

## مطالعه سیالات در گیر و کانی شناسی در دگرسانی‌های گرمابی گرانیتوئید آستانه (زون سنندج-سیرجان)

رحیمه میکائیلی<sup>۱</sup>، موسی کلیمی نقره‌ئیان\*<sup>۱</sup>، محمدعلی مکی‌زاده<sup>۱</sup>، بتول تقی‌پور<sup>۲</sup> و زهرا طهماسبی<sup>۱</sup>  
<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران  
<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

### چکیده

توده گرانیتوئیدی آستانه اراک دارای سن ژوراسیک میانی بوده، ترکیب غالب آن گرانودیوریت است. این توده از دیرباز با کانی سازی طلا و معدن کاری شناخته شده است. گرانیتوئید آستانه در برخی مناطق متحمل دگرسانی شده است. دگرسانی‌های فیلیک و سیلیسی، از جمله دگرسانی موجود در منطقه بوده که در کوه شیرمزد از گستردگی بیشتری برخوردارند. دیگر دگرسانی‌های منطقه، پروپیلتیک، کلریتی، آرژیلیتی، تورمالینی شدن، متاسوماتیسم سدیک و اسپینل - فلوگوپیت هستند. فیلیک (کوارتز - سریست) و پروپیلتیک به عنوان گسترده‌ترین دگرسانی‌های منطقه هستند. دو نوع سیال در گیر در رگه‌های کوارتزی حضور دارند و بر اساس مطالعات دماسنجی سیالات در گیر، تغییرات دمایی از ۳۳۳-۳۴۱ تا ۳۵۰-۳۵۵ درجه سانتی‌گراد است. به علت نبود فاز دختر شوری سیالات پایین تا متوسط است (۱۰-۱۷ درصد وزنی نمک). تغییرات فیزیکوشیمیایی هنگام شکل‌گیری سامانه گرمابی فرایند جوشش را سبب شده است. کاهش حرارت و غلظت نمک در سیالات در گیر به دلیل آمیختگی سیالات با آب‌های سطحی بوده است. درجه حرارت‌های پایین‌تر از ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد در سیالات در گیر می‌تواند ناشی از گردن کشیدگی باشد. عمق تشکیل رگه‌ها توسط شوری سیال، دما و فشار کنترل شده و برابر با، ۴۰۰-۹۰۰ متر است. نمودارهای عنکبوتی در نمونه‌های غیردگرسان بیانگر غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک نسبت به عناصر کمیاب سنگین است. دگرسانی تورمالینی دارای الگوی REE مسطح بوده، غنی‌شدگی چندانی نشان نمی‌دهد اما در دگرسانی سیلیسی تهی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک و غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سنگین قابل ملاحظه بوده، عناصر کمیاب سنگین دچار تفریق زیادی نشده‌اند.

واژه‌های کلیدی: آستانه، پروپیلتیک، دگرسانی گرمابی، سیالات جوی، سیالات در گیر، فیلیک

### مقدمه

عرض جغرافیایی "۳۰' ۴۶' ۳۳° و ۵۴' ۳۳° شمالی قرار گرفته است. این توده از سه واحد اصلی تشکیل شده و اصلی‌ترین واحد در منطقه، واحد گرانودیوریتی است.

توده نفوذی آستانه در جنوب غرب شهرستان اراک، و در طول جغرافیایی "۳۳' ۱۷' ۴۹° تا ۲۲' ۴۹° شرقی و

(2007) office excel و Minpet و Newpet استفاده شده و مورد پردازش قرار گرفته است.

### پتروگرافی دگرسانی گرمایی

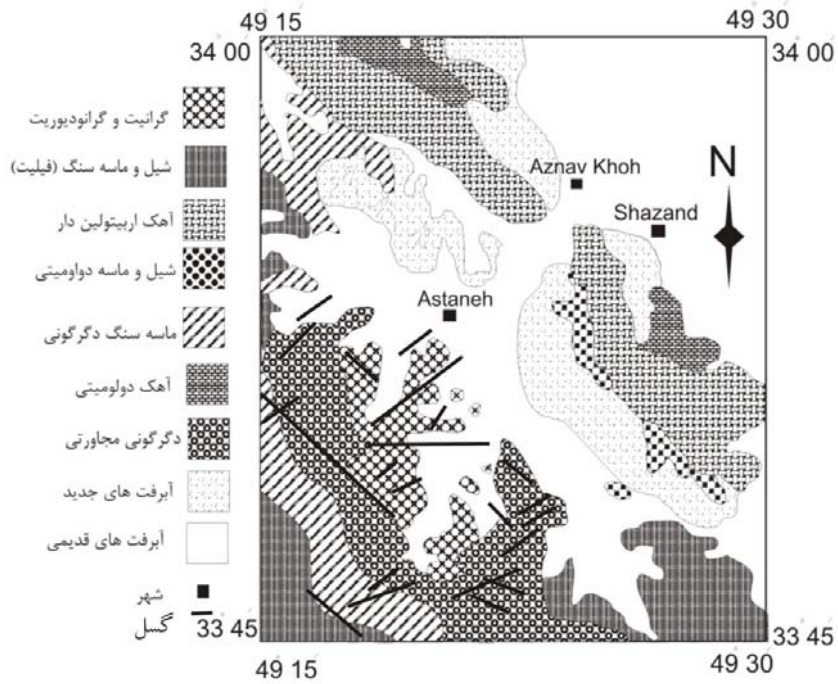
توده گرانیتویدی آستانه در زون سنندج - سیرجان واقع شده (درویش‌زاده، ۱۳۸۲) و با نفوذ در شیل‌ها و ماسه سنگ‌های تریاس فوقانی - ژوراسیک باعث ایجاد هورنفلس در حاشیه توده شده است (شکل ۱). این توده از سه واحد اصلی گرانیت، گرانودیوریت و کوارتز مونزودیوریت تشکیل شده است (شکل ۱) (احمدی خلجی و همکاران، ۱۳۸۶؛ Ahmadi Khalaji *et al.*, 2007). واحد گرانودیوریتی با گستردگی بیشتر و به صورت تپه‌های فرسوده کم ارتفاع و پراکنده دیده می‌شود. به طور کلی، توده گرانیتویدی غیر دگرسان دارای بافت گرانولار بوده، در برخی موارد بافت پورفیروئید نیز در آن به چشم می‌خورد. کانی‌شناسی توده گرانیتویدی به شرح زیر است: کوارتز، پلاژیوکلاز (اغلب شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار)، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت و آمفیبول، آپاتیت، اسفن و کانی‌های کدر جزء کانی‌های فرعی به‌شمار می‌آیند.

**دگرسانی فیلیک:** کوارتز، سریسیت و پیریت جزو کانی‌های شاخص این زون هستند (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۴)، اسفن و آپاتیت از کانی‌های فرعی این زون دگرسانی هستند. نحوه تشکیل این زون به این صورت است که سنگ‌های آذرین، به‌ویژه نوع غنی از آلومینیوم و سنگ‌های رسوبی نظیر شیل و مارن در صورتی که تحت تاثیر محلول‌های اسیدی هیدرولیز شوند، کاتیون‌های Mg، Na، Ca، K و Fe آنها توسط محلول حمل شده، سریسیت، کائولین، کوارتز و پیریت تشکیل می‌شوند (Pirajno, 1992).

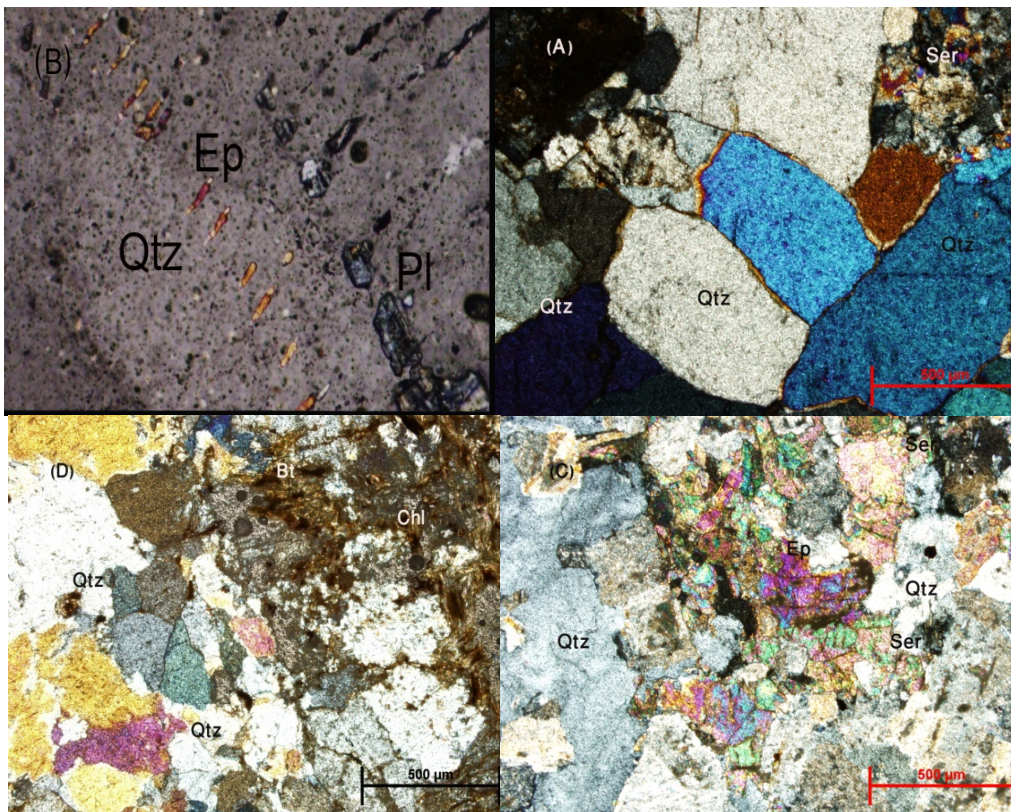
توده گرانیتویدی در برخی مناطق، از جمله در کوه شیرمزد دچار دگرسانی شده است که در مقایسه با سایر بخش‌ها از گسترش قابل توجهی برخوردار است. اولین مطالعه در منطقه توسط رادفر (۱۳۶۶) صورت گرفته است. ابن‌یعقوب (۱۳۷۴) از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی توده مزبور را مورد مطالعه کرده است. در مطالعات جدید انجام گرفته، رشید مقدم (۱۳۸۶) دگرگونی‌های منطقه آستانه را بررسی نموده و افشونی (۱۳۸۶) به بررسی تغییرات جرمی دگرسانی‌های موجود در منطقه آستانه پرداخته است. در این پژوهش به مطالعات کانی‌شناسی و شناسایی زون‌های دگرسانی، داماسنجی سیالات درگیر و تعیین سیستم کانه‌زایی و در نهایت، به بررسی تغییرات ژئوشیمیایی گرانیتوئید آستانه پرداخته می‌شود.

### روش انجام پژوهش

در این پژوهش به‌منظور کانی‌شناسی زون‌های دگرسانی از میکروسکوپ پلاریزان Olympus BX-60 و در ادامه به‌منظور تایید کانی‌شناسی، از آنالیز XRD که در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان صورت گرفته، استفاده شده است. نتایج حاصل از دو مرحله فوق با کارهای صحرائی و مشاهدات انجام گرفته در روی زمین برای تشخیص زون‌های دگرسانی تلفیق شده و جمع بندی از کارهای فوق به عمل آمده است. به منظور تعیین ارتباط کانه‌زایی با دگرسانی، مطالعات داماسنجی و شوری توسط میز سرمایی (LNP-گرمایی (Lincam)) در گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان صورت گرفت. همچنین آنالیز میکروپروب برای تشخیص کانی‌شناسی نمونه‌های دگرسان در دانشگاه Huelva اسپانیا صورت پذیرفته است. شایان ذکر است که آنالیز شیمی سنگ در آزمایشگاه ALS Chemex کانادا صورت گرفته و برای ترسیم نمودارها از نرم افزارهای Microsoft



شکل ۱- نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه بر گرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ خرم‌آباد (احمدی خلجی و همکاران، ۱۳۸۵)

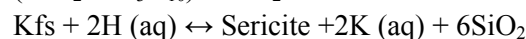
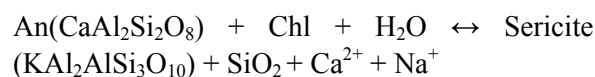


شکل ۲- (A) سیلیسی شدن فراگیر، (B) هم‌رشدی کوارتز با اپیدوت (XPL،  $\times 40$ ، C) تشکیل سربیسیت در طی دگرسانی فلیک، (D) تجزیه بیوتیت و تشکیل کلریت به‌همراه کوارتز

پیریت نیز بر اثر شرایط اکسیداسیون حاکم در طی فرایند دگرسانی به گوئیتیت و کالکوپیریت دگرسان شده که نتایج آنالیز XRD این موضوع را تایید می‌کند. اسفن از دیگر کانی‌های موجود است که این نوع دگرسانی را همراهی می‌کند. با توجه به شکل‌های موجود در کانی اسفن به نظر می‌رسد که تاخیری تر از اپیدوت باشد. در این دگرسانی دو نوع کلریت قابل تفکیک هستند: کلریت‌های نوع اول در فضاهای خالی رشد نیمه شعاعی پیدا کرده‌اند (open space filling) و به شکل‌های کروی دیده می‌شوند و نوع دوم شامل کلریت‌هایی است که ناشی از دگرسانی و جانشینی کانی‌های اولیه از جمله بیوتیت و ترمولیت بوده، دارای شکل‌های رشته‌ای هستند (شکل‌های ۳- D و ۳- C).

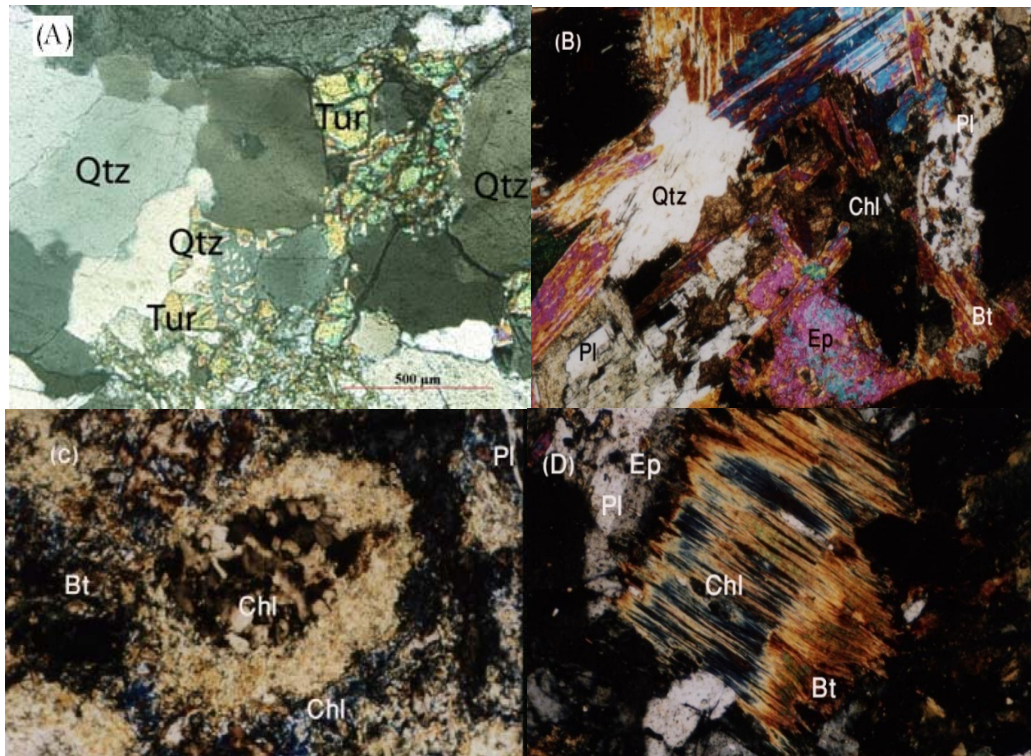
دگرسانی‌های سیلیسی، کلریتی و آلبیتی از دیگر دگرسانی‌های موجود در منطقه آستانه هستند که موقعیت تقریبی دگرسانی‌های مذکور بر روی تصویر ماهواره‌ای بر گرفته از Google Earth نشان داده شده است (شکل ۴). در طی دگرسانی سیلیسی کوارتز به صورت تاخیری و از انحلال کانی‌های اولیه تشکیل شده، همچنین تشکیل رگه‌های سیلیسی مینرالیزه شده همزمان با دگرسانی فیلیک رخ داده است (شکل ۲- A). در طی متاسوماتیسم انتشاری سیلیس (Pervasive) آثار ضعیفی از بازمانده‌های پلاژیوکلاز در کوارتز به شکل بافت شبی (Gohst texture) به چشم می‌خورد (شکل ۲- B). این دگرسانی به شکل توده‌های غنی از کوارتز بلورین در دو برجستگی (Silica Cap) نیز رخمون دارد که در این واحدها کانه‌زایی صورت نگرفته است. گسترش فرایند دگرسانی سیلیسی در منطقه به حدی بوده که به جانشینی سیلیس در سنگ‌های دگرگونی نیز منجر شده است.

نتایج مطالعات مینرالوگرافی بر روی رگه‌های کوارتز-سولفید همراه با دگرسانی فیلیک، بیانگر حضور کانی‌های پیریت، کالکوپیریت، گوئیتیت، همتایت، اسپیکولاریت است. شایان ذکر است که در مقاطع تهیه شده کانی طلا به صورت آزاد مشاهده نشد، ولی نتایج مطالعات پیشین حاکی از حضور ۳/۲ppm طلا در رگه‌های کوارتز سولفید است (افشونی، ۱۳۸۶)، ولی در نمونه‌های سالم چنین عیاری مشاهده نمی‌شود. به نظر می‌رسد که تشکیل طلا در این رگه‌ها وابسته به فرایند دگرسانی باشد و طلا به صورت آزاد وجود نداشته، به شکل درگیر در شبکه کانی‌های سربیسیت و پیریت حضور دارد (هاشمی، ۱۳۸۰). گاهی طلا به صورت نامنظم در گوئیتیت تمرکز یافته است (هاشمی، ۱۳۸۰) که حاصل از اکسیداسیون کالکوپیریت در زون‌های گوسانی است (Juliani et al., 2002; Sorby, 1980). تشکیل سربیسیت را می‌توان به صورت زیر در نظر گرفت (Montoya and Hemley, 1975):



سیلیس آزاد شده از واکنش‌های فوق احتمالاً عامل دگرسانی سیلیسی در بخش‌های دیگر سامانه گرمابی شده است. دگرسانی پروپیلتیک: اپیدوت، کلریت، آلبیت، پرهنیت و کوارتز به همراه پیریت و کلسیت از کانی‌های متشکله این زون دگرسانی هستند. اپیدوت کانی غالب بوده، به شکل‌های متعدد از جمله درشت، پراکنده و رگه‌ای مشاهده می‌شود. کانی اپیدوت از دگرسانی بیوتیت، پلاژیوکلاز و آمفیبول در طی سوسوریتی شدن تشکیل شده است (شکل ۳- B). همیافتی این کانی به صورت رگه‌ای با کانی کوارتز به تشکیل بافت شانه‌ای منجر شده است (comb texture) (شکل ۳- A). کانی





شکل ۳- (A) هم‌رشدی کانی کوآرتز-تورمالین و تشکیل بافت گرافیک، (B) تشکیل اپیدوت از دگرسانی کانی پلاژیوکلاز و کلریت از تجزیه کانی بیوتیت (C)، (XPL, x100) تشکیل کلریت به صورت پر کننده فضای خالی (D)، (XPL, x100) تشکیل کلریت در طی دگرسانی کانی بیوتیت به همراه تجمع کانی‌های کدر در امتداد رخ‌های کانی بیوتیت (XPL, x100)



شکل ۴- محل تقریبی دگرسانی‌های موجود در منطقه بر اساس تصاویر ماهواره ای

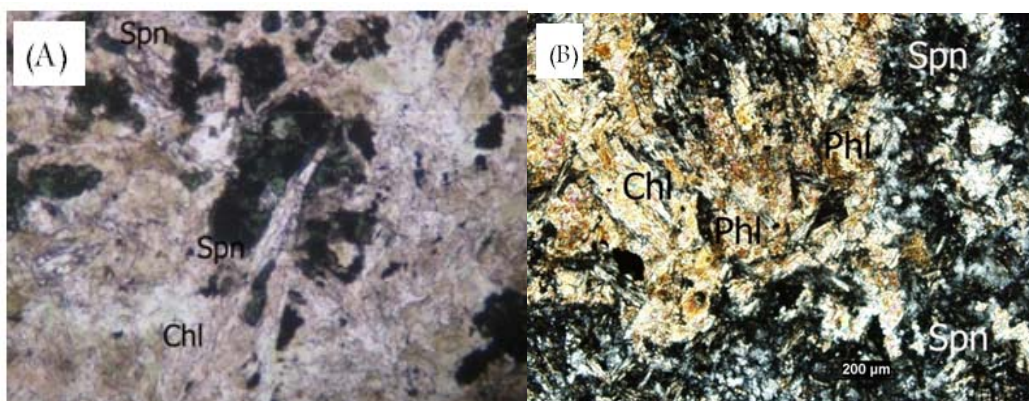
تورمالین منجر شده و به تشکیل بافت شبه گرافیکی بین تورمالین و کوارتز انجامیده است (شکل ۳- A). در طی پیشرفت فرایند دگرسانی، تورمالین حتی جانشین سریسیت‌های ناشی از دگرسانی پلاژیوکلاز نیز شده است.

**دگرسانی فلوگوپیت - اسپینل:** این نوع دگرسانی که برای نخستین بار در منطقه گزارش می‌شود و در بخش جنوب غرب توده گرانودیوریتی شیرمزد رخنمون داشته و از پاراژنز کانیاپی زیر برخوردار است: فلوگوپیت، اسپینل، کلریت، ترمولیت-اکتینولیت و آلبیت. طبق آنالیز XRD کلریت‌های موجود از نوع کیلنوکلر و میکاها از نوع فلوگوپیت هستند. کانی اسپینل در مرحله انتهایی و پس از تشکیل کانی‌های ترمولیت-اکتینولیت ایجاد شده است و بیانگر تشکیل این کانی در طی دگرسانی است. کانی اسپینل موجود در مقاطع شکل دار نبوده، از دگرسانی کانی فلوگوپیت تشکیل شده و در امتداد رخ‌های فلوگوپیت نفوذ نموده است (شکل ۵- B). به نظر می‌رسد که هضم محلی سنگ‌های کربناته دولومیتی توسط توده گرانودیوریتی به متاسوماتیسم پتاسیم و تشکیل فلوگوپیت و در نهایت تشکیل اسپینل منجر شده است (شکل ۵- A).

دگرسانی آلبیتی به سدیم متاسوماتیسم نیز معروف بوده، اغلب به علت اضافه شدن سدیم از طریق محلول‌های ماگمایی یا گرمابی ایجاد می‌شود. دگرسانی آلبیتی رخ داده در منطقه باعث تشکیل آلبیت‌های متاسوماتیکی شده (Bolvais *et al.*, 2007) که دارای بافت ویژه صفحه شطرنجی هستند (chessboard albite)، کلریت و کوارتز از دیگر کانی‌های این زون دگرسانی هستند.

به طور کلی، دگرسانی آلبیتی توسط محلول‌های دما بالا، pHهای طبیعی و اکتیویته بالای  $\text{Na}^+$  به همراه غلظت بالای کلر و در یک محدوده دمایی ۱۵۰-۳۰۰ درجه سانتی‌گراد صورت می‌گیرد (Brown and Lawless, 2001).

دگرسانی تورمالینی یا متاسوماتیسم بر، مربوط به مراحل انتهایی بوده، تحت تاثیر گازهای داغ حاوی بر در مرحله پنوماتولیک و همچنین در طی دگرسانی سنگ‌های آذرین تشکیل می‌شود (Bone, 1988). در طی دگرسانی و همزمان با غنی‌شدگی بر، تورمالین به صورت جانشینی جایگزین کانی‌های پلاژیوکلاز و کلریت شده، سیلیس بر جای مانده در طی جانشینی پلاژیوکلاز توسط تورمالین، به تشکیل همزمان کوارتز با



شکل ۵- A) تشکیل اسپینل بر اثر وارد شدن قطعه کربناته به درون توده نفوذی، B) دگرسانی فلوگوپیت و تشکیل

اسپینل به همراه کلریت



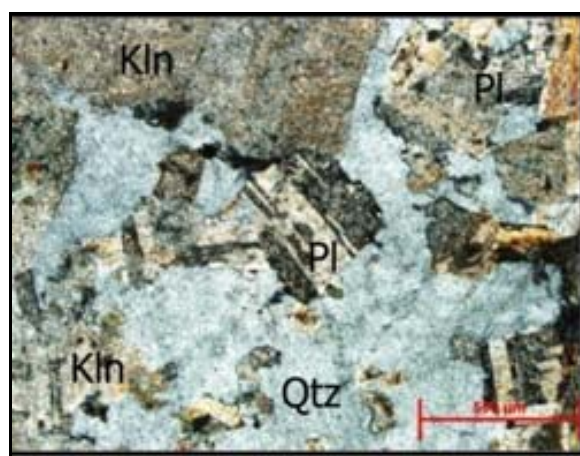
تاثیر محلول‌های هیدروترمال تشکیل و غالباً به رنگ قهوه‌ای قابل یافت هستند.

کانی اسفن دارای فرمول ساختمانی  $\text{CaTiSiO}_5$  بوده، ولی ترکیب شیمیایی آن با ترکیب ایده‌آل متفاوت است و توسط پارامترهای وسیعی، از قبیل فشار، دما، فوگاسیته اکسیژن و فوگاسیته آب کنترل می‌شود (Frost *et al.*, 2000; Harlov *et al.*, 2006). کلسیم موجود در ساختار اسفن می‌تواند توسط Sr، Ba، Th و REE جایگزین شود. نظر به این که تشخیص اسفن‌های ماگمایی از اسفن‌های دگرسانی در پاره‌ای از موارد مورد تردید است، لذا با توجه به میزان عناصر Al، Fe موجود که جایگزین کلسیم و تیتان می‌شود، می‌توان منشأ اسفن، یعنی آذرین یا دگرسانی بودن آن را مشخص نمود (شکل ۷). لذا فرمول ساختاری اسفن بر اساس ۵ اکسیژن و ۳ کاتیون محاسبه و نتایج در جدول ۱ آورده شده است.

جدول ۱- نتایج حاصل از آنالیز کانی اسفن و محاسبه فرمول ساختاری کانی اسفن بر اساس ۵ اتم اکسیژن و ۳ کاتیون

Sample	S-1	S-2	S-3
SiO <sub>2</sub>	۳۰/۵۲	۳۰/۳۶	۳۰/۸۱
TiO <sub>2</sub>	۳۴/۶۷	۳۵/۱۶	۳۲/۹۲
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲/۷۲	۲/۵۱	۴/۱۱
FeO	۰/۴۶	۰/۰۷	۰/۰۰
MnO	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۸
MgO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
CaO	۲۸/۶	۲۸/۸	۲۸/۹
Na <sub>2</sub> O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲
K <sub>2</sub> O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲
Total	۹۷/۰۸	۹۶/۹۲	۹۷/۶۳
Si	۱/۰۲	۱/۰۲	۱/۰۳
Ti	۰/۸۷	۰/۸۸	۰/۸۲
Al	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱۶
Fe <sup>2+</sup>	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca	۱/۰۳	۱/۰۳	۱/۰۳
Na	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
P	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Sum_cat	۳/۰۴۸	۳/۰۴۳	۳/۰۶۷

**دگرسانی آرژیلیک:** این دگرسانی در شرایط اسیدی و در سنگ‌های غنی از آلومینیوم صورت می‌گیرد. در طی دگرسانی، پلاژیوکلاز به‌طور کامل اما فلدسپار پتاسیم به مقدار جزئی دگرسان می‌شوند (Pirajno, 1992). کائولینیت، کوارتز، کلریت، ایلیت و پیریت مجموعه کانی‌های تشکیل دهنده این زون دگرسانی هستند (شکل ۶). دگرسانی آرژیلیک به‌صورت انتخابی رخ داده و فلدسپار آلکالن به‌صورت انتخابی توسط کانی‌های رسی ایلیت و کائولینیت جایگزین شده است. حضور ایلیت در طی دگرسانی بیانگر محلول‌هایی با نسبت بالای  $\text{K}^+/\text{H}^+$  است (Lickfold *et al.*, 2003). طبق مطالعات پتروگرافی هیچ شاهد کانی شناختی مبنی بر رخداد دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در منطقه وجود ندارد.



شکل ۶- دگرسانی کانیهای فلدسپار به کانی‌های رسی (ایلیت و کائولینیت)

### شیمی کانی

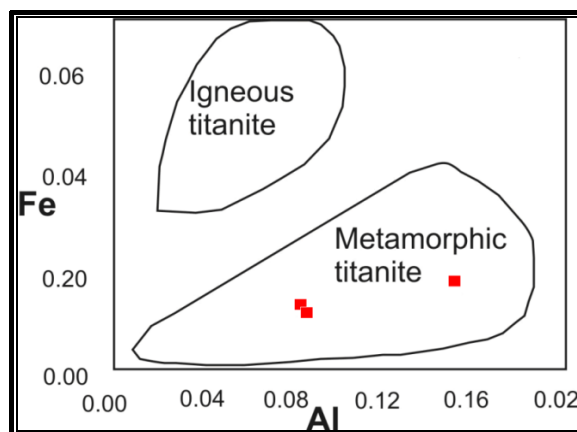
**شیمی کانی اسفن:** اسفن فاز کانیایی معمول در اغلب سنگ‌های آذرین اسید تا حدواسط و سنگ‌های پلوتونیک آلکالن است و در سنگ‌های مختلف به عنوان یک کانی فرعی حضور داشته، اغلب به‌صورت پراکنده و نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شود. اسفن‌های ثانویه تحت

فرایند دگرگونی با تشکیل اسفن مرتبط است، ولی در فوگاسیته بالا Fe جایگزین Ti می‌شود و باعث تشکیل اپیدوت می‌شود. اپیدوت غنی از اکسیژن پیستاشیت نام دارد و نمایانگر فوگاسیته بالای اکسیژن است، در دمای پایین  $Fe^{+3}$  در سایت اکتاهدرال کانی اپیدوت قرار می‌گیرد. اپیدوت یک کانی شاخص در دگرسانی پروپیلیتیک موجود در منطقه است و روابط بافتی حاکی از تشکیل این کانی در طی سوسوریتی شدن پلاژیوکلازهاست. افزایش سیال به همراه افزایش فعالیت  $CO_2$  در طی فرایند هیدروترمال به تشکیل دگرسانی پروپیلیتیک با کانی‌شناسی اپیدوت، کوارتز، کلریت، اسفن، پیریت و پره‌نیت منجر شده است. اپیدوت و کلینوزوئیت از کانی‌های معمول در دگرسانی‌ها و دگرگونی‌های درجه پایین تا متوسط هستند. کانی مناسب برای تشکیل اپیدوت پلاژیوکلازهای بازیک بوده، در طی عملکرد محلول‌های هیدوترمال پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم تبدیل به آلبیت شده و کلسیم آزاد شده در ساخت اپیدوت استفاده شده است. فرمول ساختاری کانی‌اپیدوت بر اساس ۱۲/۵ اکسیژن و ۸ کاتیون محاسبه شده و نتایج مربوطه در جدول ۲ آورده شده است.

جدول ۲- نتایج حاصل از آنالیز کانی‌های اپیدوت و محاسبه فرمول ساختاری برای کانی اپیدوت بر اساس ۱۲/۵ اکسیژن

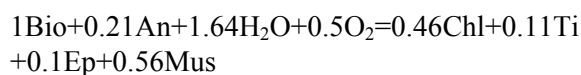
Sample	E-1	E-2	E-3	E-4
SiO <sub>2</sub>	۳۷/۸۷	۳۷/۸۰	۳۷/۴۷	۳۷/۷۹
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۳/۷۷	۲۳/۳۰	۲۲/۴۶	۲۳/۰۹
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۰/۹۵	۱۱/۳۷	۱۲/۶۰	۱۱/۹۱
MgO	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
CaO	۲۳/۳۰	۲۳/۳۴	۲۳/۰۹	۲۳/۲۷
Total	۹۵/۹۰	۹۵/۹۴	۹۵/۶۹	۹۶/۰۴
Si	۳/۰۵	۳/۰۵	۳/۰۴	۳/۰۵
Al <sup>IV</sup>	۲/۲۵	۲/۰۲	۲/۱۵	۲/۱۹
Al <sup>VI</sup>	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe <sup>3+</sup>	۰/۶۶	۰/۶۹	۰/۷۷	۰/۷۲
Mg	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca	۲/۰۱	۲/۰۲	۲/۰۱	۲/۰۱
Sum_cat	۷/۹۸	۷/۹۹	۷/۹۸	۷/۸۹

بر اساس نتایج حاصل از نمودار آلومنیوم در برابر آهن، اسفن‌های موجود اولیه نبوده و در طی دگرسانی فیلیک و در هنگام دگرسان شدن کانی‌های فلدسپار و بیوتیت تشکیل شده‌اند (Kowallis et al., 1997).



شکل ۷- بر اساس فاکتورهای Al و Fe اسفن‌های موجود در دگرسانی فیلیک ناشی از دگرگونی (دگرسانی) هستند.

تشکیل اسفن در محیط دگرسانی بیانگر فعالیت بالای یون  $H^+$  و یون سولفات در محیط به منظور دگرسانی سنگ اولیه و ساخت اسفن است. پارامتر  $X_{Al} = Al/(Al+Ti)$  نشان‌دهنده کانی منشأ و سازنده اسفن در طی دگرسانی است، این نسبت در اسفن‌های آنالیز شده برابر با: ۰/۱ - ۰/۱۶ بوده و بیانگر این است که کانی اسفن از دگرسانی کانی بیوتیت در دماهای پایین تشکیل شده است، لذا تشکیل اسفن و اپیدوت در دمای ۳۴۰ درجه سانتی‌گراد و بر طبق واکنش زیر است (Mohammad and Maekawa, 2008):



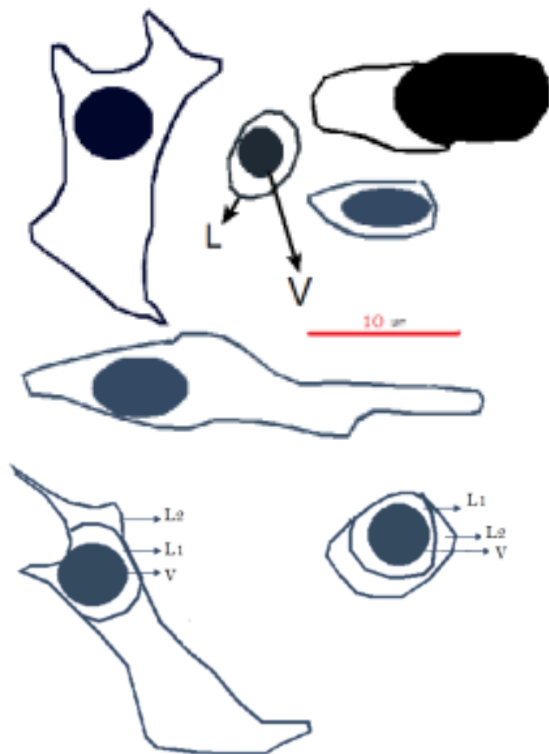
**شیمی کانی اپیدوت:** اپیدوت در توده گرانیتوئیدی به عنوان یک کانی ثانویه بوده و دارای فرمول عمومی  $Ca_2Al_2Fe^{3+}[Si_2O_7][SiO_4](O,OH)$  است. این کانی دارای ساختار منوکیلینیک بوده و از زنجیره های  $TO_4$  و  $T_2O_7$  تشکیل شده است. فوگاسیته اکسیژن در طی



رگه‌های کوارتز شیری تا شفاف و رگه‌های کوارتز-سولفید، عبارت است از:

۱- سیالات درگیر با شوری متوسط، که اغلب دارای دو فاز مایع و گاز با درصد حجمی در حدود ۱۰ تا ۴۰ هستند؛  
 ۲- سیالات درگیر با چگالی پایین: این سیال‌ها دو فازیه بوده، فاز گاز بیشتر از ۶۰ درصد حجمی را سیال را تشکیل می‌دهد؛  
 ۳- سیالات درگیر سه فازه با دو فاز مایع و یک فاز بخار (CO<sub>2</sub>).

بر اساس تقسیم بندی زمانی سیالات درگیر، هر سه نوع سیال اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب در نمونه‌های مطالعه شده حضور دارند. سیالات درگیر مطالعه شده دارای اندازه‌ای از ۳ تا ۳۰ میکرون هستند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱).

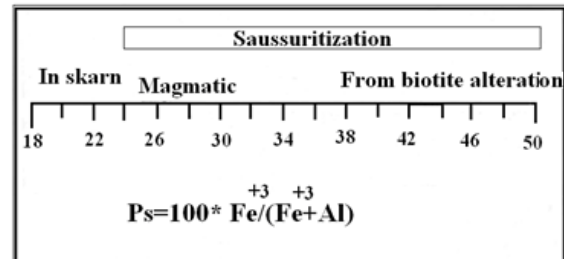


شکل ۱۰- نمای شماتیک از سیالات درگیر

کانی اپیدوت می‌تواند در طی فرایندهای اولیه و همچنین بر اثر عملکرد فرایندهای ثانویه، از جمله فرایندهای پست ماگماتیسیم تشکیل شود. پارامتر اصلی برای تعیین منشأ کانی اپیدوت میزان Fe<sup>3+</sup> است، با در نظر گرفتن میزان Fe<sup>3+</sup> موجود در کانی اپیدوت می‌توان درصد پیستاشیت را محاسبه نمود (شکل ۸):

$$PS=100*Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$$

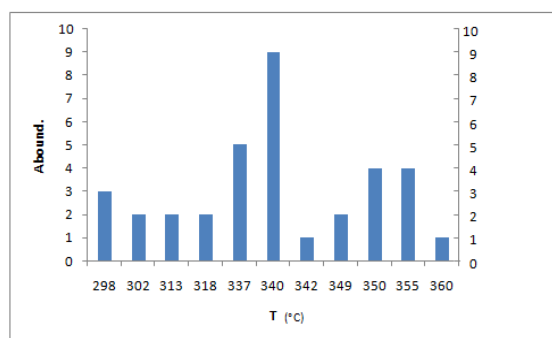
با توجه به اینکه درصد پیستاشیت به دست آمده برای اپیدوت‌های منطقه ۲۲/۸-۲۶/۵۴ درصد است، لذا کانی اپیدوت در دگرسانی پروپلیتیک از سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها تشکیل شده است.



شکل ۸- نمودار تعیین منشأ اپیدوت بر اساس میزان پیستاشیت، که بر این اساس نمونه‌ها ناشی از سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها هستند (مظاهری، ۱۳۷۸).

## مطالعه سیالات درگیر

یکی از راه‌های مطالعه منشأ و دمای کانه‌زایی مطالعه سیالات درگیر است (Sorby, 1980). فرایند کانی‌سازی توسط عواملی از قبیل حرارت، فشار، pH و عملکرد آب‌های جوی کنترل می‌شود (Pirajno, 1992). سیالات درگیر از فازهای جامد، مایع و گاز تشکیل می‌شوند. مطالعات صورت گرفته بر روی مقاطع تهیه شده بیانگر حضور دو فاز مایع و گاز بوده، فاز جامد تنها در چند مورد به صورت اسیر شده حضور دارد (مر و همکاران، ۱۳۷۸). نتایج حاصل از مطالعات مورفولوژیک بر روی نمونه‌های تهیه شده از رگه‌های کوارتز-تورمالین،

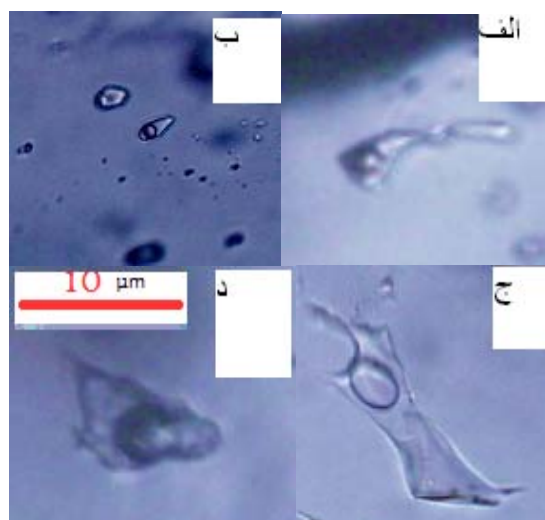


شکل ۹- نمودار فراوانی دماسنجی سیالات درگیر

از لحاظ شکل، سیالات درگیر منطقه اغلب نامنظم بوده، علاوه بر این اشکال نامنظم، سیال‌هایی با اشکال کشیده و کروی نیز قابل مشاهده‌اند. نبود شکل خاص در میانبارها می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که فضاهای بین سطوح بلوری که باعث به تله افتادن میانبارها شده‌اند، دارای شکل مشخصی نبوده‌اند. شکل‌های کشیده ایجاد شده در برخی از میانبارهای سیال ناشی از عملکرد فشار، به‌ویژه کشش بر منطقه در طی تشکیل آنهاست و عملکرد فعالیت‌های تکتونیک به تشکیل میانبارهای ثانویه منجر شده است.

### روش انجماد

به‌طور کلی، انجماد به فرایندی گفته می‌شود که در طی آن یک میانبار به زیر دمای اتاق سرد می‌شود تا جایی که تغییر فاز از مایع به جامد مشاهده می‌شود. نتایج به دست آمده از انجماد زیاد است، اما اساساً عبارت است از: تعیین ترکیب و چگالی سیال. برای سیستم‌های آبگین آب و نمک، مطالعات انجماد بهترین روش برای تعیین شوری میانبارهای آبگین است، زیرا کاهش نقطه انجماد آب خالص دارای رابطه‌ای مستقیم با نمک موجود در محلول است، این امر با اندازه‌گیری دمای ذوب نهایی یخ در هنگام حرارت دادن مجدد میانبارهایی که قبلاً منجمد شده‌اند، قابل حصول است. به‌دلیل دشواری تشخیص نوع نمک در میانبار، معمولاً



شکل ۱۱- تصویرهای میکروسکوپی سیالات درگیر، الف) گردن کشیدگی (Necking down)، ب) دو فاز مایع و گاز، ج) دو فاز مایع، د) دو فاز مایع و گاز که فاز گاز از درصد حجمی بالایی برخوردار است.

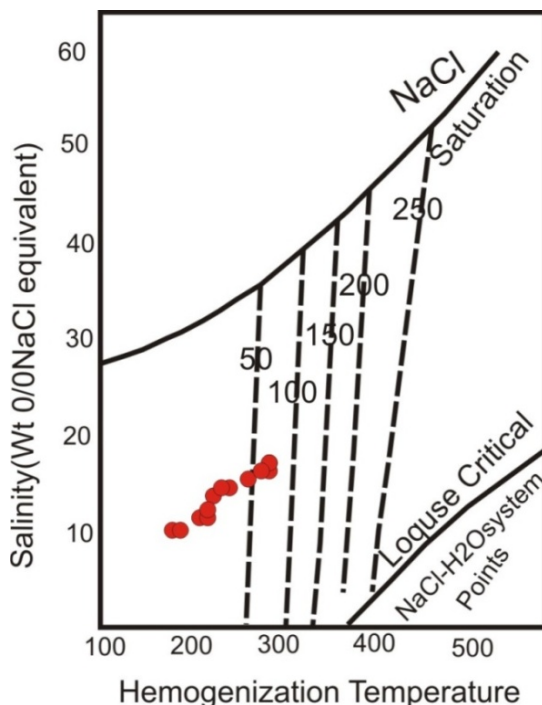
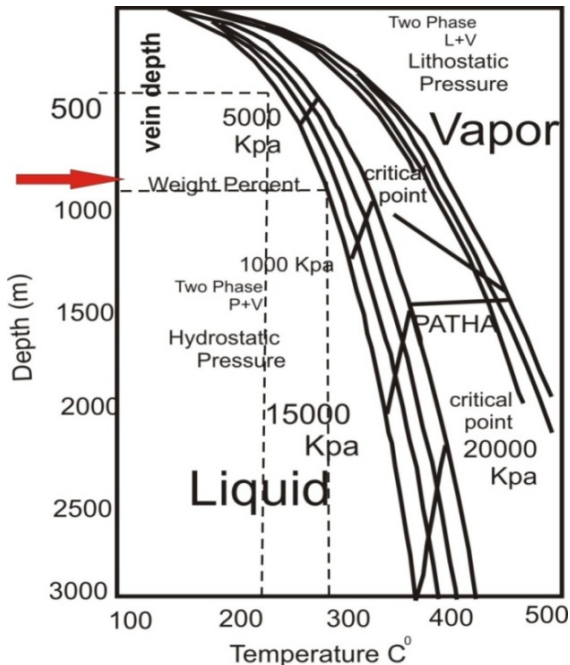
در طی دماسنجی بسته به فراوانی هر یک از فازها، همگن شدن می‌تواند نسبت به فاز غالب صورت بگیرد. در نتیجه، بر اساس چگالی سیال درگیر و حجم مایع سه نوع همگن شدن تشخیص داده شد:

الف- مایع بخش اعظم سیال را تشکیل می‌دهد (۵۰ درصد سیال) و حباب گاز قابل توجه نبوده، طی فرآیند همگن شدن، به مایع همگن شده است. این گروه دارای حرارت ۲۰۰-۳۵۰ درجه سانتی‌گراد هستند و اکثر نمونه‌ها در این گروه جای گرفته‌اند؛

ب- حباب گاز بزرگ‌تر بوده و مایع حجم کمی از سیال را تشکیل داده است (کمتر از ۲۵ درصد حجم سیال)، این گروه به گاز همگن شده، دارای محدوده حرارتی ۳۳۷ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد هستند؛

ج- در این گروه هر دو فاز مایع و گاز حضور داشته و هنگام حرارت دهی در نقطه بحرانی، مرز هر دو فاز از بین رفته، با هم مخلوط شدند (شرایط پنوماتولیک). دمای این گروه ۳۳۷-۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و حتی دماهای بالاتر است (شکل ۹).

می‌توان ارتباط بین سیالات درگیر و منشأ کانه‌زایی را در رگه‌های کوارتز-سولفید مشخص نمود.



شکل ۱۲- الف) نمودار تعیین عمق بر حسب دمای همگن شدن (Cunningham, 1978)، ب) تعیین فشار بخار بر اساس دمای

همگن شدن و میزان شوری

دمای ذوب یخ را به صورت معادل وزنی نمک طعام گزارش می‌کنند. در مورد سیالات درگیر مورد مطالعه، به علت عدم حضور بلور نمک به صورت فاز جامد نمی‌توان از دمای انحلال فاز جامد به منظور تعیین شوری استفاده نمود؛ لذا از معادله زیر که برای سیستم‌های دو فازه فاقد بلور نمک ارائه شده، استفاده شده است (Hall et al., 1988):

$$\text{Salinity (Wt0/0)} = 1.76958 - 4.2384 * 10^2 \theta^2 + 5.3 * 10^{-4} \theta^3 + 0.28$$

در رابطه مذکور  $\theta$  دمای ذوب آخرین تکه یخ پس از انجماد سیال درگیر است. با توجه به فرمول ارائه شده سیالات موجود در نمونه‌های مورد مطالعه دارای شوری بین ۱۰-۱۷ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند که حاکی از شوری پایین تا متوسط است. نبود فاز دختر در این سیالات نیز تأکیدی بر شوری متوسط تا پایین است (Roedder, 1984) و می‌تواند ناشی از اختلاط با آب‌های جوی باشد (Barnes, 1979).

گردن کشیدگی سیالات درگیر و دماهای متفاوت همگن شدن از دیگر دلایل نبود فاز نوزاد است (شکل ۸) (Takenouchi, 1980). وجود سیال درگیر با دو فاز مایع و گاز که در یکی فاز مایع غالب بوده و در دیگری فاز گاز با چگالی متفاوت، می‌تواند بیانگر فاز جوشش باشد. با افزایش عمق رگه‌های کوارتزی از میزان سیالات درگیر در حال جوشش کاسته می‌شود.

با استفاده از نمودار درجه حرارت جوشش و منحنی‌های فشار می‌توان عمق را محاسبه نمود. بنابراین، عمق به دست آمده را می‌توان ۴۰۰ تا ۹۰۰ متر برآورد نمود (Cunningham, 1978) (شکل ۱۲). میزان فشار بخار نیز برای سیالات درگیر ۵۰-۱۰۰ اتمسفر است (شکل ۱۲). با توجه به دو پارامتر شوری و دمای همگن شدن که از طریق سیالات درگیر حاصل می‌شود،

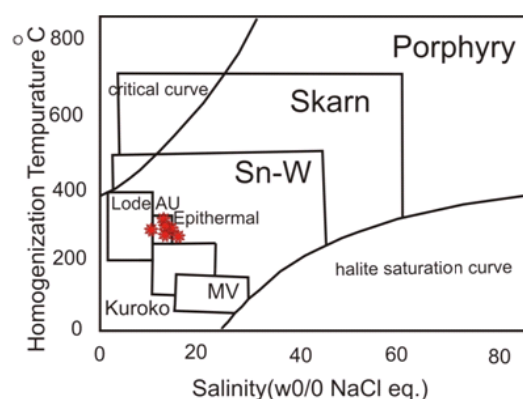
شوند (Rollinson, 1993) و به این وسیله به ژنر مجموعه‌های سنگی و ماهیت فرایندهای زمین‌شناسی پی برد. مطابق نمودار A\NK در برابر A\NK که در آن از نمونه‌های دگرسان نشده استفاده شده، توده گرانیتویدی مورد مطالعه از نوع I است و در محدوده متآلومین تا کمی پر آلومین قرار می‌گیرد (Maniar and Picooli, 1989) (شکل ۱۴- الف). بر اساس نمودار مثلی AFM که در آن سری کالک‌آلکان از سری تولیتی جدا شده است، نمونه‌ها روند کالک‌آلکان از خود نشان داده‌اند (Irvine and Baragar, 1971) (شکل ۱۴- ب).

به‌منظور بررسی رفتار عناصر در طی دگرسانی نمونه‌ها به کندریت و پوسته قاره‌ای به‌هنجار شده‌اند (Taylor and McLennan, 1985) و رفتار عناصر سبک و سنگین در طی دگرسانی بررسی شده است. روند کلیه نمودارها بیانگر غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب سنگین (HREE) در نمونه‌های غیر دگرسان نسبت به دگرسان است و میزان غنی‌شدگی در نمونه‌های دگرسان کاهش یافته است و در کل عناصر کمیاب سنگین الگوی تفریق نیافته‌ای نشان می‌دهند. آنومالی منفی Eu که در این نمودارها مشاهده می‌شود، می‌تواند ناشی از تبلور تفریقی پلاژیوکلاز در طی تبلور ماگما باشد و تهی‌شدگی از Eu در دگرسانی پروپیلتیک کمتر از سایر دگرسانی‌هاست.

بر اساس نمودارهای عنکبوتی آنومالی‌های منفی Ba، Sr و Rb مربوط به متحرک بودن این عناصر بوده، به تهی‌شدگی آن‌ها در طی دگرسانی منجر شده است (شکل ۱۵- الف). غلظت Rb، Ba و Na توسط فلدسپار و غلظت Sr توسط پلاژیوکلاز و Cs توسط بیوتیت کنترل می‌شود و چون این کانی‌ها متحمل دگرسانی شده‌اند، از غلظت عناصر در آنها کاسته شده است.

براساس نمودار ارائه شده بر پایه شوری و دمای همگن شدن که انواع سیستم‌های کانه‌زایی را از هم تفکیک نموده است، نمونه‌های بررسی شده از لحاظ دمایی و شوری در محدوده اپی‌ترمال قرار می‌گیرند (Wilkinson, 2001) (شکل ۱۳).

در نهایت، بر اساس دماهای محاسبه شده منطقی به‌نظر می‌رسد که سیالات هیدروترمال با شوری کم و دمای همگن شدن میانگین ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد را مسؤوول کانه‌زایی در منطقه آستانه اراک دانست. دامنه دمای همگن شدن و درجه شوری حاکی از این است که منشأ سیالات آب‌های ماگمایی-گرمابی بوده که توسط سیالات جوی رقیق شده است.



شکل ۱۳- نمودار تعیین تیپ کانه‌زایی بر اساس شوری و دمای همگن شدن (Wilkinson, 2001).

## ژئوشیمی

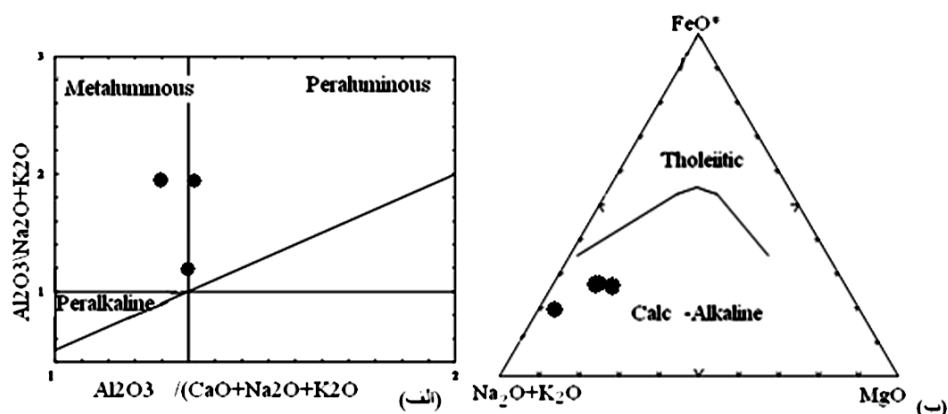
برای تعیین فرایندهای ژئوشیمیایی خاص و شناسایی منشأ از عناصر کمیاب استفاده شد (جدول ۳). نسبت این عناصر در طی دگرگونی و دگرسانی تغییر نمی‌کند. این عناصر به‌دلیل کاهش یکنواخت اندازه یونی با افزایش عدد اتمی، دارای اختلاف کوچکی در رفتارهای ژئوشیمیایی خود هستند و منجر می‌شود که توسط برخی فرایندهای زمین‌شناسی از یکدیگر تفکیک



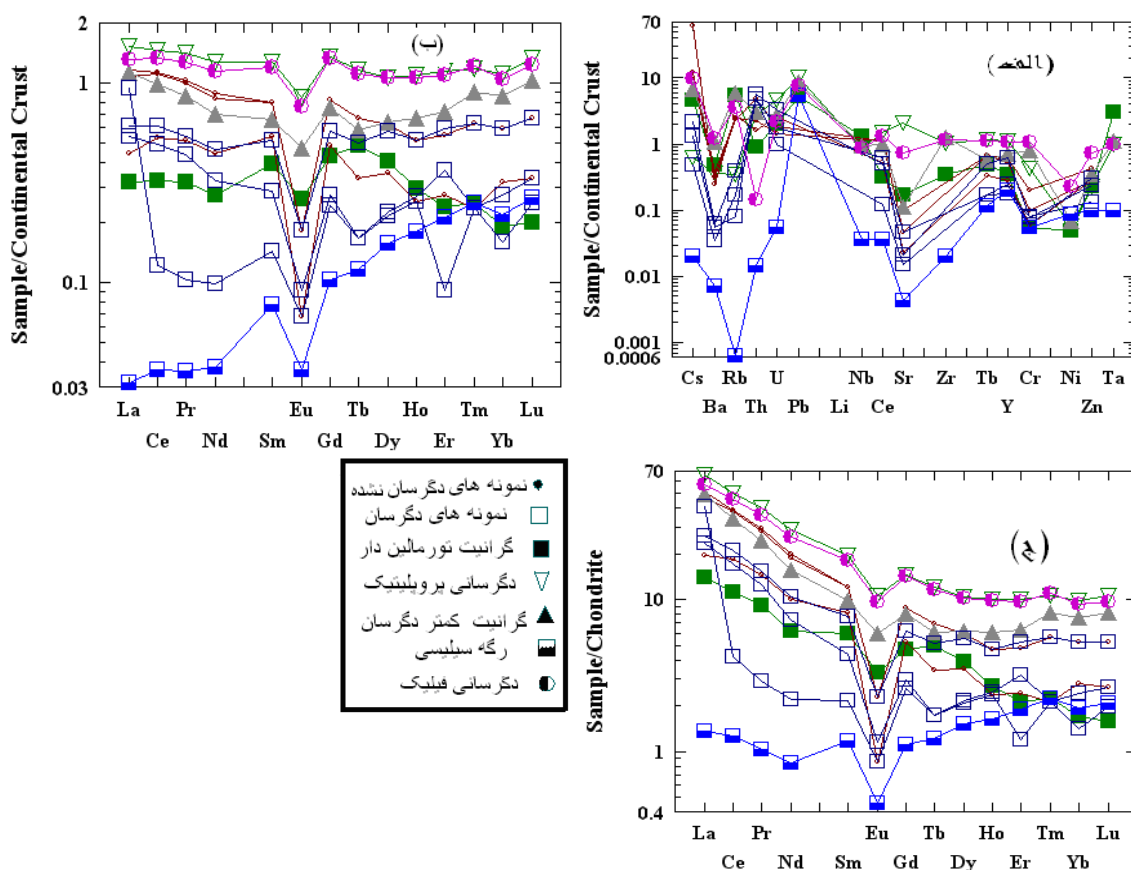
در دگرسانی تورمالینی عناصر کمیاب سبک و سنگین الگوی نسبتاً تفریق نیافته‌ای نشان می‌دهند. عناصر کمیاب سبک را نشان می‌دهد، ولی در مقابل تهی‌شدگی از عناصر کمیاب سنگین چندان شدید نیست (شکل ۱۵-ب).

جدول ۳- نتایج آنالیز شیمی سنگ کل (AS1، AS2 و AS = نمونه‌های سالم، ALS1، ALS2 و ALS3 = نمونه‌های کمتر دگرسان، A-7 = دگرسانی تورمالینی، A-9 = دگرسانی پروپیلیتیک، B-10 = دگرسانی فیلیک، Q-1 = دگرسانی سیلیسی، S-7 = نمونه نسبتاً سالم)

sample	AS1	AS2	AS3	ALS1	ALS2	ALS3	A-7	A-9	B-10	Q-1	S-7
SiO <sub>2</sub>	۶۹/۵۷	۶۷/۷۶	۷۴/۷۶	۷۲/۷۶	۸۰/۳۷	۶۷/۹۴	۷۲/۷۰	۶۳/۷۰	۷۲/۴۰	۹۷/۰۰	۶۳/۱۰
TiO <sub>2</sub>	۰/۲۸	۰/۴۱	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۳۱	۰/۲۶	۰/۰۸	۰/۴۹	۰/۳۳	۰/۰۱	۰/۵۱
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۴/۹۹	۱۵/۰۴	۱۲/۱۲	۱۴/۵۴	۹/۳۶	۱۷/۴۰	۱۴/۲۵	۱۵/۷۵	۱۵/۲۵	۰/۱۷	۱۶/۰۰
Fe <sub>2</sub> O	۱/۹۶	۱/۹۶	۱/۲۱	۱/۶۳	۰/۴۲	۱/۳۳	۰/۵۷	۳/۰۱	۱/۳۴	۰/۴۴	۳/۳۸
FeO	۱/۳۰	۱/۲۹	۱/۱۹	۱/۷۹	۰/۴۶	۱/۳۲	۰/۵۷	۲/۰۰	۰/۸۹	۰/۴۴	۲/۲۵
FeO <sub>T</sub>	۵/۴۵	۲/۹۰	۳/۰۶	۲/۲۸	۲/۷۵	۲/۳۶	۳/۳۶	۲/۴۱	۳/۰۶	۲/۴۴	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	۶/۰۶	۳/۲۲	۳/۴۰	۲/۵۳	۳/۰۶	۲/۶۲	۳/۷۴	۲/۶۸	۳/۴۰	۲/۷۱	-
MnO	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۱۳	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۱
MgO	۱/۲۷	۱/۷۷	۰/۴۶	۱/۳۲	۱/۵۹	۰/۵۱	۰/۲۱	۰/۴۱	۰/۴۲	۰/۰۱	۲/۶۶
CaO	۲/۴۸	۳/۴۸	۱/۰۶	۱/۱۹	۰/۱۸	۱/۲۰	۰/۵۶	۸/۱۰	۰/۱۸	۰/۰۲	۴/۴۳
Na <sub>2</sub> O	۲/۷۶	۴/۰۲	۳/۴۴	۳/۱۸	۰/۸۳	۹/۶۹	۳/۹۷	۴/۱۵	۰/۲۲	۰/۰۵	۲/۷۸
K <sub>2</sub> O	۴/۲۳	۲/۸۵	۴/۲۲	۴۳/۰۲	۲/۴۵	۰/۴۳	۴/۹۴	۰/۳۳	۴/۰۲	۰/۰۱	۲/۴۹
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۴/۲۳	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۰۶	۰/۱۳	۰/۳۵	۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۱۲
LOI	۱/۰۰	۱/۳۴	۱/۱۰	۱/۱۰	۱/۷۲	۱/۴۳	۰/۸۸	۱/۱۷	۲/۷۹	۰/۰۰	۱/۰۰
Ba	۸۰/۹	۹۲/۹	۶۲/۷	۱۵/۹	۱۴/۰	۸/۶۰	۱۲۲/۵	۸۹/۱	۲۷۱	۱/۸۰	۳۰۴
Rb	۷۵/۶	۷۸/۷	۸۴/۴	۱۲/۵	۲/۶۰	۵/۴۰	۱۷۱	۱۱/۳	۱۹۳	۰/۴۰	۱۱۷
Sr	۱۱/۹	۲۶/۲	۶/۰۰	۵/۵	۱۲/۳	۴/۰۰	۴۳/۵	۵۴۳	۲۸/۸	۱/۱۰	۱۹۲
Y	۱۱/۹	۱۰/۴	۵/۷۳	۱۲/۳	۵/۰۶	۳/۵۰	۷/۰۰	۲۲/۳	۱۴/۲	۴/۱۰	۲۱/۸
Th	۱۶/۵	۷/۹۰	۵/۶۰	۱۶/۸	۲۰/۲	۱۶/۷	۳/۱۶	۹/۶۸	۱۰/۵۵	۰/۰۵	۰/۵۰
Ga	۶/۹۳	۴/۵۷	۳/۰۹	۳/۲۹	۴/۲۳	۱/۵۳	۱۸/۰	۱۸/۰	۲۸/۰	۸	۵۹
Zn	۳۴/۱	۲۲/۶	۲۲/۵	۱۹/۲	۲۴/۶	۱۰/۴	۱۸/۰	۱۸/۰	۲۸/۰	۸/۰۰	۲۰۰
Cr	۳۶/۹	۱۸/۱	۱۱/۲	۱۴/۱	۱۱/۲	۱۴/۹	۸۱۰/۰	۸۰/۰	۱۵۰	۱۰/۰	۹/۸۱
Cs	۱۰/۲	۱۲/۳	۶۰/۶	۲/۱۴	۱/۳۳	۰/۴۹	۴/۵۴	۰/۶۱	۶/۸۵	۰/۰۲	۰/۰۰
Sc	۵/۳۰	۱/۹۰	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۷/۰
Co	۸/۲۰	۹/۲۰	۳/۸۰	۲/۸۰	۵/۳۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۲۰/۱	۴/۳۰	۰/۷۰	۱/۹
U	۱/۷	۱/۳	۲/۳	۱/۹	۳/۰	۱/۸	۱/۸	۴/۲	۲/۴	۰/۰۵	۲۱/۱
La	۱۷/۲	۱۸/۶	۷/۱۰	۶/۷۰	۸/۶۰	۱۵/۰	۵/۱۰	۲۴/۲	۱۸/۰	۰/۵۰	۴۳/۸
Ce	۳۶/۴	۳۷/۰	۱۷/۵	۲۰/۲	۱۶/۳	۴/۰۰	۱۰/۷	۴۸/۳	۳۲/۷	۱/۲۰	۴/۹
Pr	۳/۹	۴/۰	۲/۰	۲/۱	۱/۷	۰/۴	۱/۲	۵/۵	۳/۳	۰/۶	۱۸/۴
Nd	۱۳/۴	۱۴/۱	۷/۱۱	۷/۴۱	۵/۲۰	۱/۵۷	۴/۴۰	۲۰/۵	۱۱/۲	۰/۶۰	۴/۱
Sm	۲/۸	۲/۸	۱/۹	۱/۸	۱/۰	۰/۵	۱/۴	۴/۵	۲/۳	۰/۳	-
Eu	۰/۲۰	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۱۰	۰/۰۷	۱/۴۳	۰/۰۸	۰/۴۰	۰/۲۰	۰/۱۵	-
Gd	۲/۷۰	۲/۷۰	۱/۶۰	۱/۹۰	۰/۹۰	۰/۰۷	۰/۲۹	۰/۹۳	۰/۵۲	۰/۰۴	۰/۸۴
Tb	۰/۴	۰/۳	۰/۲	۰/۳	۰/۱	۰/۸	۰/۳	۰/۷	۰/۳	۰/۰۷	۰/۷
Dy	۲/۲۹	۲/۰۱	۱/۳۲	۲/۱۱	۰/۸۳	۰/۱۰	۱/۵۰	۳/۹۳	۲/۳۴	۰/۵۸	۳/۹۱
Ho	۰/۴	۰/۴	۰/۲	۰/۴	۰/۲	۰/۸	۰/۲	۰/۸	۰/۵	۰/۱	۰/۸
Er	۱/۲	۱/۰	۰/۶	۱/۳	۰/۸	۰/۲	۰/۵	۲/۵	۱/۵۷	۰/۴۷	۲/۴۱
Tm	۰/۲۰	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۲۰	۰/۰۷	۰/۳۰	۰/۰۸	۰/۳۸	۰/۲۹	۰/۰۸	۰/۳۹
Yb	۱/۳۰	۰/۹۰	۰/۷	۱/۳۰	۰/۶	۰/۰۸	۰/۴۲	۲/۴۵	۱/۸۹	۰/۴۸	۲/۳۱
Lu	۰/۲۰	۰/۱۰	۰/۱	۰/۲۰	۰/۱۰	۰/۳۵	۰/۰۶	۰/۴۰	۰/۳۱	۲/۳۱	۰/۳۷



شکل ۱۴- الف) نمودار A/NK در مقابل A/CNK برای تمایز ماگماهای پرآلومین، متآلومین و پرآلکالن (Maniar and Piccoli, 1989). ب) نمودار مثلی AFM که در آن سری‌های کالک‌آلکان از تولیتی جدا شده‌اند (Irvine & Baragar, 1971).



شکل ۱۵- نمودارهای عنکبوتی و الگوی REE به‌هنگار شده به کندریت و میانگین پوسته قاره‌ای (Taylor and McLennan, 1986). که بر این اساس غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های کمتر دگرسان شده مشاهده می‌شود.

### نتیجه‌گیری

دگرسانی‌های اصلی، فیلیک، پروپلیتیک، سیلیسی، کلریتی و تورمالینی را ایجاد کرده است. دگرسانی‌های فیلیک و پروپلیتیک از گسترش قابل

توده گرانیتوییدی آستانه دارای ترکیب اصلی گرانودیوریتی است که عملکرد محلول‌های گرمابی،

جامد به همراه حضور سیالات درگیر با دو فاز مایع و یک فاز بخار ( $\text{CO}_2$ ) با دمای همگن شدن ۲۵ درجه سانتی‌گراد بیانگر رخداد فاز جوشش هستند. عمق رگه‌ها بر اساس دمای جوشش هنگام تشکیل ۴۰۰-۹۰۰ متر بوده است. مطالعات شوری و دمای هموزنی‌اسیون بر روی رگه‌های کوارتز-سولفید نشانگر سیستم کانه‌زایی اپی‌ترمال است.

نمودارهای عنکبوتی غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک را نسبت به عناصر کمیاب سنگین نشان می‌دهند و نمونه‌های سالم نسبت به نمونه‌های دگرسان از عناصر کمیاب سبک غنی‌تر هستند و دگرسانی باعث کاهش این نسبت در نمونه‌های دگرسان شده است. آنومالی منفی Eu در تمام نمونه‌ها مشاهده می‌شود که در دگرسانی پروپیلتیک کمتر از سایر نمونه‌هاست. دگرسانی تورمالینی دارای الگوی مسطح بوده و غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای از عناصر را نشان نمی‌دهد، اما در دگرسانی سیلیسی تهی‌شدگی از عناصر سبک قابل ملاحظه است.

ملاحظه‌ای برخوردارند. بر اساس دیاگرام A\CNK برابر A\NK گرانیت‌های منطقه از نوع I بوده، متآلومینوس تا کمی پرآلومینوم هستند و از یک ماگمای کالک‌آلکان منشأ گرفته‌اند.

اسفن‌های موجود در زون دگرسانی فیلیک بر اساس Al و Fe جایگزین شده در ساختار این کانی ناشی از فرایند دگرسانی بوده‌اند. با توجه به مقدار پارامتر  $X_{Al}$  در کانی اسفن (۰/۱ - ۰/۱۶)، این کانی از دگرسانی کانی بیوتیت در دماهای پایین تشکیل شده است. محاسبات درصد پیستاشیت، بیانگر سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز و تشکیل کانی اپیدوت در طی دگرسانی پروپیلتیک است. بررسی سیالات درگیر حاصل از رگه‌های کوارتز، دمایی بین ۳۴۱-۳۳۷ و ۳۵۵-۳۵۰ درجه سانتی‌گراد را برای این سیالات تعیین نموده است. میزان شوری سیالات درگیر ۱۰-۱۷ در صد وزنی نمک بوده، بیانگر شوری پایین تا متوسط است که نبود بلور دختر نیز تأکیدی بر شوری پایین است. اغلب سیالات درگیر دو فازه بوده، همچنین وجود گردن‌کشیدگی و نبود فاز

## منابع

- ابن‌یعقوب، ح. (۱۳۷۴) بررسی اقتصادی منطقه آستانه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی تهران، تهران.
- احمدی‌خلجی، ا.، د. اسماعیلی و ولی‌زاده، م.، (۱۳۸۵) خاستگاه و ویژگی زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی بروجرد. مجله علوم زمین، ۶۰: ۳۲-۴۶.
- احمدی‌خلجی، ا.، م. ولی‌زاده و اسماعیلی، د. (۱۳۸۶) پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی بروجرد. مجله علوم دانشگاه تهران، ۱۰: ۱-۱۴.
- آسیابانها، ع. (۱۳۷۴) بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی. دانشگاه بین‌المللی امام (ره)، تهران.
- افشونی، ز. (۱۳۸۶) بررسی دگرسانی گرانیت آستانه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- درویش‌زاده، ع. (۱۳۸۲) زمین‌شناسی ایران. نشر امیر کبیر، تهران.
- رادفر، ج. (۱۳۶۶) بررسی‌های زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه اراک. پایان‌نامه ارشد، دانشگاه تهران.
- رشید مقدم، ن. (۱۳۸۶) پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی آستانه و مطالعه دگرگونی مجاورتی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- کریم‌پور، م. و سعادت، س. (۱۳۸۴) زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی. نشر مشهد، مشهد.

مر، ف.، شاکری، ع. و باباخانی، ع. ر. (۱۳۷۸) مطالعه سیالات درگیر و نقش آنها در تشکیل کانسار طلای رگه‌ای در منطقه باغو (جنوب دامغان). ششمین همایش سالانه انجمن زمین شناسی ایران.

مظاهری، ا. (۱۳۷۸) اهمیت پیستاشیت در تشخیص نوع اپیدوت. ششمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران. دانشگاه علم صنعت تهران، تهران.

هاشمی، م. (۱۳۸۰) نحوه کانی سازی احتمالی طلا در توده آذرین آستانه اراک. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، تهران.

- Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valiezadeh, M. V., and Rahimpour, H. (2007) Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Broujerd. *Journal of Asian Sciences* 29: 859- 877.
- Barnes, H. L. (1979) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons.
- Bolvais, P. H., Cornichet, J. and Ruffet, G. (2007) Cretaceous albitization and dequartzization of Hercynian peraluminous granite in Salvezian massif. *Lithos* 89-104.
- Bone, Y. (1988) The geological setting of tourmaline at Rum Jungle. Australia: Genetic and Economic implications. *Mineral deposita* 23: 34-41.
- Brown, P. R. L and Lawless, J. V. (2001) Characteristic of hydrothermal eruptions. With examples from New Zealand and elsewhere. *Earth Science review* 199-331.
- Chappell, B. and White, A. J. (1992) I and S - type granites in Lachlan fold belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 83: 1- 26.
- Cunningham, C. (1978) Pressure gradients and boiling as mechanisms for localizing ore in porphyry system. *Journal Research U. S. Survey* 6: 745- 754.
- Frost, B. R., Chamberlain, K. R. and Schumacher, J. C. (2000) Sphene phase relations and role as a geochronometer. *Chemical Geology* 172: 131-148.
- Hall, D. L., Sterner, S. M. and Bodnar, R. J. (1988) Freezing point depression of NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O solutions. *Economic Geology* 83: 197-202.
- Harlov, D., Seifert, P., Nijland, W. and Forster, H. (2006) Formation of Al-rich titanite reaction rims on ilmenite in metamorphic rocks of  $f_{O_2}$  and  $f_{H_2O}$ . *Lithos* 88: 72-84.
- Irvine, T. N. and Baragar, R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523-545.
- Juliani, C., Ruffael, H., Jorge, S., and Carmenm, D. (2002) The Bathalaha Au- granite system Tapajo province, Amazon craton. *Precambrian Research* 119: 225- 256.
- Kowallis, B. J., Christiansen, E. H. and Griffen, D. T. (1997) Composition variation in titanite. *Geological Society of American Abstracts with programs* 29-44.
- Lickfold, V., Cooke, D. R., Smith, S. G. and Ullrich, T. D. (2003) Endeavour copper gold porphyry deposits, North parks. New south Walesi intrusive history and field evolution. *Economic Geology* 98: 1607-1636.
- Maniar, P. D. and Picooli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin* 101: 635-643.
- Mohammad, O. Y. and Maekawa, H. (2008) Origin of titanite in metarodingite from the Zagros thrust zone, Iraq. *American mineralogist* 93: 1133-1141.
- Montoya, J.W. and Hemley, J. J. (1975) Relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions. *Economic Geology* 70: 577-594.
- Mori, Y., Nishiyama, T and Yanagi, T. (2003) Mass transfer path in alteration zones around carbonate veins in the Nishisonogi metamorphic rocks, southwest Japan. *American Mineralogist* 88: 611-623.
- Pirajno, F. (1992) *Hydrothermal mineral deposits*. Springer Verlag.
- Roedder, E. (1984) *Fluid Inclusions, Reviews in mineralogy*, Mineralogical Society of America.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. New York, John Wiley and Sons.



- Sorby, H. C. (1980) On the microscopic structure of crystals indicating the origin of minerals and rocks, Journal of Geological Society, London.
- Takenouchi, S. (1980) Preliminary studies of fluid inclusion of the Santo Tomas II (phliex) and Tapian (Marcopper) porphyry copper deposits in the Philippines. Mineralogy Special ISSUE 8: 140-151.
- Taylor, S. R. and McLennan S.M. (1985) The continental crust composition and evolution: Blackwell, Oxford.
- Wilkinson, J. J. (2001) Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. Lithos 55: 229-272.
- Yang, X. M., Lentz, D., Thorn, K. G. (2008) Geochemical characteristics of gold related granitoids in south western New Brunswick, Canada. Lithos (in press).



## **The study of fluid inclusion and mineralogy in the hydrothermal alterations of Astaneh granitoids (Sanandaj\_Sirjan zone)**

**Rahimeh Miekaily <sup>1</sup>, Moussa Kalimi Noghreyan <sup>\*1</sup>, Mohammad Ali Makki zadeh <sup>1</sup>, Batoul Taghipour <sup>2</sup> and Zahra Tahmasbi <sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of Science, University of Shiraz, Shiraz, Iran

### **Abstract**

The middle-Jurassic Astaneh granitoid body is composed of mainly of granodiorite. From the ancient time, Au mineralization and prospecting site have been known. The Astaneh granitoid have been altered in some parts and phyllic and siliceous alterations can be recognized in some areas, especially in Shir Mazd Mountain which is vast area. Other alteration zones are: propylitic, chloritic, argillic, tourmalinization, sodic metasomatism and spinel - phlogopite. The most widespread alteration zones are phyllic (quartz- sericite) and propylitic. There are two types of fluid inclusions in the quartz veins. On the bases of hydrothermometry study, the thermal phase of hydrothermal is from 337-341°C to 350-355°C. The density of fluid inclusions is low to intermediate (10-17 percent NaCl) while there is no daughter crystal. Temperature decrease and density of fluid inclusions are the result from mixing of magmatic with meteoric waters. The necking down of fluid inclusion is in consequence of temperature lower than 220°C. The depth of vein was controlled by dense fluid, temperature and pressure, also mineralization occurs in the depth 400-900 meter. The spider diagram show enrichment of LREEs in contrast to HREEs in unaltered samples with lack of HREEs differentiation. Tourmaline alteration displays a flat REE pattern and does not show enrichment but siliceous alteration shows depletion of LREEs and enrichment of HREEs.

**Keywords:** Astaneh, Propylitic, Hydrothermal alteration, Meteoric water, Fluid inclusion, Phyllic