

## زمین‌شیمی، مطالعه ادخال‌های سیال و منشأ کانسار آهن ایله، جنوب غرب تایباد، خراسان رضوی

سیامک کریمی<sup>۱</sup>، مهرداد بهزادی<sup>۱\*</sup>، ایرج رسا<sup>۱</sup> و امیر مسعود قزوینی‌زاده<sup>۲</sup>  
<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران  
<sup>۲</sup> شرکت نگین معادن احیاء اصفهان، ایران

### چکیده

کانسار آهن ایله در ۲۵۰ کیلومتری جنوب شرق مشهد و ۴۹ کیلومتری جنوب غرب تایباد قرار دارد. توده‌های آهن دار به شکل تخت، نامنظم و پراکنده دیده می‌شوند. سنگ میزبان کانسار، بیشتر شامل آهک‌ها و متاتوف‌هاست و هماتیت به صورت جلشینی درون این سنگ‌ها قرار گرفته است. این توده‌ها، کاملاً هماتیتی و اولیه بوده و اثری از سایر کله‌های آهن دار در آن‌ها دیده نمی‌شود. رخنمون‌های سنگی در این منطقه مربوط به مجموعه آتشفشانی - رسوبی دگرگون شده با سن پروتروژئیک پسین (۴) و ضخامت بیش از چندین هزار متر است که تا رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند. همچنین توده‌های گرانیتی با سن لوسن پسین، درون این مجموعه نفوذ کرده‌اند. گرانیت‌های منطقه از نوع کالک‌آلکان با پتاسیم بالا، پرآلومینوس تا متآلومینوس، نوع I، مگنتیتی و مرتبط با پهنه فرورانش حاشیه قاره هستند. مطالعه سیالات درگیر درون کانی‌های کوارتز و کلسیت، گویای دمای همگن شدن ۲۰۰ تا ۳۸۰ درجه سانتیگراد و وجود دو نوع شوری متفاوت ۴ تا ۶ و ۲۸ تا ۳۸ درصد معادل وزنی NaCl است. حضور دو جامعه شوری متفاوت نشان‌دهنده نقش آمیختگی سیالات در تشکیل این کانسار آهن گرمایی است. وجود بلورهای هالیت در سیالات درگیر، نشان از حضور کلر در محیط تشکیل و احتمال انتقال کاتیون‌های آهن توسط یون‌های کلر را دارد. از طرفی، مشاهده کانی هماتیت در داخل سیالات درگیر، نشان از بالابودن فوگاسیته اکسیژن در هنگام تشکیل و اشتقاق مستقیم ماده معدنی از ماگماست. شناسایی کلی‌های سریسیت، کلریت، کلوئینیت، مونتموریونیت و ایلیت (به روش XRD رسی) در دگرسانی فراگیر همراه، گویای رخداد دگرسانی K-Fe-Mg-Ca-Si در سطح است. بی‌هنجاری مثبت Eu در ماده معدنی، نشانگر شرایط گرمایی و آمیختگی سیالات ماگمایی و جوی به هنگام تشکیل ماده معدنی است.

**واژه‌های کلیدی:** هماتیت، ایله، دگرسانی، اختلاط سیالات، سیالات درگیر

### مقدمه

کانسار در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ خواف در استان خراسان رضوی، ۲۵۰ کیلومتری جنوب شرق مشهد و ۴۹ کیلومتری جنوب غرب تایباد در محدوده‌ای به مساحت

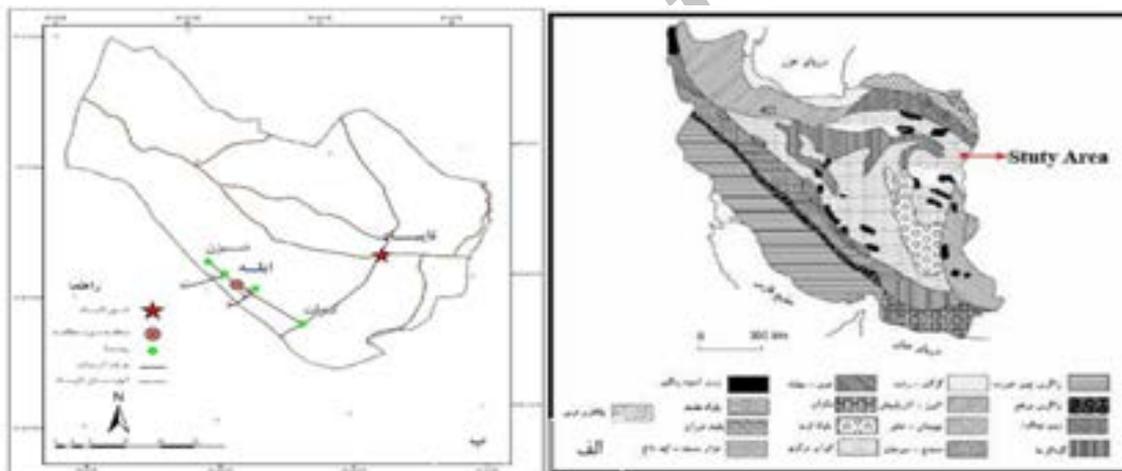
کانسار آهن ایله از نظر زمین‌شناسی ساختاری بخشی از پهنه ایران مرکزی است (نبوی، ۱۳۵۵). این

دگرگون شده است (Ternet, 1978). توده‌های گرانیتی در دو منطقه شمال شرق روستای پشته (GP) و شیزن (Gsh) رخنمون دارند. یک توده ریولیتی در شرق روستای ایله نیز شناسایی شد. توده‌های آذرین، درون مجموعه بالا نفوذ کرده‌اند. توده‌های آهن‌دار به شکل تخت، نامنظم و پراکنده دیده می‌شوند. سنگ میزبان کانسار، اغلب آهک‌ها و متاتوف‌های اسیدی هستند که هماتیت به صورت جاننشینی درون این سنگ‌ها قرار گرفته است. این توده‌ها کاملاً هماتیتی و اولیه بوده و اثری از سایر کانه‌های آهن‌دار در آن دیده نمی‌شود (شکل ۲). این کانسار بر روی کمر بند آتشفشانی - نفوذی خواف - بردسکن (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۲) قرار دارد. بر روی این کمر بند، انواع مختلفی از کانسارهای اکسید آهن شناسایی و معرفی شده‌است.

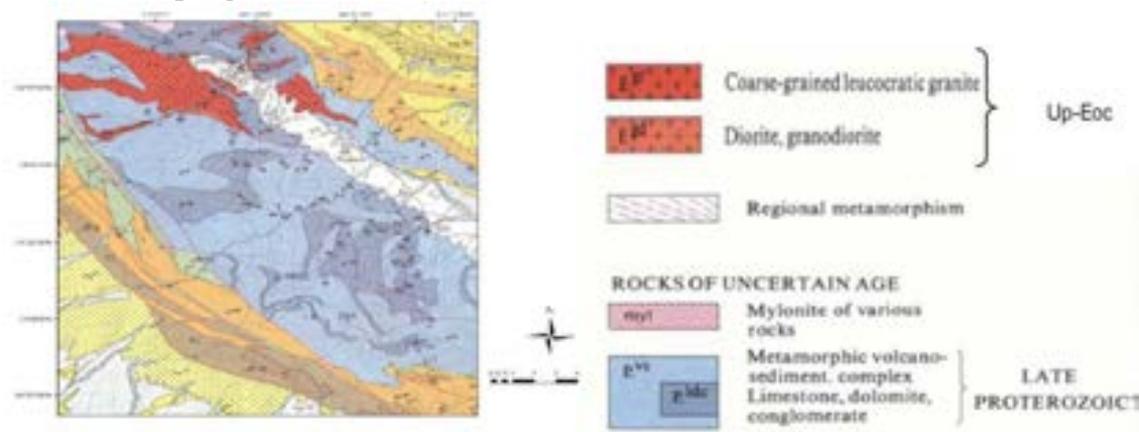
۱۲ کیلومتر مربع قرار دارد. محدوده جغرافیایی آن،  $60^{\circ} 21' 50''$  تا  $60^{\circ} 24' 30''$  طول‌های شرقی و  $34^{\circ} 40' 40''$  تا  $34^{\circ} 42' 18''$  عرض‌های شمالی است (شکل ۱). با توجه به هدفمند نبودن مطالعات قبلی در منطقه، هدف از این نوشتار، بررسی سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و شناسایی پهنه‌های دگرسانی به‌منظور پی بردن به شرایط تشکیل کانسار ایله است.

### زمین‌شناسی منطقه

واحدهای سنگی در منطقه شامل مجموعه آتشفشانی - رسوبی دگرگون شده، آهک، دولومیت و کنگلومرای پروتروزوئیک پسین (۴) و گرانیت ائوسن - الیگوسن است. این مجموعه، بیش از چندین هزار متر ضخامت دارد و در حد رخساره شپست سبز زیرین



شکل ۱- الف) موقعیت منطقه در تقسیم‌بندی ساختاری ایران زمین (نبوی، ۱۳۵۵) و ب) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ایله (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خواف (Ternet, 1978))

## روش انجام پژوهش

پس از مطالعات و بررسی‌های صحرائی، ۲۰ مقطع نازک و ۱۵ مقطع صیقلی تهیه و در آزمایشگاه کانی‌شناسی نوری مطالعه شد. تعداد ۷ نمونه جهت تعیین نوع کانی‌های رسی و انجام آنالیز XRD رسی، تعداد ۶ نمونه از سنگ‌های آذرین و ۱۳ نمونه از کانسنگ جهت آنالیز اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و نادر خاکی به آزمایشگاه ALS Chemex کانادا ارسال شد (جدول‌های ۱ تا ۴). همچنین، چهار مقطع دو بر صیقل از کانی‌های کوارتزی و کلسیتی به‌منظور بررسی سیالات درگیر تهیه شد.

جدول ۱- نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی گرانیت‌های پشته (Gp) و شیزن (GSH)

Sampel No.	GP-1	GP-2	GP-6	GSH-1	GSH-2
SiO <sub>2</sub>	74.5	74.2	75.1	67.9	71.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.45	11.8	12.85	13.85	13.95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.26	3.58	1.76	4.72	2.58
CaO	0.5	0.8	0.5	1.4	1.2
MgO	0.1	0.1	0	0.4	0.3
Na <sub>2</sub> O	3.53	3.39	3.8	3.91	3.89
K <sub>2</sub> O	4.81	3.83	4.18	4.5	4.6
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
TiO <sub>2</sub>	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2
MnO	0.03	0.16	0.06	0.23	0.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.03	0.06	0.23	0.19
Total	98.31	98.01	98.43	97.36	98.42

جدول ۲- نتایج آنالیز عناصر نادر خاکی و فرعی در گرانیت‌های پشته (Gp) و شیزن (GSH)

sampel	GP-1	GP-2	GP-6	GSH-1	GSH-2
Ce	43	41	42	75	68
Dy	4	4	3.8	5.2	4.1
Er	2.6	2.7	2.5	3.4	2.5
Eu	0.3	0.4	0.4	0.9	0.7
Gd	3.9	3.7	4	5.8	4.7
Ho	0.8	0.9	0.8	1.1	0.8
La	22	21	22	38	36
Lu	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4
Nb	13	12	13	19	15
Nd	16	15	16	29	25
Pr	4.5	4.4	4.5	7.9	7.2
Rb	182	153	168	157	184
Sm	3.5	3.3	3.4	5.2	4.6
Sr	46	49	50	142	124
Tb	0.7	0.6	0.6	0.9	0.7
Y	24	25	23	30	21
Yb	2.7	2.8	2.6	3.4	2.5
Zr	82	79	76	235	71

## پتروگرافی و سنگ‌شناسی توده‌های آذرین نفوذی

## گرانیت شیزن

سنگ‌شناسی مودال این توده، گویای ترکیب گرانیتی است. بافت غالب این توده گرانیتی، نیمه‌شکل‌دار گرانولار است، ولی بافت غربالی (فلدسپارهای پتاسیم، کانی پلاژیوکلاز را در بر گرفته‌اند) نیز دیده می‌شود. این توده، از نظر کانی‌های تیره به شدت فقیر است و کانی‌های مافیک آن شامل کلریت و آمفیبول است که کمتر از ۳ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. کانی‌های اصلی شامل کوارتز، فلدسپار آلکالن (غالباً ارتوکلاز) و پلاژیوکلاز (آلبیت، الیگوکلاز) هستند. اکسیدهای آهن توسط بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز در بر گرفته شده‌اند (شکل ۳- A) که دلیلی بر منشأ ماگمایی ماده معدنی است. این کانی‌های تیره به‌عنوان تنها کانی فرعی نیز معرفی می‌شوند.

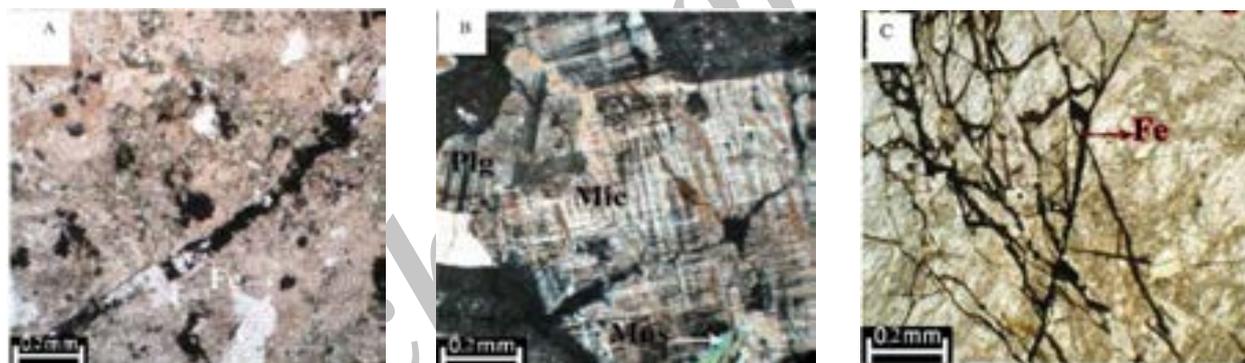
## گرانیت پشته

این توده نیز از لحاظ سنگ‌شناسی مودال، ترکیب گرانیتی دارد. بافت گرانولار و گلومروپورفیری (حاصل تجمع پلاژیوکلاز) دیده می‌شود و کانی میکروکلین، فراوانی قابل توجهی در بیشتر مقاطع دارد. سایر کانی‌های اصلی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز (بدون منطقه‌بندی) و موسکویت هستند. کانی‌های پلاژیوکلاز بعضاً کاملاً دگرسان شده و به سربسیت تبدیل شده‌اند. این توده نیز، مانند گرانیت شیزن، از نظر کانی‌های تیره به شدت فقیر است و کانی فرعی آن اکسیدهای آهن است. با توجه به حضور گسترده میکروکلین، دمای تشکیل آن نسبت به گرانیت شیزن پایین‌تر است (Waight et al., 1998) (شکل‌های ۳- B و C).

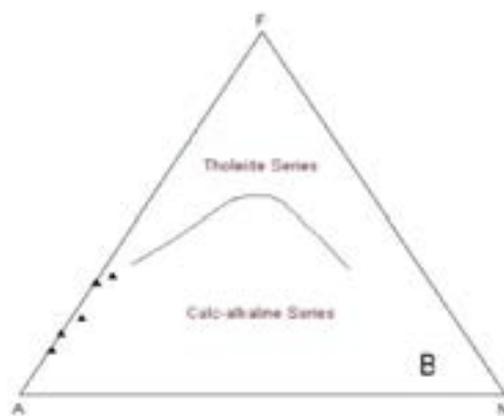
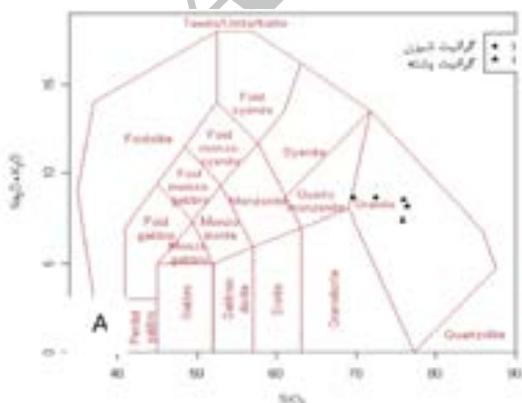
## زمین‌شیمی گرانیت‌ها

برای نام‌گذاری سنگ‌ها از نمودار TAS ارائه شده توسط Middlemost (۱۹۸۵) استفاده شد که سنگ‌های

محیط تکتونیکی، توده‌های گرانیتی در محدوده قوس آتشفشانی (VAG) واقع شده‌اند (شکل ۶- A). نسبت  $(La/Yb)_N$  به‌هنگار شده با کندریت مانند یک اثر انگشت برای تمایز محیط‌های زمین‌شناختی می‌تواند به کار گرفته شود. Haxel (۲۰۰۵) ضمن مطالعات آماری گسترده نشان داد که این نسبت برای پریدوتیت‌های آلپی ۰/۱، کوماتیت‌ها ۰/۷۷، بازالت‌های جزایر قوسی ۰/۶ و گرانودیوریت‌های قوس‌های حاشیه قاره ۱۵ است. نسبت یاد شده در گرانیت‌های مورد مطالعه ۱۲/۶ است که بسیار نزدیک به محیط حاشیه قاره است (شکل ۶- B). در این نمودار، Eu دارای بی‌هنجاری منفی مشخصی است. یورپوم به علت تشابه بسیار زیاد شعاع یونی آن با  $Ca^{+2}$ ، می‌تواند در کانی پلاژیوکلاز متمرکز شود، بنابراین بی‌هنجاری منفی یورپوم نشان دهنده فرآیند تفریق همراه با تبلور تفکیکی پلاژیوکلاز است.



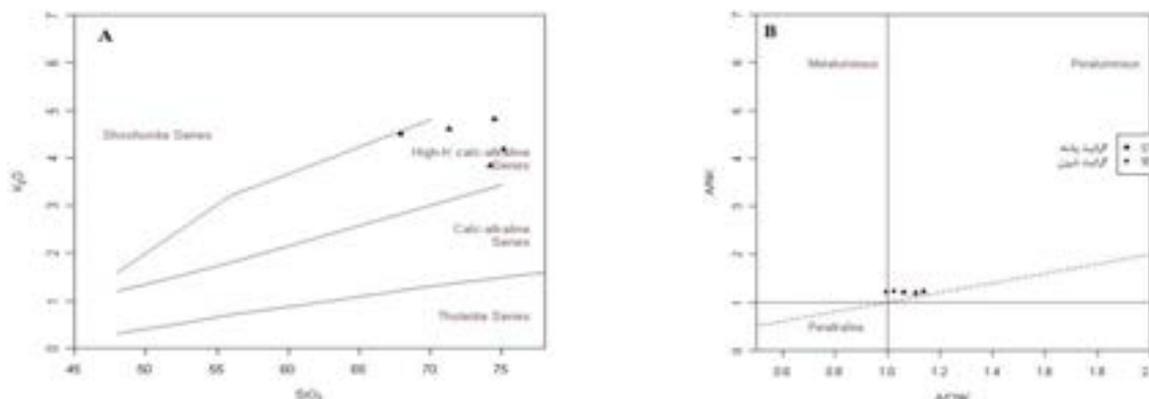
شکل ۳- A) گرانیت شیزن، هضم اکسید آهن توسط پلاژیوکلاز و بافت رگه‌ای (PPL، B) گرانیت پشته، به‌همراه کانی میکروکلین (Mic) با دو نوع ماگل و کانی موسکوویت (Mus) (XPL، C) پرشدگی شکستگی گرانیت پشته توسط اکسیدهای آهن (بافت استوکورک) (PPL)



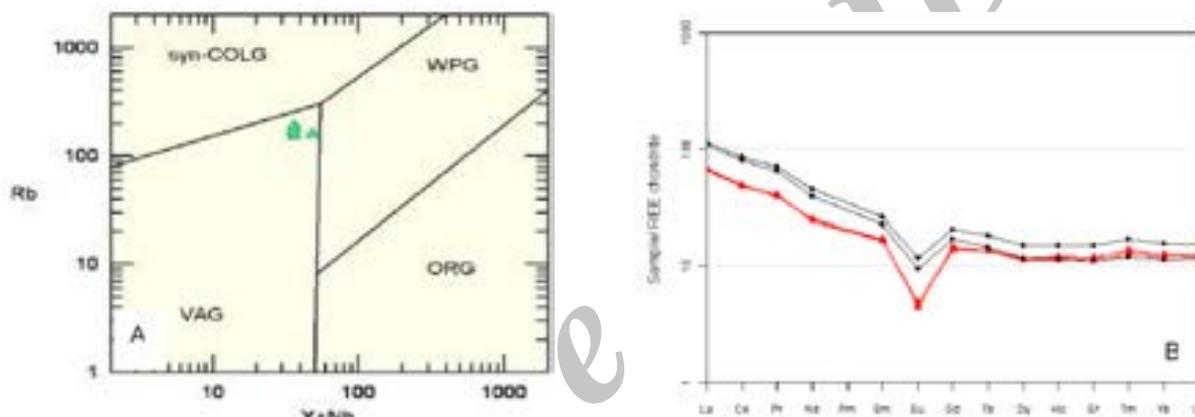
شکل ۴- A) طبقه‌بندی سنگ‌های نفوذی در نمودار TAS (Middlemost, 1985) و B) نمودار مثلی AFM و قرار گرفتن نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان (Irvine and Baragar, 1971).

این مناطق در محدوده گرانیت‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۴- A). با استفاده از نمودار AFM ارائه شده توسط Irvine و Baragar (۱۹۷۱) سنگ‌های منطقه در محدوده کالک‌آلکان واقع می‌شوند (شکل ۴- B).

نمونه‌ها در نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  از Peccerillo و Taylor (۱۹۷۶)، ویژگی ماگماهای کالک‌آلکان با پتاسیم بالا را نشان می‌دهند (شکل ۵- A). در نمودار Mainar و Piccoli (۱۹۸۹) (شکل ۵- B) گرانیت‌های منطقه پشته، پرآلومین و گرانیت‌های منطقه شیزن، متآلومین هستند. با توجه به عدم حضور کانی‌های غنی از Al مانند کوردیریت، کوندوم و توپاز، علت پرآلومینه بودن گرانیت پشته را می‌توان به حضور موسکوویت، فلدسپارهای آلکان، وجود سامانه گرمابی و در نتیجه ایجاد کانی‌های رسی و یا میزان آب در ناحیه ذوب نسبت داد (Waight et al., 1998). در نمودار تشخیصی



شکل ۵- (A) نمایش نمونه‌های گرانیتی در نمودار  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Peccerillo and Taylor, 1976) و (B) نمودار Mainar و Piccoli (۱۹۸۹) که گرانیت پشته در محدوده پرآلومین و گرانیت شیزن در محدوده متال‌آلومین است.



شکل ۶- (A) نمودار Rb در برابر Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984) و (B) نمودار عنکبوتی REE سنگ‌های گرانیتی به‌هنجار شده با کندریت (Nakamura, 1974)

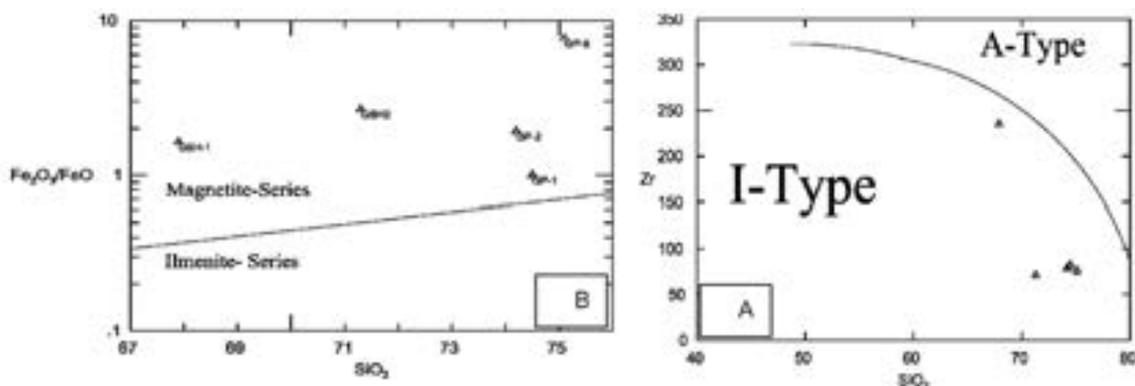
2006). کانسارهای جدید اکسید آهن گرمابی در کمر بند شیلی و پرو وابسته به ماگماتیسیم حاشیه قاره هستند (Williams *et al.*, 2005).

### سیالات درگیر

عملکرد محلول‌های گرمابی در کانسار آهن ایله باعث شده تا کانی‌های کوارتز و کلسیت به‌صورت دانه‌ای و هم‌زمان با کانی‌سازی، مهم‌ترین کانی‌های شفاف در این کانسار باشند. مطالعات سیالات درگیر در این منطقه نشان می‌دهد که اغلب سیالات درگیر موجود در کوارتزها از نظر شکل، نامنظم و کروی هستند در حالی که سیالات درگیر درون کلسیت شکل‌های کشیده و باریک نشان می‌دهند.

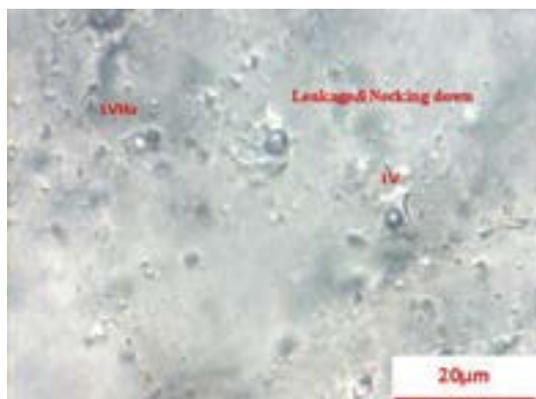
در نمودار Newberry و همکاران (۱۹۹۰) (شکل ۷- (A) و Lehmann (۱۹۹۰) (شکل ۷- (B) گرانیت‌ها در محدوده نوع I و سری مگنتیتی قرار گرفته‌اند و ویژگی‌های مربوط به حواشی فعال قاره‌ای را دارند.

اکثر کانسارهای آهن گرمابی دارای وابستگی زمانی با گرانیتوئیدهای پتاسیک، مانند سامانه‌های مس پورفیری Cu-Au، هستند. بیشتر نفوذی‌های مرتبط با پورفیری‌های Cu-Au در قوس‌های حاشیه قاره‌ای از نوع High-K و شوشونیتی هستند در حالی که در جزایر قوسی بیشتر کالک‌آلکان هستند (Sillitoe, 1997). هر دو در سطوح بالای پوسته تشکیل می‌شوند، چنانچه در عمق‌های بیشتر سیالات ماگمایی انرژی مکانیکی لازم جهت شکستن سنگ میزبان را دارا نیستند (Pollard,



شکل ۷- A) نمودار Zr در برابر SiO<sub>2</sub> (Newberry et al., 1990) و B) نمودار Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO در برابر SiO<sub>2</sub> (Lehman, 1990)

سیالات درگیر و تبدیل شدن کلیه فازهای موجود به یک فاز اصلی است.



شکل ۸- پدیده نشت (Leakage) و گردن کشیدگی (Necking down)



شکل ۹- میان‌بارهای سه‌فازی با شکل‌های گرد و دارای حالت از نوع اولیه (LV) = میان‌بار دو‌فازی گاز-مایع، LVHa = میان‌بار سه‌فازی گاز-مایع-نمک، Halite = نمک، Liquid = مایع.

دمایی که این عمل رخ می‌دهد، دمای همگن شدن

پدیده گردن‌کشیدگی (Necking down) و نشت

(Leakage) نیز در این سیالات مشاهده شد (شکل ۸).

این دو پدیده به علت عدم به تعادل رسیدن برخی میان‌بارها با کانی میزبان و ناپایداری انرژی درونی رخ می‌دهند و برای مطالعه قابل اعتماد نیستند (شپرد و همکاران، ۱۳۸۶). از نظر اندازه، اکثر سیالات درگیر در کانسار آهن ایله بین ۵ تا ۲۰ میکرون هستند. تمام اندازه‌گیری‌ها در کانسار ایله بر روی سیالات درگیر اولیه انجام شد، البته سیالات درگیر ثانویه و ثانویه دروغین نیز وجود داشتند که به علت داشتن اندازه کمتر از ۳ میکرون، اندازه‌گیری بر روی آن‌ها امکان‌پذیر نبود.

شپرد و همکاران (۱۳۸۶) سیالات درگیر را بر اساس میزان فازهای مایع، گاز و جامد و نسبت آن‌ها در درجه حرارت اتاق به هشت دسته تقسیم‌بندی کرده‌اند. سیالات درگیر مطالعه شده بر اساس این تقسیم‌بندی در گروه سیالات دو‌فازی غنی از سیال (L+V, L>50%) سه‌فازی (S+L+V, S<50%) و چهارفازی (S1+S2+L+V) قرار می‌گیرند. فاز جامد در سیالات سه‌فازی، بلورهای نمک طعام است (شکل‌های ۸ و ۹). فاز جامد در سیالات چهارفازی، علاوه بر حالت، هماتیت است. مشاهده کانی‌های فلزی از قبیل هماتیت و مگنتیت درون سیالات درگیر نشان‌دهنده اشتقاق ماده معدنی از ماگما است (Lijuan et al., 2001).

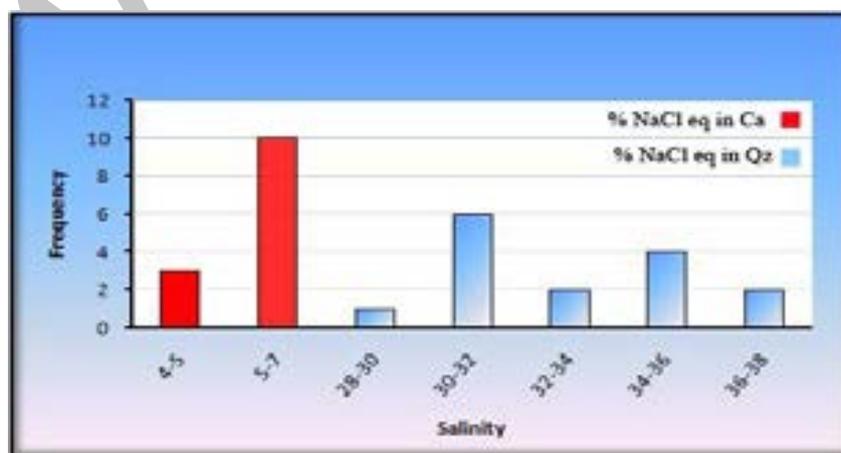
اساس آزمایش‌های گرم کردن، حرارت دادن به

نمودار فراوانی شوری سیالات درگیر نشان می‌دهد، تغییرات شوری از ۲۸ تا ۳۸ برای کوارتزها و ۴ تا ۶ درصد وزنی معادل NaCl برای کلسیت بر طبق معادله Naden (۱۹۹۶) محاسبه شده است. بیش‌ترین فراوانی بین ۴ تا ۵ برای کلسیت و ۳۰ تا ۳۲ درصد وزنی معادل NaCl برای کوارتزهاست (شکل ۱۱). دامنه تغییرات میزان شوری و دمای همگن شدن در سیالات درگیر مطالعه شده زیاد بوده، به نظر می‌رسد که در سیالات کانی‌ساز، پدیده اختلاط رخ داده است. از طرفی، حضور بلورهای نمک طعام در سیالات درگیر کانسار ایله نشان می‌دهد که کاتیون‌های آهن از طریق یون‌های کلر انتقال پیدا کرده‌اند (Robb, 2004).

(Th) نامیده می‌شود و بیانگر حداقل دمای به تله افتادن سیال است. برای به دست آوردن میزان شوری سیالاتی که حاوی بلورهای دختر هستند، دمای انحلال کانی‌های دختر اندازه‌گیری می‌شود و نرخ حل شدن این کانی‌ها مرتبط با انحلال پذیری آن در فاز مایع است (شپرد و همکاران، ۱۳۸۶). در طی گرم کردن سیالات درگیر، مشخص شد که دامنه تغییرات درجه همگن شدن (Th) برای کوارتزها و کلسیت ۲۰۰ تا ۳۷۵ درجه سانتیگراد بوده و بیش‌ترین فراوانی بین دمای ۳۰۰ تا ۳۲۰ درجه سانتیگراد است (شکل ۱۰). همه سیالات درگیر به فاز مایع همگن می‌شوند ( $L+V \Rightarrow L$ ) و درجه حرارت‌های به دست آمده، حداقل دمای سیال کانه ساز را نشان می‌دهد.



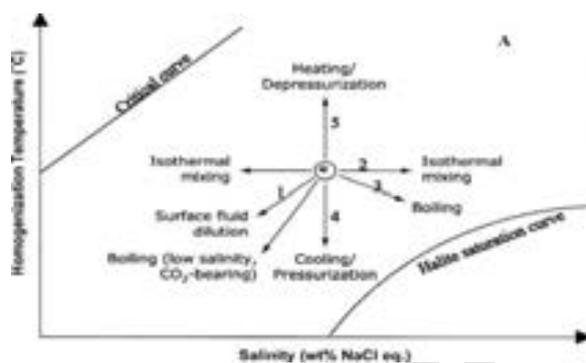
شکل ۱۰- نمودار توزیع فراوانی دمای همگن شدن سیالات اولیه درگیر در آزمایش گرمایش



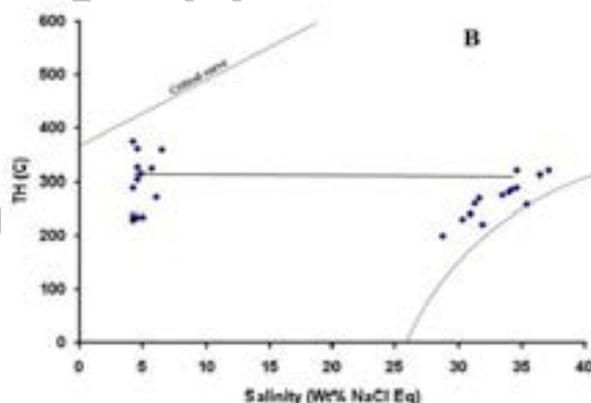
شکل ۱۱- نمودار توزیع فراوانی میزان شوری سیالات اولیه

سامانه  $H_2O-FeCl_2$  و همچنین  $H_2O - NaCl - MgCl_2$  است و این مطلب گویای آن است که علاوه بر  $NaCl$ ، نمک‌های دیگری از قبیل  $MgCl_2$  و  $FeCl_2$  نیز در سیال کانه‌ساز وجود دارد.

در نمودار ارائه شده توسط Wilkinson (۲۰۰۱)، روندهای کلی حاصل از فرآیندهای مختلفی که دما و شوری یک سیال آبدگین را تحت تأثیر قرار می‌دهند، نشان داده شده است (شکل ۱۲- A). آمیخته شدن سیال ایزوترمال با سیالاتی که شوری متفاوتی دارند، مسیر ۲ را ایجاد خواهد کرد. با مقایسه این نمودار با نتایج مشاهده شده در نمونه‌های مطالعه شده سیالات درگیر کانسار ایله، روندی مشابه با روند اختلاط دیده می‌شود (شکل ۱۲- B).



آزمایش سرمایش قبل از گرم کردن و برای اندازه‌گیری میزان شوری سیالات درگیر تک فازی و دو فازی انجام می‌شود. با اندازه‌گیری دمای ذوب آخرین قطعه یخ ( $T_m$ )، میزان شوری برحسب درصد وزنی معادل  $NaCl$  محاسبه می‌شود. کاربرد دیگر آزمایش سرد کردن، تعیین دمای نقطه یوتکتیک یا دمای ذوب اولین قطعه یخ است. مقدار دمای یوتکتیک ( $T_e$ ) با یون‌های حل شده در محلول در ارتباط است. در مطالعات سرمایش انجام شده بر روی سیالات درگیر، دمای ذوب اولین بلور یخ بین ۳۹- تا ۲۵- درجه سانتیگراد است. طبق دماهای یوتکتیک که توسط Borisenko (۱۹۷۷) ارائه شده است، درجه یوتکتیک ۳۵- که در آزمایش سرمایش مشاهده شد، نشان‌دهنده



شکل ۱۲- A) مدل شمتیک برای نشان دادن روندهای کلی یک سیال؛ با تغییرات از (Wilkinson, 2001) و B) نمودار TH در برابر شوری برای سیالات درگیر در نمونه‌های کانسار آهن ایله، با نمودار A مقایسه شود.

کوارتز در بخش‌های هماتیتی این کانسار نشان‌دهنده شوری ۲/۸ تا ۴/۹ درصد معادل وزنی نمک و تغییرات دمای همگن شدن از ۱۳۲ تا ۲۸۰ با بیش‌ترین فراوانی ۱۸۰ درجه سانتیگراد است. سیالات درگیر درون مرحله مگنتیتی، دارای دمای همگن شدن از ۱۴۰ تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد و شوری متوسط ۲۲ درصد وزنی معادل نمک است (Davidson et al., 2007). همان‌طور که مشاهده می‌شود، تغییرات دمای همگن شدن ( $T_h$ ) و شوری کانسار یاد شده شبیه به کانسار ایله است. به نظر Davidson و همکاران (۲۰۰۷)، اختلاط، مهم‌ترین

بر اساس نتایج حاصل از داده‌های میان‌بار سیال، کانسار ایله شباهت زیادی با بخش بالایی کانسار اوک دم (Oak Dam) دارد. کانسار اوک دم اساساً از سطح به عمق، دارای دو بخش هماتیتی و مگنتیتی است که ضخامت بخش هماتیتی حدود ۲۲۰ متر و مگنتیتی ۲۰ متر پایانی را به خود اختصاص داده است. صد متر آغازین، فاقد هر گونه کانی سولفیدی است. دگرسانی همراه با بخش بالایی شامل کلریت، ایلیت، سریسیت و میکاست، در حالی که در بخش پایینی اثری از آن‌ها دیده نمی‌شود. مطالعات سیالات درگیر بر روی کانی

فرآیند نهشت در اوک دم است.

به نظر Kelser و Borrok (۱۹۹۸) وجود سیالات در گیر غنی از سیال، منشأ گرمابی را تأیید می‌کند. وجود سیالات درگیر، با شوری و دمای بالاتر، گویای غالب بودن آب‌های ماگمایی در تشکیل سیالات کانی‌ساز است، در حالی که، سیالات درگیر در کانسار ایله دارای شوری و دمای متوسط هستند. از طرفی، مهم‌ترین نشانه جوشش، یعنی وجود میان‌بارهای غنی از بخار هم‌زیست با میان‌بارهای غنی از مایع که در دمای یکسان، به حالت بخار همگن شوند، در نمونه‌ها مشاهده نشدند (Davidson *et al.*, 2007). بنابراین پدیده جوشش در سیال‌سازنده کانسار ایله رخ نداده است.

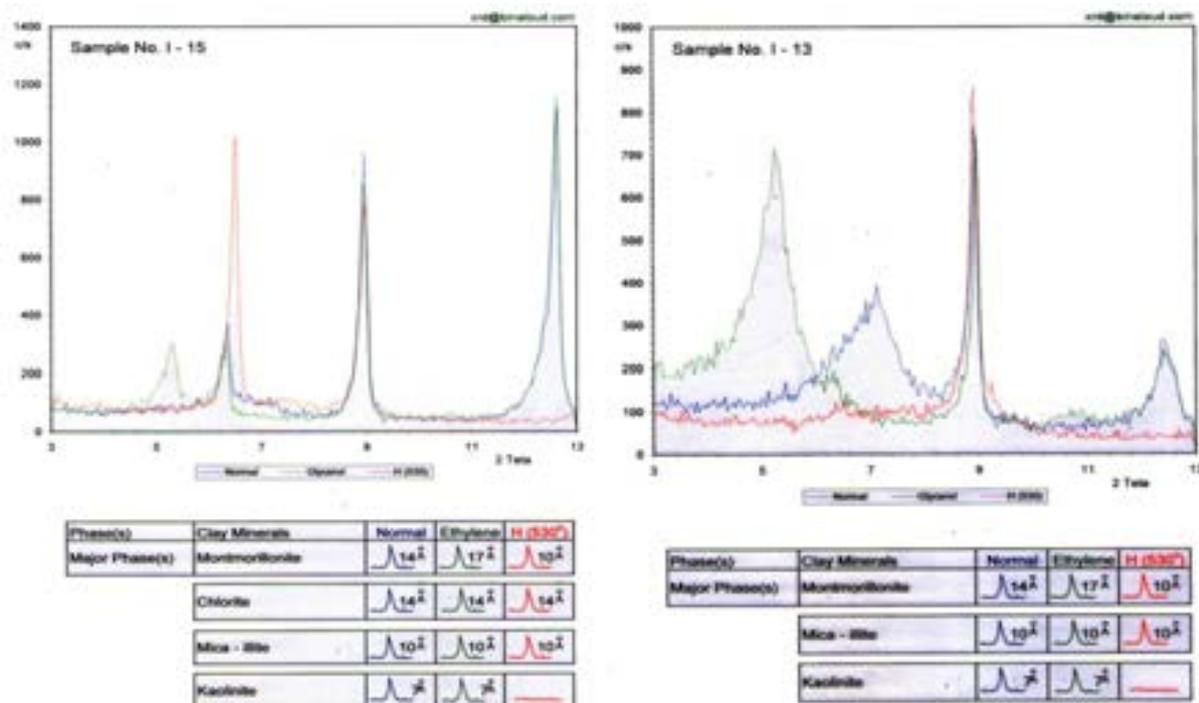
### دگرسانی

فازهای دگرسانی معمول همراه با اکسیدهای آهن توده‌ای گرمابی، دگرسانی‌های سدیک، پتاسیک، سیلیسی، سریسیتی و آرژیلیک است (Hitzman *et al.*, 2000) سنگ دیواره کانسار آهن ایله مرمر و متاتوف‌های اسیدی هستند عملکرد سیالات گرمابی در منطقه بر روی توف‌ها بسیار شدید بوده به‌طوری‌که توده‌های حجیمی از کانی‌های رسی را تشکیل داده که در اثر آن، بافت اولیه سنگ محو شده است. در این مطالعه، پتروگرافی و پراش پرتو ایکس (XRD) جهت شناسایی مجموعه کانی‌های دگرسانی استفاده شد. به‌طور کلی، دگرسانی در کانسار ایله در اطراف توده‌های معدنی، گسترده بوده و هاله‌هایی را در اطراف کانسار به‌وجود آورده است. کائولینیت، کلریت، مونتموریونیت، ایلیت، سریسیت، کلسیت و کوارتز، محصولات اصلی دگرسانی در این منطقه هستند. شکل ۱۳ وضعیت دو نمونه از این طیف‌ها را نشان می‌دهد. کانسارهای آهن نوع گرمابی نیز مانند کانسارهای پورفیری دارای منطقه‌بندی دگرسانی هستند. سیالات کانه‌ساز غنی از نمک، دی‌اکسید کربن و آب هستند و معمولاً با سیالاتی از منابع دیگر آمیختگی پیدا می‌کنند. این سیالات و ساز و

کار تکامل متفاوت آن‌ها به رخداد دگرسانی و تشکیل پارائزهای مختلفی در اکسیدهای آهن منجر می‌شود. در سامانه‌های اکسید آهن گرمابی، دگرسانی‌های سدیک، پتاسیک و کربنات در عمق کانسار، و دگرسانی سریسیتی و آرژیلیک در بخش‌های بالایی دیده می‌شود. کانی‌شناسی دگرسانی سدیک شامل آلبیت  $\pm$  پیروکسن و دگرسانی پتاسیک شامل بیوتیت  $\pm$  فلدسپار پتاسیک است. قسمت‌های فوقانی سامانه‌های گرمابی، با مجموعه دما پایین K-Si-Fe، شامل کانی‌های ورقه‌ای مانند موسکویت، کلریت، سریسیت و کربنات شناخته می‌شوند (Pollard, 2006). در این سامانه‌ها، مگنتیت به‌صورت توده‌ای، به دگرسانی سدیک و پتاسیک محدود می‌شود و هماتیت به‌طور غالب در پهنه‌های دگرسانی سریسیت و سطوح بالاتر دیده می‌شود. Freeman (۲۰۰۴) اعتقاد دارد که مرحله اصلی کانی‌سازی با پهنه‌های دگرسانی آهن - پتاسیم همراه است، به‌طوری‌که سریسیت - آرژیلیک در کانسار المپیک دم و فلدسپار پتاسیم به‌صورت غالب در سایر کانسارها به‌عنوان فاز پتاسیک هستند. در کانسار ایله نیز، به نظر می‌رسد مرحله اصلی کانی‌سازی هماتیتی، با مجموعه دگرسانی دما پایین سریسیت - آرژیلیک همراه شده است.

### زمین‌شیمی ماده معدنی

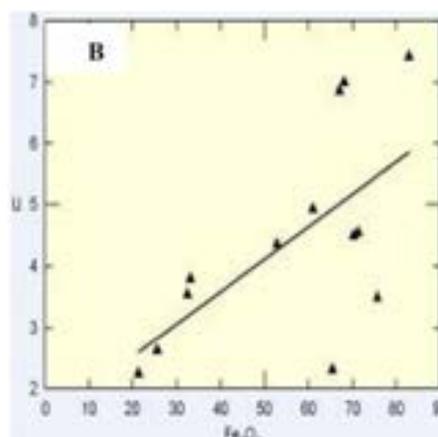
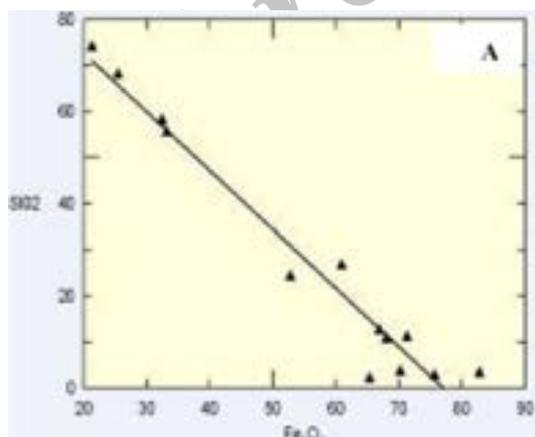
به‌منظور تعیین ارتباط اکسیدهای اصلی (جدول ۳) و عناصر فرعی با عنصر آهن در کانسارهای مورد مطالعه، به بررسی روند تغییرات آن‌ها نسبت به عنصر آهن پرداخته شد، که از مشخص‌ترین این تغییرات می‌توان به همبستگی منفی اکسید آهن و سیلیس و همبستگی مثبت اورانیوم و اکسید آهن اشاره کرد (شکل ۱۴). ضریب همبستگی به روش اسپیرمن (Spearman rank correlation) محاسبه شد (آسیابانها، ۱۳۸۶). که مقدار این ضریب،  $+0/۶۵$  و بین  $-0/۸۵$  بین اکسید آهن و سیلیس، و  $+0/۶۵$  بین اکسید آهن و اورانیوم است.



شکل ۱۳- نمایش طیف پراش پرتو ایکس در سه حالت مختلف به همراه نمایش فاصله بنیادی در هر حالت به آنگستروم

جدول ۳- نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی در کانسنگ کانسار ایله

sample No.	I-17	I-34	I-42	I-43	I-2	I-4	I-5	I-7	I-8	I-15	I-18	I-04
SiO <sub>2</sub>	24.2	55.4	3.62	2.07	11.05	10.7	68	58	74	26.6	2.74	12.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.45	0.54	0.06	0.07	0.26	0.66	0.35	0.64	0.14	0.29	0.12	0.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	52.8	33.1	70.2	65.3	71.2	68	25.5	32.4	21.3	60.9	75.6	66.9
CaO	5.95	0.98	8.95	13.85	3.03	3.82	0.61	1.5	0.14	1.72	3.61	3.5
MgO	0.06	0.29	0.27	0.18	0.05	0.22	0.06	0.2	0.04	0.05	0.06	0.024
Na <sub>2</sub> O	0.11	0.22	0.02	0.04	0.09	0.04	0.05	0.49	0.06	0.02	0.03	0.14
K <sub>2</sub> O	0.16	0.19	0.03	0.05	0.05	0.26	0.1	0.18	0.05	0.11	0.08	0.28
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.005	0.005	0.02	0.06	0.02	0.04	0.01	0.02	0.01	0.04
MnO	2.02	2.91	2.23	2.44	2.01	3.47	0.41	0.18	1.1	1.78	3.63	3.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.09	0.005	0.2	0.13	0.25	0.06	0.1	0.01	0.28	0.13	0.29



شکل ۱۴- روند تغییرات Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub> (A) و تغییرات Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در مقابل U (B)

میدان بالا مانند Nb, Zr, Th and Ta و کاتیون غیر متحرک Ti تهی‌شدگی شدیدی نشان می‌دهد و این یکی از ویژگی‌های کانسارهای گرمابی است. غنی‌شدگی ۱۰۰ برابر U نسبت به پوسته زیرین از نکات در خور توجه است. مطالعات نشان داده است، اورانیوم قابلیت حل شدن فراوانی در سیالات در تعادل با هماتیت را دارد (Komninou and Sverjensky, 1996) و به همین علت در پهنه اکسیدی بیش‌ترین فراوانی را داراست.

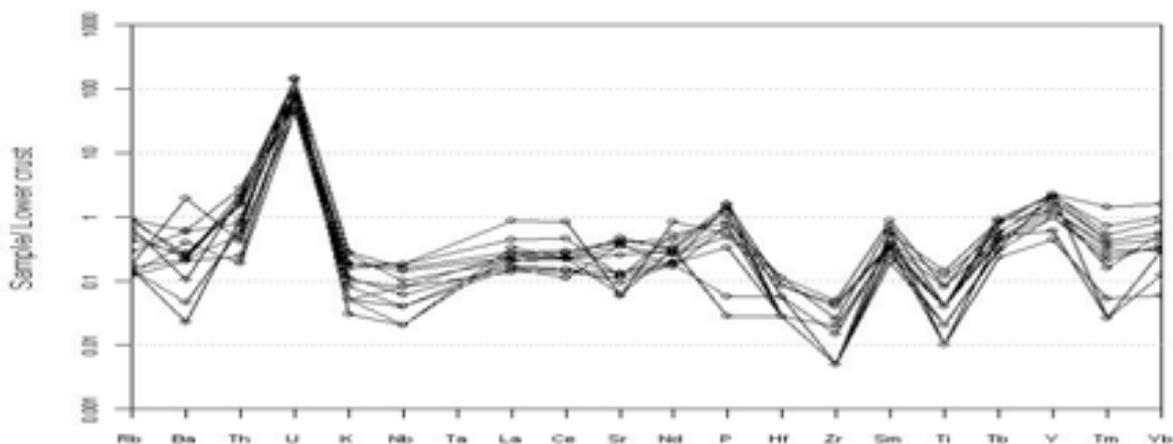
در شکل ۱۶ مقادیر عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده نسبت به ترکیب این عناصر در کندریت، در کنار مقایسه با یک نمونه از کانسنگ آنومالی شمالی (بافق)، ترسیم شده است. به‌طور نسبی، عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) غنی‌شدگی شدیدتری نشان می‌دهند. در این نمودار، غنی‌شدگی عنصر Eu در تمامی نمونه‌های کانسنگ ایله (به غیر از نمونه آنومالی شمالی) آشکارا دیده می‌شود.

کانسارهایی که توسط سامانه‌های گرمابی تشکیل می‌شوند دارای ترکیباتی از عناصر کمیاب بوده، که منعکس‌کننده شرایط حمل و ته‌نشینی توسط محلول‌های گرمابی هستند. نشانه‌های چنین عناصر کمیابی شامل مقادیر پایین کاتیون‌های غیر متحرک و با قدرت میدان بالا (Nb, Ta, REE and Zr)، کاتیون‌های غیر متحرک (Ni, V and Ti)، مقادیر نسبتاً بالا از عناصر آلکالی (Cs, K, Rb and Na) و عناصری که به آسانی قابل حمل هستند (Cu, Pb, Zn, Si, Ca, Mn and Mg) است (Naslund et al., 2000).

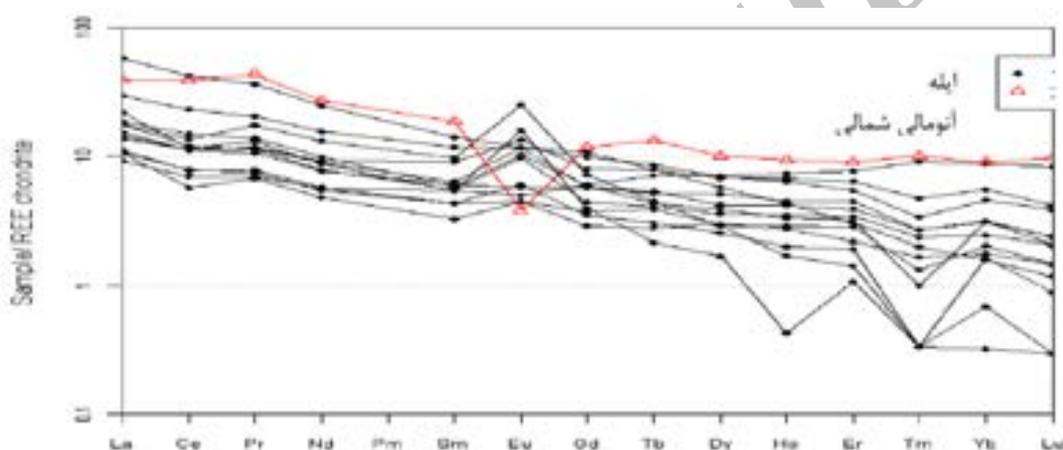
نتایج آنالیز عناصر نادر خاکی و فرعی در کانسنگ کانسار ایله در جدول ۴ آمده است. برای مقایسه بعضی از عناصر یاد شده، نمونه‌های ماده معدنی نسبت به پوسته زیرین (محل تولید ماگمای گرانیته) به‌هنگار شد که در شکل ۱۵ آمده است. بر اساس این نمودار، کانسنگ آهن ایله به‌طور مشخصی از عناصر غیر متحرک و با قدرت

جدول ۴ - نتایج آنالیز عناصر نادر خاکی و فرعی در کانسنگ کانسار ایله

sample	I-17	I-34	I-42	I-43	I-2	I-4	I-5	I-7	I-8	I-15	I-18	I-04
Ba	453	169.5	152.5	303	17.3	204	198	77.4	167	443	1505	170
Ce	20.1	9.6	10	11.8	10.4	9.8	6	36.7	6.8	6.6	4.9	12.9
Co	3.8	4.9	0.25	0.9	0.25	0.7	21.7	37.4	2.4	2.6	1.5	0.25
Cr	5	100	5	5	5	5	170	130	90	5	5	5
Cu	937	44	39	9	9	138	213	581	133	300	640	76
Dy	2.38	1.74	0.58	0.98	1.21	1.42	2.4	2.32	0.86	1	1.01	1.32
Er	1.21	0.99	0.24	0.32	0.76	0.87	1.72	1.43	0.43	0.49	0.63	0.71
Eu	0.89	0.44	1.22	1.94	0.75	0.89	0.38	0.9	0.46	0.34	0.34	0.79
Gd	2.74	1.56	1.08	1.98	1.21	1.59	1.64	2.96	0.96	1.03	0.79	1.63
Hf	0.4	0.3	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.4	0.2	0.1	0.1	0.3
Ho	0.44	0.31	0.03	0.12	0.24	0.29	0.51	0.47	0.14	0.19	0.2	0.23
La	9.8	5.1	7.2	5.8	5.8	4.7	3	19	3.5	3.7	3.5	6.1
Lu	0.13	0.08	0.005	0.005	0.07	0.08	0.28	0.14	0.03	0.05	0.05	0.07
Nb	0.9	0.7	0.1	0.1	0.4	0.5	0.4	0.9	0.2	0.3	0.2	0.8
Nd	9.8	4.8	5.5	8.3	4.9	5.6	3.5	16	3.4	3.6	3	6.2
Ni	2.5	15	2.5	2.5	2.5	2.5	45	55	11	2.5	2.5	2.5
Pr	2.29	1.18	1.46	1.95	1.28	1.3	0.77	4.07	0.83	0.87	0.75	1.55
Rb	10	5.9	1.3	1.4	1.7	9.1	4.7	7.4	1.8	3.2	2	10
Sm	2.38	1.21	1.09	1.97	1.11	1.29	1.1	2.84	0.87	0.87	0.65	1.18
Sr	67.5	193	145	224	71.6	271	63.4	33.5	53	75.4	208	244
Tb	0.4	0.24	0.1	0.21	0.19	0.25	0.33	0.37	0.14	0.18	0.13	0.2
Th	1.18	0.78	0.1	0.08	0.4	0.68	0.65	0.84	0.22	0.34	0.17	0.98
Tm	0.1	0.08	0.01	0.005	0.07	0.08	0.27	0.14	0.005	0.05	0.04	0.03
U	4.35	3.8	4.49	2.31	4.54	7	2.62	3.54	2.24	4.92	3.49	6.86
V	36	42	7	31	8	35	26	100	17	36	15	21
Y	15.9	13.5	3.1	4.3	8.7	12	15.6	14.8	15.9	7	7.1	10.3
Yb	1	0.67	0.07	0.15	0.53	0.68	1.92	1.2	0.36	0.39	0.45	0.67
Zr	5	9	1	1	1	3	4	10	1	1	1	8



شکل ۱۵- نمودار چند عنصری در کلسنگ هماتیته ایله؛ به‌هنجار شده نسبت به پوسته زیرین (Taylor and McLennan, 1981)



شکل ۱۶- نمودار عنکبوتی عنصر نادر خاکی در ماده معدنی به‌هنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)

بیش از ۲۵۰ درجه سانتیگراد است و یا کاهش شرایط گرمایی به هنگام آمیختگی سیالات با دو منشأ مختلف را نشان می‌دهد.

#### بحث

مطالعات آزمایشگاهی نشان داده که Fe در محلول‌های گرمایی غنی از Cl به‌صورت مجموعه  $FeCl_2$  و در محلول‌های گرمایی فقیر از Cl به‌صورت مجموعه‌های Fe-OH در می‌آید (Chou and Eugester, 1977). مطالعات انجام شده بر روی سیالات درگیر نشان داده است که تغییرات دمایی و تغییرات شیمیایی نشأت گرفته از اختلاط محلول‌ها، مهم‌ترین عوامل مؤثر در

میزان غلظت عنصر Eu در انواع کانسارهای آهن کاملاً متفاوت است. اغلب کانسارهای آهن ماگمایی نظیر کایرونای سوئد و آنومالی شمالی (بافق)، دارای آنومالی منفی Eu هستند، در حالی که سیالات گرمایی زیر دریایی، نسبت به این عنصر غنی‌شدگی نشان می‌دهند (Lottermoser, 1992). برای مثال، رسوبات گرمایی گرین‌سی‌مونت (Green Seamount) واقع در شرق اقیانوس اطلس، غنی‌شدگی شدیدی از عنصر Eu که نشان‌دهنده منشأ گرمایی الگوی انتشار REE است را نشان می‌دهند.

Sverjensky (۱۹۸۴) در مورد افزایش شدید Eu، معتقد است که غنی‌شدگی Eu یا منعکس‌کننده دمای

سنگ‌های نفوذی دارند (مانند لایتین کریک). رخنمون سنگ‌های نفوذی هم‌زمان در محل همیشه ظهور ندارند اما اطلاعات ژئوفیزیکی دلالت بر حضور توده‌های مدفون شده دارند. سیالات، در این نوع کانسارها، دارای شوری و دمای متوسط تا بالا، تحت گرمای ماگماتیسم به چرخش در آمده‌اند. داده‌های ایزوتوپی نشان می‌دهند که در این نوع کانسارها، سیال و گوگرد از یک منبع ماگمایی مشتق شده‌اند.

سامانه‌های دورگه، دارای ارتباط فضایی و یا زمانی با سنگ‌های نفوذی هستند. معمولاً سیالات با گردش در اطراف توده ماگمایی وابسته گرم می‌شوند. داده‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی نشان می‌دهد که سیالات غیرماگمایی نیز همانند سیالات ماگمایی می‌توانند وارد این سامانه شوند و هر کدام به تنهایی و یا با هم می‌توانند منبع فلز یا گوگرد باشند. سامانه‌های غیر ماگمایی دارای ارتباط زمانی با سنگ‌های نفوذی نیستند اما ممکن است یک ارتباط مکانی با این سنگ‌ها داشته باشند. این گروه دارای ویژگی‌هایی مشابه با کانسارهای مس با سنگ میزبان رسوبی هستند. منبع فلز در این گروه ناشناخته است اما ممکن است سنگ‌های دیواره باشد. Williams و همکاران (۲۰۰۵)، داشتن چند شرط اصلی برای یک کانسار که آن را در گروه کانسارهای گرمابی قرار دهد را به صورت زیر بیان می‌کنند:

الف) داشتن حالت (Style) گرمابی برای ماده معدنی

ب) مقدار فراوان هماتیت و یا مگنتیت

ج) حضور مس همراه یا بدون طلا

د) نداشتن وابستگی آشکار مکانی مانند پورفیری‌ها و

اسکارن‌ها با سنگ‌های آذرین

ه) تیتانیوم کم (کمتر از ۲ درصد)

Williams و همکاران (۲۰۰۵)، کانی‌سازی در سنگ‌های رسوبی کربنات‌دار دگرگون شده (که به‌طور وسیع در شمال اسکاندیناوی، کلانکاری و راجاستان هند) به وقوع پیوسته است را به‌عنوان کانی‌سازی

نهشت ماده معدنی از سیالات کانه‌دار بوده‌اند. تأثیر درجه حرارت، عمدتاً از طریق سرد شدن سیالات در ته‌نشینی مواد معدنی دارای اهمیت است. سرد شدن محلول‌ها سبب تفکیک مجموعه  $FeCl_2$  می‌شود:



سنگ‌های در بر گیرنده از کانی‌های کربناتی تشکیل شده‌اند و در اثر عمل آبکافت، این کانی‌ها با محلول‌های اسیدی واکنش داده و  $H^+$  مصرف می‌کنند و به این ترتیب باعث افزایش pH می‌شوند. در اثر عمل آبکافت مقدار زیادی  $Ca^{+2}$  وارد محلول شده و افزایش این کاتیون‌ها موجب رخداد پیوند یونی با Cl و در نتیجه، کاهش فعالیت Cl می‌شود. کاهش فعالیت کلر باعث بی‌ثبات شدن مجموعه‌های  $FeCl_2$  شده و در نهایت، آهن ته‌نشین می‌شود. بخش عمده آهن در فعالیت زیاد اکسیژن، کم گوگرد و در محدوده پایداری هماتیت ته‌نشین شده است. Chou و Eugester (۱۹۷۷) اشاره می‌کنند که در سامانه‌های گرمابی که با اجزای اکسید کننده مانند هماتیت مشخص می‌شوند، فلزات به‌صورت مجموعه‌های کلریدی حمل و سپس در pH خنثی نهشته می‌شوند.

به‌طور کلی، کانسارهای نوع آهن گرمابی، طیف گسترده‌ای را تشکیل می‌دهند. سیالات، متنوع و محتوی گوگرد معمولاً کم و فوگاسیته اکسیژن متغیر است. پاراژنز کانی‌ها، ایزوتوپ‌های پایدار و سیالات درگیر، دمای ۲۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد را برای تشکیل کانسارهای آهن گرمابی پیشنهاد می‌کنند (Williams et al., 2005). هنوز تقسیم‌بندی کاملی برای این نوع کانسارهای آهن ارائه نشده است. Hunt و همکاران (۲۰۰۷) آن‌ها را به سه دسته ماگمایی، غیر ماگمایی و دورگه (ماگمایی + غیرماگمایی) تقسیم‌بندی کردند (شکل ۱۷). در این تقسیم‌بندی، کانسارهای عضو پایانی ماگمایی، رابطه فضایی و مکانی مستقیمی با

(2005, *al.* عبارتند از:

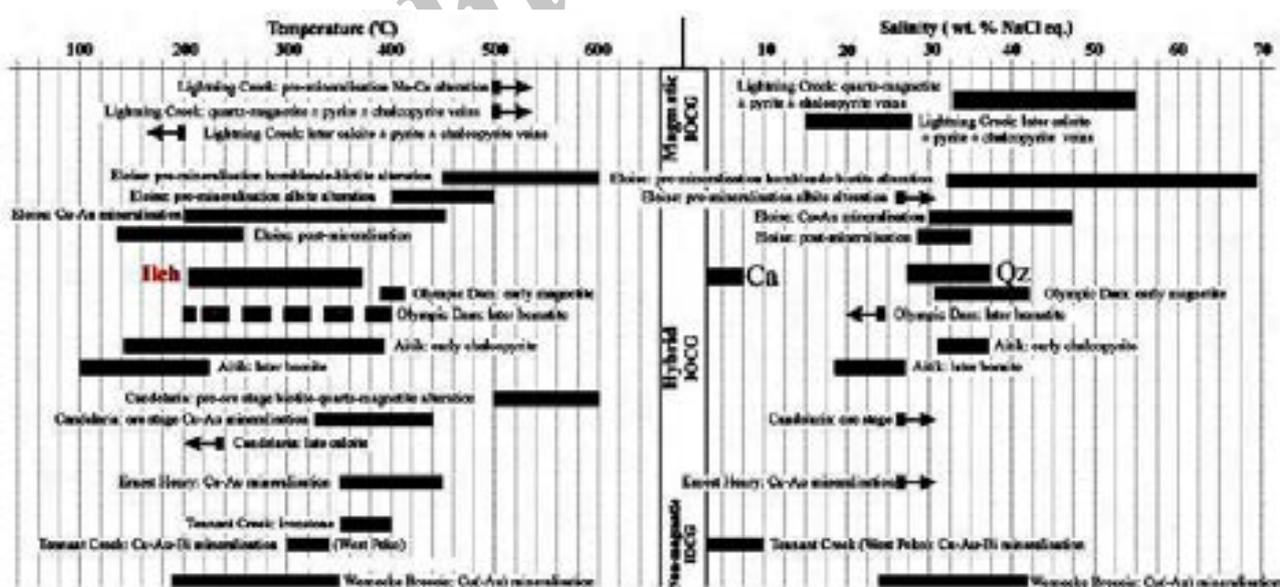
حضور میان بارهای سیال شور حاوی کلریدهای آهن ( $FeCl_2$ ) و باریتم که نشان دهنده پاراژنز کانی‌های اکسیده و غلظت بسیار پایین گوگرد در سیال کانه‌ساز، منطقه‌بندی در پیریت ( $Co$ ,  $Ni$  and  $As$ )، فلدسپار پتاسیک و حضور باریت است.

Haynes و همکاران (۱۹۹۵) پیشنهاد کردند که نهشته شدن ماده معدنی در المپیک دم که با پاراژنز غالب هماتیت و دگرسانی کانی‌های ورقه‌ای مشخص است، نشأت گرفته از مخلوط شدن حداقل دو سیال است: یکی با دمای بالاتر، شورتر، دارای منشأ عمیق ماگمایی یا جوی چرخیده در عمق زیاد و دیگری، سیال جوی و اکسیده. یکی از این شواهد در المپیک، شوری متفاوت در سیالات درگیر است. به هر حال، کانسارهای هماتیت-سریسیت-کلریت، مانند المپیک دم و پرومینیت هیل (در استرالیا) در سامانه‌های گرمابی تشکیل می‌شوند که در تعادل با مقدار زیادی آب‌های جوی هستند (Williams *et al.*, 2005).

تحت کنترل سنگ دیواره بیان می‌کنند. آن‌ها به نقش تخریب گرافیت در سنگ‌های کربناته و واکنش‌های اکسایش-کاهش میان گرافیت و سیال و نقش آن در نهشت سولفیدها اشاره می‌کنند. در مواردی، حضور قبلی کانی‌هایی مانند پیریت و پیروتیت در سنگ دیواره، ممکن است در نهشت سولفیدها سهیم باشند (Williams *et al.*, 2005). در بعضی موارد، کمبود کانی‌سازی مس ممکن است منعکس کننده کمبود گوگرد احيایی نسبت به مس موجود و در دسترس باشد (Pollard, 2006).

البته این نوع از کانسارها، کمتر تحت غنی‌سازی سوپرژن نسبت به سایر نهشته‌های سولفیدی مس، پورفیری‌ها و ماسیو سولفیدها قرار می‌گیرند (Davidson *et al.*, 2007).

حتی در کانسارهایی که شواهد ایزوتوپ‌های پایدار کربن، اکسیژن و گوگرد (ارنست هنری، کاندلاریا)، نشان از دخالت مستقیم سیالات ماگمایی در تشکیل آن‌ها دارد، شواهد محکمی از نقش اختلاط در نهشت این نوع از کانسارها در دست است. این شواهد بر اساس نظر محققین (Barton and Johnson, 1996; Williams *et al.*



شکل ۱۷- دما و شوری برای تعدادی کانسار Fe-Oxide منتخب به همراه نمایش نمونه‌های کانسار ایله و قرار گرفتن آن‌ها در محدوده هیبرید، با تغییرات از (Hunt *et al.*, 2007).

## نتیجه‌گیری

دو مدل برای تشکیل کانسارهای اکسید آهن توده‌ای ارائه شده است:

الف) تبلور کانی‌های اکسید آهن از یک ماگمای امتزاج‌ناپذیر (Immiscible)

ب) نهشت کانی‌های اکسید آهن از یک محلول گرمابی غنی از آهن

میزان تیتانیم این ذخیره بسیار پایین است (۰/۰۲ درصد وزنی). وابستگی آشکار مکانی نیز بین گرانیتهای منطقه و مکان کانی‌سازی وجود ندارد، با وجود این‌که، گرانیتهای اطراف روستاهای شیزن و پشته رخنمون دارند، محل کانی‌سازی در اطراف روستای ایله است. تمامی کانسار، از هماتیت توده‌ای اولیه همراه با دگرسانی فراگیر تشکیل شده است. به نظر می‌رسد، نبود کانی‌سازی مس به همان دلایلی باشد که در بالا به آن‌ها اشاره شد. البته در نمونه‌های سطحی اثرات زیادی از کانی‌مالاکیت دیده می‌شود. این کانی تحت تأثیر محلول‌های مس‌دار تشکیل می‌شود، احتمالاً نبود کانی‌سازی مس گسترده، به‌علت در دسترس نبودن گوگرد بوده است.

منشأ فلز در کانسار ایله به‌علت حضور هماتیت در بخشی از سیالات درگیر، به احتمال زیاد، توده‌های گرانیتهی نهفته شده در زیر است و اختلاط به‌عنوان مهم‌ترین ساز و کار نهشت کانسار معرفی می‌شود. در بخش مطالعه سیالات درگیر کانسار ایله با توجه به

دمای یوتکتیک به‌دست آمده، حضور کلرید آهن و شوری متفاوت مشخص شده است.

در نهایت، بر اساس تقسیم‌بندی کلی کانسارهای اکسید آهن گرمابی که توسط Hunt و همکاران (۲۰۰۷) و با توجه به مطالعات ایزوتوپی، سیالات درگیر، زمین‌شیمی، ساخت و بافت ارائه شده است، کانسار ایله جزئی از سامانه‌های دورگه‌ای می‌تواند باشد که در آن، سیالات جوی در خور توجهی وارد سیالات ماگمایی که از گرانیته (با سرشت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا، مربوط به حاشیه فعال قاره‌ای، نوع A، سری مگنتیتی و پیرآلومین) نهفته در زیر نشأت گرفته‌اند، شده و پس از پدیده اختلاط، باعث نهشت ماده معدنی در شرایط فعالیت زیاد اکسیژن، فعالیت کم گوگرد و محدوده پایداری هماتیت شده است. اثر دیگر مهم این پدیده، وجود دگرسانی سربیسیت - کلریت - آرژیلیک است.

## سپاسگزاری

نویسندگان، مراتب تشکر و قدردانی خود را از آقایان دکتر احمد خاگرد، دکتر داوودیان، دکتر مسعودی، دکتر ویلیامز (دانشگاه جیمز کوک)، دکتر دیویدسون (دانشگاه تاسمانیا)، دکتر هانت از سازمان زمین‌شناسی کانادا و نیز مدیریت شرکت نگین معادن که با تقبل هزینه‌ها، کمک فراوانی در به سرانجام رسیدن این پژوهش نمودند، ابراز می‌نمایند.

## منابع

- آسیابانها، ع. (۱۳۸۶) راهنمای ترسیم و تفسیر نمودارهای پترولوژی و ژئوشیمی. انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، قزوین.
- شپرد، تی. جی.، رنکین، ای. اچ.، آلدرتون، دی. اچ. (۱۳۸۶) راهنمای عملی برای مطالعات سیالات درگیر. ترجمه وارطان، س. انتشارات دانیال، تبریز.
- کریم‌پور، م. ح.، سعادت، س. و ملک‌زاده، آ. (۱۳۸۲) شناسایی و معرفی کانی‌سازی نوع Fe-Oxides Cu-Au مرتبط با کمرند و لکانیکی - پلوتونیکی خواف - بردسکن، مجموعه مقالات بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

نبوی، م. ح. (۱۳۵۵) دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

- Barton, M. D. and Johnson, D. A. (1996) Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide (REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology* 24: 259-262.
- Borisenko, I. K. (1977) Study of the salt composition of solution in gas-liquid inclusion in mineral by crymetric method. *Soviet Geology* 18: 11-19.
- Borrok, D. M. and Kelsner, S. (1998) The Vergenoeg magnetite-fluorite deposit, South Africa: support for a hydrothermal model for massive iron oxide deposits. *Economic Geology* 93: 564-586.
- Chou, I. M. and Eugester, H. P. (1977) Solubility of magnetite in super critical chloride solution. *American Journal of Science* 277: 1296-1314.
- Davidson, G. J., Paterson, H., Meffre, S. and Berry, R. F. (2007) Characteristics and origin of the Oak Dam East Breccia-Hosted, iron oxide Cu-U-(Au) deposit, Olympic Dam region, Gawler Craton, South Australia. *Economic Geology* 102: 1471-1498.
- Freeman, C. (2004) Man Ni-Cu-Au-PGE project. Delta River Mining district, Central Alaska. Internal Report to Nevada Star Resource Corporation, Canada.
- Haxel, G. B. (2005) Ultrapotassic mafic dikes and rare earth element- and barium-rich carbonatite at Mountain Pass, Mojave Desert, Southern California: Summary and field trip localities. USGS Open-File Report 56: 1219-2005.
- Haynes, D. W., Cross, K. C. and Bills, R. T. (1995) Olympic Dam ore genesis: A fluid-mixing model. *Economic Geology* 90: 281-307.
- Hitzman, M. W. (2000) Iron oxide-Cu-Au deposits: What, where, when, and why? In: Porter, T. M. (Ed.): Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits, a global perspective: Mineral Foundation, Adelaide, Australia.
- Hunt, J. A., Barker, T. and Thorkelson, D. J. (2007) A review of iron oxide copper gold deposition white focus on the Werneck Breccia, Yukon, Canada, as an example of a non-magmatic end member and implication for IOCG genesis and classification. *Exploration Mining Geology* 16(3-4): 209-230.
- Irvine, T. N. and Baragar, R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Contribution Journal Earth Science* 8: 523-548.
- Komninou, A. and Sverjensky, D. A. (1996) Geochemical modeling of the formation of an unconformity-type uranium deposit. *Economic Geology* 91: 590-606.
- Lehmann, B. (1990) Metallogeny of tin: Lecture notes in earth sciences. Springer, Berlin.
- Lijuan, W., Shimiazaki, H., Jingbin, W. and Yowang, W. (2001) Ore-forming fluid and metallization of the Huanggangliang skarn Fe-Sn deposit, Inner Mongolia. *Science in China (Series D)* 44(8): 50-67.
- Lottermoser, B. G. (1992) Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews* 7: 25-41.
- Middlemost, E. A. K. (1985) Magma and magmatic rock. Longman, London.
- Naden, J. (1996) Calcic Brine 1.5: A Microsoft Exe 5.0 add-in for calculating salinity from micro thermometric data in the system NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: in PACROFI VI. Madison Wisconsin.
- Nakamura, H. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 754-775.
- Naslund, H. R., Aguirre, R., Dobbs, F. M., Henriquez, F. J. and Nystrom, J. O. (2000) The origin, emplacement, and eruption of ore magmas. IX Geological Congress, Actas, Chile.
- Newberry, R. J., Burns, L. E., Swanson, S. E. and Smith, T. E. (1990) Comparative petrologic evolution of

- the Sn and W granites of the Fairbanks-Circle area, Interior Alaska. *Geological Society of America* 246: 121-142.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineral and Petrology* 58: 63-81.
- Pollard, P. J. (2006) An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide-copper-gold (IOCG) provinces. *Mineral Deposita* 41: 179-187.
- Robb, L. (2004) *Introduction to ore forming processes*. Blackwell, Oxford.
- Sillitoe, R. H. (1997) Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences* 44: 373-388.
- Sverjensky, D. A. (1984) Europium equilibrium in aqueous solution. *Earth and Planetary Sciences Letters* 67: 70-78.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1981) The composition and evolution of the continental crust: REE evidence from sedimentary rock. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 301: 381-399.
- Ternet, Y. (1978) Khaf 1:100000 sheet map. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Waight, T. E., Weaver, S. D. and Muir, R. J. (1998) The Hohonu Batholith of North Westland, New Zealand: granite composition controlled by source H<sub>2</sub>O contents and generated during tectonic transition. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130: 225-239.
- Wilkinson, J. J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55: 229-272.
- Williams, P. J., Barton, M. D., Johnson, D. A., Fontbote, L., Haller, M., Oliver, O. and Marchik, K. R. (2005) Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution and possible modes of origin. *Economic Geology* 100: 371-405.

## Geochemistry, fluid inclusion studies and origin of Ileh iron deposit, SW of Taibad (Khorasan Razavi)

Siamak Karimi <sup>1\*</sup>, Mehrdad Behzadi <sup>1</sup>, Iraj Rasa <sup>1</sup>, Amir Masoud Ghazvinizadeh <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Negin Maaden Ehia Company, Isfahan, Iran

### Abstract

The Ileh Iron ore deposit is located about 250 km SE of Mashhad and 49 km SW of Taibad (Khorasan Razavi province). The oldest exposed rock unit belong to late Proterozoic and are meta volcano-sedimentary complexes with metamorphic grade of green schist facies. The other outcrops are granites with Upper Eocene age which cut the complex. The granitic bodies are calc-alkaline, high-K, peraluminous to meta aluminous, and characterized by negative Eu anomaly, the magnetite-series (I-Type) granites, are related to continental-margin subduction zones with the lower crust source. The homogenization temperatures (Th) obtained from fluid inclusions in calcite and quartz ranges from 200-385 °C with mode of 300-320 °C. Two salinity ranges of 4-6 and 28-38 NaCl eq. Wt% are observed in quartz and calcite, respectively, implying a possible fluid-mixing event. The occurrence of hematite could be taken as evidence for extremely oxidizing conditions and the possible derivation from a magmatic source during the trapping event. Based on XRD and thin-section studies, the altered rocks around ore deposits show sericitization, chloritization, illitization, kaolinitization, silicification and montmorillonitization are the main alteration types. This study suggests a K-Fe-Mg-Si-Ca composition for the ore-bearing fluids. Further proof for the hydrothermal-origin of the ore-bearing fluids is indicated by the positive Eu anomaly in the respected REE abundance pattern of ore samples.

**Key words:** Hematite, Ileh, Alteration, Fluid mixing, Fluid inclusion

\* m\_behzadi@sbu.ac.ir