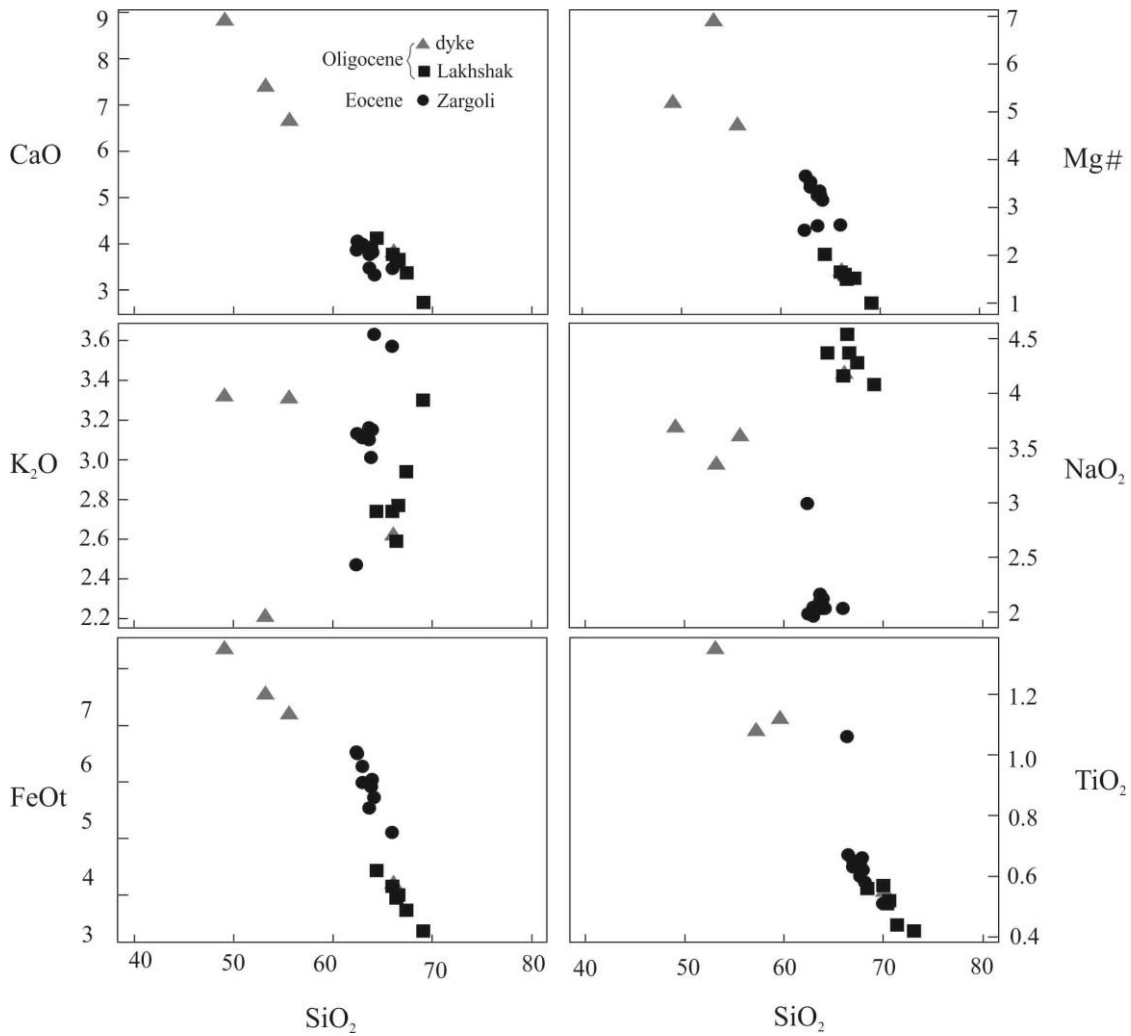
#### ۶-۲- ژئوشیمی عناصر اصلی کمیاب

در اینجا از تعدادی دیاگرام استفاده خواهد شد تا دامنه تغییرات را با هم مقایسه نماییم. هر دو گروه سنگی ائوسن و الیگوسن از نوع کالک‌آلکالن هستند (شکل ۶-۱) ولی تفاوت‌هایی نیز بین آن‌ها دیده می‌شود. به طور معمول در دیاگرام‌های هارکر، توده‌های ائوسن دارای تنوع ترکیبی کمتری هستند و سنگ‌های آنالیز شده از آن‌ها پراکندگی بیشتری را در دیاگرام‌ها نشان می‌دهند و روند خوبی ندارند. این در حالی است که توده‌های الیگوسن دارای دامنه ترکیبی گسترده‌تر ( $\text{SiO}_2=49-73\% \text{Wt}$ ) و روند مشخصی هستند (شکل ۶-۲). به عبارت دیگر سنگ‌های ائوسن در قسمت مرکز این دیاگرام‌ها و در محدوده میانی سنگ‌های الیگوسن قرار می‌گیرند.



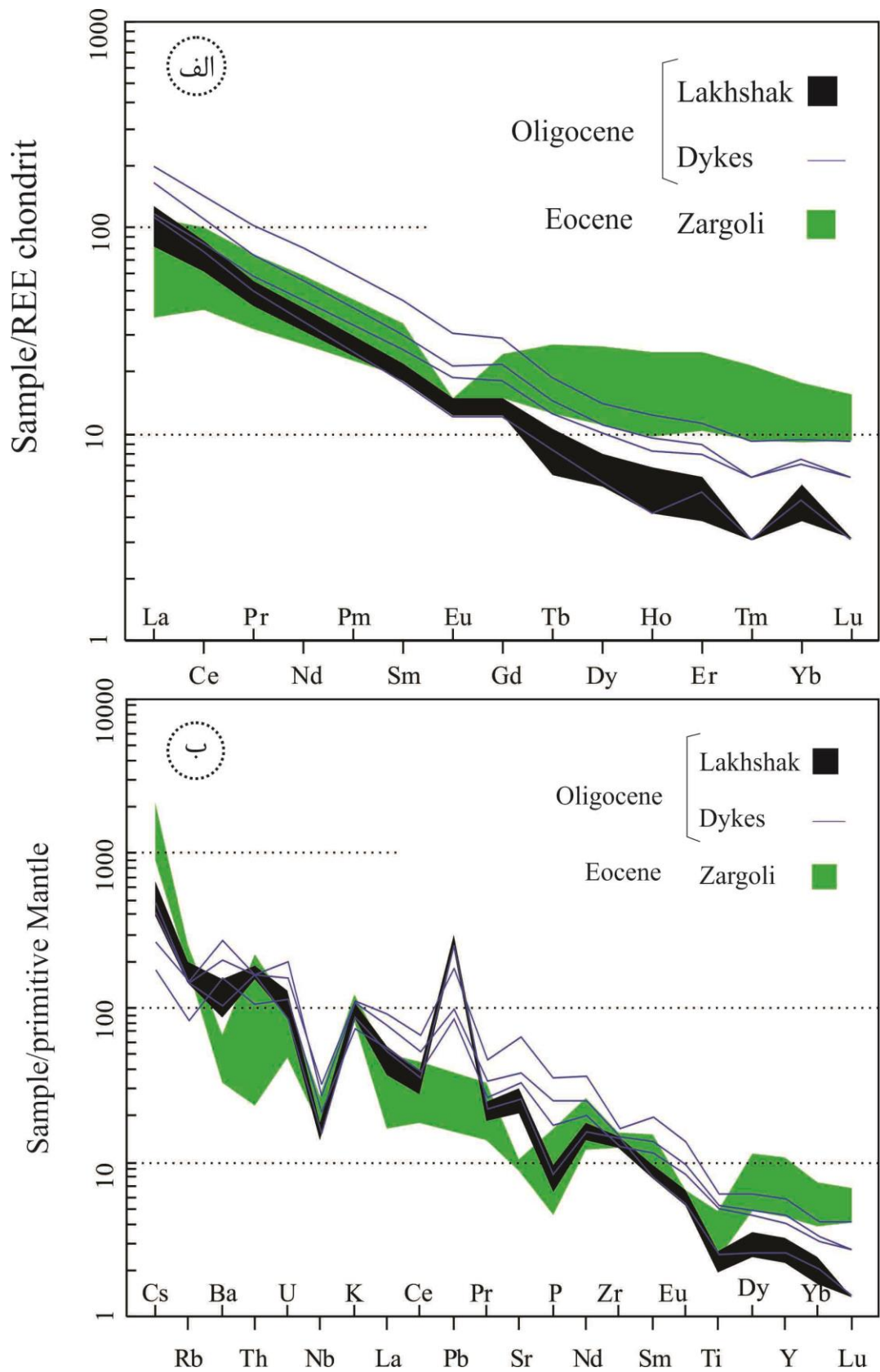


شکل ۶-۱: سنگ‌های توده‌های ائوسن و الیگوسن در محدوده کالک‌آلکالن واقع می‌شوند.



شکل ۶-۲: نمودارهای هارکر و محل قرار گیری نمونه‌ها.

علاوه بر آن در شکل (۳-۶) سنگ‌های الیگوسن فاقد آنومالی Eu هستند در حالی که سنگ‌های ائوسن آنومالی ضعیفی از این عنصر را در بعضی از نمونه‌ها نشان می‌دهند. توجه داشته باشید که مقدار Eu در هر دو گروه از این توده‌ها (ائوسن و الیگوسن) یکسان است. در نمودارهای عنکبوتی این سنگ‌ها که نسبت به گوشته اولیه (Primitive Mantel) بهنجار شده‌اند، (Sun and McDonough, 1989) اگر چه هر دو گروه سنگی دارای آنومالی منفی Eu هستند که نشان دهنده تشکیل آن‌ها در منطقه فرورانش می‌باشد ولی سنگ‌های ائوسن غنی‌شدگی بیشتری از سزیم و روبیدیم ( $Up to >$  1000\*Chondrite) و تهی‌شدگی کمتری از HREEها (Lu و Y, Yb, Dy) نسبت به سنگ‌های الیگوسن نشان می‌دهند (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۶-الف: تغییرات فراوانی عناصر REE بهنجار شده نسبت به کندریت (بایتون ۱۹۸۴). ب: تغییرات فراوانی

عناصر اصلی و کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونف، ۱۹۸۹).

همچنین سنگ‌های الیگوسن دارای آنومالی مثبت استرانسیم و تهی‌شدگی بیشتر از Ti نسبت به سنگ‌های ائوسن هستند نشان دهنده تشکیل ماگمای آن‌ها از اعماق بیشتر می‌باشد. در نمودارهای کندریتی عناصر کمیاب هر دو گروه دارای غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE می‌باشند (۳-۶)؛ اگر چه در این نمودار سنگ‌های گرانودیوریتی با الیگوسن تهی‌شدگی بیشتر از HREE نسبت به سنگ‌های ائوسن نشان می‌دهند؛ به طوری که مقدار  $La/Yb=45-25$  برای سنگ‌های الیگوسن و برای سنگ‌های ائوسن مقدار  $La/Yb=3-14$  می‌باشد.

### ۳-۶- ایزوتوپ‌های Sr و Nd

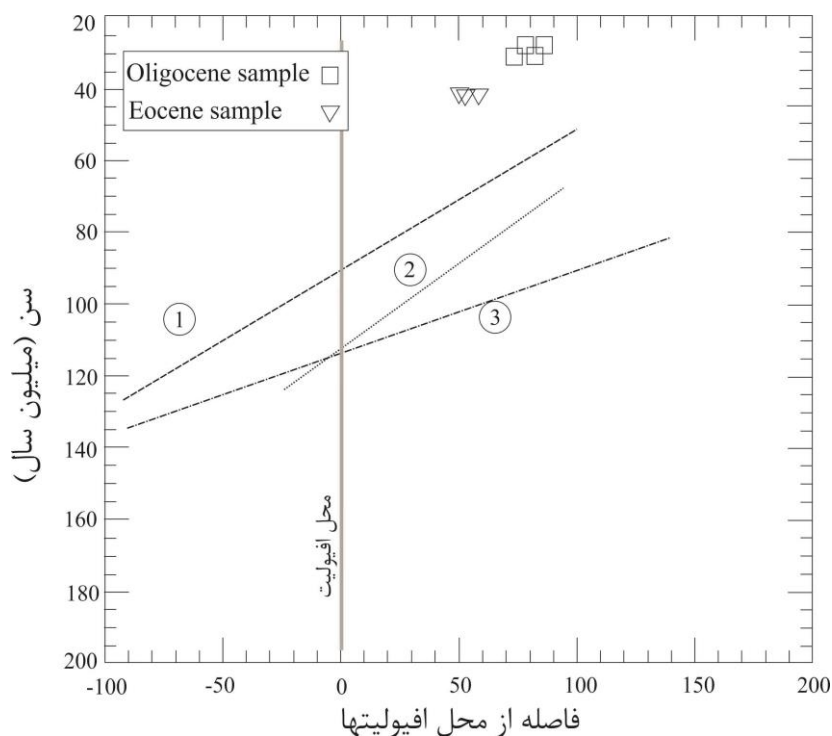
در اینجا از سیستم‌های ایزوتوپی Sr-Nd سنگ‌های ائوسن و الیگوسن استفاده شده تا تفاوت این توده‌ها از لحاظ منشاء و درجات مشارکت پوسته قدیمی در ژنز ماگماهای آن‌ها را بررسی کنیم. نسبت  $^{87}Sr/^{86}Sr$  اولیه توده‌های ائوسن بین  $0.70508$  تا  $0.70785$  و نسبت‌های  $^{143}Nd/^{144}Nd$  بین  $0.51230$  تا  $0.51248$  تغییر می‌کند. این در حالی است که نسبت  $^{87}Sr/^{86}Sr$  در داخل سنگ‌های الیگوسن مقدار  $0.70505$  تا  $0.70586$  می‌باشد و مقدار  $^{143}Nd/^{144}Nd$  در این سنگ‌ها تقریباً ثابت ( $0.512179$  تا  $0.512735$ ) می‌باشد. همچنین این نسبت‌ها در سنگ‌های در بر گیرنده به ترتیب  $0.70813$  و  $0.512451$  می‌باشد.

همانطور که مشاهده می‌شود توده‌های ائوسن دارای سهم بیشتری از ترکیبات پوسته می‌باشند. همچنین بالا بوده مقدار Rb داخل سنگ‌های ائوسن (۱۲۷ تا ۱۶۲) نیز به مشارکت بیشتر ماگماهای پوسته‌ای در ژنز این سنگ‌ها تاکید دارد (مقدار Rb برای سنگ‌ها الیگوسن بین ۵۳ تا ۱۲۷ می‌باشد).

#### ۴-۶- فعالیت شدید (Flare-Ups) و مهاجرت کمان ماگمایی

سنگ‌های آذرین نفوذی اطراف زاهدان اساساً کالک‌آلکان و محصولات مرتبط با فرورانش می‌باشند که در طی زمان ائوسن و الیگوسن تشکیل شده‌اند. ماگماتیسم ائوسن فقط در قسمت شمال‌غرب زاهدان اتفاق افتاده و محدود به چند توده نفوذی می‌باشد که در نزدیکی افیولیت‌ها واقع شده‌اند در صورتی که ماگماتیسم الیگوسن در قسمت‌های شمالی و جنوبی شهر زاهدان تاثیر داشته و محصولات آن به صورت توده، دایک و سنگ‌های آتشفشانی با فاصله بیشتر از افیولیت‌ها تظاهر نموده‌اند.

این پدیده را می‌توان با جابجایی ماگماتیسم نسبت به زمان توضیح داد؛ به این نحو که توده‌های ائوسن در فاصله خیلی کمی از محل افیولیت‌ها (۳۳ تا ۵۷ کیلومتر) و سنگ‌های الیگوسن در فاصله بیشتر (۷۵ تا ۸۵ کیلومتر) واقع شده‌اند (جدول ۶-۱ و شکل ۶-۵). همچنین سن‌های ارائه شده در فصل قبل نشان می‌دهد که شدت و مدت زمان ماگماتیسم الیگوسن بیشتر و گسترده‌تر از ائوسن می‌باشد.



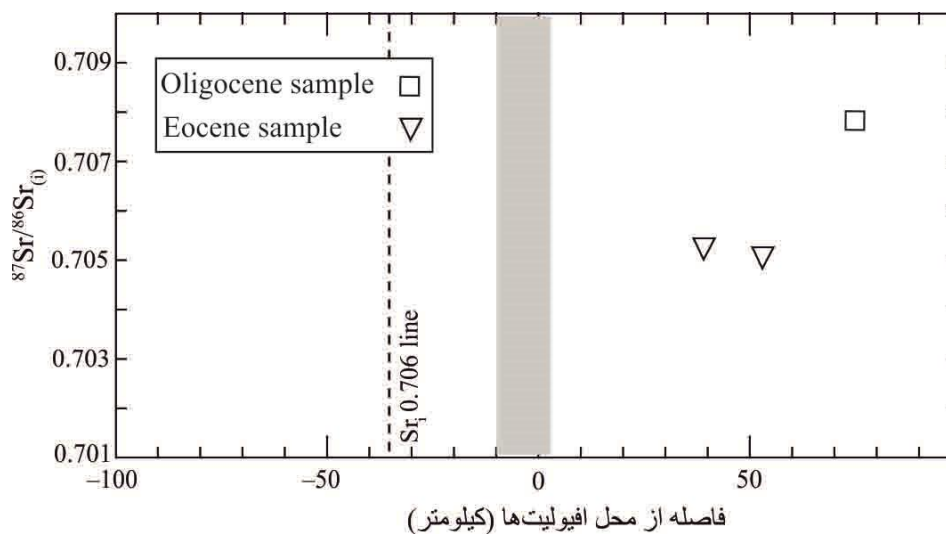
شکل ۶-۵: روندهای مهاجرت سنگ‌های نفوذی زاهدان.

با توجه به فاصله ۱۳ کیلومتری بین توده لخشک و توده جنوب زرگلی و بازه زمانی تشکیل آنها که ۱۳ میلیون سال است، به نظر می‌رسد که کمان ماگمایی با سرعت 1Km/Ma به طرف شمال شرقی جابجا شده است.

#### ۵-۶- تفسیر داده‌های ژئوشیمی و ژئوتوپی ایزوتوپی سنگ‌های نفوذی اطراف زاهدان

نسبت‌های اولیه ایزوتوپ‌های استرانسیم و نئودیمیم سنگ‌های نفوذی اطراف زاهدان یک کاهش کمی در مقدار  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه از شرق به غرب، از مقدار ۰/۷۰۶۴ برای سنگ‌های ائوسن (توده گپدان) (محمدی و همکاران ۱۳۹۴) به مقدار ۰/۷۰۴۸ برای توده‌های الیگوسن (توده‌های جنوب زاهدان، منزل آب و لوچان) (قاسمی و همکاران ۱۳۸۸) نشان می‌دهد.

مقادیر اولیه ایزوتوپ‌های Sr و Nd در سنگ‌های الیگوسن با اشتقاق ماگمای تشکیل دهنده آن‌ها از گوشته و اختلاط آن با سنگ‌های رسوبی دگرگون شده پوسته سازگار است. به عبارت دیگر سنگ‌های الیگوسن دارای منشاء پوسته‌ای-گوشته‌ای می‌باشند. در حالی که سنگ‌های ائوسن مورد مطالعه مشارکت بیشتری از پوسته قاره‌ای را در رز ماگمای والدشان را نشان می‌دهند. در شکل (۶-۶) مقدار اولیه Sr نسبت به فاصله از محل افیولیت‌ها مشخص شده است.



شکل ۶-۶: فاصله از محل افیولیت‌ها و نسبت Sr اولیه در توده‌های ائوسن و الیگوسن اطراف زاهدان.

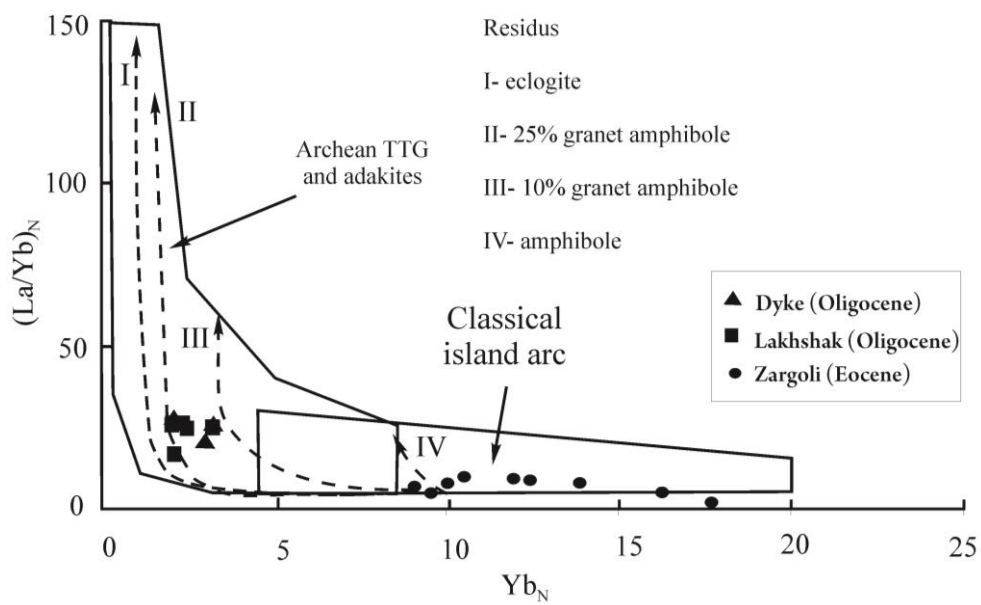
نسبت‌های اولیه این ایزوتوپ‌ها تغییرات سیستماتیکی به سمت شرق نشان می‌دهند و مقادیر آنها کم می‌شود که مشابه روندهای مشاهده شده در سیرانوادا (شمال آمریکا) می‌باشد. اگرچه نسبت‌های ایزوتوپی که در بالا بحث شد به خوبی منشاء سنگ‌های الیگوسن را روشن کرد؛ عناصر کمیاب نیز برای تعیین منشاء می‌توانند مفید باشند. الگوهای REE بهنجار شده نسبت به کندریت نشان می‌دهد که عمق و به تبع آن منشاء تشکیل ماگماهای الیگوسن بیشتر از ائوسن بوده است؛ چرا که:

۱- توده‌های ائوسن دارای شیب REE کمتری نسبت به توده‌های الیگوسن می‌باشند: که نشان دهنده سرچشمه گرفتن ماگمای آنها از اعماق کمتر می‌باشد. با توجه به اینکه گارنت در اعماق بیش از ۳۵ کیلومتر پایدار است به نظر می‌رسد که ماگماهای تشکیل دهنده سنگ‌های الیگوسن از اعماق بیش از ۳۵ کیلومتر منشاء گرفته باشند (Gaetani, 2004 و علی‌موسی، ۱۳۹۵).

۲- عدم وجود آنومالی منفی Eu:Eu می‌تواند جانشین کلسیم در ترکیب پلاژیوکلازها شود و نسبت بالای Sr/Yb در سنگ‌های الیگوسن نشان دهنده تعادل ماگمای تشکیل دهنده آنها با منشاء فقیر از فلدسپار (پلاژیوکلاز) است.

۳- عمق مخزن ماگما برای سنگ‌های ائوسن (توده زرگلی) ۱۸ کیلومتر (سراوانی، ۱۳۹۰) و برای سنگ‌های الیگوسن (توده لخشک و دایک‌های آن) ۲۵ کیلومتر (علی‌موسی، ۱۳۹۵) محاسبه شده است. برای بارومتري این سنگ‌ها از آمفیبول‌های موجود در دایک‌های میکرودیوریتی استفاده شده است.

۴- سنگ‌های ائوسن در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت دارای روند خمیده به سمت بالا می‌باشند که نشان دهنده سرچشمه گرفتن ماگمای تشکیل دهنده آنها از یک منشاء آمفیبولیتی است، علاوه بر آن در محدوده آمفیبولیت‌ها قرار می‌گیرند. این در حالی است که سنگ‌های الیگوسن در نمودار در محدوده بین ۲ و ۳ واقع می‌شوند و به نظر می‌رسد که از یک منشاء گارنت آمفیبولیتی با نرخ ذوب ۱۰ - ۲۵٪ تشکیل شده‌اند.



شکل ۶-۷: در نمودار  $(La/Yb)_N$  در مقابل  $Yb_N$  سنگ های توده زرگلی که دارای سن ائوسن می باشند، در محدوده جزایر کمانی و ذوب سنگهای آمفیبولیتی واقع می شوند.



## فصل هفتم

### نتیجه‌گیری و پیشنهادات

## ۷-۱- نتیجه گیری

- مطالعات سن سنجی که روی توده‌های نفوذی زاهدان انجام شده نشان داد که توده‌های مورد بحث مربوط به فعالیت ماگماتیسم در دو دوره زمانی ائوسن و الیگوسن می‌باشد.

توده‌ها در سمت شرق افیولیت‌ها واقع شده‌اند و سن آن‌ها از شرق به غرب (به سمت افیولیت‌ها) بیشتر می‌شود. توده لخشک با ۸۰/۶ کیلومتر فاصله کمترین سن (۲۹ میلیون سال) و توده گپدان با ۵۰/۱ کیلومتر فاصله بیشترین سن را بین توده‌های مورد مطالعه دارند.

هر دو گروه توده‌های سنگی ائوسن و الیگوسن از نوع کالک‌آلکالن هستند.

دیگرام‌های هارکر نشان می‌دهند که توده‌های ائوسن تنوع ترکیبی کمی دارند، اما توده‌های الیگوسن دامنه ترکیبی بیشتری دارند و روند خوبی روی نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}/\text{SiO}_2$  نشان می‌دهند.

توده‌های نفوذی ائوسن و الیگوسن غنی از LREE و تهی از HREE می‌باشند.

هر دو گروه سنگی دارای آنومالی منفی Ti و Nb هستند که نشان می‌دهد محل تشکیل این سنگ‌ها در منطقه فرورانش بوده است.

با توجه به مقادیر  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  توده‌های ائوسن دارای سهم بیشتری از ترکیبات پوسته هستند.

مقدار بالای Rb در سنگ‌های ائوسن ۱۲۷ تا ۱۶۲ نیز مشارکت بیشتر ماگما‌های پوسته‌ای در ژنز این سنگ‌ها بیان می‌دارد.

داده‌های صحرایی و سن‌های ارائه شده حاکی از آن است که شدت و مدت زمان ماگماتیسم الیگوسن بیشتر و گسترده تر از ائوسن بوده و با توجه به مقدار فاصله ۱۳ کیلومتری بین دو توده

لخشک و جنوب زرگلی و بازه زمانی تشکیل آن‌ها (۱۳) به نظر می‌رسد که کمان ماگمایی با سرعت ۱ کیلومتر بر هر یک میلیون سال ( $1\text{Km/Ma}$ ) به طرف شمال شرق جابجایی داشته است.

کم شدن مقدار ایزوتوپ‌های Sr و Nd از محل افیولیت‌ها به سمت شرق نشان می‌دهد که عمق و به تبع آن منشاء تشکیل ماگماهای الیگوسن بیشتر از ائوسن است.

با توجه به اینکه گارنت در اعماق بیش از ۳۵ کیلومتری پایدار است به نظر می‌رسد که منشاء ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها از عمق کمتر از ۳۵ کیلومتری و از یک ماگمای آمفیبولیتی باشد.

## ۷-۲- پیشنهادات

نسبت‌های Pb/Pb در مقایسه با Sr و Nd از دقت کمتری برخوردارند و برای تعیین منشاء بهتر است از عناصر Sr و Nd استفاده شود.

آنالیزهای شیمی کانی بر روی توده‌های گپدان و جنوب زرگلی انجام نشده است و می‌شود در غالب پایان‌نامه ارشد و دکتری کار شود.

برای توده‌های جنوب زرگلی و گپدان مطالعات ژئوشیمی انجام نشده است. پیشنهاد می‌شود در قالب یک یا دو پایان‌نامه مطالعات ژئوشیمی روی این توده‌ها انجام شود.

کار تکتونیکی و پتروفابریک در منطقه انجام نشده است.



# منابع

## منابع فارسی

آقائباتی ع، (۱۳۷۰) نقشه سنگ‌های ماگمایی ایران با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ طرح تدوین کتاب زمین-شناسی ایران.

ولی‌زاده م. و، قاسمی ح، نراقی ن. ز، صادقیان م، (۱۳۸۵) "اصول زمین‌شناسی ایزوتوپی" انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۸۳۶ ص. تالیف فارگ، (۱۹۸۶) جلد اول،

تخشای ن. هوشمند زاده د.، زیادلو د. سراوانی م. سراوانی ن، (۱۳۶۵) "گزارش پی‌جویی مواد اولیه در استان سیستان و بلوچستان"، انتشارات سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان، ۸۱ صفحه.

حسینی م. ر.، پایان نامه ارشد: (۱۳۸۱) "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت‌های جنوب-غرب زاهدان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.

سامانی ب. اشتری ش، (۱۳۷۱) "تکوین زمین‌شناسی ناحیه سیستان و بلوچستان". فصلنامه علمی علوم زمین، سال اول، شماره ۴، صفحات ۲۵-۱۴.

صادقیان م، پایان نامه دکتری: (۱۳۸۳) "ماگماتیسم، متالوژنی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.

علی‌موسی ز، پایان نامه ارشد: (۱۳۹۵): "شیمی کانی سنگ‌های توده لخشک و دایک‌های آن". دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

قاسمی ح. صادقیان م. کرد م. خانعلی‌زاده ع، (۱۳۸۸) "سازوکار شکل‌گیری باتولیت گرانیتوئیدی جنوب زاهدان، جنوب شرق ایران"، انجمن بلور شناسی و کانی شناسی ایران مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، سال هفدهم، شماره ۴ صفحات ۵۵۱-۵۷۸.

کرد م، (۱۳۸۴) پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چشمه بید، جنوب شرق زاهدان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

کشتگر ش، (۱۳۸۳) پایان نامه ارشد: "پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل ساختاری گرانیت زرگلی" پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.

کنعانیان ع. رضایی کهخائی م. اسماعیلی د، (۱۳۸۶) "سنگ‌شناسی و جایگاه زمین ساختی توده گرانودیوریتی لخشک، شمال باختر زاهدان، ایران." فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال هفدهم شماره ۶۵. صفحات ۱۲۶-۱۴۳.

مریدی ع، (۱۳۷۴) "تحلیل ساختاری گسل زاهدان". مجله علوم پایه و مهندسی دانشگاه سیستان و بلوچستان، سال اول، شماره ۱، صفحات ۲۳-۷.

#### منابع لاتین

- Berberian M. (1983) "The Southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust": Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 163–183.
- Bucci L.A. McNaughton N.J. Fletcher I.R. Groves D.I. Kositcin N. Stei, H.J. Hagemann S. (2004) "Timing and duration of high-temperature gold mineralization and spatially associated granitoid magmatism at Chalice, Yilgarn Craton, Western Australia. Econ" Geol. 99, 1123–1144.
- Camp V.E. & Griffis R.J. (1982) "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran" Lithos, 3, 221-239.
- Cecil M. Rotberg GL. Ducea MN. Saleeby JB. Gehrels GE. (2012) "Magmatic growth and batholithic root development in the northern Sierra Nevada, California" Geosphere 8:592–606.
- Cherniak D.J. Watson E.B. (2003) "Diffusion in zircon. Zircon. Revs. Mineral" Geochem., vol. 53, pp. 113–143.
- Corfu F. Grunsky E.C. (1987) "Igneous and tectonic evolution of the Batchawana greenstone belt, Superior Province: a U-Pb zircon and lilanite study" J. Geol. 95, 87-105.
- Corfu F. (2004) "U–Pb age, setting, and tectonic significance of the anorthosite–mangerite–charnockite–granite suite, Lofoten–Vesterålen, Norway" Journal of Petrology, 45(9): 1799–1819. doi:10.1093/petrology/egh034.
- Corfu F. Stone D. (1998) "The significance of titanite and apatite U–Pb ages: constraints for the post-magmatic thermal–hydrothermal evolution of a batholithic complex, Berens River area, northwestern Superior Province. Geochimica et Cosmochimica Acta" 62(17): 2979–2995. doi:10.1016/S0016-7037(98) 00225-7.
- Corfu F. Heaman L.M. Rogers G. (1994) "Polymetamorphic evolution of the Lewisian complex, NW Scotland, as recorded by U-Pb isotopic compositions of zircon, titanite and rutile" Contributions to Mineralogy and Petrology 117, 215-228.

- Dahlquist J.A. (2001) "REE fractionation by accessory minerals in epidote-bearing metaluminous granitoids from the Sierras Pampeanas, Argentina" *Mineralogical Magazine*, **65**, 463-475.
- De Haller (2006), Ph D. thesis. "The Raúl-Condestable iron oxide copper-gold deposit, central coast of Peru" Geneva, Switzerland, University of Geneva, *Terre et Environnement*, v. **58**, 123 p.
- Dickin A. P. (1988), "Evidence for limited REE leaching from the Roffna gneiss, Switzerland" pp **504**.
- Didier J. (1973) "Granites and their enclaves" Elsevier, London, p **393**
- Faure G. (1986) "Principles of Isotope Geology". p **836**.
- Fotoohi Rad G.R. Droop G.T.R. Amini S. Moazzen M. (2005) "Eclogites and blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran A comparison of P–T histories from a subduction mélange" *Lithos* **84**: 1 – 24.
- Frost B.R. Chamberlain K.R. Schumacher J.C. (2000) "Sphene (titanite) phase relations and role as a geochronometer". *Chemical Geology* **172**, 131–148.
- Gaetani G.A. (2004) "The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus" *Contrib Mineral Petrol*, **147**, 511–527.
- Harker A. (1909) "The Natural History of Igneous Rocks" London, Methuen, **384** pp.
- Hippertt J.F.M. (1998) "Breakdown of feldspar, volume gain and lateral mass transfer during mylonitization of Granitoid in a low metamorphic grade shear zone" *Jornal of Structural Geology*, **20**,175-193.
- Kretz R. (1983) "Symbols for rock-forming minerals" *American Mineralogist* **68**, 277–279.
- Maaloe S. and Wyllie P. J. (1975) "The join grossularite-calcite through the system CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> at 30 kilobars: crystallization range of silicates and carbonates on the liquidus" *Earth and Planet. Sci. Letters*, **28**, 205-208.
- Mc Call G. J. H. (1997) "The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran" *Asian Earth science*, **15/16**,517–531.
- Millr C. F. Mittlefehldt D. W. (1982) "Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas" *Geology* **10**, 129–33.
- Mohammadi A. Burg J.P. Bouilhol P. R.J. (2016) "U-Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan Suture Zone" *LITHOS*, **248**, p. 293-308.
- Passchier C.W. Trouw R.A.J. (1996) "Micro tectonics. Springer Verlag Berlin Heidelberg in Germany"
- RESOR P.G. CHAMBERLAIN K.R. FROST C.D. SNOKE A.W. FROST B.R. (1996) "Direct dating of deformation: U–Pb age of syndeformational sphene growth in the Proterozoic Laramie Peak shear zone" *Geology*, **24**, 623–626.
- Rezaei-Kahkhaei M. Kananian A. Eliassi M. Esmaily D. (2009) "Using C-axis of quartz for determining deformation condition of Lakhshak granodiorite



- mylonites, NW of Zahedan, Iran". *Journal of Science, University of Tehran*, **35 (3): 33-44** (in Persian).
- Rezaei-Kahkhaei M. Kananian A. Esmaeily D. Asiabanha A. (2010) "Geochemistry of the Zargoli Granite: Implications for development of the Sistan Suture Zone, southeastern Iran". *Island Arc*, **19, 259-276**.
- Rollinson H.R. (1996) "Tonalite-trondhjemite-granodiorite magmatism and the genesis of Lewisian crust during the Archaean" *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* **112,25-42**.
- Rubatto D. Hermann J. (2001) "Exhumation as fast as subduction", *Geology*, **29, 3 – 6**.
- SADEGHIAN M. BOUCHEZ J. L. NÉDÉLEC A. SIQUEIRA R. VALIZADEH M. V. (2005) "The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting" *Journal of Asian Earth Sciences* **25, 301–27**.
- Stewart M. L. Pearce T. H. (2004) "Sive-textured plagioclase in dacite magma: Interference imaging results" *American Mineralogy*, **89, 348–351**.
- Stoklin j. (1986) "Structural history and tectonics of Iran" a review. *American association of petroleum Geologists Bulletin*, **52,1229-1258**.
- Streckeisen A. (1976) "To each plutonic rock its proper name" *Earth Sci. Rev.* **12, 1-33**.
- Sun S.S. McDonough W.F. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*" *Geological Society London*.**42: 313-345**.
- Tilton G. R. Grunefelder M.H. (1968) "Sphene: uranium– lead ages". *Science* **1591458–61**.
- Tirrul R. Bell I.R. Griffis R.J. Camp V.E. (1983) "The Sistan Suture Zone of eastern Iran" *Geol. Soc. Amer. Bull.* **94, 134– 150**.
- Trimby P.W. Prior D.J. Wheeler J. (1998) "Grain boundary hierarchy development in a quartz mylonite". *Journal of Structural Geology*, **20, 917-935**.
- Tucker R. D. Raheim A. Krogh T. E. Corfu F. (1987) "Uranium-lead zircon and titanite ages from the northern portion of the Western Gneiss Region, south-central Norway". *Earth and Planetary Science Letters* **81, 203-211**.
- Wang R.C. Zhao G.T. Lu J.J. Chen X.M. Xu S.J. Wang D.Z. (2000) "Chemistry of Hf-rich zircons from the Laoshan I- and A-type granites, Eastern China" *Mineralogical Magazine* **64, 867–877**.
- Wang Y.J. Fan W.M. Guo F. (2003) "Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich diorites-granodiorites in southeastern Hunan Province, South China: petrogenesis and tectonic implications" *Geochem. J.* **37 (4), 427–448**.
- Zariņš K. Johansson Å. (2009) "U–Pb geochronology of gneisses and granitoids from the Danish island of Bornholm: new evidence for 1.47–1.45 Ga magmatism

at the southwestern margin of the East European Craton" International  
Journal of Earth Science **98**, 1561–1580.

## Abstract

The NE Zahedan granitoids (Lakhshak, Zargoli and Gapdan plutons) with 280 Km<sup>2</sup> are parts of Zahedan-Saravan granitic belt. These granitoids represent Cenozoic magmatism in eastern Iran. They are granodiorite and biotite granite in compositions with granular texture which were cut by numerous dykes. The NE Zahedan granitoids mainly consist of plagioclase, K-feldspar, quartz, hornblende and biotite with subordinate zircon, apatite and allanite and opaque minerals. Dykes are the youngest igneous rocks in the study area and have NE-SW strikes. They consist of plagioclase, quartz, sanidine, hornblende and biotite. Their accessory minerals are zircon, apatite and Fe-Ti oxides. Field studies, petrographic and dating show that granodiorite intrusive rocks of Gapdan, Zargoli, South Zargoli and Lakhshak were crystallized in 43, 42, 43/1 and 29 Ma ago; and they are located in 51, 52, 57 and 75 Kilometers from ophiolites, respectively. The initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr and <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd ratios show systematic changes and decrease toward the East like what was observed in Sierra Nevada Batholith (North America). These ratios show that the parent magma of Gapdan, Zargoli and South Zargoli plutons are more likely to crustal materials while the parent magma of Lakhshak pluton show a participation of oceanic lithosphere, mantle and crustal melts. The trace elements can be useful to determine the origin of the parent magma. Chondrite-normalized REE patterns indicate the depth and consequently the source of magma formation of the Oligocene igneous rocks were more than Eocene igneous rocks; because the later ones show less slip in REE pattern in compare with Oligocene igneous rocks suggestion that the formed in deeper levels. Considering that Garnet is stable in depths more than 35 km, it seems that the parent magma of Oligocene rocks was derived from depths of more than 35 km in a subduction environment. These results are also consistent with EPMA analyses, in which the reservoir deep of the Eocene magmas (~18km for example Zargoli pluton) was less than Oligocene magmas (for example ~25 km for Lakhshak pluton). The chondrite normalized REE patterns of Eocene igneous rocks show upward trend which represent that their parent magmas were derived from an amphibolites source. This is also confirmed by binary diagram of (La/Yb)<sub>N</sub> versus Yb<sub>N</sub>, while the Oligocene igneous rocks plot within the garnet amphibolite field which means they were derived from deeper depths.

Keywords: U-Pb dating, Zircon, Titanite, Granodiorite, Sistan Zone, Iran.



**Shahrood University of Technology**  
**Faculty of Earth Sciences**  
**M.Sc. Thesis in Petrology**

## **U-Pb dating of North Zahedan granitoid plutons, SE Iran**

**By: Reza Rahbar**

Supervisor  
**Dr. M. Rezaei-Kahkhaei**

Advisor  
**Dr. H. Ghasemi**

September 2016